

Российская академия наук
Дальневосточное отделение
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной

ДНЮ ВУЛКАНОЛОГА

30 марта - 1 апреля 2015 г.

Петропавловск-Камчатский, 2016

УДК 551.21+552+550.34
Научное издание
Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30 марта - 1 апреля 2015 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. – 260 с.

Главный редактор: академик РАН Е. И. Гордеев;
Заместитель главного редактора: Г. А. Карпов;
Ответственный секретарь: С. Б. Самойленко;
Редакционная коллегия: Н. И. Селивёрстов, И. В. Мелекесцев, С. Н. Рычагов, В. М. Округин, В. Л. Леонов, О. А. Гирина, Я. Д. Муравьёв

ISBN 978-5-902424-15-4

В сборнике представлены материалы ежегодной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, проводимой Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в 2015 г. Освещаются исследования современных проблем вулканологии, сейсмологии, петрологии, геофизики и вулканогенных гидротермальных систем.

На обложке: Вулкан Жупановский, 8 марта 2015 г.
Фото А. Гаврилова

Содержание

Секция I

Современный и четвертичный вулканизм: общие вопросы, петрология, петрохимия, механизмы и прогноз извержений.

Андреев В. И., Самкова Т. Ю., Горбач В. А. 7

Положительный экологический эффект извержений вулканов и некоторых природных и техногенных аналогов обрушений

Волынец А. О., Грибоедова И. Г. 12

Зональность в плагиоклазах Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. в связи с процессами в магматической камере

Гирина О. А., Демянчук Ю. В., Мельников Д. В., Маневич А. Г., Маневич Т. М., Нуждаев А. А., Муравьёв Я. Д. 16

Извержение вулкана Ключевской в 2015 г. и его опасность для авиации

Гирина О. А., Маневич А. Г., Мельников Д. В., Нуждаев А. А., Демянчук Ю. В. 21

Активность вулканов Камчатки в 2014 г.

Гирина О. А. 26

Особенности тектоники Северной группы вулканов Камчатки

Дрознин В. А., Чирков С. А. 32

Особенности дистанционного измерения температуры при изучении вулканических извержений

Дрознин В. А., Чирков С. А. 39

Тепловая мощность парогазовых шлейфов вулкана Жупановский

Жаринов Н. А., Демянчук Ю. В. 46

Вершинные извержения вулкана Ключевской (Камчатка) в 2003–2013 гг.

Жаринов Н. А. 56

Камчатской вулканологической станции 80 лет

Леонов В. Л., Рогозин А. Н., Кляпицкий Е. С. 66

Игнимбриты, заполняющие Верхнеавачинскую кальдеру: сопоставление разрезов

Леонов В. Л., Рогозин А. Н., Кляпицкий Е. С., Рылова С. А., Леонова Т. В. 75

Реконструкция гигантского пирокластического потока, связанного с кальдерой Карымшина, Южная Камчатка

Малик Н. А. 84

Извержение вулкана Кизимен 2010–2013 гг.: результаты исследования водных вытяжек из пеплов, природных вод и постэруптивных газов

Романова И. М., Гирина О. А. 92

Информация KVERT в сети Интернет

Цуканов Н. В. 97

Тектоно-стратиграфические террейны Камчаткой активной окраины: строение, состав и геодинамика

Секция II

Геодинамика зоны перехода океан-континент: геофизические исследования в областях современного и четвертичного вулканизма, природные катастрофы.

Аникин Л. П., Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С., Новикова П. Н., Петрова В. В., Пилипенко О. В., Рашидов В. А., Трусов А. А. 105

Комплексные геолого-геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги в 2014–2015 гг.

Викулин А. В. 113

О природе магматического очага действующего вулкана

Герус А. И., Викулин А. В. 116

Ротационная модель блоковой геосреды: математические аспекты и численные результаты

Гонтовая Л. И., Ермаков В. А., Сенюков С. Л., Назарова З. А. 122
К вопросу о тектономагматической модели вулкана Плоский Толбачик и его ареальных зон

Долгаль А. С., Зарубина Н. В., Иваненко А. Н., Иванов М. В., Новикова П. Н., Михайлик П. Е., Михайлик Е. В., Рашидов В. А. 125
Геолого-геофизические исследования гайота Сет (С-З Пацифика)

Долгая А. А., Викулин А. В., Герус А. И. 132
Моделирование пространственно-временных закономерностей геодинамического процесса методом ИМСиВА

Зубов А. Г., Базанова Л. И., Ананьев В. В., Овсянников А. А., Жидков Г. В. 138
О применении титаномагнетитового метода для определения глубины магматического очага на примере некоторых камчатских вулканов

Копылова Г. Н., Гусева Н. В., Ефстифеева А. С., Болдина С. В. 148
Вариации насыщенности подземных вод вторичными минералами в связи с сильными землетрясениями

Копылова Г. Н., Любушин А. А., Касимова В. А., Таранова Л. Н. 154
Вариации поля низкочастотного сейсмического шума на Камчатке в 2011–2014 гг.

Кугаенко Ю. А., Салтыков В. А., Абкадыров И. Ф., Воропаев П. В., Коновалова А. А. 161
Результаты исследований сейсмичности района Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. по данным временной локальной сети

Кугаенко Ю. А., Салтыков В. А., Титков Н. Н., Воропаев П. В. 170
Фаза пробуждения перед Трещинным Толбачинским извержением 2012–2013 гг. по сейсмическим и GPS данным

Магуськин М. А., Демянчук Ю. В., Титков Н. Н., Магуськин К. М. 176
Движения земной поверхности в зоне трещинных извержений на протяженном южном склоне вулкана Плоский Толбачик и в окрестностях вулкана Ключевской (Камчатка)

Салтыков В. А. 199
Вероятностный прогноз извержений вулкана Безымянный на основе статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09

Серафимова Ю. К. 207
О новом подходе к анализу внутригодового распределения сильных землетрясений

Секция III

Современные гидротермальные системы: геотермия, геохимия, постмагматические процессы. Вулканогенное рудообразование. Новые методы исследования и оборудование.

Аникин Л. П., Чубаров В. М., Ерёмина Т. С., Сидоров Е. Г., Сокоренко А. В., Ананьев В. В., Вергасова Л. П., Дунин-Барковский Р. Л., Карташёва Е. В., Назарова М. А. 214
Акцессорные минералы и новая находка алмазов в базальтах вулкана Плоский Толбачик, Камчатка

Вергасова Л. П., Назарова М. А., Москалёва С. В., Белоусов А. Б., Белоусова М. Г., Филатов С. К. 223
Минералого-вещественный состав продуктов эксгаляционной деятельности лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения в период их становления (2014 г.)

Кирюхин А. В., Поляков А. Ю., Воронин П. О. 232
Новые данные по изотопному составу вод Авачинско-Корякского бассейна

Кирюхин А. В., Федотов С. А., Кирюхин П. А. 235
Геомеханическая интерпретация локальной сейсмичности, предшествовавшей извержению Толбачинского вулкана 27 ноября 2012 г.

Николаева А. Г., Карпов Г. А., Карданова О. Ф. 240
Распределение редкоземельных элементов (La, Ce) и полиметаллов (Cu, Zn, Pb) в глинистых аргиллизитах и минеральных осадков Узон-Гейзерного геотермального района

Округин В. М., Кудаева Ш. С., Москалева С. В., Горностаева Т. А., Карташов П. М., Мохов А. В. 247
Самородное золото в продуктах ТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН

Округин В. М., Малик Н. А., Москалева С. В., Плутахина Е. Ю., Чубаров М. В., Козлов В. В. 253
Новые данные о минералах в продуктах фумарольной деятельности Авачинского вулкана (2013–2014 гг.)

Округин В. М., Яблокова Д. А., Москалёва С. В., Рослый Г. А., Философова Т. М., Чубаров М. В., Зобенько О. А., Округина А. М., Карташёва Е. В., Шишканова К. О. 261
Рудные минералы в осадочных породах Восточной Камчатки

Рычагов С. Н., Сергеева А. В., Чернов М. С., Философова Т. М. 270
Глобули различного состава в толще гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка): к вопросу об источниках фосфора и транспорте металлов

Савельев Д. П., Плечов П. Ю., Философова Т. М. 277
Лимбургит из пикритового комплекса горы Шаромский Мыс (Восточная Камчатка)

Савельев Д. П., Философова Т. М. 283
Благородные металлы и интерметаллиды в сульфидах из меловых пикритов п-ова Камчатский Мыс

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.21

В. И. Андреев[1], Т. Ю. Самкова[1], В. А. Горбач[2]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

[2] *Научно-исследовательский геотехнологический центр*

Положительный экологический эффект извержений вулканов и некоторых природных и техногенных аналогов обрушений

Горячие лавы, раскалённые обломки пирокластики и вулканические газы выделяющиеся из вулканитов оставляют безжизненную пустыню на месте зелёных лесов и лугов. Раскопки в Геркуланум и Помпеях показали, что вулканические газы вызвали гибель населявших эти города людей и животных.

Выходы вулканических газов периодически вызывают гибель животных от мышей до медведей в «Долине Смерти», расположенной, как и «Долина Гейзеров» у подножия действующего вулкана Кихпиныч (Камчатка). С вулканическими газами связана гибель населения и домашних животных в Центральной Африке в окрестностях озера вулканического происхождения Ниас в 80-х годах XX столетия [5].

Рассмотрим ряд крупных вулканических событий Камчатки. Катастрофическое извержение вулкана Безымянного (30 марта 1956 г.), существенно изменило рельеф вулкана и его окрестностей, сопровождалось лахаром, прошедшим по долинам рек Сухая и Большая Хапица более 50 км, влившимся в самую большую реку полуострова Камчатку с расходом в устьевой части более 200 $м^3/с$ и достигшим поселка Усть-Камчатск, где в течение месяца после этого вода была непригодна для питья [5].

Толбачинское извержение 1975–76 гг. извергло более 2,0 куб. км лавы и пирокластики. Несмотря на сравнительно невысокую интенсивность извержения пирокластики и относительно небольшую долю в ней вулканического пепла, растительность была полностью уничтожена на территории более 400 $км^2$ что в 20 раз больше площади излившихся лавовых потоков.

Гибель растительности была не одновременной и зависела от видов растений и вулканического воздействия. Так, в ближайших окрестностях Южного прорыва на расстоянии в 3–5 км от конуса и 1–2 км от лавовых потоков последовательность гибели растений была следующей: травянистые растения, ель, берёза, лиственница, кедровый стланик.

Отмечался падёж оленей, выпасаемых за 20 – 30 км от места извержения зимой 1975–76 гг. Гибель «домашних» оленей, очевидно, была вызвана попаданием в пищу вулканического пепла, мощность отложений которого в местах выпаса была в пределах 1 см, хотя в некоторых местах могла быть значительно больше. Вероятно, кроме вредных для животных агрессивных растворимых соединений, преимущественно сернистых и хлорных, окклюдированных на вулканитах, пепловые частицы оказывали абразивное воздействие на пищеварительные органы оленей. При этом отмечались редкие следы одиночных или небольших групп оленей, обходивших свежие лавовые потоки в непосредственной близости от извержения. Видимо, это были дикие олени, и защитный инстинкт, выводивший их из зоны извержения, сохранял оленей надежнее, чем пастухи-оленеводы. Весной 1976 г. неоднократно встречались в ближайших окрестностях извержения тушки зайцев и белых куропаток. Реже встречались погибшие чайки и вороны, привлеченные, видимо, восходящими потоками теплого воздуха и газами, на которых эти птицы «катались» [5].

Извержение кратера Токарева, случившееся в Карымском озере 1–2 января 1996 г., погубило немного скудной растительности на берегах озера, и существенно изменило тепловой режим, растопив лёд мощностью не менее 1 метра на поверхности площадью порядка 20 $км^2$ и нагрев порядка 105 $м^3$ воды от 0 до 20–30 0С. При этом погибло порядка 1 млн штук ∼100 тонн озёрной нерки кокани, выпущенной в озеро 20 л. н. (в 1975 г.) [4].

Обратим внимание на некоторые положительные стороны вулканической деятельности, ограничиваясь взаимосвязью с состоянием биоты. Спустя 15 лет после катастрофического извержения вулкана Безымянного 30 марта 1956 г. ода численность нерки в озере Азабачьем, подвергшемуся обильному пеплопаду, заметно превысила прежнее (до пеплопада) её количество [13]. Отмечались также явно повышенные урожаи овощей на полях, подвергшихся пеплопадам в 25–30 км от центра катастрофического извержения вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г.

В результате извержения кратера Токарева, случившегося в Карымском озере 1–2 января 1996 г.

на юго-восточном побережье озера Карымское, сформировался вулканогенный элемент рельефа (полуостров Новогодний). Вулканические пеплы полуострова имеют слабо кислую — близкую к нейтральной реакцию среды (pH 5,4–6,8). Содержание гумуса, принесенного поверхностными водами с прилегающего склона низкое — 0,22–0,61%. В 2005 г., спустя 9 лет после извержения, на территории полуострова отмечалось слабое заселение пионерной растительностью. Максимальное заселение наблюдалось на участках с близким залеганием грунтовых вод: холодных слабо минерализованных на конусе выноса руч. Безымянный в западной части полуострова и минеральных термальных в районе руч. Горячий на северной окраине полуострова. На прогретых почвах в районе р. Горячий встречались фимбристилис охотский, полевица шероховатая, сушеница топяная, пальчатокоренник остистый, ирис щетинистый, бодяк камчатский, крестовник коноплелистный, герань волосистоцветковая, полынь, шеломайник, волжанка двудомная, сурепка пряморогая и др.

К зонам первоочередного заселения относятся также пролювиальные конуса выноса временных водотоков, размывающих склон прилегающей к полуострову возвышенности. Большая часть вновь образованного элемента рельефа представляет собой вулканогенную пустыню с редкими единичными пионерными растениями.

Небольшой вклад в биологическую продуктивность вулканического ландшафта вносят — биофилы, поступающие со свежим растительным опадом. Возможно, определённую роль играют компоненты, поставляемые грунтовыми, поверхностными водами и осадками из атмосферы. Пеплы, регулярно поступающие на поверхность в результате продолжающихся извержений вулкана Карымский, являются здесь превалирующим фактором, влияющим на формирование всех компонентов природной среды [4, 5].

Безусловно, повышение биопродуктивности после вулканических извержений связано с привносом дополнительных элементов питания минерального происхождения. Ещё в середине прошлого столетия специальные исследования вулканических пеплов Камчатки обнаружили высокие содержания водорастворимых форм катионов и анионов, заимствованных из газовой фазы. [8] Есть множество различных свидетельств о связанных с этим благоприятных свойствах свежего пирокластического вещества, как источника дополнительного минерального питания для живого (биоты). Есть мнение, что в ордовикский период палеозойской эры на первичном этапе освоения суши низшими растениями, до образования палеопочв, роль питающего субстрата для живого играли вулканические пеплы [3, 11, 12, 14].

О высокой биопродуктивности почв, развитых (преимущественно в условиях теплого климата) вблизи действующих вулканов, издавна и широко известно. Во многих странах (Индонезия, Мексика, США (Гавайские острова), Италия, Япония) территории вблизи активных вулканов, несмотря на повышенную опасность от вулканической деятельности, густо заселены именно за счёт высокого плодородия вулканических почв [4, 5].

Наряду с постоянным привносом в почвы окрестностей активных вулканов дополнительных элементов питания минерального происхождения, высокое плодородие вулканических почв (преимущественно в тёплых странах) обязано специфическому процессу преобразования (выветривания) вулканических пеплов при вулканическом почвообразовании. В результате последнего происходит интенсивное освобождение аморфных форм Al, Fe и Si и образование специфических глинистых минералов (главным образом аллофанов), способствующих накоплению гумуса [4, 14].

На Камчатке постоянное влияние современного вулканизма испытывают почвы вблизи активных вулканов северной группы (Толбачик, Ключевской, Шивелуч, Безымянный). Исследования в окрестностях этих вулканов, показали, что в почвах наблюдаются превышение содержаний большого спектра химических элементов относительно регионального фона, т. е. в сравнении с почвами, сформированными в сходных природно-климатических условиях на удалении от активных вулканических центров. Для валовых (общих) содержаний элементов эти превышения составляют в среднем 1,5 раз, для концентраций их подвижных (доступных для растений) форм 2,5 раз [11].

В районе пеплопадов зимнего Трещинного Толбачинского извержения имени 50-летия ИВиС ДВО РАН, произошедшего в ноябре 2012 г., и летнего извержения вулкана Шивелуч (июнь 2013 г.) в условиях камчатского холодного гумидного климата изменения геохимического состава почв после поступления в них вулканических пеплов зависят от петрохимического состава продуктов извержений, способа и форм поступления химических элементов в почвы и метеорологических условий пеплопадов. Подавляющая часть подвижных форм элементов (90–95%) поступают в почвы при пеплопадах в газо — и водорастворённой формах непосредственно из дисперсионной среды вулканического аэрозоля.

Факт поступления ряда элементов при извержении преимущественно с вулканическим аэрозолем подтверждён исследованиями, проведёнными с помощью самолёта-лаборатории в сентябре 1975 г. при извержении Северного прорыва Толбачинского извержения. На удалении 50 и 100 км от центра извержения на высоте 4000 м были установлены концентрации аэрозоля (CO_2, SO_2 и пр.) 5–2 мг/м^3, на несколько порядков превышающие фоновые значения [1].

Несмотря на совершенно очевидную постоянную опасность извержений люди с давних пор селились

в непосредственной близости от действующих вулканов, как в субтропических, так и в субполярных районах. Можно упомянуть Италию, Индонезию. На Камчатке наиболее древняя известная на Северо-Востоке нашей страны стоянка Ушковская, возраст которой 16 тыс. лет, расположена вблизи от Ключевской группы вулканов и на протяжении жизни многих поколений древних её обитателей, очевидно, неоднократно подвергалась более или менее сильным пеплопадам, и, возможно, другим неприятным явлениям, связанным с извержениями вулканов.

Вблизи действующего вулкана Ньирагонго в Африке живут самые крупные из наших ближайших родственников или «меньших братьев» — горные гориллы, описанные Дж. Шаллером, [10].

Вряд ли одно только любопытство, хотя и оно может быть уважительной причиной, побуждало «разумных существ» с древности и до наших дней селиться в местах повышенного риска. Поскольку наиболее разумные, способные быстро адаптироваться существа находятся в конце материально-пищевой цепочки, обеспечивающей их необходимыми для жизни продуктами и материалами, они стремятся туда, где больше необходимых для жизни ресурсов и часто оказываются в окрестностях действующих вулканов.

Вулканы могут не только губить жизнь, но и очень активно способствовать её возрождению, это даже послужило основой для одной из гипотез о возникновении жизни, под влиянием вулканической деятельности, выдвинутой известным писателем-вулканологом Е. К. Мархининым.[14]. Причин высокой продуктивности вулканов несколько. Большая часть вещества извергается в тонкодисперсном состоянии, имеет большую удельную поверхность и потому способна очень быстро усваиваться простейшими организмами, преобразовываться в органическое вещество и совершенствоваться далее (вплоть до млекопитающих). Вулканы извергают большое количество активных воднорастворимых веществ, преимущественно соединений серы, хлора, фтора, часть из которых может сразу включаться в образование питательной среды для растений и животных. Изверженные вулканами вещества, шлаки и пеплы создают макро — и микроструктуру почв, наиболее благоприятную для многих видов растительности. На примере пемз вулкана Шивелуч и шлаков Толбачинского дола прослеживается образование более или менее концентрических по отношению к центрам извержения зон, обладающих хорошей водопроницаемостью и одновременно способных удерживать часть воды в мелких порах и пустотах [2]. Возможно, именно такой режим водного питания оптимален для наиболее ценного камчатского дерева — лиственницы. Микро — и макроструктура вулканических пород может весьма существенно влиять на промерзание пород. Так, у северного подножья Ключевского вулкана нижняя граница многолетнемёрзлых толщ располагается выше 1200 м, а у южного подножия Толбачинских вулканов на расстоянии 30–40 км опускается до 800 м, что, по данным наших исследований, объясняется различной микроструктурой шлаков. В первом случае шлаки массивные имеют сравнительно ровную поверхность и крупные поры, через которые вода свободно просачивается. Во втором случае шлаки имеют ажурную микроструктуру, способны удерживать воду, и это является одним из необходимых условий для образования многолетнемёрзлых пород криолитозоны. [2]. Некоторые типы застывших лавовых потоков, в особенности потоки с волнистой поверхностью, создают благоприятные условия для жизни мелких и средних животных: мышей, сусликов, сурков, использующих природные полости и легко поддающийся землеройным работам материал. Природные полости в лавах широко используют для берлог медведи, поднимающиеся осенью на склоны вулканов. Возможно, такие укрытия использовались и первобытными людьми [5].

Хотя положительный эффект активной вулканической деятельности проявляется значительно медленнее отрицательного, иногда его можно увидеть сравнительно быстро. Так, всего через 2–3 года после катастрофического извержения вулкана Безымянного вслед за увеличением концентрации планктона после сильного пеплопада в нерестовом озере Азабачьем стало резко увеличиваться количество лосося, достигшее максимума через 7–10 лет, то есть за 2–3 поколения нерестящихся и затем вырастающих из икринки до малька лососей. Заметное увеличение заходящего на нерест лосося наблюдалось в крупнейшем нерестовом озере Курильском после извержений и пеплопадов вулканов Алаид и Горелый. Это послужило предпосылкой для фертилизации — искусственного удобрения с самолётов нерестовых озёр, успешно применявшегося на Камчатке с тех пор [5, 13].

Известны также весьма заметные увеличения урожаев картофеля и других сельскохозяйственных культур после пеплопада от извержения вулкана Шивелуч в 1964 г. Особенно заметные изменения ландшафта произошли во время и после Толбачинского извержения. Новый рельеф, образованный изверженными породами, был на большей части площади пологий с плавными очертаниями, поскольку лавовые потоки были преимущественно жидкими и на большей части их распространения заполняли всевозможные понижения и выравнивали рельеф, пирокластика — шлаки и пеплы довершали выравнивание.

Довольно быстро, уже через 4–6 лет на совершенно безжизненных подножиях свежих шлаколавовых конусов появилась пионерная растительность: иван-чай, полярный мак, карликовая ива, камнеломка. На прогретых участках около кратера конуса Южного прорыва через 1–2 года после

извержения появился налет зелёного лишайника. Через восемь лет после окончания извержения в непосредственной близости от Южного прорыва, за 400–600 метров, возродились совершенно засохшие с виду лиственницы. Появились и молодые лиственницы, одна из них выросла у подножия конуса Южного прорыва на шлако-лавовой толще извержения 1975–76 гг.; в 1984 г. её высота достигла 1 метра. В окрестностях Толбачинского извержения, особенно в зоне распространения субщелочных глинозёмистых пород Южного прорыва, в последующие десятилетия начался бурный рост деревьев и кустарников. Среди кустарников широко распространилась малина, раньше встречавшаяся редко вблизи пересыхающих ручьёв, жимолость и шиповник, также встречавшиеся до извержения значительно реже. Местами у влажных подножий вулканических конусов и лавовых потоков появились густые заросли осоки. Из деревьев широко распространился тополь, до извержения встречавшийся лишь в небольших рощах около озёр и холодных водных источников в 7–10 км от места будущего Южного прорыва, и лиственница, занявшая засыпанные шлаком и пеплом участки тундры и кекурника среди старых лавовых потоков, покрытых местами редкой травянистой и кустарниковой растительностью. Следует отметить также большие урожаи ягод: брусники, жимолости, красной смородины в окрестностях Толбачинского извержения 1975–76 гг. и извержения Шивелуча 1964 г.

Освоение района извержения животными началось, видимо, с насекомых, привлечённых поствулканическими новообразованиями и теплом. За насекомыми последовали грызуны, прежде всего мыши и мелкие насекомоядные птицы. Мелкие птицы привлекли мелких ястребов, взявших «семейные наделы» и бдительно охраняющих «свои территории». Возгоны (предположительно, хлориды и сульфаты) привлекли редких в этих краях крупных копытных, которые учуяли эти дары природы и «не прошли мимо» [4, 5].

Таким образом, суммарный результативный эффект вулканических извержений на многие виды растений и животных положителен. Действие положительного эффекта охватывает гораздо большие площади и на много порядков дольше, чем локальное и относительно короткое время действия отрицательного. Приблизительно такая же аналогия возникает при всестороннем рассмотрении селей и лахаров, которые в момент движения могут вызвать крупные разрушения и повлечь гибель людей, как это было, например, в Колумбии в 1985 г., когда небольшое извержение вулкана эл-Руис спровоцировало мощный лахар, прошедший 90 км и уничтоживший крупное селение Армеро. В общих чертах механизм действия селя или лахара сходен с взрывным извержением. Крупный материал остаётся в большинстве своём у подножия склона, где возник лахар или сель, и лишь средний и особенно мелкий, донный подхватывается водными потоками и, благодаря большой удельной поверхности, уносится на большие расстояния — десятки и сотни километров. Отлагаясь на сравнительно больших площадях, этот донный материал быстро осваивается растительностью, как и пепел вулканических извержений. [5, 9, 7] Так обычно у подножий горных гряд и в долинах рек с крутыми бортами конуса выноса выделяются среди окружающей местности более густой и развитой растительностью. Сходен механизм повышенной продуктивности заливных лугов, периодически удобряемых взвесью, приносимой весенними половодьями — паводками.

Из техногенных процессов с лахарами, селями и пеплопадами можно сравнить отработку россыпных месторождений, в процессе которой поднимаются с глубины до первых десятков метров сотни тысяч кубометров грунта; его мелкие фракции вымываются и разносятся по долинам рек и ручьёв, что может иметь положительный экологический эффект, особенно в приполярных областях, где в связи с продолжительным холодным периодом и низкой минерализацией поверхностных вод химическое выветривание горных пород, образование почвы и освоение её растительным и животным миром идёт сравнительно медленно.

Каковы же перспективы изменения параметров окружающей среды в районе БТТИ? Преобразование рельефа будет продолжаться в двух основных направлениях. Во-первых, будет продолжаться выполаживание склонов и заполнение подвижным рыхлым материалом отрицательных форм рельефа. Во-вторых, будет продолжаться уплотнение рыхлого изверженного материала, сопровождаемое неравномерным понижением гипсометрических отметок (в местах большей мощности рыхлых отложений понижения, соответственно, будут больше). В связи с этим относительная высота скал-останцов в прикратерных зонах и на шлако-лавовых потоках будет увеличиваться. Дальнейшее захоронение снежников и наращивание криолитозоны без новых извержений в районе БТТИ маловероятно. Видимо, будет продолжаться частичное таяние криолитозоны и, соответственно, образование просадок к югу от центров извержения Северного прорыва в интервале высотных отметок 700–400 м. Поверхностные проявления объёмной активности радона будут локализоваться и уменьшаться. На глубине, в первые сотни метров, возможно образование эманирующих коллекторов с преобладанием дочерних продуктов распада радиоактивных элементов. При образовании трещин возможно образование локализованных выходов газа с заметной величиной концентрации радона. Термоаномалии, очевидно, сохранятся ещё достаточно долго. Вероятно, они будут как бы самоизолироваться в результате образования корочки или зоны спёкшихся пород типа агглютинатов и туфобрекчий. В случаях образования водоупорных

ниш вблизи термальных зон не исключено образование термальных водных источников.

Несомненно, будет продолжаться дальнейшее развитие биоты и распространение её до прежних высотных отметок. Таким образом, шлако-лавовая пустыня района БТТИ — пока аналог ядерной зимы, с течением времени может превратиться в зелёную зону с горячими водными источниками.

Ориентировочное время такого превращения — первые сотни лет. Главные необходимые условия — отсутствие подобных БТТИ природных катастроф и возможного неграмотного техногенного вмешательства.

Характерное время образования зрелых органогенных горизонтов почв, образующихся на свежих вулканических пеплах, установлено путём сравнения содержания гумуса в почвах, поверхностные органогенные горизонты которых образованы в разновозрастных вулканических пеплах. Специальные исследования показали, что пеплы не токсичны для микроорганизмов, которые начинают свою деятельность сразу после извержения. [11, 12]. На свежих вулканических пеплах зрелый поверхностный органогенный горизонт в природно-климатических условиях Камчатки формируется за период порядка 100 лет. [11].

Выводы

Экологические последствия извержений вулканов и поствулканической деятельности, а также лахаров и селей, деструктивные в первый момент, через годы, десятки и сотни лет положительны и способствуют жизнеобеспечению растительного и животного мира. Сходный положительный экологический эффект имеют и некоторые крупные техногенные перемещения грунтов, производимые, например, при отработке россыпных месторождений.

Список литературы

1. *Абрамовский Б. П., Ионов В. А., и др.* Газы и аэрозольные продукты выброса Северного прорыва Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1979. № 3. С. 3–8.
2. *Андреев В. И.* Мёрзлые толщи в районе Толбачинского извержения // Вопросы географии Камчатки. 1982. № 8. С. 98–99.
3. *Андреев В. И., Ковалёв Г. Н.* Кристаллизация базальтовых стёкол (пирокластические материалы Толбачинского извержения 1975–1976 гг.) // Вулканология и сейсмология 1981. № 1. С 37–51.
4. *Андреев В. И., Карпов Г. А., Магуськин М. А. и др.* О влиянии извержений в кальдере Академии Наук и вулкана Карымский 1996–2000 гг. на окружающую среду (Рельеф, водоёмы, растительность) // Краунц 2003. № 1. С 61–73.
5. *Андреев В. И., Андреев А. В., Самкова Т. Ю., и др.* Влияние Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975–1976 гг. на некоторые параметры окружающей среды в течение 30 лет // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 8. С. 163–176.
6. *Андреев В. И.* Распределение естественных радиоактивных элементов в твёрдых вулканитах и радиогенных газах из вулканов и гидротерм Камчатки и Курил // КамГУ им. Витуса Беринга. Петропавловск-Камчатский. 2013. 158 с.
7. *Ашинов М. И.* Приёмы повышения качества посадочного материала плодовых культур при использования органо-минеральных субстратов. Дис. канд. с. наук. Краснодар. 2013. 180 с.
8. *Башарина Л. А.* Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Безымянного // Бюл. вулканол. станции. 1958. № 27. С. 47–68.
9. *Гущенко И. И.* Пеплы Северной Камчатки и условия их образования М.: Наука, 1965. 144 с.
10. *Шаллер Дж.* Год под знаком гориллы М.: Мир. 2012 151 с.
11. *Захарихина Л. В., Литвиненко Ю. С.* Генетические и геохимические особенности почв Камчатки. М.: Наука, 2011 г. 245 с.
12. *Кузякина Т. И.* Экология и геохимическая деятельность микроорганизмов на активных вулканах и гидротермах. Дальнаука. 2004. 250 с.
13. *Куренков И. И.* Изменение биологической продуктивности озера под влиянием вулканического пеплопада. Новосибирск. «Наука». 1975. С. 127–130
14. *Мархинин Е. К.* Вулканы и жизнь М.: Мысль, 1980. 194 с

УДК 551.21+552.3

А. О. Волынец[1], И. Г. Грибоедова[2]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*
e-mail: a.volynets@gmail.com

[2] *Институт геологии, геохимии и минералогии рудных месторождений РАН, Москва*

Зональность в плагиоклазах Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. в связи с процессами в магматической камере

Представлены первые результаты изучения характера зональности в плагиоклазах и распределения микроэлементов в плагиоклазах и пироксенах Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. Описаны различные типы зональности и корреляций анортита с микроэлементами. Показано, что на рост кристаллов и распределение в них макро — и микроэлементов в первую очередь влияли колебания давления и фугитивности кислорода; свидетельств смешения с более основными расплавами не обнаружено.

Введение

Плагиоклаз является главным минералом-вкрапленником во всех породах Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. Также, наряду со стеклом, рудными и подчиненным количеством темноцветных минералов (оливина, пироксена), он формирует основную массу. Кристаллы плагиоклаза в изученных породах представлены лабрадором и битовнитом двух генераций (без учёта плагиоклаза основной массы): 1) — в различной степени резорбированные, как правило, достаточно крупные (до см и более по удлинению) фенокристаллы, с большим количеством включений стекла, часто резорбированными краями и центральными частями, и 2) — нерезорбированные чистые зёрна с ровными, как правило идиоморфными очертаниями, обычно небольшого размера (субфенокристаллы). Целью настоящей работы было изучение характера зональности в кристаллах Pl по содержанию анортитовой молекулы и концентрациям железа и магния. Работами [6, 9, 1 и др.] было показано, что пара Fe-Mg в сопоставлении с содержанием An является весьма эффективным инструментом для оценки условий кристаллизации плагиоклаза: вариаций фугитивности кислорода, давления, температуры, а также смешения с более основными расплавами. Детальное изучение зональности в кристаллах всех генераций позволило нам сделать первые выводы о процессах, протекавших в магматической камере до и во время извержения.

Прорыв Меняйлова

Для фенокристаллов плагиоклаза в лавах прорыва Меняйлова характерна почти осцилляционная зональность по содержанию анортита и железа на фоне практически постоянного содержания магния (рис. 1, 2). Вместе с тем есть участки, где An и Fe коррелируют положительно, равно как и небольшие участки, где отмечены положительные корреляции сразу по всем трём элементам. В целом можно выделить два тренда: а) с положительной корреляцией между An и Fe при постоянном Mg (характерно для An $\sim$ 60–80) и б) резко отрицательной корреляцией An с Fe и Mg (An $<$ 65) (рис. 2).

Прорыв Набоко

В лавах прорыва Набоко были проанализированы кристаллы трёх генераций: крупные мегакристаллы, субфенокристаллы промежуточного размера, и микролиты. Распределение магния, железа и анортита в проанализированных нами плагиоклазах носит достаточно разнообразный характер. В трёх описанных нами мегакристаллах наблюдаются либо относительно постоянные концентрации всех параметров, либо Fe и An колеблются, не коррелируя друг с другом, на фоне постоянного содержания магния, причём в кристаллах отмечена обратная зональность по анортиту с возрастанием содержания An на 10 мол.%, кристалл сильно резорбирован. Количество изученных субфенокристаллов существенно больше в связи с их большей распространённостью в породах. Здесь наблюдаются следующие виды зональности: 1) концентрации железа и магния постоянны при меняющемся содержании анортита (образцы Tm5, To19, To17); 2) содержание анортита и магния постоянно, концентрация железа растёт (обр. To17, Tm11 — к краям кристалла, рис. 3) либо сильно варьирует вне связи с другими параметрами (Tm11); 3) в краевых частях некоторых субфенокристаллов наблюдается понижение анортита при резком возрастании концентрации железа, тогда как содержание магния либо постоянно, либо слабо положительно коррелирует с железом (края

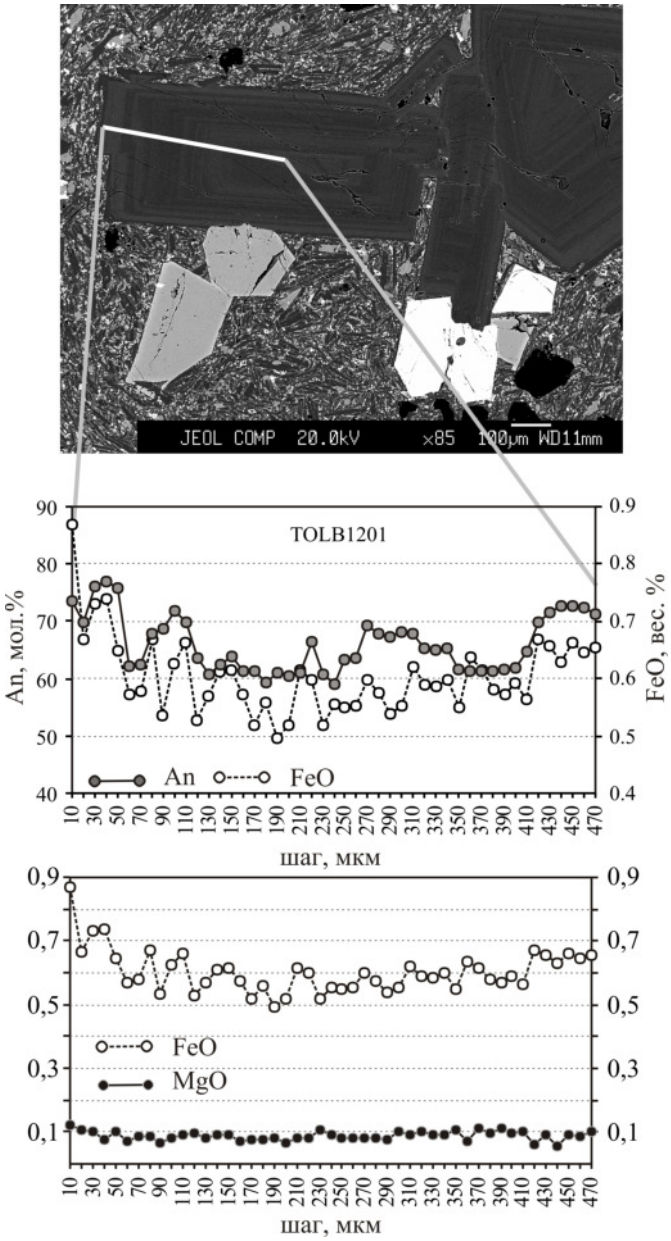


Рис. 1. Характер зональности по содержанию анортитовой молекулы (An), железа и магния в фенокристалле плагиоклаза в лаве прорыва Меняйлова, образец TOLB 1201.

Pl в обр. Tm5, To19, Tm11, Tm6, TOLB1317, To17) 4) концентрации Fe и An положительно коррелируют друг с другом на фоне постоянного содержания Mg (начальные порции прорыва Набоко (обр. Tm6 и Tm5)).

Как было показано работами [6, 9, 1 и др.], характер распределения этих трёх компонентов в Pl зависит от нескольких параметров: состава расплава, его температуры, давления, содержания воды, активности кислорода. Совместный рост железа, магния и анортита говорит о смешении магм с более основными расплавами (как правило, это отражается также и на содержаниях Sr и Ba в Pl). В нашем случае, присутствие обратной зональности по An в мега — и субфенокристаллах, с плавным ростом содержания An к краю кристалла до 80 мол.% и более, и наличие высоко-анортитовых зон в центральных частях субфенокристаллов (с разницей по содержанию анортита в соседних зонах до 20 мол.%) на фоне постоянных концентраций Mg, не может быть вызвано смешением с более основными расплавами. Это подтверждается и отсутствием корреляций между An, Sr и Ba во всех изученных кристаллах. Кроме того, результаты геохимического моделирования показывают, что с расплавами извержения равновесен более кислый плагиоклаз (An65). Таким образом, можно утверждать, что влияние более основных расплавов на состав кристаллизующихся вкрапленников не проявлено. При внимательном рассмотрении кристаллов лаве прорыва Меняйлова можно найти отдельные участки, где виден одновременный рост к краю кристалла содержания An, Fe и Mg при одновременном уменьшении концентраций Sr и Ba. В этих участках видны следы резорбции, т. е. возможного разогрева этого кристалла. Если принять скорости роста плагиоклаза максимальными, 10^{-8} см в секунду [3], то кайма шириной 50 микрон, соответствующая размерах каймы кристалла с момента последней резорбции, нарастет в течение 5 суток. Таким образом, краевые части кристаллов прорыва Меняйлова, возможно, несут свидетельства усиления конвективных процессов в камере непосредственно перед извержением.

Изменения только в температуре расплава привели бы к резорбции и нарастанию нового слоя с более высоким содержанием An при постоянных концентрациях Fe; такой характер зональности присутствует в мегакристаллах обоих прорывов. Колебания в содержании анортитовой молекулы при относительно постоянных концентрациях железа и магния без видимых следов резорбции могут быть вызваны изменением давления в камере. Возможен также вариант совместного воздействия этих двух факторов: при декомпрессии происходит выделение скрытой теплоты кристаллизации, вследствие чего температура расплава может вырасти на $\sim$100° C [2], что, в свою очередь, приводит к росту содержания анортитовой молекулы; остывание и дегазация ведут к снижению An [6]. Концентрация железа при этом остаётся постоянной. Влияние этого механизма на состав кристаллизующегося плагиоклаза отражено во многих кристаллах прорыва Набоко. Небольшие вариации Fe вне связи с концентрациями Mg и An в плагиоклазе наиболее вероятно связаны с колебаниями фугитивности кислорода: увеличение fO_2 ведёт к увеличению концентрации железа в Pl. Падение An совместно с резким ростом содержания Fe к краям кристаллов возможно связано с одновременным влиянием состава расплава, его температуры (остывание) и роста фугитивности во время извержения либо в момент образования трещины.

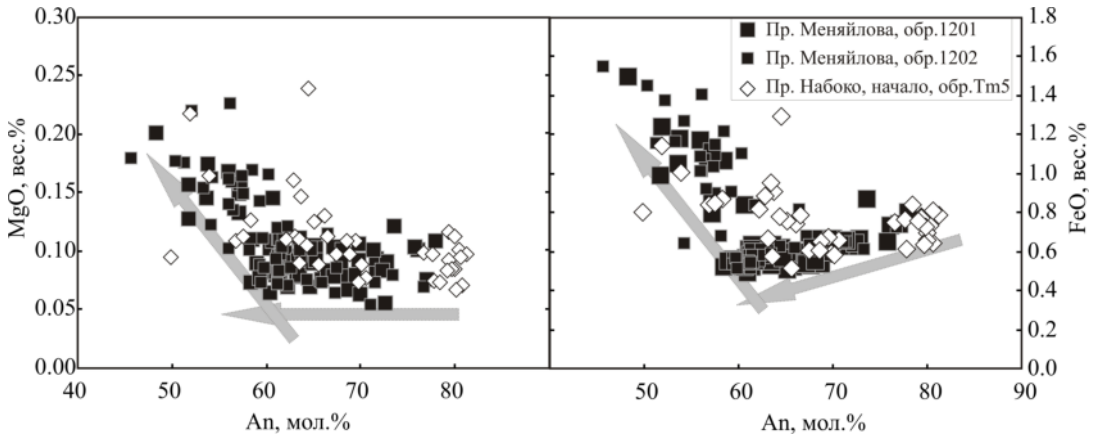


Рис. 2. Зависимость содержания магния и железа от анортита в плагиоклазах лав прорыва Меняйлова и начальных порций прорыва Набоко (обр. Tm05, лавовый поток от 2 декабря 2012 г.). Стрелками показаны два тренда: рост содержания Mg и Fe при уменьшении содержания An при An < 65, и отсутствие корреляций при An60–80.

Колебания фугитивности кислорода, предварявшие извержение, запечатлены также в структурах основной массы пород прорыва Меняйлова и ранних порций лав прорыва Набоко. Здесь наблюдается два типа основной массы: 1) раскристаллизованная, сложенная Pl (размером до 10×80–100 μm), Px и Mt (с размерами 5–10 μm), в которой часто встречаются крупные, иногда скелетные субфенокристаллы магнетита, и 2) тонкозернистая основная масса, сложенная лейстами Pl (1–3×5–10 μm) и большим количеством Mt суб-микронного размера. Между этими двумя типами ОМ наблюдаются резкие контакты, подчеркнутые тонкими «поясами» из мельчайших кристаллов магнетита. Такие же магнетитовые оторочки наблюдаются и вокруг фенокристаллов оливина, и в микроскопических трещинах в основной массе и Ol. Косвенным свидетельством более окислительной обстановки в краевых частях камеры, из которых были извергнуты лавы прорыва Меняйлова, является низкое Ti/Al отношение в пироксенах этих лав (Ti/Al ~ 0.27 в Px прорыва Меняйлова против ~0,34 в прорыве Набоко, рис. 2): по экспериментальным данным [7] и данным [5] по вулкану Стромболи, это отношение имеет обратную зависимость от фугитивности кислорода. В свете этих сведений становится понятной и находка высоко-Fo оливинов в породах нового извержения [8]: согласно [4, 5], кристаллизация неравновесного с магмой Fo ~ 98 (вулкан Стромболи) может быть связана с резко окислительными условиями, которые приводят к распределению железа в оксиды и росту высокомагнезиального оливина. Увеличение фугитивности кислорода может быть вызвано внезапным сбросом давления и кратковременной сильной дегазацией.

Таким образом, характер зональности в плагиоклазах свидетельствует о конвективном перемешивании расплава в магматической камере до извержения, без подпитки более основными расплавами. Распределение микроэлементов в плагиоклазах

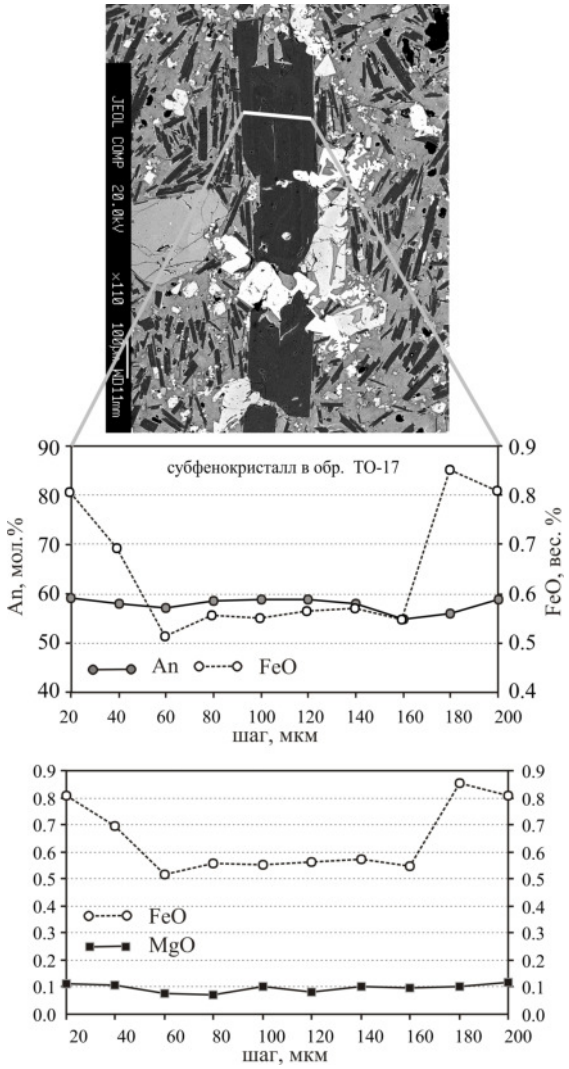


Рис. 3. Характер зональности по содержанию анортитовой молекулы (An), железа и магния в субфенокристалле плагиоклаза в лаве прорыва Набоко (образец ТО-17, лавовый поток от 9 февраля 2013 г.).

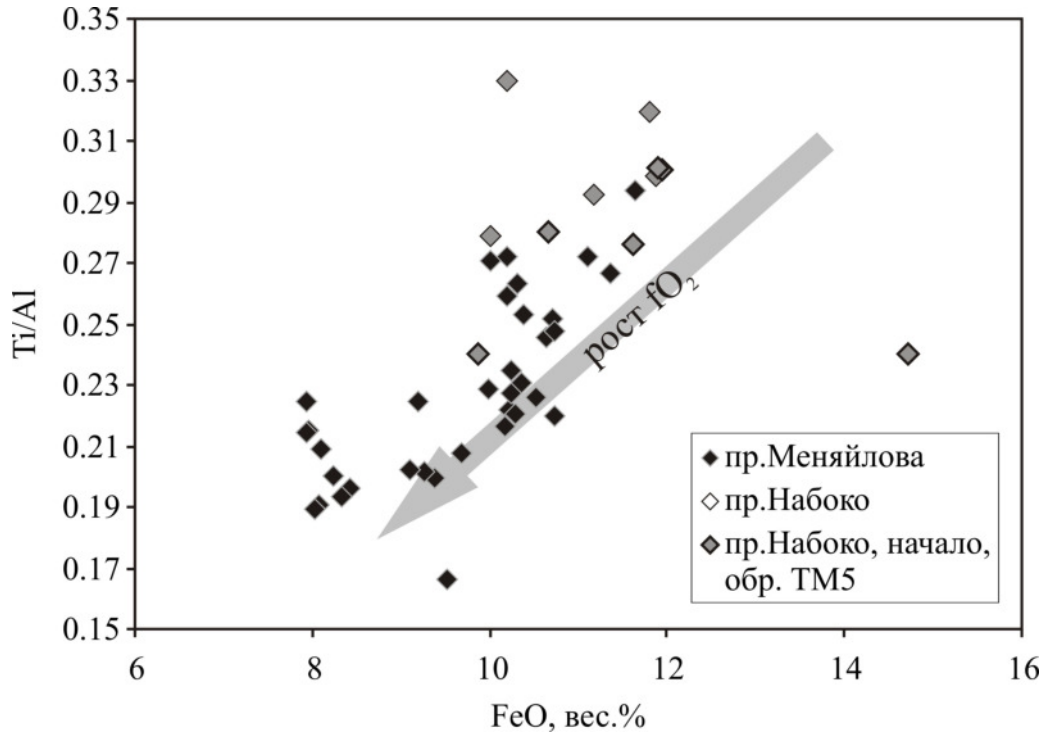


Рис. 4. Зависимость величины отношения Ti/Al от содержания железа в пироксенах лав Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.

и пироксенах, а также структуры основной массы свидетельствуют о резком, скачкообразном возрастании фугитивности кислорода перед извержением или непосредственно во время извержения, возможно, связанном с образованием трещины.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13–05-00 760-а.

Список литературы

1. *Bindeman I. N., Davis A. M., Drake M. J.* Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. Vol. 62. P. 1175–1193
2. *Blundy J., Cashman* K., *Humphreys M.* Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes // Nature. 2006. Vol. 443. №. 7107. P. 76–80.
3. *Cashman* K. *V.* Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. Vol. 113. №. 1. P. 126–142.
4. *Cortes J. A., Wilson M., Condliffe E., Francalanci L.* The occurrence of forsterite and highly oxidizing conditions in basaltic lavas from Stromboli volcano, Italy // Journal of petrology. 2006. Vol. 47, no. 7. P. 1345–1373.
5. *Del Moro S., Renzulli A., Landi P., et al.* Unusual lapilli tuf ejecta erupted at Stromboli during 15 March 2007 explosion shed light on the nature and thermal state of rocks forming the crater system of the volcano // Journal of volcanology and geothermal research. 2013. Vol. 254. P. 37–52.
6. *Ginibre C., Woerner G., Kronz A.* Minor — and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 143. P. 300–315.
7. *Hammer J. E.* Influence of fO2 and cooling rate on the kinetics and energetic of Fe^{-} rich basalt crystallization // Earth and planetary science letters. 2006. 248. P. 618–637.
8. *Izbekov P., Koloskov A., Maximov A., Khabunaya S.* The 2012 Fissure Tolbachik Eruption: Preliminary Results of Petrological Investigation // Geophysical Research Abstracts. 2014. Vol. 16. EGU General Assembly, Vienna April 26-May 2,[1] 710.pdf.
9. *Ruprecht P., Woerner G.* Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2007. Vol. 165. P. 142–162.

[1] http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014–11

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.21.

О. А. Гирина, Ю. В. Демянчук, Д. В. Мельников, А. Г. Маневич,
Т. М. Маневич, А. А. Нуждаев, Я. Д. Муравьёв

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: girina@kscnet.ru

Извержение вулкана Ключевской в 2015 г. и его опасность для авиации

Вулкан Ключевской — один из самых молодых и активных вулканов Камчатки. Имеются достоверные сведения о 48 эксплозивных и эксплозивно-эффузивных его извержениях (http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc.php?name = Klyuchevskoy&lang = en). Каждое эруптивное событие уникально (характер извержения, его продолжительность, изменение состава ювенильного вещества в течение извержения и т. д.) и даёт новые данные о вулкане и эволюции его магматической системы. В работе показан ход извержения вулкана в 2015 г., приведён состав его вещества.

Предыдущее извержение вулкана Ключевской происходило с 15 августа по 15 декабря 2013 г. [2]. Информация об извержениях вулкана размещена на сайте Камчатской группы реагирования на вулканические извержения (KVERT — Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team):[1] и Геопортале ИВиС ДВО РАН:[2]

После окончания эксплозивно-эффузивного извержения Ключевского в 2013 г., в районе вулкана продолжали отмечаться сейсмические события, связанные в основном, по нашему мнению, с оттоком магмы по каналу вулкана и обрушением пирокластического материала в его кратер. В результате нескольких последних эксплозивно-эффузивных извержений в западной части вершинного кратера вулкана был сформирован шлако-лавовый конус высотой до 150 м, вулкано-тектонический желоб Крестовский на западном склоне вулкана полностью заполнен лавовым материалом.

Согласно данным с сайта Камчатского филиала геофизической службы (КФ ГС) РАН[3], сейсмическая активность вулкана начала повышаться с 19–20 декабря 2014 г.: увеличилось количество и величина поверхностных землетрясений; начало постоянно фиксироваться вулканическое дрожание, 31 декабря его величина достигла 5,7 мкм/с. В конце года на протяжении недели (исключая 30–31 декабря, когда вулкан был закрыт облаками) наблюдалась повышенная парогазовая активность Ключевского; 1 января 2015 г. сотрудниками KVERT на спутниковых снимках в районе кратера вулкана впервые была отмечена термальная аномалия.

С появлением яркой термальной аномалии в районе вулкана стало ясно, что началось его очередное эксплозивное извержение [1]. Известно [1], что активность вулкана Ключевской в начале эксплозивного извержения невысокая — происходит деятельность Стромболианского типа, пепловые шлейфы не отмечаются. В связи с вышеуказанным, Авиационный цветовой код вулкана 1 января был изменен с Зелёного на Желтый, в прогнозе опасности вулкана для авиации указывалось, что «существует опасность пепловых выбросов до 6 км над уровнем моря (н. у. м.), аэрозольные и пепловые шлейфы могут представлять опасность для полётов по местным авиалиниям»[4].

В течение всего извержения вулкана в тёмное время суток наблюдалось свечение над кратером, то есть происходила активность Стромболианского типа — фонтанирование лавы в кратере, выбросы вулканических бомб достигали 200–300 м над кромкой кратера, на спутниковых снимках в районе вершины вулкана постоянно отмечалась термальная аномалия (рис. 1). Судя по наземным и спутниковым снимкам, если в первые дни извержения вулканические бомбы выбрасывались из кратера шлакового конуса, образовавшегося на вершине Ключевского в предыдущие извержения, то позднее пепловые выбросы происходили восточнее шлакового конуса, вероятно, из его бокки, появившейся в течение этого извержения на его юго-восточном склоне (рис. 2).

4 января на северо-западном склоне вулкана были замечены умеренные фреатические взрывы и узкий грязевой поток, возможно, связанные с небольшим лавовым потоком или крупным выбросом тефры на этот склон. Сейсмическая активность вулкана постепенно росла, например, величина вулкани-

[1] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/
[2] http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/.
[3] http://www.emsd.ru
[4] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2015–01

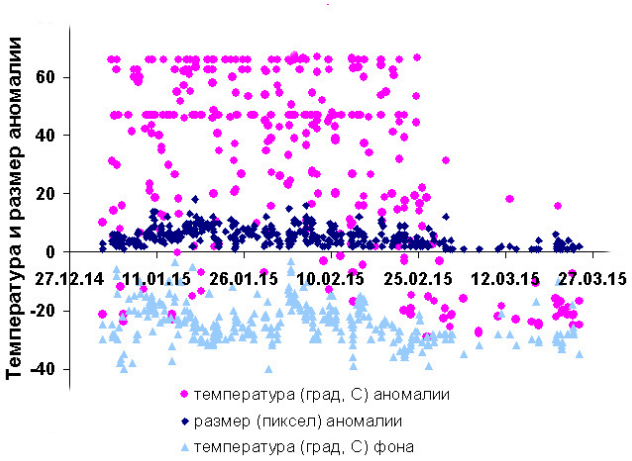


Рис. 1. Температура и размер термальной аномалии в районе вулкана Ключевской в 2015 г. (по спутниковым данным KVERT).



Рис. 2. Выбросы вулканических бомб из бокки на юго-восточном склоне шлако-лавового конуса на вершине вулкана Ключевской. Фото Ю. Демянчука 19 января 2015 г.

ческого дрожания к 7 января повысилась с 6 до 13 мкм/с [5].

Согласно видео и спутниковым данным, 8–9 января из бокки в вершинном шлаковом конусе начал изливаться лавовый поток. Он переливался через кромку старого кратера Ключевского и двигался по Апахончичскому жёлобу на юго-юго-восточном склоне вулкана, к 18 января его длина превысила 2,5 км (рис. 3).

10 января в парогазовых шлейфах, постоянно наблюдавшихся над вулканом, появился пепел, то есть степень опасности вулкана для авиации повысилась, поэтому в этот день его Авиационный цветовой код был изменен с Жёлтого на Оранжевый, в прогнозе было указано: «существует опасность пепловых выбросов до 8–10 км н. у. м., аэрозольные и пепловые шлейфы могут представлять опасность для полётов

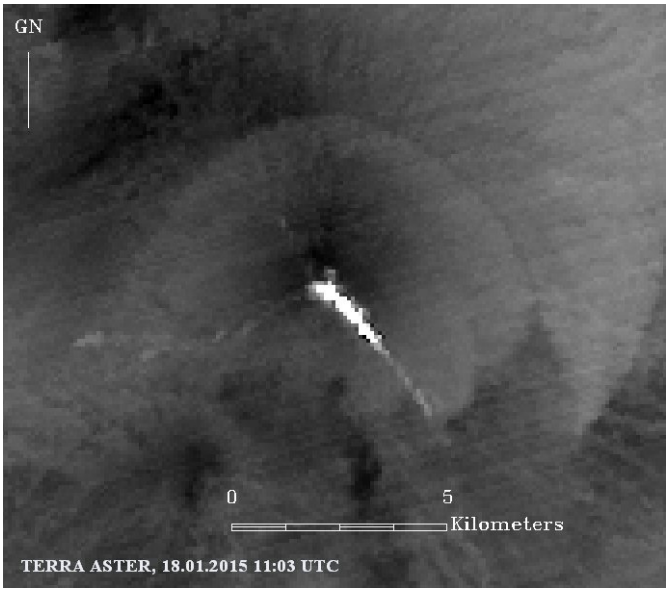


Рис. 3. Лавовый поток на юго-восточном склоне вулкана Ключевской 18 января 2015 г. на спутниковом снимке Terra Aster.

по международным и местным авиалиниям»[6]. 10–14 января пепел при эксплозиях поднимался порой до 6,5–7,0 км н. у. м., 11 января в п. Козыревск отмечался пеплопад. Известно, что распространение пепловых шлейфов зависит от направления ветра. Например, 11–15 и 17–22 января пепловые шлейфы на высоте 5,0–5,5 км н. у. м. распространялись до 210 км на юго-запад и северо-восток от Ключевского, 4–5 февраля шлейфы на высоте 5,5–6,0 км н. у. м. — до 1000 км на северо-запад от вулкана (рис. 4-5). 21 января, 05, 11 и 13–16 февраля в п. Ключи отмечались пеплопады.

27–28 января на фронте лавового потока в Апахончичском желобе наблюдались сильные фреатические взрывы — парогазовые облака с небольшим содержанием пепла поднимались до 6–7 км н. у. м. 27 января в п. Ключи и в р-не р. Хапица, 28 января в п. Козыревск отмечались пеплопады. В следующие дни пепловые шлейфы на высоте 5,5–7,0 км н. у. м. продолжали распространяться до 400 км в различных направлениях от вулкана. 7 февраля в п. Козыревск произошёл пеплопад.

15 февраля проявилась пароксизмальная фаза извержения Ключевского. Эксплозивная деятельность вулкана усилилась: пепловая колонна поднялась до 8 км н. у. м. и оставалась на таком уровне в течение почти 5 ч, по всем склонам вулкана скатывались раскалённые вулканические бомбы (рис. 6). В связи с высокой активностью вулкана, его Авиационный цветовой код 15 января был изменен с Оранжевого на Красный, в прогнозе опасности вулкана для авиации указывалось: «пепловые выбросы до 10 км н. у. м. могут появиться в любое время, такая активность может быть опасна для

[5] http://www.emsd.ru

[6] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2015–03)

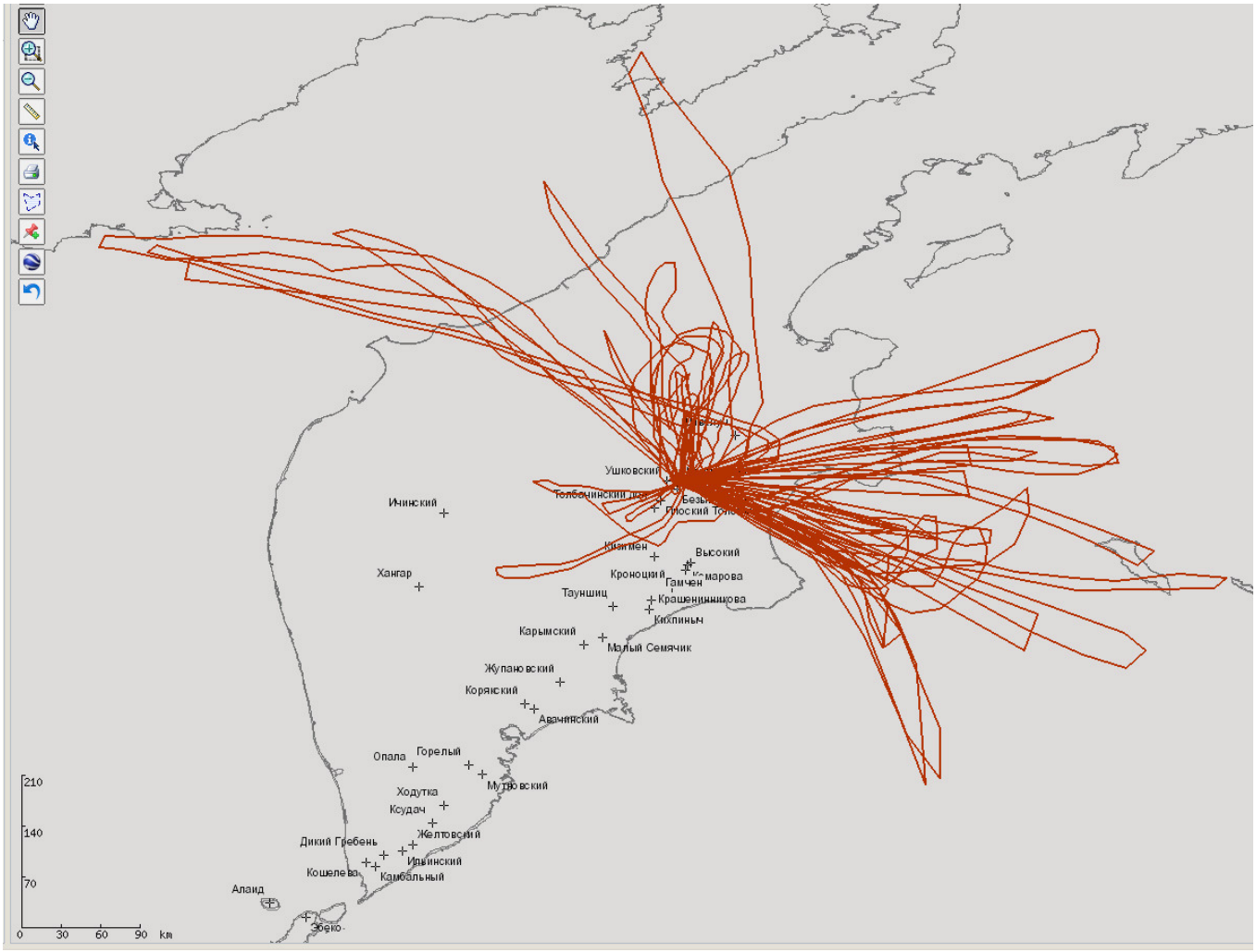


Рис. 4. Распространение пепловых шлейфов вулкана Ключевской в январе-феврале 2015 г. по данным Информационного сервиса VolSatView ([6–7].

полётов по международным и местным авиалиниям»[7]. После некоторого снижения эруптивной активности вулкана его Авиационный цветовой код был изменен с Красного на Оранжевый[8]. 16 февраля эксплозии поднимали пепел до 6 км н. у. м., но в следующие дни пепловые шлейфы распространялись преимущественно на высотах 5,0–5,5 км н. у. м. 23 февраля очень сильный ветер на вершине вулкана не позволял пепловому шлейфу подниматься над кратером: шлейф спускался по северо-восточному склону Ключевского до 3,0–3,5 км н. у. м. и затем уже перемещался на юго-запад от вулкана. В связи с циклонической активностью в районе вулкана, достаточно часто наблюдалось в течение одних суток изменение направления перемещения пепловых шлейфов, например, с северо-западного на восточное (23 января), с северо-восточного на юго-восточное (18 февраля) и наоборот (23 февраля) (рис. 4). В последнюю неделю февраля активность вулкана немного снизилась — пепловые шлейфы не поднимались выше 5 км н. у. м., дальность их распространения также уменьшилась (рис. 5). С 25 февраля температура и размер термальной аномалии в районе кратера вулкана стали снижаться (рис. 1).

Последний раз пепловые шлейфы отмечались 10 марта, но парогазовые шлейфы, содержащие небольшое количество пепла, наблюдались 16–17 и 22–23 марта. Согласно спутниковым данным, температура аномалии с начала марта имела отрицательные значения (рис. 1).

В связи со значительным снижением активности вулкана, его Авиационный цветовой код 25 марта был изменен с Оранжевого на Желтый[9], и 6 апреля с Жёлтого на Зелёный[10]. Считаем 24 марта днем окончания эксплозивного извержения Ключевского (продолжительность 83 дня).

По состоянию на конец апреля 2015 г., высокая фумарольная активность вулкана сохраняется. Сейсмичность вулкана в течение апреля была неста-

[7]http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2015–57
[8]http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2015–59
[9]http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2015–135
[10]http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2015–146

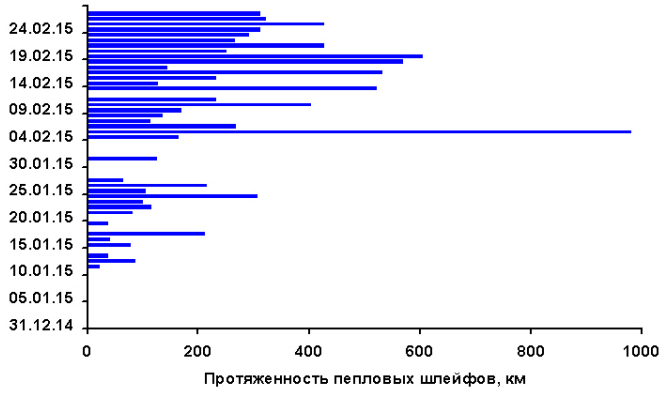


Рис. 5. Протяжённость пепловых шлейфов вулкана Ключевской в январе-феврале 2015 г. по данным Информационного сервиса VolSatView ([6–7].



Рис. 6. Пароксизмальная фаза извержения вулкана Ключевской 15 февраля 2015 г.

бильной: отмечались периоды резкого увеличения величины вулканического дрожания до 6 мкм/с и снижения до 0,1 мкм/с. Вероятно, такие перепады в его сейсмической активности связаны теперь не с извержением, а оттоком магмы вглубь канала вулкана. Возможно, что этот процесс будет усиливаться в связи с формированием на вершине вулкана глубокого кратера, каким он был в 50–60-е годы 20 века. На это может указывать высокая фумарольная активность, начавшая развиваться по кромке старого кратера вулкана (4750 м н. у. м.).

Из продуктов извержения вулкана были проанализированы только пеплы, отобранные 14–16 февраля 2015 г. Я. Д. Муравьёвым по стандартным методикам в районах: ст. Подкова (15 км от кратера вулкана), фронт ледника Бильченок (24 км), п. Ключи (30 км), Орлиное поле (32 км) недалеко от п. Ключи (две пробы по разрезу — нижняя и верхняя), п. Козыревск (47 км). Наиболее весомая из отобранных проб пепла была взята возле фронта ледника Бильченок — 348 г/м^2, как видно из рис. 4, над этим местом достаточно часто наблюдались пепловые шлейфы. Самая легкая проба 8 г/м^2 —

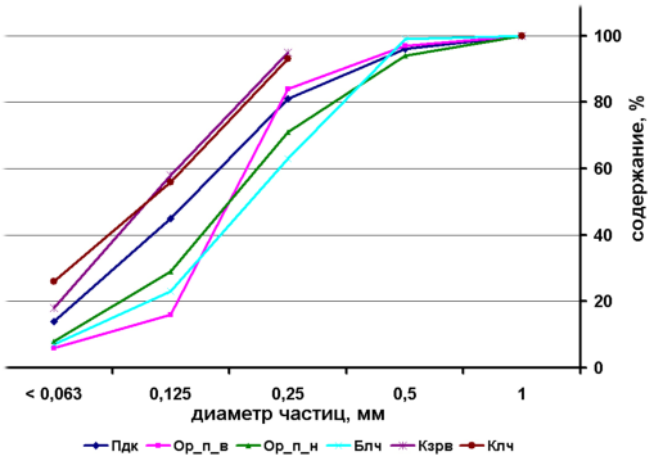


Рис. 7. Кумулятивные кривые гранулометрического состава пеплов извержения вулкана Ключевской в 2015 г. Обозначения: Пдк — ст. Подкова; Ор_п_в — Орлиное поле, пепел верхний; Ор_п_н — Орлиное поле, пепел нижний; Блч — фронт ледника Бильченок; Кзрв — п. Козыревск, Клч — п. Ключи.

свежевыпавший пепел в п. Ключи 15 февраля; следует сказать, что в этот день пепловые шлейфы перемещались на восток-юго-восток от вулкана, то есть в п. Ключи выпадал пепел из расплывшегося над вулканом облака. Остальные пробы имели примерно одинаковый вес: ст. Подкова (46 г/м^2), Орлиное поле (38 г/м^2 — нижняя), п. Козыревск (43 г/м^2).

По химическому составу пеплы извержения 2015 г. относятся к глинозёмистым андезибазальтам; по гранулометрическому составу (по классификации песков Е. М. Сергеева) — к пескам мелким. На рис. 7 хорошо видно, что пеплы, отобранные в пп. Ключи и Козыревск, самые мелкозернистые, в районе фронта ледника Бильченок — наиболее крупнозернистые из изученных. Субпараллельность всех кумулятивных кривых гранулометрического состава (кроме одной) пеплов Ключевского подтверждает их принадлежность одному источнику. Кривая гранулометрического состава пепла, отобранного из верхнего слоя на Орлином поле, резко пересекает кривые других пеплов, что указывает на загрязнение рассматриваемой пробы (рис. 7). Действительно, на открытом пространстве Орлиного поля наблюдается постоянное формирование и преобразование эоловых отложений, то есть перемешивание свежевыпавших и старых пеплов, переотложенных водой и ветром.

В заключение следует сказать, что извержение вулкана Ключевской в 2015 г. хотя было недолгим (83 дня) и не слишком сильным (VEI — 2–3), по характеру активности (Стромболианский тип деятельности — эффузивный — Вулканский — пароксизмальная фаза — Стромболианский) и степени её нарастания стоит в одном ряду с предыдущими эксплозивно-эффузивными извержениями: например,

15.08 – 15.12.2013 (124 дня); 18.09.2009 – 04.11.2010 (414 дней); 16.10.2008 – 29.01.2009 (106 дней); и т. д. [2–5].

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук и РФФИ (проекты 11–07-12 026-офи_м, 13–07-12 180-офи_м).

Список литературы

1. *Гирина О. А.* О предвестнике извержений вулканов Камчатки, основанном на данных спутникового мониторинга // Вулканология и сейсмология. 2012. № 3. С. 14–22.
2. *Гирина О. А., Маневич А. Г., Мельников Д. В. и др.* Извержения вулкана Ключевской в 2012–2013 гг. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 27–28 марта 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 46–52.
3. *Гирина О.А., Маневич А. Г., Ушаков С. В. и др.* Активность вулканов Камчатки в 2010 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 30 марта — 1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2011. С. 19–24.
4. *Гирина О. А., Коновалова О. А., Маневич А. Г. и др.* Активность вулканов Камчатки в 2009 г. // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога «Современный вулканизм и связанные с ним процессы», Петропавловск-Камчатский, 29–30 марта 2010 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2011. С. 41–49.
5. *Гордеев Е. И., Гирина О. А.* Вулканы и их опасность для авиации // Вестник Российской академии наук. 2014. Том. 84. № 2. С. 134–142. doi:10,7868/S0869 587 314 020 121.
6. *Ефремов В. Ю., Гирина О. А., Крамарева Л. С. и др.* Создание информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Том. 9. № 5. С. 155–170.
7. *Ефремов В. Ю., Лупян Е. А., Матвеев А. М. и др.* Организация работы со спутниковыми данными для решения задач дистанционного мониторинга активности вулканов Камчатки и Курил на примере спутникового сервиса VolSatView // Труды Четвертой научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России», 30 сентября — 4 октября 2013 г., г. Петропавловск-Камчатский. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 45–48.

УДК 551.21.

О. А. Гирина, А. Г. Маневич, Д. В. Мельников, А. А. Нуждаев, Ю. В. Демянчук

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: girina@kscnet.ru

Активность вулканов Камчатки в 2014 г.

Активность вулканов Камчатки в 2014 г. была ниже, чем в предыдущие годы: ежегодно на полуострове в состоянии извержения находятся от 4 до 8 вулканов, в этом году извергались лишь три вулкана.

Камчатской группой реагирования на вулканические извержения (KVERT — Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) осуществляется комплексный мониторинг 30 действующих вулканов Камчатки и 6 — Северных Курил с 1993 г. [1, 2]. Сотрудники группы KVERT ежедневно семь дней в неделю анализируют сейсмические (с сайта Камчатского филиала геофизической службы (КФ ГС) РАН: www.emsd.ru), видео и визуальные данные, а также выполняют спутниковый мониторинг вулканов. При появлении пепловой опасности для авиации в Тихоокеанском регионе, связанной с эксплозивными извержениями камчатских вулканов, в оперативном режиме оповещают заинтересованных пользователей о параметрах и направлениях перемещения пепловых шлейфов и размещают информацию на сайте KVERT на сервере ИВиС ДВО РАН:[1]

В 2014 г. происходили извержения трёх вулканов Камчатки: Шивелуча, Карымского и Жупановского.

Вулкан Шивелуч.

Эруптивная активность вулкана Молодой Шивелуч, начавшаяся в 1980 г., продолжается: лавовый блок выжимается в северной части экструзивного купола, умеренной силы эксплозии, раскалённые лавины, сильная и умеренная парогазовая деятельность, свечение лавы и раскалённых лавин в тёмное время суток сопровождают этот процесс. Авиационный цветовой код опасности вулкана для авиации почти весь период наблюдений был Оранжевый; лишь с 01:09 до 06:13 UTC 24 сентября, в связи с высокой эксплозивной активностью, его Авиационный цветовой код был Красный. В районе лавового купола почти постоянно фиксировалась термальная аномалия (рис. 1), что указывало на выжимание магматического вещества на поверхность земли; время от времени происходили пепловые эксплозии с подъёмом пепла до 10 км н. у. м., а также обрушения раскалённых лавин, пепел от которых поднимался до 6 км н. у. м. В 2014 г. произошли сильные эксплозивные события с выбросом пепла до 8–12 км н. у. м.: 7 и 8 января; 10 января; 12 и 13 января; 20–23 января; 6 февраля; 12 мая; 26 мая; 30 июня; 24 сентября, 28 и 30 октября; 16 ноября; 22 и 26 ноября; 5 декабря; 11 декабря; 14 и 17 декабря (рис. 2); пепловые шлейфы протягивались преимущественно в восточных направлениях от вулкана (рис. 3). После каждого сильного выброса пепла интенсивность поступления лавы на поверхность земли возрастала, и размер и температура термальной аномалии увеличивались (рис. 1). 19 и 25 февраля формировались мощные парогазовые шлейфы.

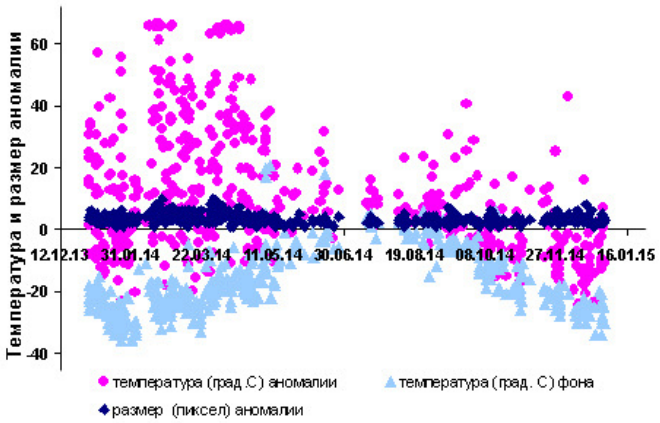


Рис. 1. Температура и размер термальной аномалии в районе вулкана Молодой Шивелуч в 2014 г. (по спутниковым данным KVERT)

В январе-мае 2014 г. наблюдался интенсивный рост лавового купола, в июне-августе активность вулкана несколько снизилась: эксплозивные события умеренной силы происходили редко, сильные не отмечались; понизилась температура термальной аномалии в районе лавового купола (рис. 1). 11 июня, вслед за сильным эксплозивным событием на вулкане, в п. Ключи отмечался слабый пеплопад. Во второй половине года активность вулкана была умеренной, но к концу года вновь усилилась. Экс-

[1] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/.



Рис. 2. Пепловый выброс вулкана Шивелуч до 11–12 км н. у. м. 24 сентября 2014 г. Фото. Ю. Демянчука

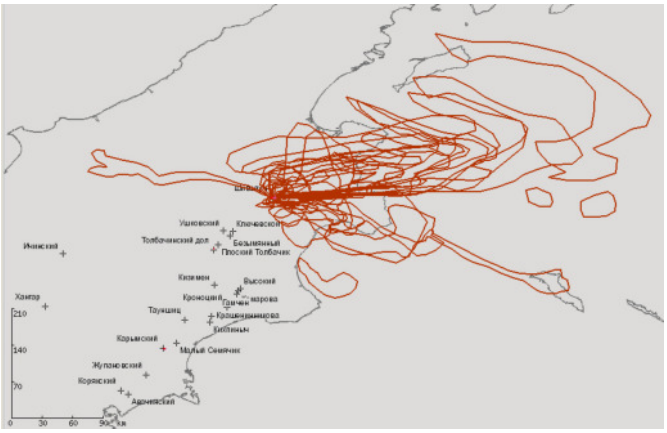


Рис. 3. Распространение пепловых шлейфов вулкана Шивелуч в 2014 г. по данным Информационного сервиса VolSatView ([3–4]

трузивно-эксплозивное извержение вулкана продолжается.

Вулкан Карымский.

Эксплозивное извержение вулкана, начавшееся в 1996 г., продолжается, но периоды относительного покоя вулкана между эксплозивной активностью увеличиваются. С начала января и до середины апреля сейсмичность вулкана была повышенной — количество вулканических землетрясений достигало 200–300 в сутки (www.emsd.ru), затем его деятельность существенно снизилась, кратковременный всплеск сейсмической активности отмечался лишь в конце сентября. В декабре сейсмические данные отсутствовали по техническим причинам.

Авиационный цветовой код вулкана был Оранжевый с 1 января по 23 июля; в связи со снижением общей активности вулкана, с 24 июля по 31 декабря — Желтый.

По визуальным данным вулканологов, с 24 марта по 2 апреля каждые 3–5 минут происходили пепловые выбросы из вулкана — деятельность вулканского типа (рис. 4).

На спутниковых снимках в первой половине года в районе кратера вулкана почти постоянно отмечалась термальная аномалия (рис. 5), иногда фиксировались пепловые шлейфы длиной до 300 км, распространявшиеся в различных направлениях от вулкана. С середины мая до сентября термальная аномалия почти не проявлялась на спутниковых снимках, пепловые шлейфы с 4 апреля до 3 сентября не отмечались. По визуальным данным вулканологов, работавших на склонах вулкана, 17–23 июля вулкан был спокоен, наблюдалась только его умеренная фумарольная деятельность. Кратер вулкана в середине июля имел чашеобразную форму с плоским дном, что так же указывало на отсутствие его эксплозивной активности.

Вулкан Жупановский.

Эксплозивное извержение вулкана началось примерно в 15:00 UTC 6 июня и продолжалось до конца 2014 г. Авиационный цветовой код вулкана с 7 до 18 июня был Желтый, с 19 июня до 31 декабря, в связи с усилением эксплозивной деятельности



Рис. 4. Эксплозивная активность вулкана Карымский 2 апреля 2014 г. Фото. А. Сокоренко

вулкана, — Оранжевый. В связи с тем, что достоверно известно и фрагментарно описано лишь одно извержение вулкана в 1956–1957 гг. [5, 6], характер наблюдаемой эруптивной активности Жупановского был неясным, в любое время возможно было изменение режима его деятельности.

По визуальным данным сотрудников природного парка «Вулканы Камчатки», 6 июня пепел поднимался до 6 км н. у. м., были слышны взрывы со стороны вулкана, наблюдалось его свечение. Отложения пепла начальной стадии извержения раскинулись широким веером в восточном секторе вулкана, достигнув береговой линии моря. Важно отметить, что пепел на протяжении всего извержения в 2014 гг. выбрасывался из конуса Приёмыш, в составе пеплов наблюдалось большое количество ювенильного вещества. В работе [6] приведён план вершины Жупановского вулкана и показано, что от Приёмыша ко второму конусу проходит расщелина шириной не более 100 м с действующими фумаролами. А. Н. Сирин[6] полагал, что образование этой расщелины произошло в период между 1940 и 1948 гг. в результате относительно слабых эксплозивных извержений. Кроме этого, он отметил крупные фумарольные струи на западном и северо-западном склонах Приёмыша [6]. Также на фотографиях из работы [6] хорошо видна узкая трещина на западном склоне конуса Приёмыш.

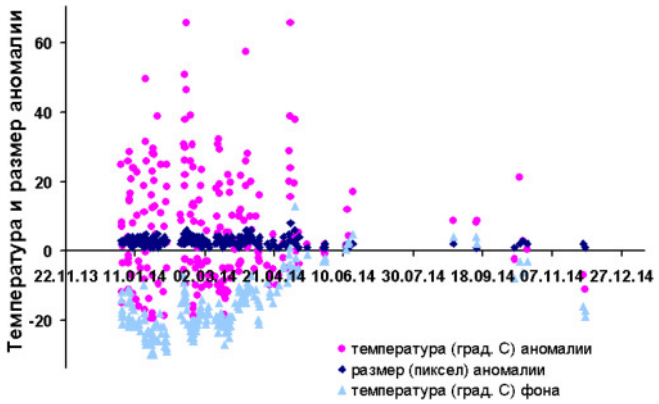
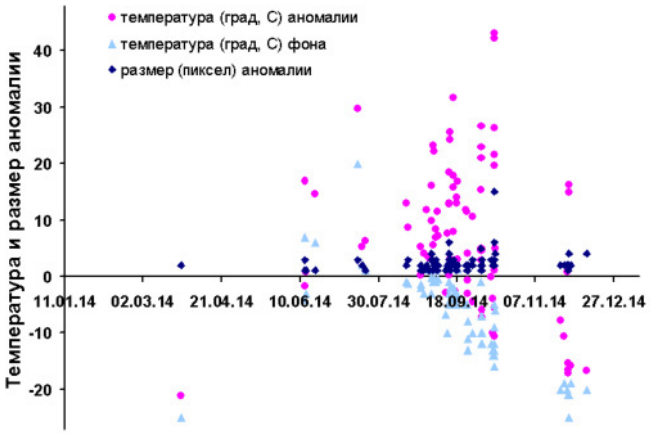
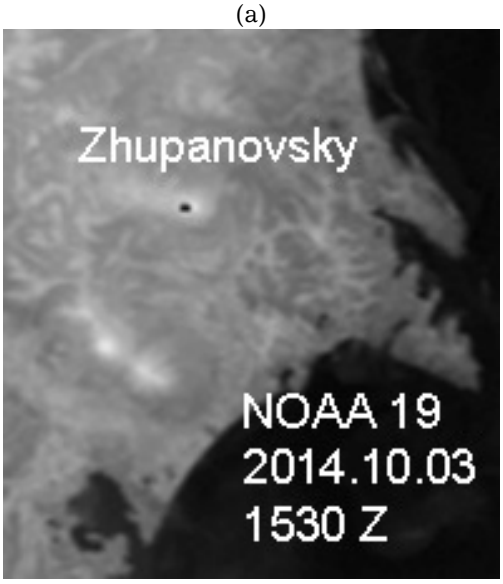


Рис. 5. Температура и размер термальной аномалии в районе вулкана Карымский в 2014 г. (по спутниковым данным KVERT)

На всех снимках вулкана Жупановский, выполненных после 6 июня 2014 г. во время пепловых выбросов и в межэруптивную фазу деятельности вулкана, вдоль узкой трещины на западном склоне Приёмыша и в расщелине на востоке от него постоянно наблюдались отдельные мощные фумарольные струи. Например, 12 июня на трещине на западном склоне Приёмыша можно выделить от 5 до 6 мощных фумарол.



(а)



(б)

Рис. 6. Температура и размер термальной аномалии в районе вулкана Жупановский в 2014 г. (а), 3 октября 2014 г. (б) (по спутниковым данным KVERT)

С 9 июня пепловые выбросы из кратера Приёмыша повторялись через 30–90 мин, и пепел не поднимался выше 4–5 км н. у. м. Во время вертолетного облета вулкана 10 июня, на фоне интенсивной парогазовой деятельности вулкана сотрудники ИВиС ДВО РАН также отмечали регулярные пепловые эксплозии.

Иногда происходили редкие пепловые выбросы, при которых формировались отдельные пепловые облака, так же локально перемещавшиеся от вулкана. Иногда отмечались серии пепловых выбросов, тогда постепенно формировался пепловый шлейф. Чем дольше происходили серии пепловых выбросов, тем насыщеннее пеплом был шлейф, и тем дальше от вулкана было его распространение в атмосфере. По спутниковым данным KVERT[2], в первой половине июня пепловые и парогазовые

[2]http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van



Рис. 7. Распространение пепловых шлейфов вулкана Жупановский в 2014 г. по данным Информационного сервиса VolSatView ([3–4])

шлейфы с небольшим количеством пепла на высоте до 3–4 км н. у. м. перемещались до 70–100 км преимущественно на восток от вулкана. Во второй половине июня активность вулкана повысилась: например, 19 июня пепел поднимался эксплозиями до 7–8 км н. у. м., пепловые шлейфы 19–20 июня перемещались до 700 км на северо-восток от вулкана. Также, согласно спутниковым данным, 19 июня отмечалась термальная аномалия в районе Приёмыша (рис. 6а).

В июле-декабре эруптивная активность Приёмыша с выбросом пеплов преимущественно до 4–6 км н. у. м. продолжилась, хотя иногда происходили мощные эксплозивные события: например, 7 сентября, 11 октября, 7, 22 и 25 ноября пепел поднимался до 8–11 км н. у. м., и пепловые шлейфы протягивались до 1200 км преимущественно в восточных направлениях от вулкана (рис. 7). В июле-декабре проявились также периоды относительного покоя вулкана, когда эксплозивная активность не отмечалась: например, с 22 по 25 июля, с 28 июля по 2 августа, с 1 по 10 октября, с 13 октября по 6 ноября, со 2 по 14 декабря, с 16 по 28 декабря. Следует сказать, что термальная аномалия в районе активного кратера фиксировалась нерегулярно: иногда она отмечалась во время пепловых выбросов, иногда — в межэруптивные фазы деятельности вулкана, то есть термальная аномалия в районе Жупановского была отражением мощности потока тепла, поступающего из недр вулкана при выносе и ювенильного вещества, и парогазовой смеси (рис. 6).

Достаточно часто пепловые выбросы и шлейфы можно было наблюдать из г. Петропавловск-Камчатский, например, 28 августа, 28 сентября, 25 ноября 2014 г. Мощные пепловые эксплозии вулкана Жупановский 25 ноября 2014 г. доставили немало переживаний жителям агломерации Петропавловск-Камчатский — Елизово: ветер принес его темную пепловую тучу на вершину вулкана Авачинский, и многим людям показалось, что началось извержение домашнего вулкана (рис. 8). Однако,



Рис. 8. Пепловое облако вулкана Жупановский над вершиной вулкана Авачинский 25 ноября 2014 г. Фото. А. Сокоренко

ветер продолжил уносить пепловую тучу в сторону океана, и волнения улеглись.

В заключение отметим, что активность вулканов Камчатки в 2014 г. была более низкой относительно предыдущих лет: если ежегодно в состоянии извержения находятся от 4 до 8 вулканов Камчатки [1, 2], то в этом году извергались лишь три вулкана. С другой стороны, 6 июня 2014 г. началось и продолжается в 2015 г. эксплозивное извержение вулкана Жупановский, молчавшего с 1957 г.

Кроме этого, следует сказать, что эруптивная деятельность вулканов Шивелуч и Карымский более активной была в первой половине 2014 г., тогда как вулкана Жупановский — во второй. Хотя изредка происходили единичные эксплозии вулканов Шивелуч и Жупановский, поднимавшие пепел до 10–12 км н. у. м., в среднем, эксплозивные извержения этих вулканов и Карымского были умеренной силы. Все остальные действующие вулканы Камчатки проявляли в течение 2014 г. лишь фумарольную деятельность.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук и РФФИ (проекты 11–07-12 026-офи_м, 13–07-12 180-офи_м).

Список литературы

1. *Гирина О.А.* Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT) — 20 лет // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28–29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 36–41.
2. *Гордеев Е. И., Гирина О. А.* Вулканы и их опасность для авиации // Вестник Российской академии наук. 2014. Том. 84. № 2. С. 134–142. doi:10,7868/S0869 587 314 020 121.
3. *Ефремов В. Ю., Гирина О. А., Крамарева Л. С. и др.* Создание информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Том. 9. № 5. С. 155–170.
4. *Ефремов В. Ю., Лупян Е. А., Матвеев А. М. и др.* Организация работы со спутниковыми данными для решения задач дистанционного мониторинга активности вулканов Камчатки и Курил на примере спутникового сервиса VolSatView // Труды Четвертой научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России», 30 сентября — 4 октября 2013 г., г. Петропавловск-Камчатский. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 45–48.
5. *Масуренков Ю. П., Флоренский И. В., Мелекесцев И. В.* Вулкан Жупановский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Том. 2. С. 216–225.
6. *Сирин А. Н.* Состояние некоторых вулканов Камчатки в начале 1957 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1958. № 27. С. 16–24.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.21.

О. А. Гирина

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, girina@kscnet.ru

Особенности тектоники Северной группы вулканов Камчатки

Введение.

Северная группа вулканов (СГВ) Камчатки включает 16 вулканов (Шивелуч, Заречный, Харчинский и Ключевской группы вулканов (КГВ): Ключевской, Камень, Безымянный, Ушковский, Крестовский, Средний, Острый Толбачик, Плоский Толбачик, Овальная Зимина, Острая Зимина, Горный Зуб, Большая Удина, Малая Удина), пять из которых действующие: Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Плоский Толбачик, Ушковский. Три вулкана почти непрерывно извергаются: Ключевской активен в течение нескольких сотен лет; Молодой Шивелуч — с августа 1980 г.; Безымянный — с 22 октября 1955 г. В настоящее время существует множество описаний тектоники СГВ, основанных на геологических, геофизических, аэрокосмических и других материалах (например, в работах В. И. Влодавца, А. Н. Заварицкого, Б. И. Пийпа, В. И. Тихонова, О. И. Супруненко и Г. П. Декина, Э. Н. Эрлиха, А. А. Святловского, В. А. Ермакова, Б. И. Иванова, А. Е. Шанцера, В. К. Утнасина, С. Т. Балесты, С. А. Федотова, В. И. Горельчик, А. П. Хренова, Л. И. Гонтовой и др.), но нет тектонической карты, отвечающей на все вопросы развития этого района.

Многие авторы работ по тектонике Камчатки отмечали, что здесь преобладают разломы ССВ и ЗСЗ простирания. В работе [9] показано, что ЮЮВ простирание имеют, как правило, складчатые структуры древних (домеловых и мелового) комплексов: Южно-Камчатский антиклинорий прослеживается от мыса Омгон на западе Камчатки до п-ова Шипунский на востоке; Северо-Камчатский антиклинорий протягивается от района Паланы до п-ова Озерновский; между ними располагается Средне-Камчатский синклинальный прогиб. Исследования северо-западного участка Тихоокеанской плиты показали, что возвышенности Обручева и Детройт Императорского хребта вытянуты в СЗ направлении и прилегают к Курило-Камчатскому жёлобу напротив подводного продолжения Кроноцкого п-ова. Кроме этого, крупные формы океанического склона и дна и суши в пределах полуострова имеют одинаковые простирания, например, выделяются небольшие возвышенности, хребты-барьеры и каньоны ЮЮВ простирания, совпадающие с направлением основных антиклинориев и синклинориев нижних структурных ярусов, например, на продолжении Ганальской, Валагинской, Шипунской антиклиналий, п-овов Кроноцкого, Шипунского и Камчатского; а также структур субширотного и СЗ простираний [2, 7, 10]. Геофизические исследования Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) подтвердили гипотезу формирования её блоковой структуры под влиянием СЗ и субширотных транскамчатских глубинных разломов со сдвиговой компонентой [2, 5]. Например, с субдукционными процессами связаны субширотно ориентированные разломные зоны Толбачинско-Андриановская и Щапинско-Чажминская [2, 5, 10]. Для палеоген-миоцена характерна резкая перестройка структурного плана на СВ [10]. Места сочленения крупных структур древнего и молодого возраста характеризуются развитием зон разломов, к которым приурочены долгоживущие центры вулканизма, в том числе и четвертичные вулканы. Согласно [10], оживление движений по более древней системе разломов СЗ и СЗ-меридионального простираний, выражавшееся в проявлении вулканизма, происходило на протяжении всей кайнозойской истории района СГВ.

Согласно комплексным геологическим, геоморфологическим и геофизическим (в том числе и сейсмотомографическим) данным [2, 3, 5, 9, 10, и др.], на территории КГВ выделяются участки современного опускания, в которых происходит интенсивное осадконакопление (В и СВ подножия склонов Ключевского, Козыревская и Хапиченская впадины, ЮЗ подножие Толбачика); и относительно спокойные участки (Удинский и Хапичинский долы, СЗ склоны Ушковского и Крестовского); КГВ имеет сводово-глыбовую структуру, интенсивное развитие разломов СВ и субширотного простирания, меньшую активность разломов СЗ и меридионального простирания. Разломы рассекают КГВ на ряд мозаичных глыб и определяют расположение и характер вулканизма отдельных эруптивных центров, например, Толбачинского, Ключевского, Шивелучского. Отмечено [2, 5], что в ряде случаев нужно говорить не о разломах, а о разломных зонах шириной до 5–10 км, похожих на узкие грабенообразные долины, с амплитудой сбросово-взбросовых подвижек до 1 км и более. Б. И. Пийп[6] описал несколько глубоких древних, но активных разломов: на-

пример, один проходит через Плоский Толбачик и центральную часть Толбачинского дола; другой протягивается от склона Плоского Толбачика на СВ и простирается на ЮВ склон Ключевского [6, фиг. 13]. По его мнению, Горный зуб в массиве Зиминых вулканов — самый древний в КГВ; Малая Удина древнее Большой Удины; Ушковский, Камень, Зимины, Острый и Плоский Толбачики, Малая и Большая Удины начали формироваться на трещинах СЗ направления [6].

Обсуждение материалов.

Исходя из особенностей исторического развития СГВ, а также геофизических данных, неоспоримым становится факт, что основными причинами длительной истории активности СГВ являются субдукционные процессы на пересечении Курило-Камчатской и Алеутской вулканических дуг и Императорского хребта. Эволюция вулканических дуг, неравномерность субдукционных процессов приводят к формированию блоковой структуры СГВ, оживлению в разные эпохи разломов определённых направлений, сопряженности одной разломной зоны с другой, длительной вулканической активности района.

В опубликованных материалах по вулканотектонике СГВ, одни авторы выделяли только главные, на их взгляд, разломы (например, [4, 9]), другие наносили все разломы и трещины, указанные в литературе (например, [8]). Современные спутниковые данные высокого разрешения (Aster, Landsat, Oli-1, EO-1 и др.) позволяют со значительно большей детальностью, чем по топографическим картам и аэрофотоснимкам, анализировать морфоструктуру поверхности Земли и зоны тектонических и вулкано-тектонических нарушений. На основании анализа многочисленных опубликованных данных и спутниковых снимков высокого разрешения на схеме (рис. 1) показано расположение основных глубинных разломных зон (1–3), связанных с главными структурными планами СГВ (древним и молодым) и ответственных, по мнению автора, за появление и продолжение развития вулканизма в районе СГВ до настоящего времени.

Карта-схема расположения основных разломных зон в районе СГВ

Разломная зона 1 (глубинная). В работе [9, фиг. 5] показаны направления дислокаций двух структурных планов — древнего (СЗ, субмеридионального) и молодого (СВ). Исходя из анализа опубликованных данных о разломных зонах и возрасте вулканов СГВ [1–11, и др.], автор полагает, что разломы (вернее крупная разломная зона шириной примерно 180–200 км) СЗ субмеридионального простирания (1 на рис. 1) являются наиболее древними для современной структуры СГВ, следовательно, на них формировались наиболее древние вулканы группы. Отметим, что согласно [9], в допозднеплиоценовое время зона СГВ находилась в пределах крупного синклинория субмеридионального простирания, охватывающего, вероятно, территорию между современными полуостровами Кроноцкий и Камчатский. Однако, полагаю, что простирание этого синклинория (разломной зоны) отличается от показанного в [9] и сходно с простиранием Императорского хребта южнее 50 град. широты. Например, разлом такого направления показан на современных геологических картах Камчатки параллельно восточному побережью п-ва Шипунский; в работе [1] выделен такой разлом по долине р. Толуд в районе КГВ (прямолинейный на протяжении почти 20 км), но не объявлен одним из главных. Думаю, на разломах СЗ простирания (1) начали формироваться базальтовые пьедесталы самых древних вулканов КГВ: Горный Зуб, Малая Удина, пра-Камень, пра-Крестовский. Заметим, что самые древние пьедесталы вулканов Горный Зуб, Камень и Крестовский находятся на одной линии, имеющей примерно одинаковое простирание с Императорским хребтом (продолжение линии разлома проходит по широкой долине на СЗ склоне вулкана Крестовский, что указывает на обновление разлома в течение жизни вулкана) (рис. 1). Широкие протяжённые долины такого же простирания имеются на СЗ склонах вулканов Ушковский и Острый Толбачик. Лавовые куполы Малой Удины лежат на линии такого простирания, возможно, древние вулканы Средний и Поворотная также формировались на разломах такого простирания. Возможно, в позднем плиоцене центром вулканизма Пра-Ключевской группы вулканов была группа Зиминых вулканов с наиболее активным Горным Зубом. В северо-восточной краевой части синклинория на разломах такого же СЗ простирания формировались базальтовые пьедесталы вулканов пра-Харчинский, г. Шиш и пра-Шивелуч (пра-Харчинский и г. Шиш находятся на одной линии). Возможно, на начальное развитие этих древних вулканов на разломах одного направления может указывать сходство составов их пород — магнезиальных андезитов [6]. О долгой жизни одного из разломов (1) говорят, по крайней мере, два факта: на ЮВ склоне Ключевского отмечается хорошо выраженная в рельефе протяженная трещинная зона СЗ простирания (1); Апахончичский и Крестовский вулкано-тектонические желобы в привершинной части Ключевского лежат на одной линии также СЗ простирания (1).

Разломная зона 2 (глубинная). В работе [7] было показано, что благодаря субдукционным процессам образование зоны трансформных разломов на территории Камчатки должно сопровождаться появлением парагенетически связанного с ней комплекса структур субширотно ориентированных левосторонних сбросо-сдвигов, а также грабенов СВ простирания. В верхнем маастрихт-палеоцене по [10], вдоль всей ЦКД с юго-запада на северо-восток образовался разлом (разломная зона) (2). Линию этого разлома показывают на схемах все

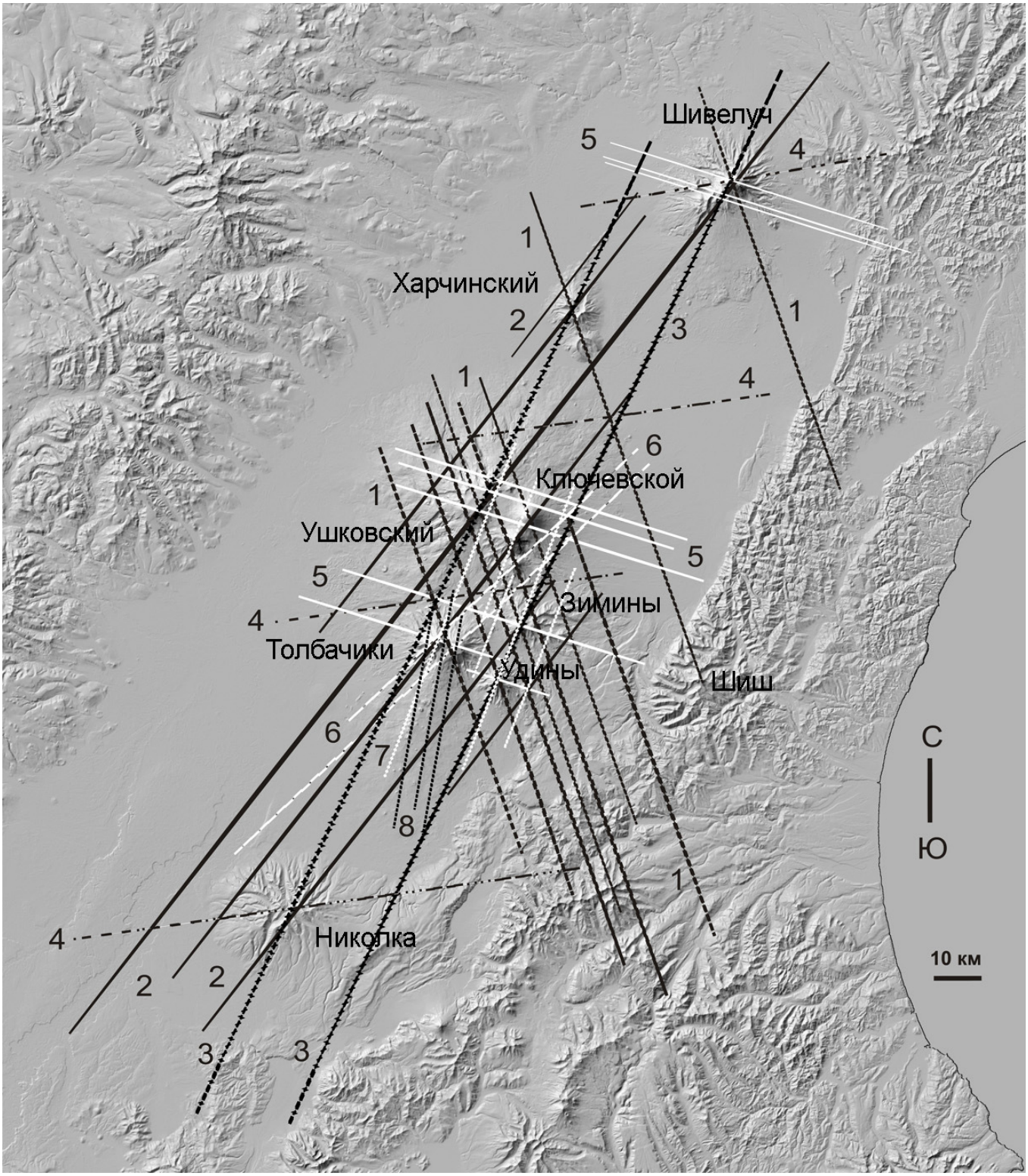


Рис. 1. Схема расположения основных разломов в районе Северной группы вулканов, Камчатка. Описание в тексте.

исследователи, писавшие когда-либо о тектонике СГВ. Думаю, с ним связаны излияния платобазальтов и продолжение развития оснований вулканов пра-Крестовский — пра-Ушковский и пра-Шивелуч (в зоне разлома течет р. Байдарная). Оперяющий разлом (2), вероятно, является причиной образования зоны шлаковых конусов вулкана Харчинский. Глубинный разлом (2) и оперяющие его разломы до настоящего времени играют важную роль в развитии вулканизма СГВ — на них сформировались

ареальные зоны вулканизма КГВ, протянувшиеся через вулканы Толбачик-Ключевской и Ушковский-Крестовский; с ними связано поступление базальтов на поверхность земли в этом районе.

Разломная зона 3 (глубинная). Вероятно, неравномерность субдукционных процессов в районе СГВ привела к образованию разломной зоны шириной до 20 км (3), субпараллельной хребту Кумроч. На западную краевую часть разломной зоны насажены вулканы Николка, Ушковский и Харчинский, на восточную — вулканы Большая Удина, Острая Зимина, Молодой Шивелуч и Старый Шивелуч (разломы отмечаются широкими долинами на склонах этих вулканов) (рис. 1). Вероятно, с этой разломной зоной связано формирование вулкана Молодой Шивелуч — такой разлом рассекает современную кальдеру Молодого Шивелуча посередине; возможно, подвижки по нему привели к частичному разрушению лавового купола вулкана в 2010 г.

Разломы второго порядка — коровые (4–5). Разломы (4). В КГВ хорошо описаны крупные субширотно ориентированные зоны разрывных нарушений: Толбачинско — Андриановская [2, 3, 5], Студеная — Ключ Тундровый [3], Крестовская [5]. Возможно, некоторая вытянутость постройки вулкана Николка вдоль субширотного направления указывает на приуроченность его к такому разлому (3) (рис. 1). Вероятно, субширотно ориентированный левосторонний сбросо-сдвиг (3) явился причиной обрушения юго-восточной части вулкана Старый Шивелуч — разлом хорошо выражен в рельефе, протягивается через всю постройку вулкана и широкую долину р. Ильчинец на востоке от него (рис. 1). Хорошо выражены в рельефе «крупноамплитудные (до 700 м) сбросы, по которым опущено южное крыло» [11, стр. 27] в районе Бараньих скал на правом борту р. Студеная (рис. 1).

Разломы (5). В широкой зоне сформировавшегося сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг проявились молодые разломы ЗСЗ простирания (5). Б. И. Пийп[6] считал, что на таких разломах в юго-восточной зоне КГВ появились «двойные» вулканы: Зимины — Острая и Овальная; Удины — Малая и Большая; Толбачики — Острый и Плоский (рис. 1). Разломы такого направления севернее КГВ были выявлены по данным ГСЗ и гравиметрии [2]. Так как разломы СЗ простирания раскрывались с ЮВ на СЗ, думаю, вулкан Малая Удина старше вулкана Большая Удина, и Острая Зимина старше Овальной Зиминой. Но вулкан Плоский Толбачик моложе Острого Толбачика, так как находится восточнее главного разлома (2), на котором формировалось общее основание этих вулканов (рис. 1). В зоне разломов (5) отмечаются крупные широкие долины на склонах современных вулканов Старый Шивелуч, Ушковский, Острый и Плоский Толбачики, что указывает на оживление этих разломов с течением времени.

Интересно отметить, что разломы (4) субперпендикулярны разломной зоне (1), разломы (5) почти перпендикулярны разломной зоне (3), возможно в этом проявляется парагенетическая связь этих пар разломов, и субширотные разломы (4) древнее разломов (5). Так же отметим, что если для разломных зон (1–3) более характерна вулканотектоническая природа, то для разломов (4) и (5) — тектоническая. Например, сбросовые подвижки по разлому (5), вероятно, привели к крупному обрушению южной части постройки вулкана Старый Шивелуч — разлом хорошо выражен в рельефе на СЗ и ЮВ склонах вулкана. Вероятно, что подвижки по более молодому разлому (5) стали, с одной стороны, причиной катастрофического извержения вулкана Молодой Шивелуч 12 ноября 1964 г., с другой стороны, явились реакцией на освобождение магматического очага в процессе этого катастрофического извержения. Сбросы по этим разломам в виде ступеней чётко проявились после извержения 1964 г. и хорошо выражены в рельефе до настоящего времени (рис. 2). Следует отметить, что Г. С. Горшков и Ю. М. Дубик (1969) описали ступени: «…непосредственно у нижней границы кратера значительные массы взрывного материала дали морфологически единое образование в виде мощных ступеней с перепадом высот до 100 м», но не обсуждали их генезис.

Разломы третьего порядка (трещинные зоны) (6–8). Разломы (6). Региональные зоны шлаковых конусов КГВ, выделенные Б. И. Пийпом[6, фиг. 13], в районе вулканов Ушковский — Крестовский, Толбачик, Ключевской отражены в разломных зонах (1), (2), (3). Возможно, оживление разломов СЗ простирания (1) в зоне разломов СВ простирания (2) вызвало образование описанной Б. И. Пийпом[6] грабенообразной шириной около 5 км относительно малоглубинной трещинной зоны (6), с которой связаны мощные излияния мегаплагиофировых лав на юго-восточную часть КГВ и в долину р. Студеная. Согласно [6], эта зона (6) протягивается на юго-восточный и восточный склоны вулкана Ключевской, она явилась причиной начала формирования вулкана Плоский Толбачик.

Разломы (7). Неравномерно развивающееся сочленение Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг привело к образованию разломов ССВ простирания (7) в центральной части КГВ и позднее — наиболее молодых разломов (трещин) (8) на Толбачинском долу. На разломах (7) располагаются вершины вулканов Большая Удина и Овальная Зимина, с одной стороны, и Малая Удина и Горный Зуб, с другой стороны, то есть наиболее молодые и наиболее древние вулканы в своих группах, что указывает на реальность существования разломов (7). Разломы такого направления (7), проявившиеся в виде протяжённых трещин, на которые насажены молодые шлаковые конусы на юго-западном склоне вулкана Ушковский и Толбачинском долу, описа-

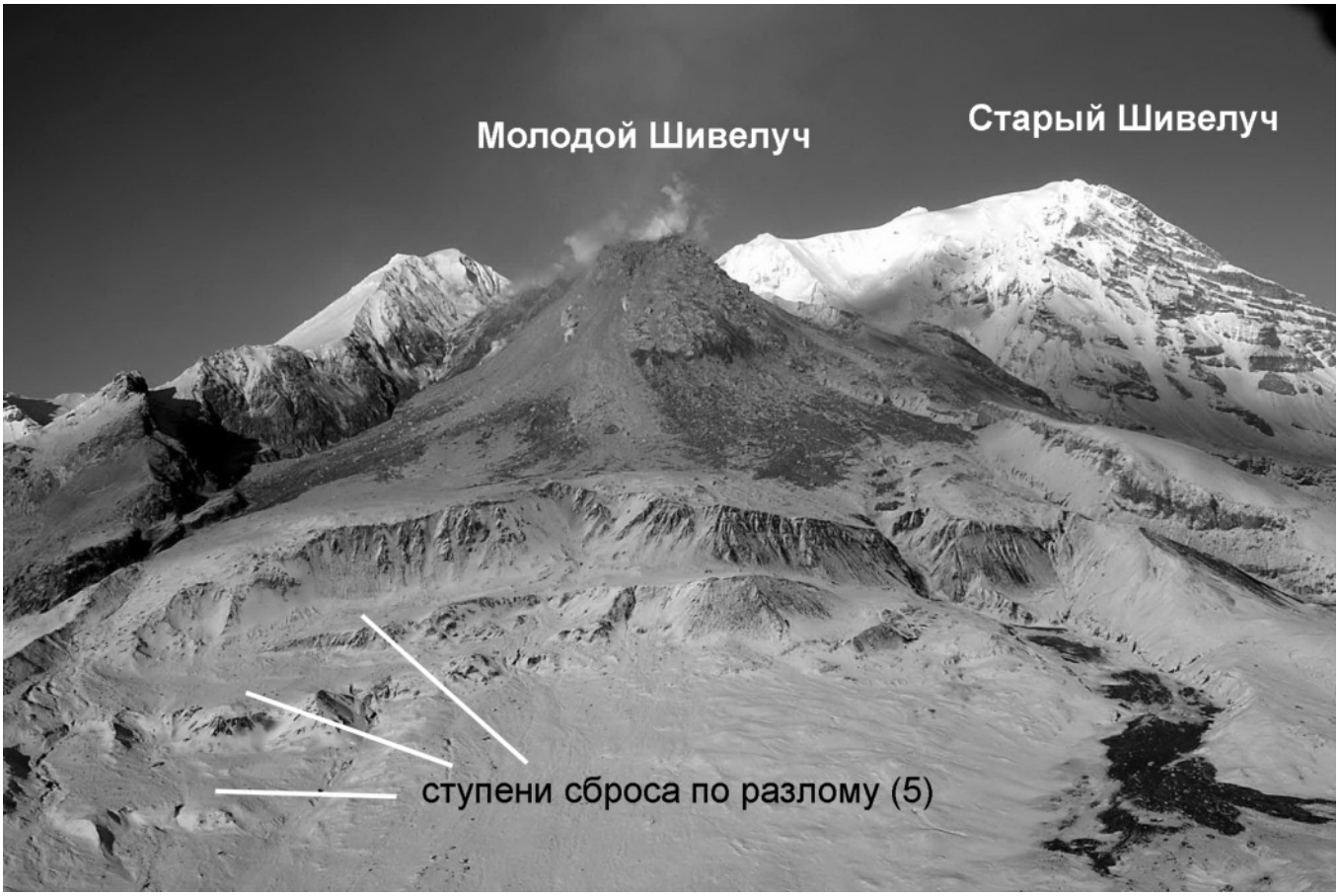


Рис. 2. Проявление на поверхности земли разломов (5) — ступени сброса на краю современной кальдеры вулкана Молодой Шивелуч. Фото Ю. Демянчука.

ны в работах [6, 8]. Например, на разломе такого простирания образовался прорыв 2012–2013 гг. им. ИВиС ДВО РАН на Толбачинском долу.

Кроме этого, правосторонние сбросо-сдвиговые подвижки по разломам (7), вероятно, привели к обрушению в разное время вершинных частей вулканов Острый Толбачик и Камень; к оседанию восточных подножий вулканов Ушковский и Острый Толбачик — линии разломов и ступени сбросов хорошо выражены в рельефе (рис. 1). Как указывал Б. И. Пийп[6, стр. 47], цепочка экструзивных куполов Плотины «располагается почти точно на направлении... сброса Камня» и далее: «...она (Безымянная — прим. авт.) несколько удлинена... в направлении сброса Камня». Вероятно, при правосторонних сбросовых подвижках по разлому (7) произошло образование цепочки экструзивных куполов Плотины (западная часть этой цепи поднята, восточная опущена), и на продолжении этого разлома, началось формирование вулкана Безымянный.

Разломы (8). Разломы (8) в виде протяжённых трещин, на которые насажены молодые шлаковые конусы, хорошо выражены на Толбачинском долу (рис. 1). Например, на разломе такого простирания образовался Северный прорыв 1975 г. Вероятно, активизация разломов (7) и (8) на Толбачинском долу оказывала воздействие на разломную зону (6), что, как известно, не раз приводило к исчезновению лавового озера после формирования кальдер обрушения на вершине вулкана Плоский Толбачик [6].

Заключение.

Думаю, все разломы, когда-либо проявившиеся в районе СГВ, являются долгоживущими. Активизация разломов одних направлений опосредованно может приводить к активности других, но может обусловливать схлопывание иных разломов, всё в отражается на активности вулканов СГВ. Например, на пересечении разломов (6) и (8), и возможно, (2), в 1941 г. произошло извержение юго-западнее вершины Плоского Толбачика; на пересечении разломов (1) и (2) — в 1945 г. сильное вершинное извержение Ключевского; в разломной зоне (6) и, вероятно, под влиянием разломов (1), в 1945, 1946, 1951, 1953 гг. образовались прорывы на В склоне Ключевского. Такая активизация разломных зон (6) и (1), вероятно, спровоцировала пробуждение Безымянного в 1955 г. Последовавшая за этим активизация разлома (7) привела к правостороннему смещение блоков коры в районе Безымянного и его катастрофическому взрыву 30 марта 1956 г. Дальнейшая деятельность Безымянного (рост экструзивного купола в кратере) связана с активностью разломной

зоны (6) и разлома (1). Другой пример: возможно, в связи с продолжительными извержениями базальтов в районах Ключевского (1 сентября 2012 г. -15 января 2013 г. и 15,08-15 декабря 2013 г.) и Толбачинского дола (27 ноября 2012 г. — 09,2013), Безымянный не извергается с 1 сентября 2012 г.

Список литературы

1. *Влодавец В. И.* Ключевская группа вулканов // Тр. Камч. вулканол. ст. Вып. 1. 1940. 124 с.
2. Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. 148 с.
3. *Ермаков В. А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра. 1977. 224 с.
4. *Заварицкий А. Н.* Вулканы Камчатки. М.: АН СССР, 1955. 152 с.
5. *Иванов Б. В., Попруженко С. В., Апрелков С. Е.* Глубинное строение Центрально-Камчатской депрессии и структурная позиция вулканов // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН. 2001. С. 45–57.
6. *Пийп Б. И.* Ключевская сопка и её извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. Лабор. вулканол. АН СССР. Вып. 11. 1956. 312 с.
7. *Селивёрстов Н. И.* Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. В. Беринга. 2009. 191 с.
8. *Сирин А. Н.* О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука. 1968. 196 с.
9. *Тихонов В. И.* Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов // Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. Труды ГИ АН СССР. Вып. 89. М.: АН СССР. 1963. С. 7–27.
10. *Шанцер А. Е.* Структурное обрамление юга Ключевской группы вулканов и особенности тектоники и магматизма Кроноцко-Тигильской поперечной зоны // Бюл. вулканол. станций. 1979. № 56. С. 67–73.
11. *Эрлих Э. Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука. 1973. 244 с.

УДК 551.21

В. А. Дрознин, С. А. Чирков

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский

Особенности дистанционного измерения температуры при изучении вулканических извержений

Анализируются особенности термограмм, полученных тепловизором Flir ThermaCAM SC 640 во время извержения вулкана Горелый (2008–2013 гг.) и Нового Трещинного Толбачинского извержения имени 50-летия ИВиС (2012–2014 гг.).

Введение

В настоящее время широко используются дистанционные способы измерения температуры: инфракрасные пирометры, тепловизоры, которые особенно полезны в труднодоступных местах и в частности при извержении вулканов. В подобных приборах регистрируется не непосредственно температура поверхности, а радиационный поток и поэтому для пересчёта регистрируемого сигнала в температуру поверхности необходимо учитывать коэффициент излучения поверхности, поглощение сигнала в атмосфере, пространственное разрешение прибора. По умолчанию полагается, что регистрируется радиационный поток от излучающей поверхности. На практике встречаются случаи, когда в поле зрения прибора попадает сигнал не только от излучающей поверхностью, но и отражённый от внешнего (для неё) источника. В сообщении рассматриваются примеры ситуаций, где регистрируемый сигнал не соответствует температуре измеряемой поверхности, так как совмещён с отраженным радиационным потоком.

Напомним, что первые модели тепловизоров фирмы AGA (прародительницы фирмы Flir) комплектовались отражающими полированными металлическими зеркалами, т. к. их рабочее положение должно было быть субгоризонтально из-за использования жидкого азота для охлаждения регистрирующего элемента. Коэффициент отражения был близок к 100% и, соответственно, поток отражаемый зеркалом, практически не искажал распределения температуры исследуемой поверхности.

Извержение вулкана Горелый 2010–2014 гг.

Рассмотрим рис. 1 с термограммой за 21 июня 2010 г. места выхода парогазовой струи, при извержении вулкана Горелый, на которой регистрируется отражённый сигнал. Очевидно, что на термограмме красное пятно на озере (посредине внизу низ кадра) не соответствует фактическому повышению температуры поверхности озера, а соответствует отражению радиационного потока от высокотемпературной области в центре кадра. Температура воды в озере практически одинакова, а на термограмме правая часть представляется как существенно выше. Изображение на термограмме можно сравнить с ночной фотографией у костра, когда на лицах виден отблеск костра и цветовая температура явно выше фактической. На термограмме отражённый радиационный поток наблюдается от озера до места выхода струи и далее выше, где суммируется с обрамлением струи. Поэтому даже точность определения по термограмме диаметра парогазовой струи не представляется возможной.

Как отмечалась ранее [1] точное определение температуры струи также не возможно, так как тепловизор SC 640 фирмы Flir регистрирует радиационный поток в области прозрачности атмосферы 7,5–13 μм и, соответственно, в этом диапазоне высоко температурная парогазовая струя прозрачна.

Для иллюстрации эффекта прозрачности на рис. 2 приведена термограмма пламени газовой горелки. Радиационная температура пламя горелки AR01 всего 96° С, хотя температура нагретой части сопла AR02 достигает 327° С. Непосредственно тепловизором измерить температуру пламени невозможно. Поэтому приходиться поместить в пламя посторонний предмет, например проволоку AR03, и значением её температуры 499° С характеризовать температуру пламени. Аналогично по термограмме рис. 1 не может быть определена температура струи, мы можем определить лишь температуру нагретой стенки.

В итоге при интерпретации термограммы рис. 1 следует выделять три области: область струи, область ложных температур и обычную (штатную) область. В последней можно характеризовать регистрируемый сигнал распределением температуры поверхности. В области струи интерпретация затруднена, но можно оценить максимальную температуру (поверхности) в месте выхода струи. По экспериментам она составила 817° С.

Заметим, что в работе [1] по пульсациям струи, представляемой в виде последовательности плюмов, определялась скорость струи, как скорость подъёма плюма. Характер изменения температуры в начале

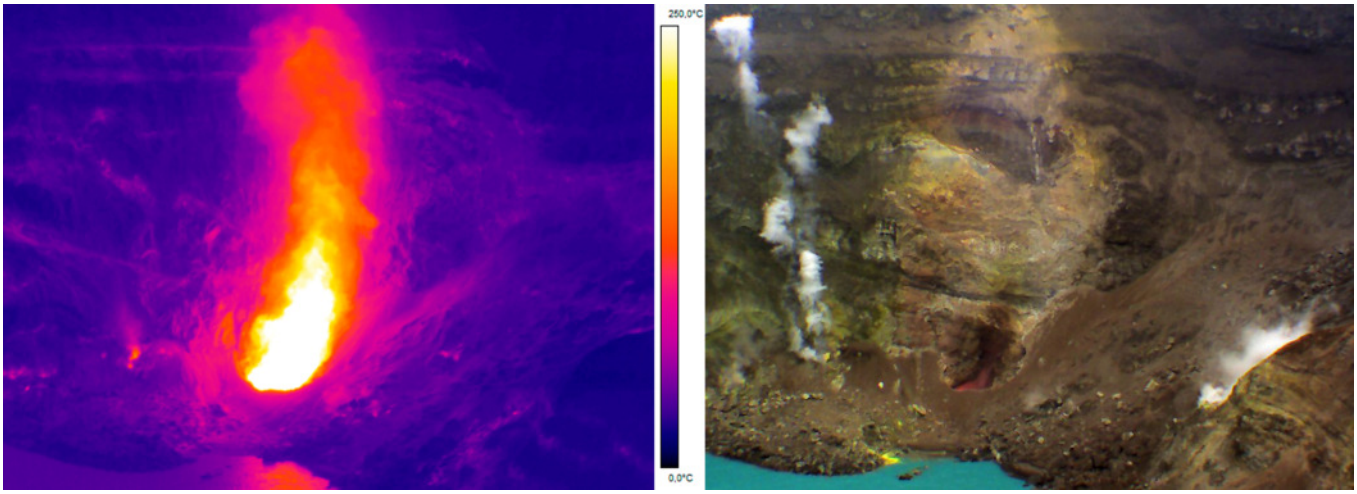


Рис. 1. Вулкан Горелый 21 июня 2010 г. Термограмма и фото места выхода газа.

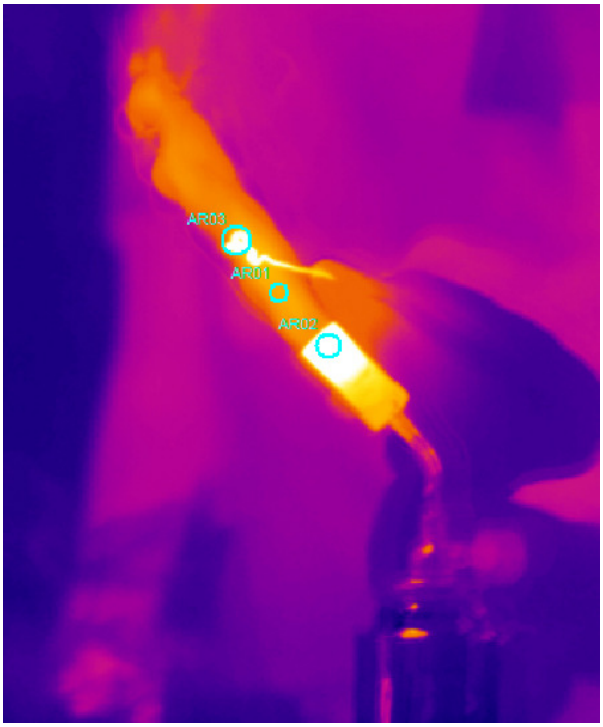


Рис. 2. Термограмма нагрева проволоки в пламени газовой горелки

струи при извержении вул. Горелый иной: скорее пульсации температуры отражают конвективное изменение формы пламени костра.

НТТИ имени 50-летия, частота выбросов

Эффузивная активность НТТИ имени 50-летия весной 2013 г. в основном проявлялась в виде стромболианских взрывов. На рис. 3 представлена термограмма северного кратера центра имени С. И. Набоко Для описания основных черт объекта на термограмме выделены пять областей и одна точка.

Для определения частоты выбросов на термограмме над кратером выделена прямоугольная область AR02, через которую проходит полёт бомб. Для этой области по последовательности термограмм строился график AR02 средней температуры (рис. 4) и по нему считалось число выбросов (число пиков на графике) в каждой последовательности (табл. 1). Средняя скважность выбросов составила 7 с.

Отражённая температура

Огонь костра создаёт магическое, завораживающее чувство. Подобный эффект возникает при наблюдении извержения. Термограмма даже при удачном выборе палитры цветов не передаёт изменчивость игры цвета. Нужна динамика, т. е. видео запись. Тогда можно ощутить выбросы бомб как вспышки. Была выделена область AR01 для рассмотрения изменения температуры внутренней поверхности кратера. Выделенная область находится среди участка с большей крутизной склона и на неё в течении эксперимента практически не падали бомбы. На рис. 4 приведён график средней температуры области AR01. Очевидно, что температура поверхности кратера не может мгновенно измениться из-за пролёта бомб, т. к. процесс теплообмена достаточно инерционен. Поэтому изменение регистрируемой температуры в области связано AR01с отражённым сигналом, источником которого являются выброс бомб, на что указывает высокая корреляция температур областей AR01 и AR02.

Остывание бомбы

Над кратером постоянно клубился сизый газ. При выбросах бомб в большинстве случаях количество пепла было не значительно. Пепловые султаны не образовывались, тем не менее, на термограммах фиксировались кратковременные области высоких температур, типа облака как в центре рис. 3. Причиной образования этих областей является наличие пепла, но (как и в примере с горелкой) регистрируемая радиационная температура скорее характеризует температуру пепла, чем температуру газа. Размер частиц на порядки меньше разрешения

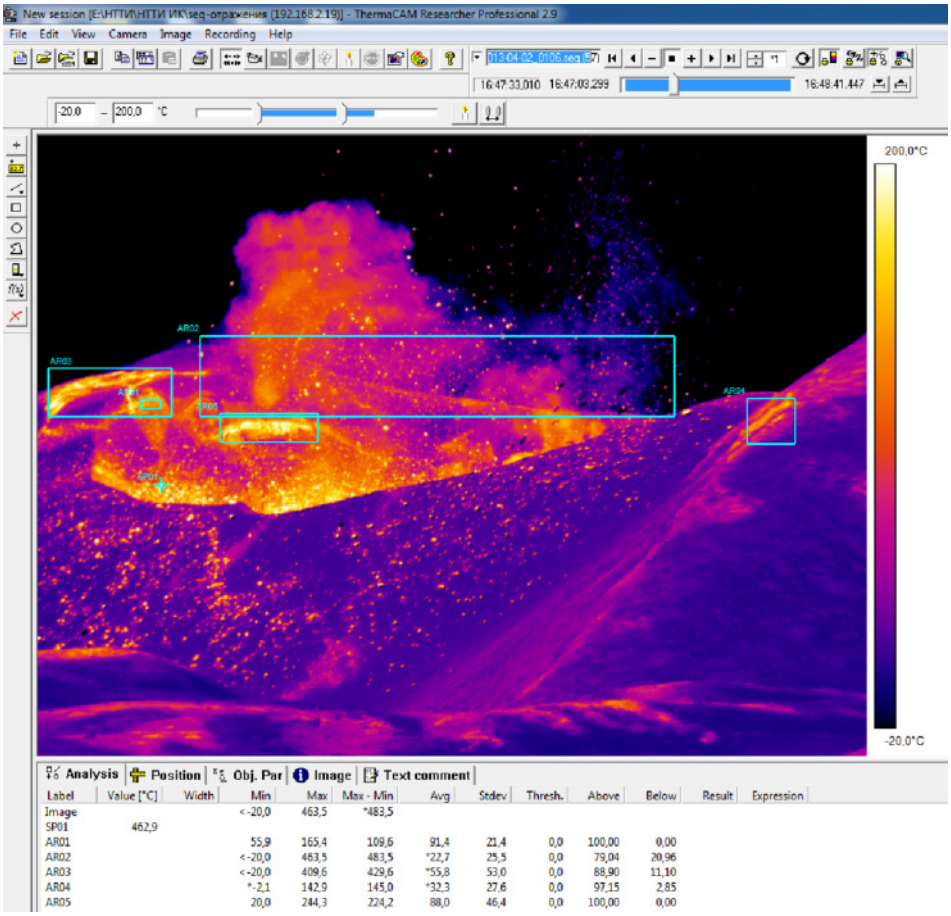


Рис. 3. Термограмма северного кратера центра имени С. И. Набоко за 02,04.13. Выделены прямоугольные области и одна точка, температуры в которых анализируются (см. текст).

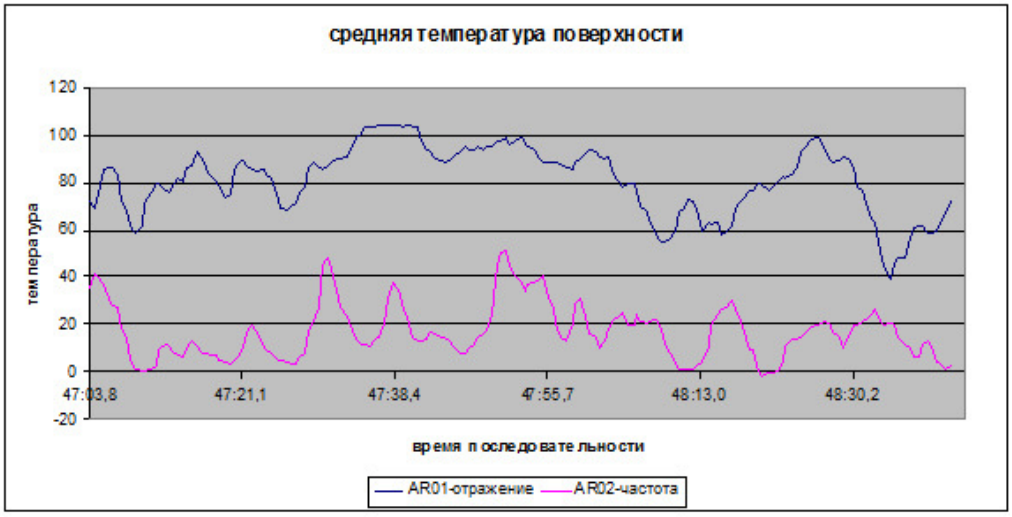


Рис. 4. Средняя температуры области AR02, через которую проходит полёт бомб, и области AR01, через которую в ходе эксперимента бомбы не залетали (см. рис. 3).

и регистрируемая температура зависит от концентрации пепла в потоке газа. Разница регистрируемой температуры в газо-пепловой смеси свидетельствует как о разнице в концентрации пепла, так и о разнице температуры пепла. Представление о размере пепловых частиц даёт фотография образца лапилли рис. 5.

На термограмме рис. 3 видны высокотемпературные точки летящих и упавших бомб. Точкой Sp01 отмечено место падение одиночной бомбы, для кото-

Таблица 1. Распределение температуры вокруг бомбы с координатами $x = 95$, $y = 270$.

номер	дата	время начала	Длительность записи, сек	Число взрывов	Скважность, сек
0039	26.03.2013	13:59:57,54	184	25	7,4
0044	26.03.2013	14:06:59,34	184	21	8,8
0047	26.03.2013	14:13:48,30	98	15	6,5
0062	26.03.2013	14:27:52,96	98	17	5,8
0063	26.03.2013	14:35:13,53	98	13	7,5
0064	26.03.2013	14:40:44,57	184	21	8,8
0069	02.04.2013	14:48:24,57	184	24	7,7
0056	02.04.2013	13:03:17,80	98	13	7,5
0106	02.04.2013	16:47:03,23	98	17	5,8
0141	09.04.2013	16:11:32,58	67	11	6,1
0144	09.04.2013	16:18:08,31	37	8	4,6



Рис. 5. Образец лапилли в виде «пакли».



Рис. 6. Остывание упавшей бомбы.

рой прослежен темп остывания рис. 6. Полученный темп остывания 1,44° C/c отнесен к температуре 425° C/c.

Разрешение тепловизора в данном эксперименте было 0,6 м/pl. Бомба имеет размер больше 1 пиксела. На это указывает распределение температур вокруг точки с координатами бомбы $x = 95$, $y = 270$ табл. 2.

Аномальные зоны

На термограмме рис. 3 выделены области повышенной температуры AR03, AR04, AR05. Они расположены на внешней поверхности в при вершинной части конусов. В целом эти термоаномалии соответствуют термоаномалиям типа «парящий грунт». Такие аномалии для шлаковых конусов известны как конвекционные системы, долго существующие после извержения в основном за счёт окислительных процессов кислорода атмосферы и, по-видимому, практически без подпитки магматическими газами (эндогенным флюидом).

Представляет интерес аномалия AR05 в центре термограммы рис. 3, расположенной как горизонтальная толща. Механизм её образования очевидно отличен от приповерхостных аномалий AR03 и AR04. Расположение этих трёх аномалий, как видно на рис. 7, связано с окисленными породами (красного цвета).

Выделенные термоаномалии показаны на рис. 3 и на рис. 7, когда эксплозии в кратере закончились.

Отметим, что на фотографиях НТТИ наблюдается чередование не окисленных (чёрных) и окисленных (красноватых) пород. Хотя особенностью этого извержения было разрушение старого конуса Красный и растаскивание первоначальной постройки северного кратера, возникает предположение, что окисление пород (вторичный разогрев) происходит и в ходе извержения и не только вблизи дневной поверхности.

Снежная стенка

рис. 8 демонстрирует ситуацию при контакте лавы со снегом; а) фото и термограммы, снятые в разных диапазонах: б) от -30° C до +150° C, в) от 0° C до +500° C, г) от 300° C до 1200° C.

На рис. 8-б показано место расположения профиля, а на рис. 9 распределение температур. Температура снега повышается по мере приближении к лаве и, что важно она больше нуля. Это обстоятельство указывает на то, что регистрируется суммарное

Таблица 2. Распределение температуры вокруг бомбы с координатами x = 95, y = 270

X/Y	92	93	94	95	96	97	98
266	44,0	57,1	47,2	56,4	59,4	74,7	92,8
267	52,2	67,7	65,8	71,3	92,1	79,5	62,2
268	82,6	104,3	150,1	210,6	209,9	112,3	58,9
269	110,3	240,0	338,4	330,6	190,4	110,6	69,2
270	125,7	334,1	455,6	462,9	303,3	140,3	73,1
271	140,7	179,7	282,2	335,3	314,7	125,8	80,0
272	125,9	167,2	206,1	163,2	134,5	97,0	113,0
273	103,4	216,7	210,3	111,2	74,0	95,8	116,1
274	92,3	190,4	133,3	85,3	60,0	76,5	81,6

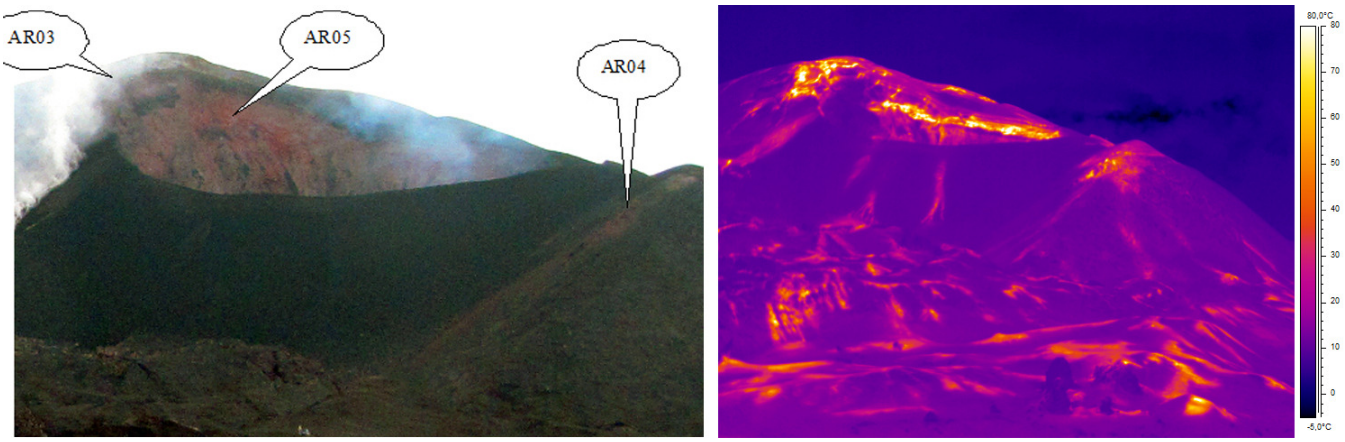


Рис. 7. Фото и термограмма северного кратера центра имени С. И. Набоко 28 августа 2013 г., демонстрирующие существование термоаномалий типа «парящий грунт».

излучение: от поверхности снега (определяемое его температурой) и отраженное (определяемое температурой лавы и коэффициентом отражения от снежной поверхности.).

Максимальная температура поверхности лавы в этом эксперименте достигала 942° C, средняя порядка 435° C. (зафиксированная максимальная температура лавы составила 1047° C)

Окно в лавоводе

На рис. 10 приведены фотографии и термограмма отложений возгонов в окне над лавовым (толудским) потоком за 28 августа 2013 г. Для характеристики радиационных температур по цвету отложений были выделены четыре области: голубая AR03 и три зеленоватых: AR01 — зелено-голубая, AR02 — зелёная AR04 — зелёно-жёлтая. На фотографии можно выделить области с отложениями сиреневого и белого цвета, но им соответствует радиационная температура <200° C, т. е. ниже диапазона регистрации, который составлял от 300° C до 1200° C. (максимальная температура на термограмме рис. 5б составила 923° C

Таблица 3. Радиационная температура в областях, выделенных на рис. 10

		мини-мум	макси-мум	сред-няя
зелёно-голубая	AR01	460,6	615,5	508,1
зелёная	AR02	521,7	649,2	562,8
голубая	AR03	375,4	518,3	407,9
зелёно-жёлтая	AR04	495,5	681,3	568,2

Заключение

Рассмотренные примеры демонстрируют, что значения радиационной температуры не соответствуют истинной температуре поверхности. Оценить в мощности излучения регистрируемой тепловизором долю излучения от измеряемой поверхности лавы от доли отражённого от измеряемой поверхности радиационного потока не представляется возможным.

По-видимому, обнаружение отражённого сигнала требует изменения процедуры измерения. Например, установления защитных экранов. По крайней

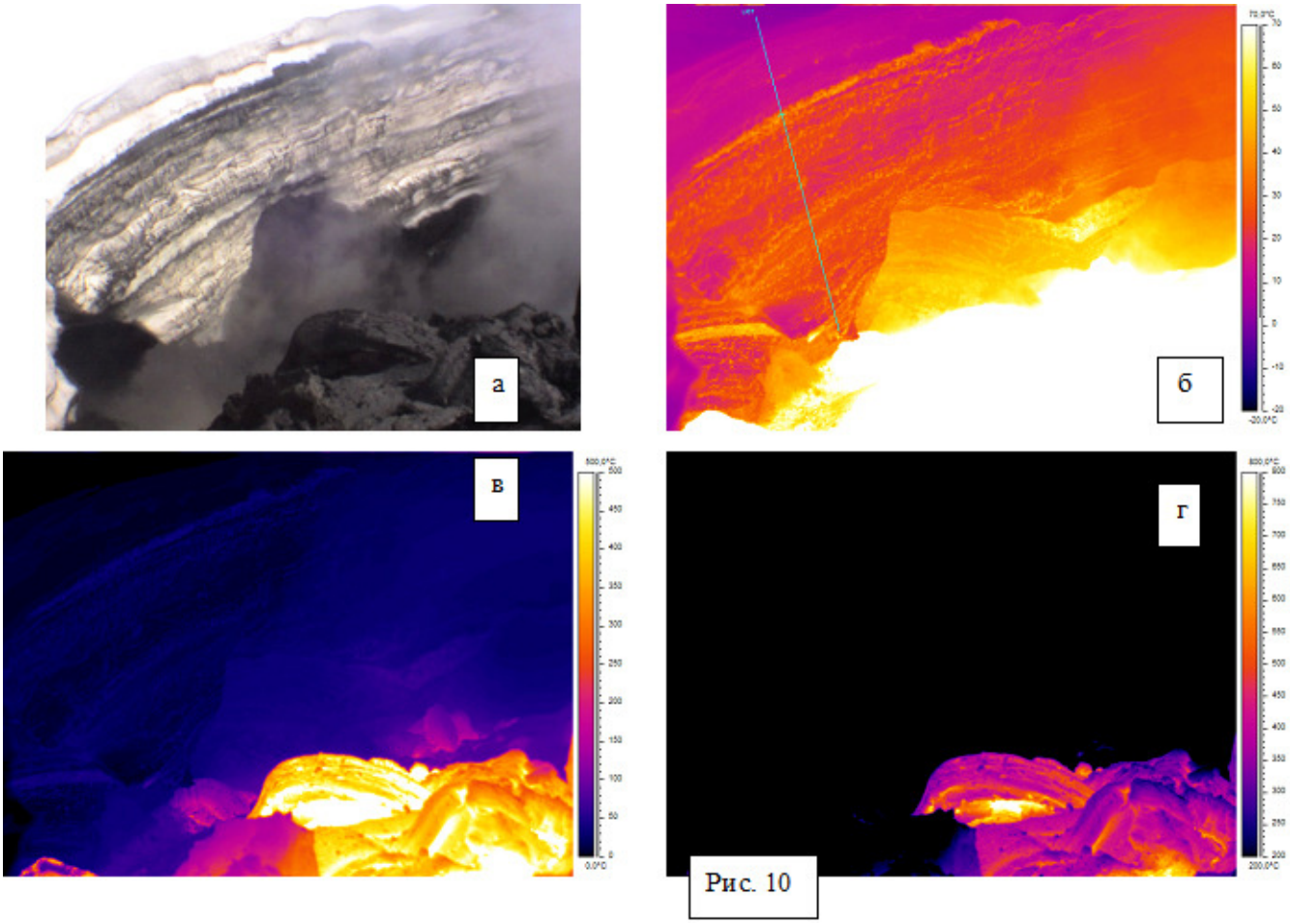
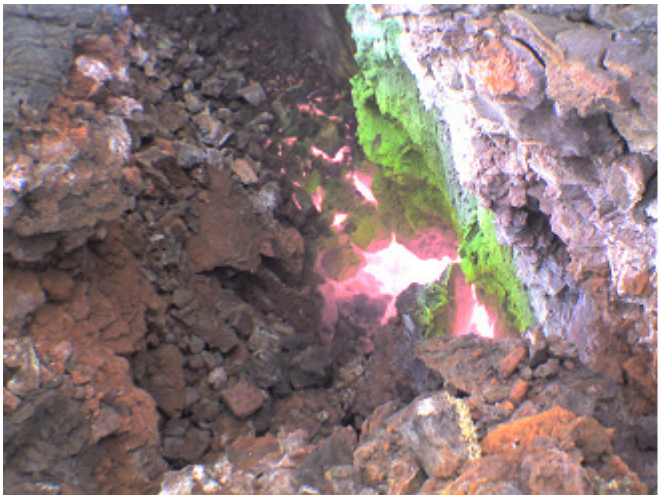


Рис. 8. Контакт снега с лавой температурой до 942° С. Фотография — а) и термограммы, снятые в разных диапазонах: б) от -30° С до +150° С, в) от 0° С до +500° С, г) от 300° С до 1200° С. На рис. 8б указано расположение температурного профиля.



Рис. 9. Радиационная температура снега по профилю, указанному на рис. 8а



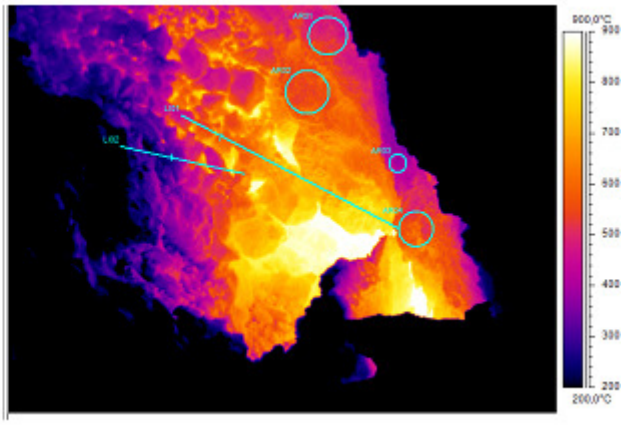


Рис. 10. Фотографии и термограмма отложений возгонов в окне над лавовым (Толудским) потоком за 28 августа 2013 г.

мере при измерениях поверхностей не перпендикулярных линии визирования надо помнить про эффект отражения.

Не исключено, что совместный анализ 3-Д поверхности и термограмм позволит выявить наличие отражённого сигнала, но сомнительно, что будут найдены инженерные формулы для его расчёта.

Список литературы

1. *Гордеев Е. И., Дрознин В.А* Температура эксплозивного шлейфа извержения вулкана Корякский в 2009 г. ДАН 430 № 3, сс.349–351
2. *Дрознин В. А., Дубровская И. К.* Термограммы газового извержения вулкана Горелый 2010–2011 г.г.// «Вулканизм и связанные с ним процессы» Петропавловск-Камчатский,29–30 марта 2012 г., сс. 63

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.21

В. А. Дрознин, С. А. Чирков

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: dva@kscnet.ru

Тепловая мощность парогазовых шлейфов вулкана Жупановский

На примере регистрации тепловизором Flir ThermaCAM SC 640 парогазовых шлейфов в ходе извержения 2013–2015 гг. вулкана Жупановский демонстрируются приёмы и методика реализации способа расчёта продуцируемого расхода пара и продуцируемой тепловой мощности.

Введение

Вулкан можно рассматривать как механизм, поставляющий на дневную поверхность глубинное вещество Земли. Основным параметром при этом является продукция, в частности массовый расход продуцируемого газа. Полагая, что продуцируемый газ в основном состоит из водяного пара, в том случае, когда вынос газа производится в виде паровых шлейфов, его продукция может быть оценена.

Расчёт продуцируемого пара

Для расчёта расхода надо определить сечение потока, концентрацию измеряемой компоненты и скорость. Сечение потока продуцируемого пара можно сопоставить (приравнять) с сечением парового шлейфа и измерить дистанционно, например, по фотографии. Так как, как правило, паровые шлейфы имеют пульсационный характер и являются чередой плюмов, скорость подъёма куполов плюмов может быть измерена, например, с помощью видеозаписи. Концентрация продуцируемого пара в шлейфе может быть рассчитана по температуре шлейфа, измеряемой, например, тепловизором.

Расчёт концентрации продуцируемого пара в паровом шлейфе был выполнен в работе [1]. При этом полагается, что атмосферный воздух, имеющий температуру T влажность φ, нагревается паром до температуры шлейфа T_2 и пар в шлейфе становится насыщенным. т. е. его концентрация однозначно определяется температурой шлейфа. Пар в шлейфе частично состоит из того, что был в атмосферном воздухе и частично из пара продуцируемого вулканом. Для названия концентрации продуцируемого пара в работе [2, 3] было предложено определение недосыщенность.

Расчёт недосыщенности

Атмосферный воздух является смесью газов: собственно сухого воздуха, (состоящего из азота, кислорода и т.д,) и паров водяного пара. В смеси газов по закону Дальтона давление смеси равно сумме парциальных давлений отдельных составных частей смеси, т. е. давлений, которые имел бы каждый из данных газов, если бы он один занимал весь объём газовой смеси. Плотность, или что тоже. концентрация газа в смеси выражается через парциальное давление. При низких температурах и давлениях газы в воздухе подчиняются уравнению идеального газа — уравнению Клапейрона — Менделеева.

Если известна температура t, влажность воздуха φ и атмосферное давление — P, то можно выразить соотношение массы пара к сухому воздуху β через их парциальные давления φE и $(P - \varphi E)$, молекулярные веса пара μ и сухого воздуха $\mu_в$

$$\beta = \frac{\varphi E \mu}{(P - \varphi E)\mu_в}.$$

Заметим, что если мы переместим воздух в другие *P-T* условия, то плотности пара и сухого воздуха изменятся, но соотношение масс β сохранится. Так если в новых условиях изменилась температура с t на T_2, то в соответствии с формулой Магнуса (характеризующей линию насыщения):

$$E = E_0 10^{\frac{7.45t}{235+t}}, \text{где } E_0 = 6.1 \text{ мб}, t \text{ — температура } ^\circ\text{C}$$

изменилось и парциальное давление пара с E на E_2. При этом концентрация сухого воздуха стала

$$m_B = \frac{(P - E_2)\mu_B}{RT_2}.$$

Соответственно, умножая на соотношение β, получим концентрацию пара, поступившим с сухим воздухом, в виде:

$$\beta m_в = \frac{\varphi E \mu (P - E_2)}{(P - \varphi E) R T_2}.$$

Определим недосыщенность воздуха как концентрацию водяного пара, которую надо добавить к атмосферному воздуху, чтобы он стал насыщенным при другой температуре, например в шлейфе. Тогда

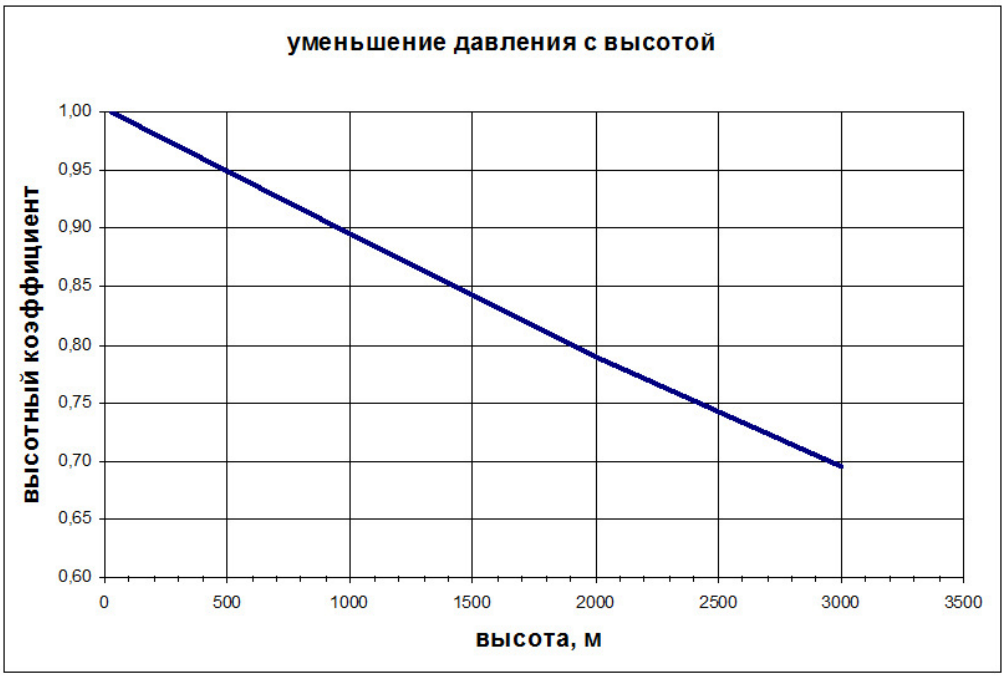


Рис. 1. График для коррекции атмосферного давления в зависимости от высоты измеряемого сечения шлейфа.

его недосыщенность можно выразить как разницу плотности насыщенного пара при новой температуре (и упругости) и концентрации (плотности) пара, поступившего с атмосферным воздухом:

$$\gamma = \frac{\mu}{RT_2}\left(E_2 - \frac{\varphi E(P - E_2)}{P - \varphi E}\right), \qquad (1)$$

где P — атмосферное давление, E — упругость пара в атмосфере, E_2 — упругость пара в шлейфе, μ — молекулярный вес пара.

Паровой шлейф становиться видимым, когда в нём находятся капли (туман), образующиеся за счёт конденсации части продуцируемого пара. Концентрация капельной жидкости в метеорологии называется водностью. Тепло конденсации увеличивает теплосодержание шлейфа. Обозначим:

$\rho_к$ — водность

γ — недосыщенность

$c_п$, $c_в$ — удельную теплоёмкость пара, воздуха

r — теплота парообразования

T_0 температура пара на устье

T, T_2 — температура воздуха, в шлейфе; $\Delta T = T_2 - T$

β — соотношение массы пара к сухому воздуху в атмосфере (см. Приложение)

$m_в$ — концентрация сухого воздуха (см. Приложение)

Запишем калориметрическое уравнение передачи продуцируемого тепла и теплоты конденсации к атмосферному воздуху

$$c_п T_0 \gamma + r\rho_к = (c_п \beta m_в + c_в m_в)\Delta T \qquad (2)$$

и получим из него выражение для расчёта водности

$$\rho_к = \frac{(c_п \beta m_в + c_в m_в)\Delta T - c_п \gamma T_0}{c_п T_0 + r} \qquad (3)$$

Массовый расход продуцируемого пара получим, умножая концентрацию продуцируемого пара $\gamma + \rho_к$ на сечение шлейфа и на скорость в нём.

Умножая полученное значения массового расхода на теплоёмкость пара при температуре на устье, определяем тепловую мощность продуцируемого пара.

В табл. 1 для сравнения приводится и тепловая мощность шлейфа (которая за счёт конденсации будет больше).

Физические свойства

- Теплоёмкость пара, как 3-х атомного газа $c_п = 1{,}84755$ Кдж/кг·К
- Теплоёмкость воздуха как 2-х атомного газа $c_в = 1{,}00341$ Кдж/кг·К
- Плотность воздуха при нормальных условиях $\rho_к = 29/22{,}4 = 1{,}29$ кг/м^3
- Плотность пара при нормальных условиях $\rho_к = 18/22{,}4 = 0{,}8$ кг/м^3
- Теплота парообразования $r = 2258$ Кдж/кг

Для расчёта будем использовались изменение свойства газов от температуры и давления в соответствии с законом идеального газа.

Так как давление в шлейфе на высоте измерения не измерялось, то оно учитывалось через высотный коэффициент. На рис. 1 представлен график изменения высотного коэффициента, построенный на основе значений среднего давления за 2013 г. по данным метеостанции Петропавловск-Камчатский.

Таблица 1. Параметры фумарол вулкана Жупановский.

	температура на устье,	температура шлейфа	температура воздуха	диаметр, м	ΔT	скорость, м/с	объёмный расход в шлейфе, М3/с	тепловая мощность шлейфа, МВт	недосыщенность, кг/м^3	водность кг/м^3	массовый расход продуцируемого пара, кг/с	тепловая мощность продукции, МВт
	$T0$	T	T_a	D		u	V	Wш	γ	$\rho_к$	Qп	W
25,10.13												
Октябрьская	200	-5	-10	45	5	5,5	8747	47	0,001 777	0,001 803	31	12
26,10.13												
Октябрьская	200	20	-10	13	30	4	531	17	0,015 876	0,010 084	14	5
AR01	200	24,5	-10	10	34,5	4,5	386	14	0,021 058	0,011 203	12	5
AR02	200	15,5	-10	14	25,5	4,5	693	19	0,011 746	0,008 818	14	5
AR03	200	7,17	-10	17	17,17	4,5	1064	20	0,006 276	0,006 167	13	5
AR04	200	0	-10	21	10	4,5	1575	17	0,00 324	0,00 365	11	4
Под скалой	200	-1,2	-12	13	10,8	4	531	6	0,003 083	0,004 035	4	1
Доступная	200	-20	-30	60	10	4	11 310	132	0,000 759	0,004 337	58	21
Недоступная	200	-20	-30	100*30	10	4	12 500	145	0,000 759	0,004 337	64	24
02,07.14												
Дубль	100	49	18	4,4	31	2	26	1	0,069 268	0,007 134	2,0	0,4
Верхняя seg268	100	40	16	10	24	6	471	11	0,042 159	0,006 457	23	4
Верхняя seg227	100	62	14	7	48	5	204	10	0,134 884	0,009 223	29	5
Под скальная	100	26	16	5	10	5	99	1	0,015 042	0,002 881	1,8	0,3

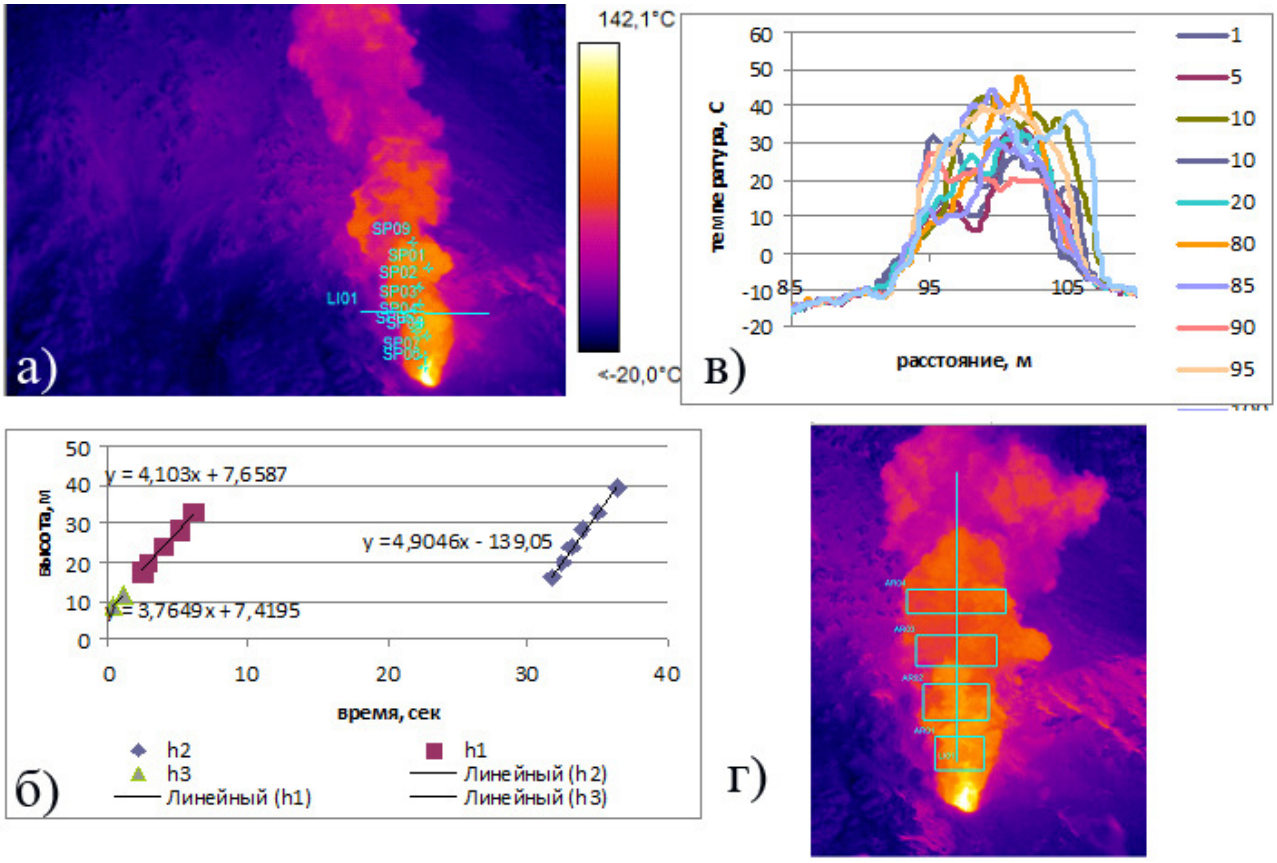


Рис. 2. Термограмма парового шлейфа фумаролы Октябрьская за 26-10-2013 (Жупановский вулкан). Расстояние 1100 м.
а) SP — положение неоднородности в шлейфе при подъёме
б) графики подъёма неоднородностей
в) распределение температуры на профиле LI01, указанном на рис. 2а.
г) положение площадей для определения средней температуры в шлейфе.
Параметр графика — номер кадра в последовательности.

Определение параметров шлейфа

Измерения выполнялись с помощью тепловизора высокого разрешения Flir ThermaCAM SC 640 с матрицей 640*480. Анализировались последовательности термограмм. Без компьютера тепловизор запоминает последовательность в 186 кадров. Скважность между кадрами устанавливалась, как правило, в 1 с. В комплекте с компьютером выбор скважности и длительности регистрации не лимитирован.

На рис. 2а показано изменение расположения точек вершины купола плюма (неоднородности шлейфа) для различных кадров последовательности. С учётом масштаба изображения и скважности термограмм строиться график подъёма купола и определяется скорость рис. 2б. Среднее из полученных значений принимается за значение скорости в шлейфе.

На рис. 2в приведены графики распределении температур на профиле, показанном линией LI01 на рис рис. 2а. Параметром кривых является номер кадра. Полагая, что сечение шлейфа соответствует кругу, найдем, что средний диаметр шлейфа равен 106–94 = 12 м, а точность его определение порядка 10%.

Определение средней температуры шлейфа можно произвести по графикам рис. 2в (среднее сначала определяется по каждому графику, потом по полученными средними). При другом способе выделяем прямоугольную область, как показано на рис. 2г, и получаем среднюю температуру с помощи опции измерения средней температуры в области и затем по полученному ряду находим среднее значение за время последовательности. Высота прямоугольной области произвольная, ширина чуть меньше диаметра шлейфа на выбранной высоте.

Активность вулкана Жупановский

Фумарольная активность вулкана в 1970 г. (когда она впервые была измерена [5]) проявлялась в виде четырёх полей: внешнее северо-западное поле третьего конуса — 47 МВт, 10,5 кг/с, воронка Доступная — 115 МВт, 35 кг/с, воронка Недоступная — 96 МВт, внешнее юго-западное поле второго конуса 9,3 МВт, 3,5 кг/с. Выделены два

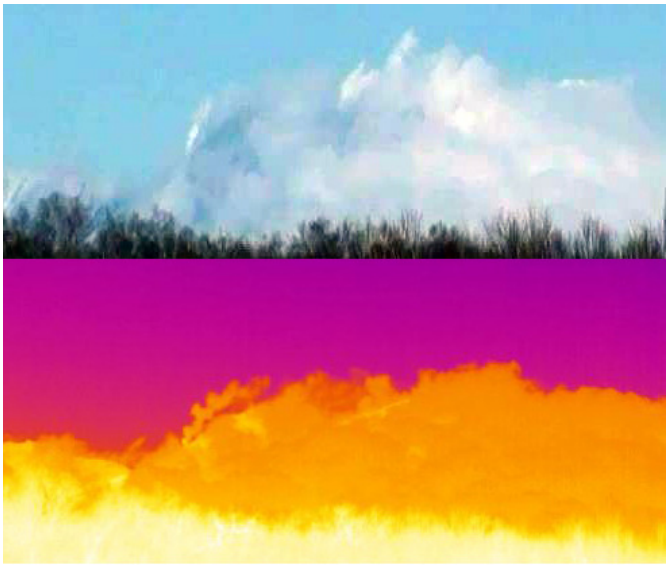


Рис. 3. Вид с Халактырского пляжа 25 октября 2013 г., фумарола Октябрьская, расстояние 46 км, высота шлейфа 300 м.

типа фумарол: высокотемпературные 410–430° С и низкотемпературные — около 96° С. Скорость пара на устье различна, в замерах встречалась и 29 м/с, но в наиболее продуктивных фумаролах составляла 1–2 м/с.

По данным тепловой аэросъёмки конфигурация фумарольных полей сохранилась к 2010 г. [3].

23 октября 2013 г. началась активизация Жупановского вулкана. На западном склоне третьей вершины вулкана Жупановского на высоте примерно 2600 м образовалась новая фумарола — Октябрьская, из которой в течение 23–24 октября 2013 г. извергались вулканический пепел и газ. 25 (рис. 3) и 26 октября (рис. 4, когда выполнялась ИК съёмка) наблюдалась только парогазовая деятельность [7].

По описанию Н.Малик фумарола находиться на высоте ~2450 м н. у. м.[1] 013.html); представляет собой глубокую трещину (провал) размером 2–3х8–10 м. Температура на пирометре 2000С.

Истечение пара не стационарное. По термограммам (рис. 2) видно, что шлейф образуется плюмами, следующими друг за другом. Скважность плюмов можно оценить по графику рис. 5; изменения во времени максимальной температуры в шлейфе. Скважность плюмов составила 1–2 секунды. Очевидная разница максимальных температур в последовательностях на этом рисунке получается за счёт применения разных объективов. Последовательность 2623 получена при фокусе 130 мм, 2610-при фокусе 40 мм,. соответственно с разными разрешениями 0,2 м и 0,74 м (при удалении 1100 м), а элемент с максимальной температурой явно меньше 0.7 м.

В июне кратер III-его конуса активизировался в виде мощных пепловых выбросов. Пепловые выбросы стали носить эпизодический характер с периодичностью от 30 до 90 мин. Постройка III-его конуса была разбита трещинами субширотного направления. Образовались многочисленные фумаролы. Это состояние было зафиксировано при облёте 13 июня 2014 г. [7] и представлено на рис. 6.

Дальнейшая активность вулкана характеризуется деятельностью прежних и новых фумарольных выходов на раскрывшихся трещинах и в кратере III-его конуса, и эпизодическими пепловыми выбросами из него; чаще высотой в первые сотни метров и существенно реже в несколько километров. Продолжающаяся интенсивность продукции ниже, чем в июне-июле, но не достаточно данных, чтобы оценить тенденцию к уменьшению или росту продукции. Если же признать, что максимум активности был в июне-июле, то вряд ли следует ожидать развития извержения, скорее будет возвращение к начальной фумарольной активности.

В табл. 1 представлены результаты анализа термограмм последовательностей, полученных для определения мощности продукции отдельных фумарол.

Обсуждение результатов

1. В рассматриваемой модели теплообмена в паровом шлейфе различаются тепловая мощность шлейфа и тепловая мощность продуцируемого пара, т. е. в общей тепловой мощности шлейфа выделяется та доля, которая нагревает атмосферный воздух за счёт охлаждения продуцируемого пара, а не за счёт его конденсации

2. Сравнение результатов, с ранее полученными в [5], не указывает на уменьшение тепловой мощности со временем, а скорее указывает на то, что измеряются разные потоки. При наземных работах определяется мощность всего фумарольного поля; а в нашем случае только выноса пара, участвующего в формировании шлейфа. Поэтому логично было бы сопоставить с мощностью отдельных (крупных) фумарол. Но и они отдельно в [5] не определены. Так в воронке Доступная авторами выделяются пять площадей в районе Главной фумаролы, и из них две площади в 50 и 20 м^2 с выносом 50 и 40 МВт. При этом «высокотемпературные фумаролы представляют собой площадки размерами в несколько метров, покрытые пористой каменной массой, через многочисленные отверстия которой выходит низконапорный перегретый пар». То есть по терминологии [6] эти аномалии не являются сосредоточенными источниками тепла. Кроме того не указано, что измерение скорости и температуры производилось на одном уровне от поверхности и в пару, а не в смеси с воздухом и т. п.

3. Фумарола Октябрьская за 26 октября 2013 г. оказалась удачным, практически идеальным объектом для демонстрации методики измерений. Можно полагать, что измерение тепловой мощности продукции воспроизводиться с погрешностью не более 20%. Такая методика рекомендуется, если не для из-

[1] http://www.kscnet.ru/ivs/volcanoes/inform_messaages/2013/Gupanovsky_261

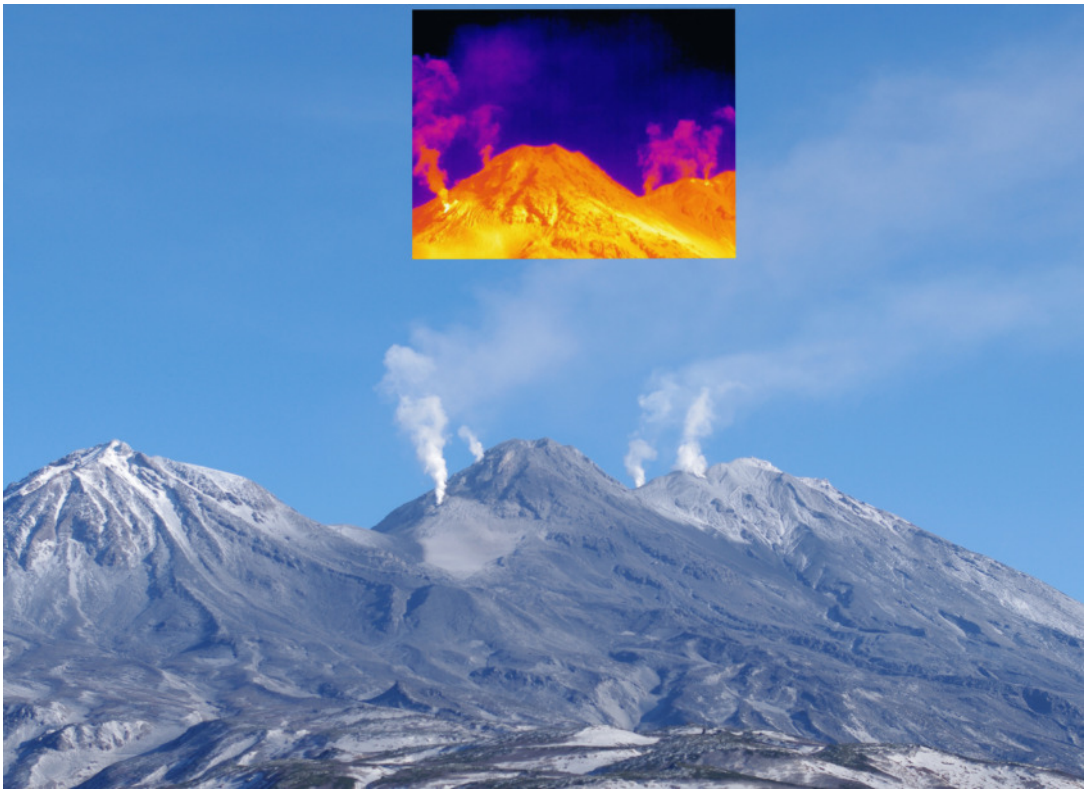


Рис. 4. Вулкан Жупановский 26 октября 2013 г. Видны паровые шлейфы (слева направо) фумарол: Октябрьская, внешнего северо — западного термального поля III-его конуса, Доступная, Недоступная. На тепловом снимки выделяются ещё и термоаномалии внешнего юго-западного склона II-ого конуса (светлые точки на гребне под фумаролой Недоступная).

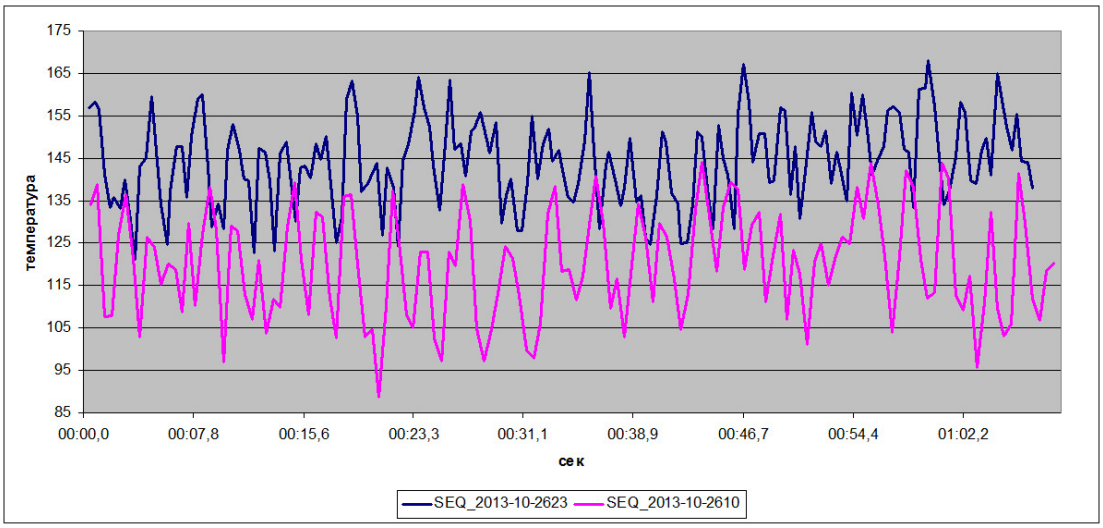


Рис. 5. Графики максимальной температуры на устье фумаролы Октябрьская демонстрируют пульсационных характер истечения. Последовательность 2623 получена при фокусе объектива тепловизора 130 мм, последовательность 2610-при фокусе 40 мм.

мерения абсолютного значения тепловой мощности, то по крайней меры как количественный параметр её изменения во времени

4. Интенсивность Октябрьской фумаролы 25 октября 2013 г. была выше, чем на следующий день, 26 октября. Её деятельность прекратилась в конце мая 2014 г. до того как 6–7 июня произошло образование системы трещин на западном склоне III-его конуса [7].

5. Тепловая мощность и массовый расход продукции фумарол Доступная 21 МВт (58 кг/с) и Недоступная порядка 24 МВт (64 кг/с) существенно пре-

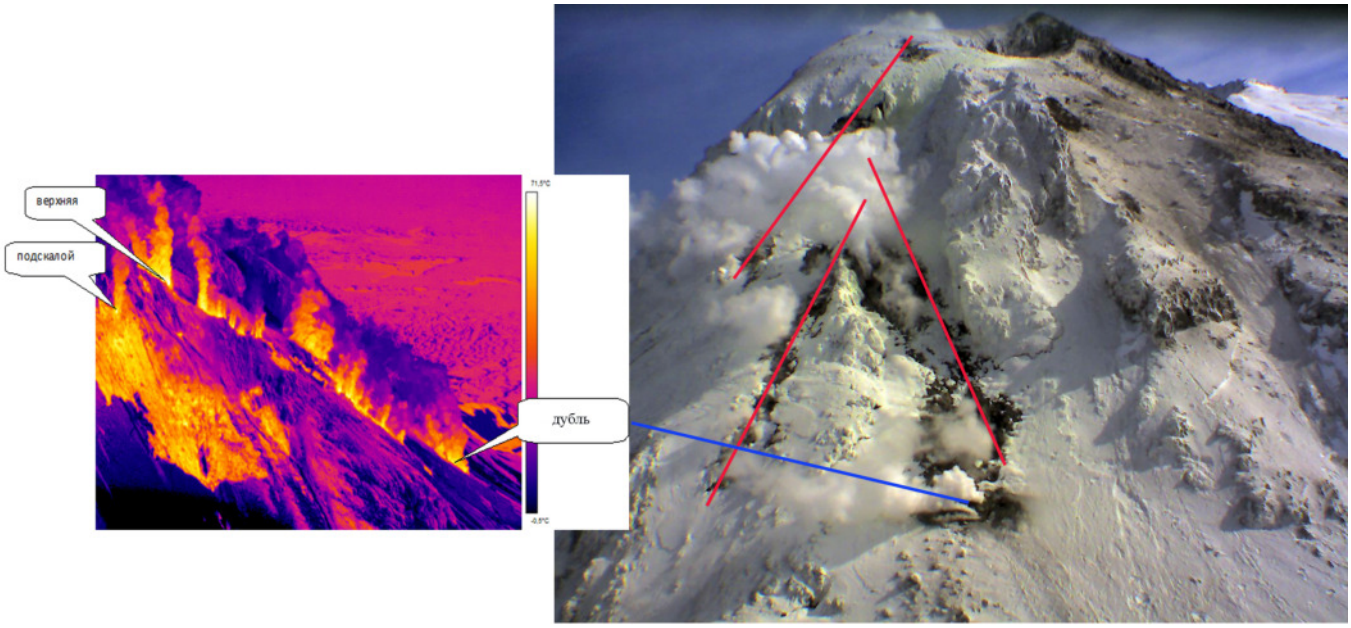


Рис. 6. Термограмма западного склона III-его конуса вулкана Жупановский 2 июля 2014 г., после июньской активизации. Слева, с фумаролой Под скальная фиксируется область активизации, на месте ранее существовавшего внешнего северо-западного термального поля. Многочисленные фумарольные и термоаномалии фиксируются на фотографии за 17 октября 2014 г. как трассирующие три линейных нарушения субширотного простирания. Наиболее мощная фумарола — Верхняя. Дубль — фумарола получила название так как первоначально казалось, что это Октябрьская.

вышает тепловую мощность и расход новообразованных фумарол Октябрьская <12 МВт (<31 кг/с), Верхняя <5 МВт (29 кг/с), но новообразованные не могли образоваться за счёт падения расхода постоянно действующих.

Список литературы

1. *А.П Горшков, Слёзин Ю. Б.* «Тепловая мощность вулкана Жупановский в 1970 г.»//Бюлл. вулк. ст. № 48, 1972 г., сс.29–32
2. *Дрознин В. А., Дубровская И.К* Тепловизионные исследования вулканов Камчатки, вулкан Жупановский. Региональная конференция ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, март 2011 г. сс 65
3. *Дрознин В.А., Дубровская И. К.* Фумарольная активность вулкана Авачинского в 2004–2005 гг. (Дистанционные измерения).// Материалы Международного симпозиума по проблемам эксплозивного вулканизма, г. Петропавловск-Камчатский, март 2006 г. сс 120–126
4. *Дрознин В. А.* Способ определения массового расхода водяного пара на вулканах. Патент № 2511 024 6 февраля 2014 г.
5. *Иванов В. В.* Об облаках парогазовых извержений и фумарол. //Вулканология и сейсмология, 1988, № 4 С. 37–50
6. *Муравьёв А. В., Поляк Б. Г., Турков В. П., Козловцева С. В.* Повторная оценка тепловой мощности фумарольной деятельности на вулкане Мутновский (Камчатка). //Вулканология и сейсмология, 1983, № 5, сс 51–63.
7. *Самойленко С. Б., Мельников Д. В., Чирков С. А., Маневич Т.М* Активизация Жупановского вулкана в 2013–2014 гг../КРАУНЦ, 2014, 1, Вып.№ 23, сс 21–26

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.21

Н. А. Жаринов, Ю. В. Демянчук

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский e-mail: nzhar@kscnet.ru

Вершинные извержения вулкана Ключевской (Камчатка) в 2003–2013 гг.

Рассматриваются активность вулкана Ключевской во время вершинных извержений 2003–2013 гг.; состояние вершинного кратера в ходе вершинных извержений; влияние высоты стояния лавы в кратере на начало извержений; приводятся характеристики грязевых потоков; обсуждается периодичность извержений вулканов северной группы; рассматриваются сейсмичность и деформации в связи с извержениями; приводятся данные о составе пеплов вершинных извержений 2003–2013 гг.

Введение.

Базальтовый Ключевской вулкан (56,1° с. ш., 160,6° в. д.), со средним расходом 60 млн т. в год по частоте извержений находится на первом месте среди Камчатских вулканов. С 1945 г., когда произошло пароксизмальное вершинное извержение вулкана Ключевской, имеются данные о 15 побочных и 15 крупных вершинных извержениях. Объём отдельных побочных извержений превышал 50 млн т., максимальный объём вершинных извержений был близок 100 млн т. [12, 15, 19, 20, 21]. Настоящая работа является продолжением систематических исследований извержений вулкана, начатых в 1935 г., с основания в пос. Ключи Камчатской вулканологической станции [12, 13, 14, 15, 19, 21 и др.].

В современной деятельности вулкана можно выделить два периода. С 1932 г. по 1990 г. на вулкане происходили как побочные, так и вершинные извержения, иногда такие события происходили одновременно. В феврале 1990 г. первый период закончился. После возобновления активности вулкана с 1993 г. по 2013 г. происходят только вершинные извержения.

Активность вулкана Ключевской в 2003–2013 гг.

В 1994 г. произошло пароксизмальное извержение, во время которого дно вершинного кратера понизилось на 550 м. После продолжительной паузы прошла серия из шести вершинных извержений: (19.05.2003 — 27.01.2004; 16.01.2005 — 06.04.2005; 15.02.2007 — 09.072007; 08.10.2008 — 09.01.2009; 07.09.2009 — 05.11.2010; 15.08.2013 — 20.11.2013 гг.).

Развитие событий на всех 6 извержениях шло примерно по одному сценарию.

1. Подготовка извержения начиналась с появления свечения и пепловых выбросов в центральном кратере. Появление свечения в кратере означало начало извержения.

2. На начальном этапе извержения лава была насыщена газами, в это время обычно наблюдалась усиленная эксплозивная деятельность. В ночное время над кратером отмечалось фонтанирование лавы, днем — пепловые выбросы. Эксплозивный этап извержения сопровождался образованием внутрикратерного шлакового конуса.

3. При заполнении вершинного кратера лавой происходило излияние её на склоны вулкана, наступал эффузивный этап извержения.

4. Поступление раскаленной лавы на склоны вулкана вызывало интенсивное таяние снега и льда, в конце лавовых потоков происходили фреатические взрывы, напоминающие побочные извержения на склоне вулкана. Насыщенные пеплом парогазовые струи от таких взрывов поднимались до 10 км и более над вершиной вулкана. Возникали грязевые потоки — лахары.

5. Завершение извержений обычно сопровождалось мощной эксплозивной деятельностью, в ходе которой могли образовываться провалы дна вершинного кратера.

Основные различия извержений 2003–2013 гг. были в их продолжительности, характере извержений, а также соотношении эксплозивных и эффузивных периодов.

Во время извержения 19 мая 2003 г. — 27 января 2004 г. (253 дня) происходило заполнение кратера лавой и пирокластикой. Количество и высоты пепловых выбросов увеличивались с 200–300 м в апреле–мае до 2500–3000 м в октябре–ноябре (рис. 1). Извержение 16 января 2005 г. — 6 апреля 2005 г. (80 дней) начиналось как эксплозивное. По мере заполнения кратера лавой извержение перешло в эксплозивно-эффузивное. 23 марта во время мощного пеплопада в пос. Ключи вес пробы пепла составил 350 г/м^2. К концу извержения в кратере образовался шлаковый конус высотою 4746 м н. у. м. (рис. 2а).Более подробные данные об активности вулкана в 2003–2005 гг. приведены в [21].

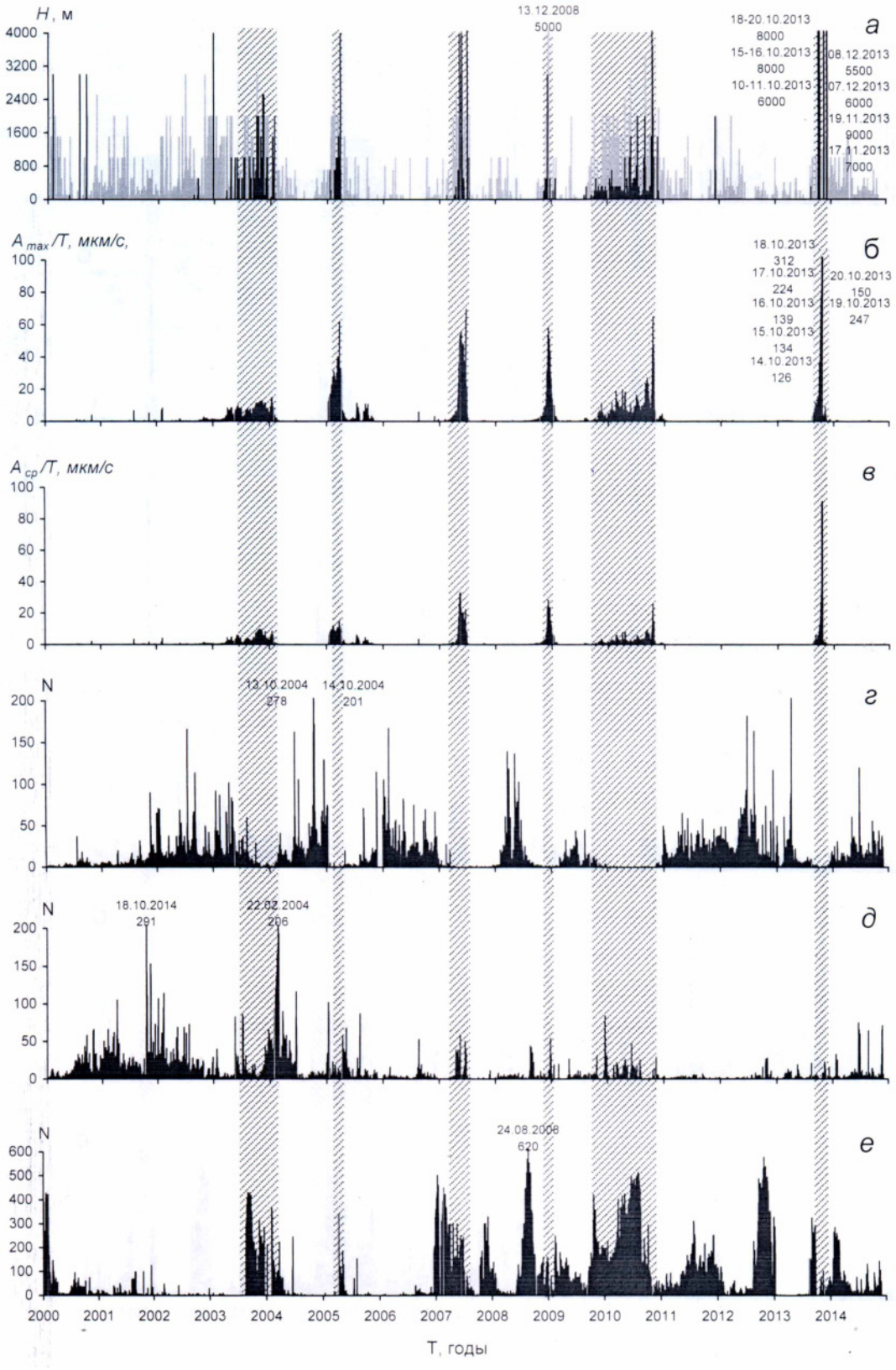


Рис. 1. Суточные характеристики сейсмической и вулканической активности вулкана Ключевской в 2000–2014 гг.: а — изменение высоты парогазовых (светлые линии) и газо-пепловых выбросов (залитые линии), подписаны высоты выбросов более 4000 м; б — вулканическое дрожание Амах/Т мкм/с; в — Аср/Т мкм/с — среднее значение вулканического дрожания; г — число вулканических землетрясений I типа; д — число вулканических землетрясений II-III; е — число вулканических землетрясений IV типа. Тип землетрясений дан по классификации П. И. Токарева Характеристики сейсмической активности приведены по данным обработки КФ ГС РАН. Вертикальной штриховкой показаны периоды вершинных извержений 2003–2014 гг.

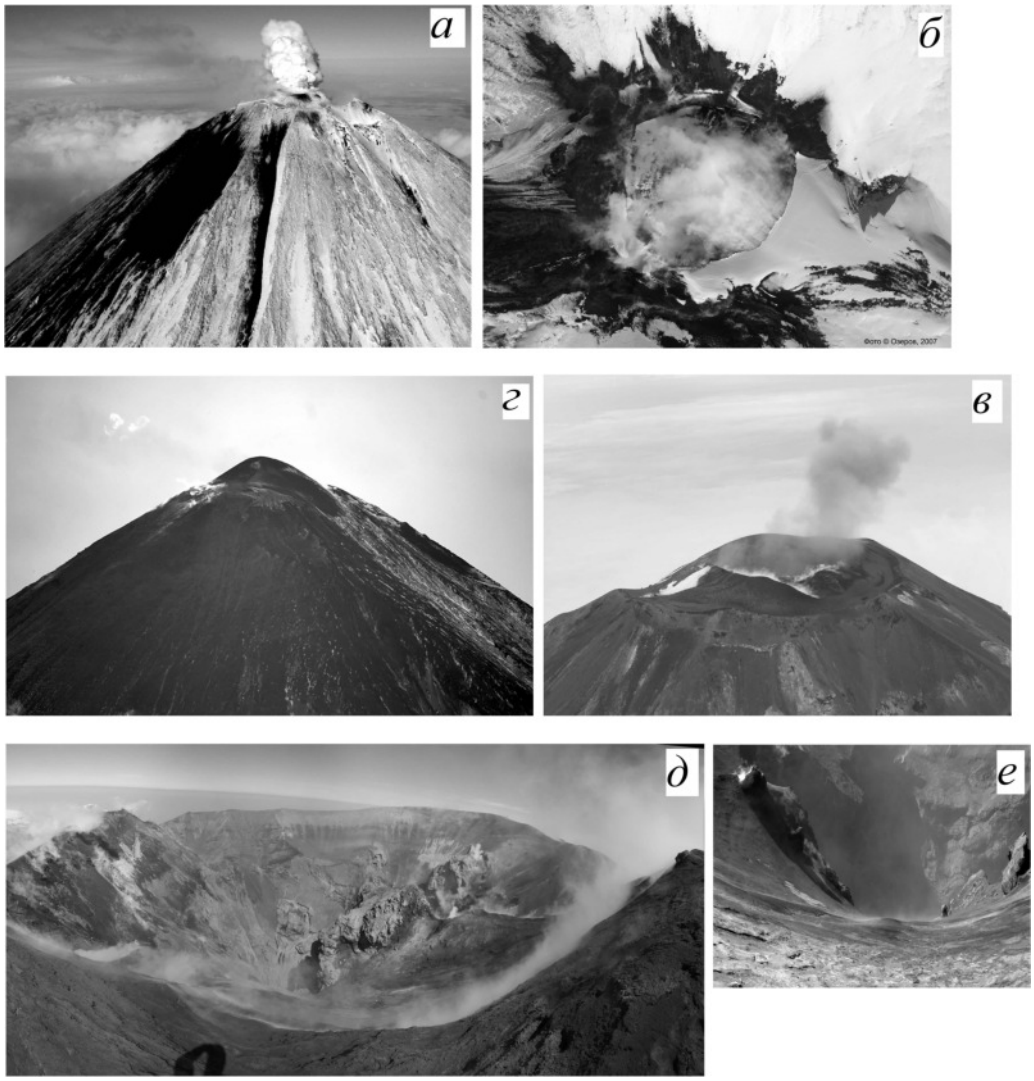


Рис. 2. Изменение морфологии вершинного кратера с 21 марта 2005 г. по 22 июля 2012 г. г.: а — новый шлаковый конус в кратере за две недели до окончания извержения, 21 марта 2005 г.; б — провал в кратере после окончания извержения, 20 августа 2007 г.; в — вершинный кратер частично заполнен шлаковыми конусами, 4 августа 2009 г.; г — новый шлаковый конус в центральном кратере за 3 месяца до окончания извержения, 5 августа 2010 г.; д — новый провал в центральном кратере в период между двумя извержениями, съёмка с восточной кромки кратера 6 августа 2011 г.; е — провал в центральном кратере сохранялся за год до начала следующего извержения, 22 июля 2012 г.

Следующее извержение 10 февраля 2007 г. — 9 июля 2007 г. (144 дня) также начиналось с эксплозивных выбросов. Затем наступил эксплозивно-эффузивный этап. Излияние лавы происходило попеременно по трем основным желобам (западному, северо-западному и юго-восточному). Эффузивный этап продолжался 1,2 месяца. В ходе извержения в кратере вырос шлаковый конус высотою 70 м.

Извержение 8 октября 2008 г. — 9 января 2009 г. (93 дня) начиналось как эксплозивное, затем в течение 24 дней (с 02,12 по 26 декабря 2008 г.) было чисто эффузивным (рис. 1а).

Самым продолжительным было извержение 7 сентября 2009 г. -5 ноября 2010 г. г. (424 дня). Извержение имело пульсирующий характер. С начала активизации вулкана в течение 3 месяцев извержение было эксплозивным. Затем с января до 25 марта 2010 г. лавовые потоки распространялись на СЗ склоне. 7 марта лавовый поток был отмечен также на ЮВ склоне вулкана (рис. 3). С 25 марта до середины июля извержение было эксплозивным, а с16.07 по 31,07. вновь приняло эффузивный характер, лавовые потоки сходили по СЗ склону. Перед окончанием извержения 21 октября произошла интенсивная эксплозивная деятельность, сопровождаемая выпадением пепла.

Последнее извержение, 15 августа 2013 г. — 20 ноября 2013 г. (97 дней), отличалось от всех предыдущих тем, что вершинный кратер был заполнен лавой. Начало извержения вновь было эксплозивным, но через 10 дней — 27 августа появился первый лавовый поток на ЮЗ склоне вулкана [10].

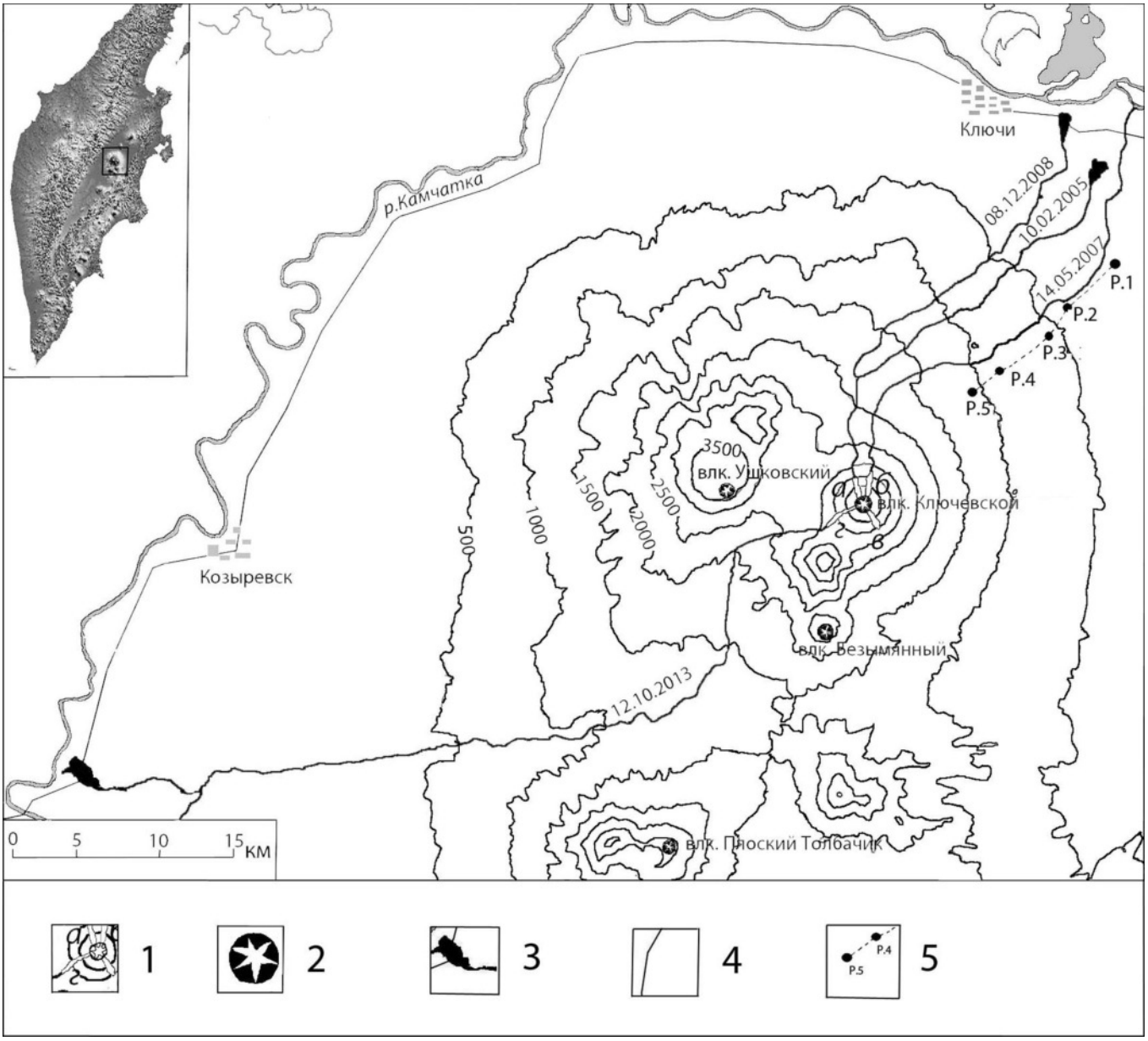


Рис. 3. Схема распространения лавовых и грязевых потоков во время вершинных извержений вулкана Ключевской 2003–2013 гг.: 1 — лавовые потоки из вершинного кратера; 2 — действующий вулкан; 3 — отложения лахар в конце потоков; 4 — автотрасса Петропавловск-Камчатский — Усть-Камчатск; 5 — нивелирный профиль «Киргурич». Р1....Р5 — центральные репера нивелирных площадок.

С 13 сентября небольшой лавовый поток был отмечен также в СЗ (Крестовском) желобе (рис. 3). Далее основные события происходили на ЮЗ склоне вулкана, где к 12 октября лавовый поток тремя рукавами спустился до отметки 3000 м и внедрился в ледник Богдановича. За этим последовали фреатические взрывы, резкое таяние ледника, образование лахара и поступление большого количества воды в р. Студеную. Река размыла защитную дамбу и подтопила участок дороги, нарушив сообщение на трассе Петропавловск-Камчатский — пос. Ключи. К этому времени протяжённость лавового потока составила 5,5 км. Завершение извержения сопровождалось мощной эксплозивной деятельностью вулкана. С 14 по 19 октября в кратере вулкана непрерывно происходили взрывы и выбросы раскалённых бомб. Над вулканом возвышалась эруптивная колонна до 8 км н. у. м. 18 октября отмечена наибольшая амплитуда ВД — 312 мкм/с.

Результаты наблюдений и их обсуждение

Состояние вершинного кратера во время вершинных извержений 2003–2013 гг. Вершинные извержения, как правило, сопровождаются изменениями морфологии вершинного кратера. В ходе извержений в кратере вырастают от одного до 2–3 шлако-лавовых конусов. Пароксизмальные извержения заканчиваются мощной эксплозивной фазой,

Таблица 1. Некоторые характеристики грязевых потоков вершинных извержений вулкана Ключевской в 1985–2013 гг.

Извержение	Дата образования потока	Направление движения потока	Длина потока, км.	Площадь отложений км^2 в конце потока	Средняя мощность отложений, м.	Объём отложений, км$^3 \cdot 10^{-3}$
1985	02.12.1985	р. Сухая, р. Крутенькая	30	1,2	0,6	0,7
1993	19.07.1993	р. Киргурич, р. Крутенькая	33	2,5	1,0–1,5	2,5
1994	1.10.1994	р. Киргурич, р. Крутенькая	29	6,5	1,5	9,8
2005	01.02.2005	р. Крутенькая	25	1,8	0,5	1,4
2007	14.05.2007	р. Киргурич	35	1,2	0,5	0,6
2008	09.12. 2008	р. Сухая	25	1,1	1,0	1,1
2013	12.10. 2013	р. Студеная	70	1,3	0,5	1,1

в ходе которой дно кратера достигает глубины 500 м и более. Это один из вариантов, когда кратер приобретает значительную глубину. Кроме этого, после окончания извержений в кратере происходят серии проседаний, после которых образуются колодцеобразные провалы. Причинами происхождения таких провалов может быть падение давления в подводящем канале и отток магмы.

Процессы проседаний дна кратера и последующий рост шлаковых конусов в ходе вершинных извержений происходили на современном этапе активности вулкана неоднократно [8, 9]. До начала извержения 16 января 2005 г. шлаковый конус в кратере отсутствовал. К концу извержения за 70 дней в кратере образовался шлаковый конус высотою 70 м (рис. 2а).

Начальный период извержения 2007 г. был повторением событий предыдущего извержения: отсутствие конуса в начале извержения и образование последнего через 5 недель эксплозивной деятельности. Через 40 дней после окончания извержения во время аэровизуального облета 20 августа 2007 г. был обнаружен провал в кратере вулкана глубиною более 300 м (рис. 2б).

За месяц до начала извержения 7 сентября 2009 г. — 5 ноября 2010 г. кратер был частично заполнен шлаково-лавовым конусом от предыдущего извержения (рис. 2в). Пятого августа 2010 г. вершина вулкана стала остроконечной (рис. 2г), но к концу извержения 5 ноября 2010 г. уже наметилось проседание до 20 м. Во время восхождения 6 августа 2011 г. провал в кратере был глубиною более 300 м (рис. 2д).

Перепад высот магматической колонны в зависимости от глубины кратера при образовании больших провалов и после заполнения кратера лавой и росте шлако-лавовых куполов может составлять на Ключевском вулкане 700–800 м. Дополнительное избыточное давление при наличии такой магматической колонны может достигать 150–200 бар [18].

Грязевые потоки во время вершинных извержений. Основная опасность для населения во время вершинных извержений вулкана Ключевской происходит от грязевых потоков — лахар. Во время наших наблюдений впервые грязевый поток вблизи пос. Ключи был отмечен во время вершинного извержения 2 декабря 1985 г. [14]. Самый мощный лахар прошёл во время пароксизмального извержения 1 октября 1994 г. Объём отложений в устье лахара превышал 0,01 км^3 (табл. 1). Маршруты распространения лахара были приурочены к руслам сухих рек: Киргурич, Крутенькая и Сухая. Из-за рельефа местности грязевые потоки на ССВ склоне вулкана не опасны пос. Ключи (рис. 3).

Во время вершинного извержения 12 октября 2013 г. распространение лахара шло по руслу р. Студеной. Река размыла защитную дамбу дорожного полотна, в течение нескольких дней отсутствовало дорожное сообщение на трассе Петропавловск-Камчатский — Ключи. Протяжённость грязевого потока от места образования до его конца была более 70 км (табл. 1, рис. 3)[11].

Химический состав пеплов вулкана Ключевской. На Ключевском вулкане преобладают два типа базальтов: во время побочных извержений поступают магнезиальные базальты, а во время вершинных извержений — глинозёмистые базальты. В табл. 2 приведены химические составы пеплов некоторых вершинных извержений 2005–2013 гг., а также составы двух образцов, отобранных Б. И. Пийпом во время вершинного извержения 1944–1945 гг. [15]. В целом, со времени пароксизмального извержения 1945 г. по настоящее время состав пеплов вершинных извержений сохраняется и близок к типичным для Ключевского вулкана известково-щелочным высокоглинозёмистым базальтам.

О периодичности вулканических извержений. В работах [23, 25, 26 и др.] рассматривается зависимость сейсмической и вулканической активности от взаимного расположения Земли, Луны и Солнца и от ши-

Таблица 2. Химический состав пеплов вершинных извержений вулкана Ключевской (1944-1945, 2005, 2010, 2011, 2013 гг.)

Дата извержения	29.12.1944	2.01.1945	10.02.2005	7.09.2010	20.06.2011	23.10.2013		
№ пробы/окислы	994–1	994–4	4624	7077	7085	7570*	7571**	7572***
SiO_2	54,09	53,62	54,80	52,70	54,60	52,30	53,10	53,10
TiO_2	1,18	0,95	1,13	1,25	1,08	1,34	1,43	1,31
Al_2O_3	17,40	17,13	17,16	17,60	15,50	16,60	15,60	16,20
Fe_2O_3	3,03	3,90	3,08	4,75	4,87	6,18	7,22	6,64
FeO	5,95	4,68	5,38	5,36	5,79	5,42	4,81	4,90
MnO	0,15	0,15	0,15	0,19	0,17	0,20	0,20	0,20
CaO	8,03	9,16	8,18	9,68	8,45	8,93	8,27	8,26
MgO	4,09	4,83	6,00	4,32	4,20	3,70	3,87	3,37
Na_2O	3,50	3,25	3,30	3,04	3,24	3,21	3,38	2,96
K_2O	2,20	2,03	1,04	1,00	0,94	1,12	1,20	1,32
P_2O_5	0,21	0,22	0,18	0,14	0,15	0,16	0,17	0,19
H_2O	0,05	0,00	0,00					
H_2O^+	0,12	0,00	0,00					
ппп			0,00	0,33	0,89	0,78	0,63	1,36
$\sum$	100,54	100,40	100,40	100,36	99,88	99,93	99,88	99,81
S^o				0,02	0,16	0,01	0,01	0,04
F				0,055	0,054			
Источник	[Пийп, 1956]		[Данные Ю. В. Демянчука]			[Данные Г. А. Карпова]		

** 30 км от сейсмостанции Апахончич, ** Сейсмостанция Апахончич, *** 173 км трассы г. Петропавловск-п.Козыревск*

роты расположения вулканов или расположения изучаемых сейсмических областей.

В [24] предложена методика прогноза сильных побочных извержений вулкана Ключевской на основе анализа влияния 18,6-летнего лунного прилива на изменение упругих напряжений в Земле. Выделены 4 активные фазы продолжительностью 1,3, 2,1, 3,0 и 4,3 года в 18,6-летнем цикле, благоприятные для крупных побочных извержений. По этой методике выполнена оценка всех извержений вулкана Ключевской с 1932 по 1998 гг. [13]. Все извержения (побочные и вершинные), произошедшие за этот период, попали в выделенные активные фазы.

Наиболее показательно влияние приливообразующих сил Луны на примере всех трёх активных вулканов Ключевской группы (КГВ) и вулкане Шивелуч. В табл. 3 представлены временные интервалы активных фаз и все извержения действующих в настоящее время вулканов КГВ (Плоский Толбачик, Ключевской, Безымянный) и вулкана Шивелуч, начиная с 1852 по 2013 гг. Извержения всех вулканов также попадают в выделенные активные фазы. Следует отметить, что вулкан Безымянный, находившийся в состоянии покоя более тысячи лет, вновь активизировался во время одной из выделенных фаз, благоприятных для извержений. Данные об извержениях вулканов с 1852 по 1978 гг. взяты из [6]. с 1978 по 2013 гг. — наблюдения Н. А. Жаринова.

Из длиннопериодных циклов активности вулканов следует отметить также одиннадцатилетний цикл [1]. Для вулкана Ключевской было показано, что наиболее благоприятные для извержений годы приходятся на минимумы солнечной активности. В то же время годы, неблагоприятные для извержений, совпадают с годами максимума солнечной активности. Циклы солнечной активности последних двух столетий меняются от 9 до 14 лет. Крупные извержения Северной группы вулканов Камчатки (СГВ) представлены в табл. 8. В таблицу включены извержения с объёмом от 0,1 до 2,2 км^3. Серия вершинных и побочных извержений вулкана Ключевской 1983–1990 гг. объединена в один цикл. Для расчёта интервала ΔT взята середина этого цикла. Интервалы между большими извержениями СГВ лежат в пределах 9–12 лет, что подтверждает связь между одиннадцатилетней солнечной активностью и извержениями вулканов СГВ. Выявленные связь извержений СГВ с активными фазами 18,6-летнего лунного цикла и связь с одиннадцатилетней солнечной активностью показывают предопределенность извержений и могут быть использованы при долгосрочном прогнозе активности СГВ.

Таблица 3. Связь периодов извержений вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч с активными фазами 18.6 летнего лунного цикла.

Название вулкана, период его активности				
Плоский Толбачик	Ключевской	Шивелуч	Безымянный	Прогнозируемые периоды извержений
	1852–1854 (в)	1854		1851.5–1855.8 (г)
	1865 (в)			1862.7–1864.7 (б)
	1877–1879 (в)	1879		1876.3–1879.3 (а)
	1882–1883 (в)	1883		1881.3–1883.3 (б)
	1890 (в)			1888.7–1893.0 (г)
	1896–1898 (в)	1896–1897		1894.9–1897.9 (а)
1904	1904 (в)			1904.1–1905.4 (в)
	1907 (в), 1909–1911 (в)			1907.3–1911.6 (г)
	1913 (в), 1915 (п)			1913.5–1916.5 (а)
	1922–1923 (в)			1922.7–1924.0 (в)
	1925–1926 (в), 1929 (в)	1925–1930		1925.9–1930.2 (г)
1931 (в)	1931–1932 (п), 1931 (в)			1932.1–1935.1 (а)
1937 (в), 1939 (в)	1938 (п)			1937.1–1939.1 (б)
1941 (п)				1941.3–1942.6 (в)
	1944–1945 (в), 1946 (п)	1944–1945		1944.5–1948.8 (г)
1954 (в)	1950 (в), 1951 (п), 1953 (п)			1950.7–1953.7 (а)
	1956 (п)		1955–1956, 1958	1955.7–1957.7 (б)
1961–1962(в)	1961–1962 (в)		1959(2), 1960(2), 1961	1959.9–1961.2 (в)
1964–1966 (в)	1966 (п), 1966 (в)	1964	1965 ,1966–1968	1963.1–1967.4 (г)
	1968–1969 (в)		1969–1973	1969.3–1972.3 (а)
1975–1976(п) БТТИ	1974 (п)		1974–1976	1974.4–1976.3 (б)
	1978–1980 (в), [1980 (п)]	[1980]	1979 (2), [1980 (2)]	1978.5–1979.8 (в)
	1983 (п), 1984 (в), 1985–1986 (в)	1981–1982	1981, 1983, 1984 (2), 1985, 1986 (2)	1981.7–1986.0 (а)
	1987 (п), 1988 (п), 1988 (в) ,1989 (п), 1989–1990 (в)		1987 (2)	1987.9–1990.9 (а)
	1993(в), 1994 (в)	1993–1995	1993	1992.9–1994.9 (б)
	2003–2004 (в), [2005 (в)]	2001–2004, [2005]	2003, 2004 (2), [2005 (2)]	2000.3–2004.6 (г)
	2007 (в), 2008–2009 (в), 2009–2010 (в)	[2010]	2006 (2), 2007 (2), 2008 (2), 2009, [2010]	2006.5–2009.5 (а)
2012–2013 ТТИ	2013 (в)	2011	2011, 2012 (2)	2011.5–2013.5 (б)
Следующая активная фаза				2015,7–2017,9 (в)

В столбцах 1–4 после даты извержения обозначения: (п)-побочное, (в)-вершинное;
в 5 столбце (а), (б), (в), (г)- активные фазы, благоприятные для извержений;
в квадратных скобках [1980], [2005], [2010] — годы, не попадающие в активные фазы.

Таблица 4. Периодичность крупных извержений северной группы вулканов Камчатки с объемом изверженных продуктов 0.15–2.20 км^3.

Годы извержений	Действующий вулкан	ΔT, годы	Объемы изверженных продуктов, км^3	Источник
1944–1945	Ключевской	11	0,6	[Пийп,1956 г.]
1955–1956	Безымянный	9	1,8	[Богоявленская,1985 г.]
1964	Шивелуч	11	1,5	[Богоявленская,1985 г.]
1975–1976	Толбачик, БТТИ	12	2,2	[Большое трещинное...,1984 г.]
1983–1990	Ключевской	11	0,5*	[Федотов,Жаринов, 2007 г.]
1993–1994	Ключевской	11	0,15**	[Федотов,Жаринов, 2007 г.]
2004–2005	Шивелуч	9	0,2	[Гирина и др.,2006 г.]
2012–2013	Плоский Толбачик, ТТИ		0,5–0,6	[Двигало и др., 2014 г.]

** Суммарный объём побочных и вершинных извержений 1983–1990 гг.*
***Суммарный объём вершинных извержений 1993–1994 гг.*

Сейсмичность и деформации на Ключевском вулкане в связи с вершинными извержениями. В настоящее время по результатам многолетних сейсмологических исследований получены общие закономерности изменения сейсмичности, как для побочных, так и для вершинных извержений [4, 5, 16, 17, 18, 20].

Подготовка вершинных извержений содержит следующие этапы:

1. Перед вершинными извержениями наблюдается усиление сейсмический активности на глубинах $20 < h < 35$ км и классом $K_S \leqslant 6{,}5$.

2. Перед всеми вершинными извержениями начинается миграция очагов землетрясений к земной поверхности.

3. Появление землетрясений 4-го типа и ВД свидетельствует о начале нового извержения.

4. С появлением магмы в кратере регистрируются термальные аномалии, свечение и выбросы раскалённых бомб.

В период 2000–2013 гг. произошло шесть вершинных извержений. Сейсмическая активность в это время происходила в интервале глубин 20–35 км в периоды спокойного состояния вулкана и на глубинах 0–5 км и в постройке вулкана во время вершинных извержений (рис. 1).

Для построения графиков на рис. 2 использованы данные местного каталога вулканических землетрясений района СГВ Камчатки. Каталог размещен на сайте КФ ГС РАН[1]. Выборка землетрясений выполнялась для района размером 25×25 км, в центре которого расположен вулкан Ключевской. Выбирались вулканические землетрясения с энергетическим классом $K \geqslant 5{,}5$.

Характерно почти полное отсутствие землетрясений на больших глубинах во время вершинных извержений. В то же время с началом всех вершинных извержений и до их завершения регистрируется ВД. Во время серии вершинных извержений 2003–2013 гг. отмечено увеличение максимальной амплитуды ВД. Амплитуда ВД увеличивалась с 20 мкм/с в 2003–2004 гг. до 40–60 мкм/с во время извержений в 2005, 2007 гг., 2008–2009 гг., 2009–2010 гг. Максимальное значение амплитуда ВД достигла во время вершинного извержения 2013 г. в среднем до 120 мкм/с, а в отдельные дни амплитуда ВД доходила до 312 мкм/с (рис. 1б). Подобное явление можно объяснить заполнением вершинного кратера лавой и шлаково-лавовыми куполами в ходе извержений этого цикла. После завершения извержений сразу же возобновлялась сейсмичность в нижних горизонтах коры на глубинах 20–35 км (рис. 1г).

Геодезические измерения на СВ склоне вулкана выполняются с 1979 г. Наиболее продолжительные и представительные результаты получены по повторным нивелировкам. Расположение нивелирного профиля показано на рис. 2. При интерпретации деформаций поверхности вулкана предполагается, что эти деформации произошли в результате изменения давления в питающей магматической системе вулкана. В период 1979–1990 гг., когда происходили вершинные и побочные извержения, центр эффективного источника давления перемещался в интервале глубин 4–17 км. Во время вершинных извержений 2003–2013 гг. эффективный центр давления переместился на глубины 15–20 км. Перемещение центра давления на большие глубины после окончания побочных и вершинных извержений 1979–1990 гг. может быть связано с опустошением поверхностных магматических каналов. Определение глубины эффективного центра давления по геодезическим данным показано в работе [21].

[1]http://www/emsd/iks/ru

Заключение

На основе представленных данных можно выделить некоторые основные выводы.

1. Изучение повторяемости извержений Северной группы вулканов Камчатки (СГВ) показало, что все четыре вулкана этой группы (Ключевской, Толбачик, Шивелуч, Безымянный) активизируются в определённые фазы, выделенные в 18,6-летнем лунном цикле. Имеется также связь крупных извержений СГВ с одиннадцатилетней солнечной активностью. Выявленные связь извержений вулканов СГВ с активными фазами 18,6-летнего лунного цикла и связь с одиннадцатилетней солнечной активностью показывают предопределенность извержений и могут быть использованы при долгосрочной оценке активности вулканов СГВ. Для прогноза извержений вулканов необходимы данные о сейсмичности и деформациях в период подготовки и в ходе извержений.

2. В период 2000–2013 гг. произошло шесть вершинных извержений. Сейсмическая активность в это время происходила в интервале глубин 20–25 км в периоды спокойного состояния вулкана и на глубинах 0–5 км и в постройке вулкана во время вершинных извержений. Во время вершинных извержений характерно почти полное отсутствие землетрясений на больших глубинах. С началом извержений и до их окончания регистрировалось ВД. Во время серии вершинных извержений 2003–2013 гг. отмечено увеличение максимальной амплитуды ВД с 20 мкм/с в начале цикла в 2003 г. до 120 мкм/с в 2013 г. в конце цикла. Возможной причиной этого явления может быть заполнение вершинного кратера лавой и пирокластическими отложениями.

3. Наибольшая опасность для населения во время вершинных извержений вулкана Ключевской может происходить от грязевых потоков. В основном грязевые потоки, начиная с извержения 1944–1945 гг. и во время извержений 2003–2013 гг., распространялись по СВ склону вулкана. Из-за рельефа местности опасности для пос. Ключи грязевые потоки не представляют.

4. Со времени пароксизмального извержения 1944–1945 гг. по настоящее время состав пеплов вершинных извержений сохраняется и близок к типичным для вулкана Ключевской известково-щелочным высокоглинозёмистым базальтам.

Список литературы

1. *Абдурахманов А. И., Фирстов П. П., Широков В. А.* Возможная связь вулканических извержений с одиннадцатилетней цикличностью солнечной активности // Бюлл. вулканол. станций. 1976. № 52. С. 3–10.
2. *Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. и др.* Катастрофические извержения типа направленных взрывов // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 3–26.
3. Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка) / Под ред. Федотова С. А. М.: Наука,1984. 638 с.
4. *Горельчик В. И., Гарбузова В. Т., Сторчеус А. В.* Глубокие вулканические процессы под Ключевским вулканом по сейсмологическим данным // Вулканология и сейсмология. 2004. № 6. С. 21–34.
5. *Горельчик В. И., Степанов В. В.* Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки в 1971–1972 гг. // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: Наука, 1976. С. 198–218.
6. *Гущенко И. И.* Извержения вулканов мира (Каталог). М.: Наука, 1979. 474 с.
7. *Гирина О. А., Демянчук Ю. В., Мельников Д. В. и др.* Пароксизмальная фаза извержения вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка, 27 февраля 2005 г. (Предварительное сообщение) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 112–119.
8. *Двигало В. Н.* Кратер и вершинные извержения Ключевского вулкана в 1968–1988 гг. по аэрофотограмметрическим наблюдениям // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С. 3–18.
9. *Двигало В. Н., Свирид И. Ю., Шевченко А. В.*. Первые количественные оценки параметров Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. по данным
10. Действующие вулканы Камчатки. Т. 1 / Отв. ред. Федотов С. А. и Масуренков Ю. П.. М.:, 1991. 309 с.
11. *Демянчук Ю. В., Селивёрстов Н. И.* О продолжении эруптивного цикла вулкана Ключевской в 2013 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 7–14.
12. *Жаринов Н. А., Демянчук Ю. В.* Извержение вершинного кратера вулкана Ключевской (Камчатка) в феврале-июле 2007 г. // Вулканология и сейсмология. 2009. № 3. С. 38–49.
13. *Жаринов Н. А., Демянчук Ю. В.* Состояние вулканов Шивелуч и Ключевской в 1999 г., долгосрочный прогноз их деятельности // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 30–38.
14. *Жаринов Н. А., Жданова Е. Ю., Белоусов А. Б. и др.* Активность Северной группы вулканов Камчатки в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 3–12.
15. *Пийп Б. И.* Ключевская сопка и её извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Труды Лаб. Вулканологии. 1956. Вып. 11. 311 с.
16. *Сенюков С. Л.* Оценка состояния и прогноз активности вулканов Безымянный и Ключевской на Камчатке по сейсмологическим и спутниковым данным / Автореф. диссертации на соискание учёной степени канд. геолого-минералогических наук. Петропавловск-Камчатский, 2013. 24 с.
17. *Токарев П. И.* Прогноз побочных извержений вулкана Ключевской // Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С. 47–61.
18. *Федотов С. А.* Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука, 2006. 456 с.
19. *Федотов С. А., Хренов А. П., Жаринов Н. А.* Ключевской вулкан, его деятельность в 1932–1986 гг. и возможное развитие // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 3–16.

20. *Федотов С. А., Жаринов Н. А., Горельчик В. И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3–42.

21. *Федотов С. А., Жаринов Н. А.* Об извержениях, деформациях, сейсмичности Ключевского вулкана (Камчатка) а 1986–2005 гг. и механизме его деятельности // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 3–31

22. *Федотов С. А., Жаринов Н. А., Гонтовая Л. И. и др.* Вулкан Ключевской (Камчатка): деятельность, магматическая питающая система, сейсмотомография // Изменение окружающей среды и климата, природные и связанные с ним техногенные катастрофы. Т. 2. 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.

23. *Широков В. А.* Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и её долгосрочный прогноз для северо-западной части Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 103–119.

24. *Широков В. А.* Некоторые вопросы методики комплексного прогноза побочных извержений вулкана Ключевской (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 48–58.

25. *Hamilton W. L.* Tidal Cycles *of* Volcanic Eruptions: Fortnightly *to* 19 Yearly Periods // J. Geoph. Res. 1978. V.78. № 17. P. 3363–3371.

26. *Mauk F. J., Johnston V. J. S.* On the triggering *of* volcanic eruptions *by* Earth Tides // J. Geoph. Res. 1978. V.78. № 17. P. 3356–3362.

УДК 551.21

Н. А. Жаринов

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683 006; email: nzar@kscnet.ru*

Камчатской вулканологической станции 80 лет

Дано описание создания Камчатской вулканологической станции Академии наук СССР; приводятся научные задачи, поставленные перед Вулканологической станцией в начале её деятельности; исполнение поставленных задач.

Введение.

Вулканическая деятельность — один из главных геологических процессов, происходящих на нашей планете. В течение миллиардов лет благодаря глубинной магматической деятельности образовалась земная кора, её породы, гидросфера и атмосфера, земная поверхность. Вулканическая деятельность способствовала возникновению жизни на Земле. В результате магматической, вулканической и гидротермальной деятельности появилось большинство месторождений металлов, образовались огромные запасы подземного тепла, множество целебных горячих источников [2, 11, 12].

Вулканическая деятельность наблюдается на Земле в наиболее активных её областях, к которым относится Тихоокеанское огненное кольцо, островные дуги.



Рис. 1. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, академик АН СССР.

История вулканологии насчитывает почти две тысячи лет. Первым трудом по вулканологии можно считать описание явлений, происходивших при катастрофическом извержении вулкана Везувий (Италия) в 79 г н.э., во время которого были уничтожены три города, в том числе известная Помпея. Эти описания оставил Плиний Младший [13].

Первые отечественные труды по вулканологии появились в XVIII в и принадлежат С. П. Крашенинникову и Д. С. Голицыну. С. П. Крашенинников (1711–1755), знаменитый исследователь Камчатки, изучал вулканы Камчатки в 1737–1741 гг. в составе Второй Камчатской экспедиции Витуса Беринга. С. П. Крашенинников в 1750 г. стал академиком Петербургской академии наук, вторым после М. В. Ломоносова. В его книге «Описание земли Камчатской», вышедшей в 1756 г., есть главы «Об огнедышащих горах и происходящих на них опасностях» и «О горячих ключах» [10]. Дипломат и естествоиспытатель, член многих академий Д. С. Голицын (1734–1803) в 1785 г. представил выдающееся исследование о происхождении вулканитов молодых потухших вулканов.

Организация Камчатской вулканологической станции, её задачи

Основы современной отечественной вулканологии были заложены в середине XX в академиками Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (рис. 1), А. Н. Заварицким (рис. 2), профессором В. И. Влодавцем (рис. 3), член — корреспондентами АН СССР Б. И. Пийпом, Г. С. Горшковым и их сподвижниками. В 1929 г. Академией наук СССР было решено начать систематическое изучение вулканов Камчатки. Толчком к этому решению послужило извержение вулкана Авача в 1926 г.

На заседании Тихоокеанского комитета АН СССР было постановлено организовать стационар на Камчатке для изучения извержений вулканов, и в 1935 г. по инициативе академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга такая станция была открыта в пос. Ключи, вблизи наиболее активных вулканов Камчатки [4, 5]. В соответствии с программой работ, составленной



Рис. 2. А. Н. Заварицкий, академик АН СССР.



Рис. 3. В. И. Влодавец, доктор геолого-минерологических наук, первый начальник Камчатской вулканологической станции в 1935–1936 гг.

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. Станция стала первой школой вулканологических знаний, школой мужества, научила любить Камчатку. 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, В. И. Горельчик, Н. А. Жаринов, В. А. Широков, П. П. Фирстов.

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 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 Петропавловске-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.

На предложение быть начальником Камчатской вулканологической станции в пос. Ключи В. И. Влодавец согласился. С 1 сентября 1935 г. начались систематические наблюдения за состоянием Ключевского вулкана (с этой даты исчисляется начало российской вулканологии). Вначале коллектив исследователей состоял из 5 человек: геологи —



Рис. 4. Здание Камчатской вулканологической станции в 1936 г.



Рис. 5. Камчатская вулканологическая станция, 2002 г.

В. И. Влодавец, В. Ф. Попков, химики — И. З. Иванов, Н. Н. Шаврова и топограф А. М. Дьяконов. 15 апреля 1936 г. группа В. И. Влодавца въехала в построенное ими здание. В это время станция представляла собою единственный одноэтажный дом, в котором размещались служебные и жилые помещения (рис. 4). В служебном помещении находились: химическая лаборатория, вулканологический кабинет с микроскопом, библиотека, фотолаборатория. Во второй половине станции разместились жилые комнаты, общая столовая — «кают-кампания» и библиотека. Спустя 10 лет здание было надстроено, на второй этаж поместили два кабинета для руководства станции, туда же перенесли библиотеку (рис. 5).

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 г. 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 подъему на вершину вулкана входила С. И. Набоко. Так впервые кратер самого высокого действующего вулкана Евразии — Ключевского покорила первая женщина — вулканолог. Вулканологические исследования расширяются. Организуются промежуточные базы у подножья Ключевского вулкана. На побочные кратеры, образовавшиеся в 1932 г., систематически совершаются поездки: зимою на собачьих упряжках, летом на лошадях. Гужевой транспорт использовался на станции вплоть до 1980 г. несмотря на то, что к этому году станция имела два грузовых автомобиля, гусеничный тягач, имела снегоход, а также использовали вертолет для заброски полевых отрядов и груза в недоступные, отдалённые районы.

Время работы на станции группы А. А. Меняйлова совпало с извержением побочного прорыва «Билюкай» на восточном склоне вулкана Ключевской (рис. 6). Первые годы исследований вулканов отличались тяжелыми условиями, к месту извержений приходилось добираться на собачьих упряжках (рис. 7). По рассказам С. И. Набоко к кратеру «Билюкай», ей пришлось добираться 10 дней в феврале 1938 г. (рис. 8). Когда она с А. А. Меняйловым прибыла к месту извержения, лавовый поток уже имел длину шесть километров, а шлаковый конус вырос до 100 м в высоту. Только спустя многие годы стало возможным использовать авиацию.

Уже в первые годы научной деятельности станции накопленный научный материал требовал обобщения. В 1937 г. 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. А. А. ВпоследствииМеняйлов 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 (1940–1948 гг. и 1950–1954 гг.) работе на Камчатской вулканологической станции были отданы Б. И. Пийпом (рис. 9).

В 1944–1945 гг. Б. И. Пийпом было детально изучено извержение Ключевского вулкана. Материал



Рис. 6. А. А. Меняйлов, доктор геолого-минералогических наук, начальник Камчатской вулканологической станции в 1936–1938 гг. и в 1948–1950 гг.



Рис. 7. С. И. Набоко, доктор геолого-минералогических наук. Первая женщина-вулканолог, покорившая вулкан Ключевской.

по изучению этого извержения послужил основой для фундаментальной монографии «Ключевская сопка и её извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом» [14].

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 Б. И. СССРПийп. Камчатская вулканологическая станция вошла в состав института как самостоятельное структурное подразделение.

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 не изученность 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[6]. Это было революционное открытие мирового уровня. Позднее, в 1966 г. член-корреспондент Г. С. Горшков стал директором Института вулканологии (рис. 10).

В 1958–1961 гг. Камчатскую вулканологическую станцию возглавил Е. К. Мархинин (рис. 11). 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



Рис. 8. Г. Е. Богоявленская, кандидат геолого-минералогических наук, в зимнем маршруте.

приезд в п. Ключи для работы на станции аспирантки Лаборатории вулканологии Г. Е. Богоявленской 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.

Биовулканология рассматривает значение вулканических процессов для образования среды обитания живых организмов — биосферы [11]. В настоящее время Е. К. Мархинин, академик Российской Академии Естественных Наук, заслуженный деятель науки России, профессор продолжает начатые исследования на общественных началах.

Ещё в 1946 г. для изучения морфологии вулканов была впервые использована аэрофотосъёмка. Результатом первых аэровулканологических исследований явилось издание Атласа вулканов СССР [1]. Материалы исследований были обобщены В. И. Влодавцем, Г. С. Горшковым, Б. И. Пийпом и завершены изданием каталога вулканов СССР. При подготовке Атласа вулканов СССР, выполнении аэросъёмочных работ вулканов Камчатки в частности, активное участие принимали А. Е. Святловский и Ю. С. Доброхотов. С 1961 по 1965 гг. А. Е. Святловский возглавлял Камчатскую вулканологическую станцию (рис. 12). 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, А. Б. Белоусов, М. Г. Белоусова, А. И. Козырев 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



Рис. 9. Б. И. Пийп, начальник Камчатской вулканологической станции в 1940–1948 гг. и в 1950–1954 гг., первый директор Института вулканологии, член-корреспондент АН СССР.

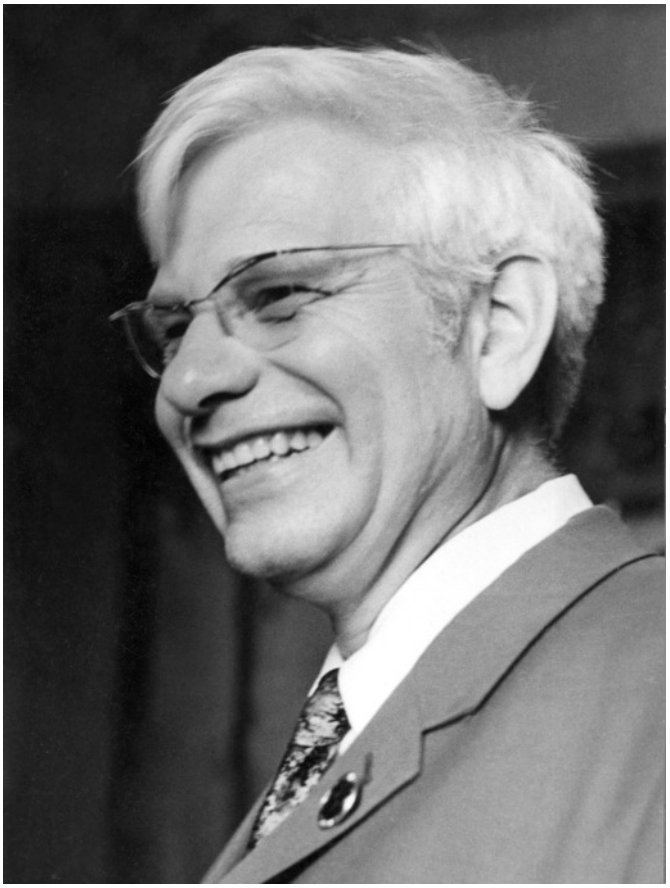


Рис. 10. Г. С. Горшков, начальник Камчатской вулканологической станции в 1954–1957 гг., директор Института вулканологии в 1966–1970 гг., член-корреспондент АН СССР.

коллектив Камчатской вулканологической станции (рис. 13). В дальнейшем И. Т. Кирсанов продолжал научную работу в Институте вулканологии. Ему не раз приводилось быть первопроходцем. И. Т. ОтрядомКирсанова в 1963 при изучении Мутновского вулкана были открыты горячие гидротермальные источники, названные Дачными. В настоящее время на этом месторождении построена Мутновская Геотермальная ТЭС.

Одной из основных задач станции было создание надёжного метода прогноза извержений на основании комплекса методов. Всестороннее развитие сейсмических методов исследований обусловили возможность достаточно надёжного прогноза извержений различного типа вулканов. Первые успешные прогнозы извержений вулканов Безымянного Шивелуча были сделаны П. И. Токаревым в 1956 и 1964 гг. (рис. 14). Следующие успешные прогнозы побочных извержений на вулкане Ключевской в1974 г. и блестящий прогноз места и времени Большого трещинного Толбачинского извержения, сделанный П. И. Токаревым в июле 1975 г. [3]. Прогнозы были выполнены 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 (рис. 15). Ровесник станции, Б. И. Иванов родился в семье горного инженера, окончил Московский геологоразведочный институт. После встречи с профессором В. И. Влодавцем и членом-корреспондентом Б. И. Пийпом в 1962 г. навсегда связал свою жизнь с вулканами, с Камчаткой. 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 прошёл 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 — акаде-

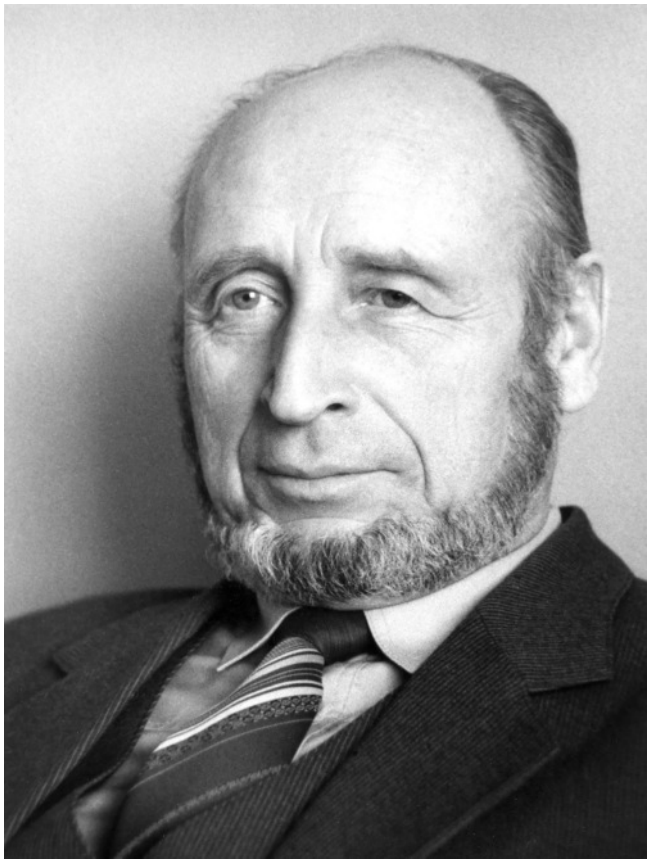


Рис. 11. Е. К. Мархинин, доктор геолого-минералогических наук, начальник Камчатской вулканологической станции в 1958–1961 гг.

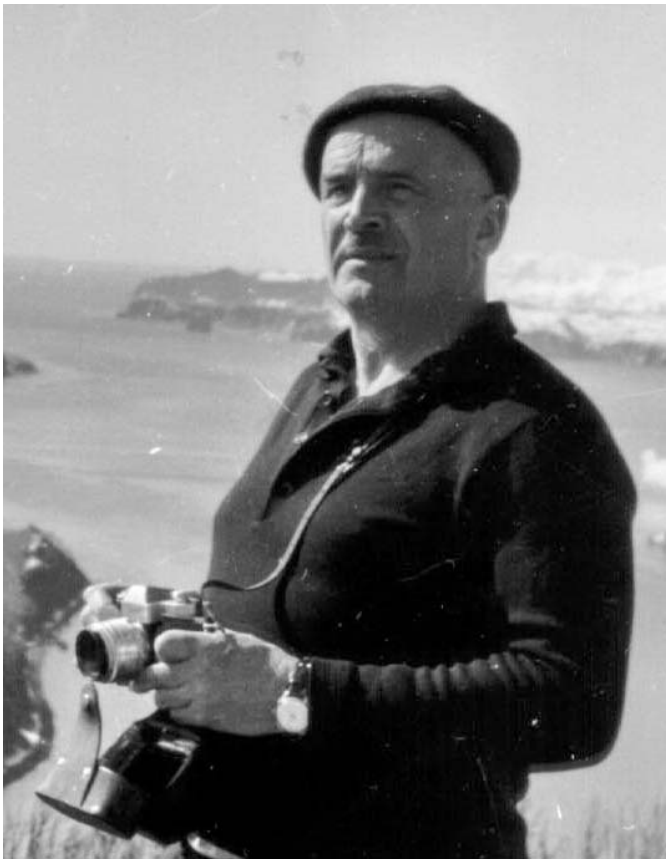


Рис. 12. А.Е Святловский, доктор геолого-минералогических наук, начальник Камчатской вулканологической станции в 1961–1965 гг.

мик Академии естественных наук России, с 2004 г. — заслуженный деятель науки РФ, профессор. Вместе с Б. В. Ивановым работала его жена В. И. Горельчик, руководившая на протяжении долгих лет (с 1970 по 1990) сейсмической службой Камчатской вулканологической станции (рис. 16).

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. (рис. 17).

Самый 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 наклономерные станции (глубокие шурфы для установки высокоточных приборов-наклономеров).

Многолетние геодезические наблюдения, выполненные на вулканах, показали, что максимальные смещения наблюдаются на постройках вулкана, вблизи трещин, из которых изливается жидкая лава; вблизи кратеров и куполов, которые образуются при выжимании вязкой лавы.

С 1974 по настоящее время наблюдалась активизация всех вулканов северной группы: в течение полутора лет происходило Большое трещинное Толбачинское извержение, на вулкане Ключевском произошла серия вершинных и побочных извержений (извержений на склонах вулкана), на вулкане Безымянный периодически продолжался рост лавового купола, после 16-ти летнего перерыва возобновился рост лавового купола на вулкане Шивелуч.

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.



Рис. 13. И. Т. Кирсанов, начальник Камчаткской вулканологической станции в 1965–1970 гг.



Рис. 14. П. И. Токарев, кандидат физ-мат. Наук, заведующий сейсмическим отделом Камчатской вулканологической станции.

На станции до 1990 г. круглый год работали три полевые сейсмические станции, которые обслуживали лаборанты вулканологической станции. Следует отметить значительный вклад в работу по руководству сейсмической службы станции кандидата геолого-минералогических наук В. И. Горельчик, м.н.с. В. В. Степанова. Долгие годы выполняли вахтенную службу на стационарах в п. Ключи, п. Козыревск 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). Постановка геодезических работ была связана со значительным увеличением сейсмической активности в указанных районах в те годы. 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 [3, 15], изложены во многих статьях журнала «Вулканология и сейсмология» [7, 8, 9, 16, 17, 18 и др.].

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

В настоящее время коллектив станции состоит из 7 человек, в том числе: двух научных сотрудников, двух инженеров и трёх сотрудников для технического обслуживания станции. Камчатская вулканологическая станция служит базой для комплексных исследований северной группы вулканов.



Рис. 15. Б. В. Иванов, доктор геолого-минералогических наук, начальник Камчатской вулканологической станции в 1970–1977 гг., директор Института вулканической геологии в 1991–2004 гг.



Рис. 16. В. И. Горельчик, кандидат геолого-минералогических наук, руководитель сейсмической сети Камчатской вулканологической станции 1970–1990 гг.

Одновременно выполняются 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.

Список литературы

1. Атлас вулканов СССР. Отв. редакторы: Келль Н. Г. и Пийп Б. И.. М.: Из-во АН СССР, 1959. 174 с.
2. *Апродов В. А.* Вулканы. М.: Мысль. 1982. 367 с.
3. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка 1975–1976. Отв. ред. Член-корреспондент АН СССР С. А.Федотов. М.: Наука, 1984. 637 с.
4. *Влодавец В. И.* Начало. Бюлл. вулканологических станции. 1974. №50. С. 39.
5. *Влодавец В. И., Набоко С. И., Федотов С. А.* К 50-летию советской вулканологии // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 3–16.
6. *Горшков Г. С.*. Некоторые вопросы теории вулканологии // Известия Академии Наук СССР. Сер. Геол. 1958, №11. С. 11–27.
7. *Жаринов Н. А., Демянчук Ю. В.* Камчатская вулканологическая станция, её деятельность в 1935–1999 гг. Направления дальнейших работ. Сб. Современный вулканизм и связанные с ним процессы. П.Камчатский, 122–15 апреля 1999 г. С. 20–25.
8. *Жаринов Н. А., Демянчук Ю. В.*. Рост экструзивного купола вулкана Шивелуч (Камчатка) в 1980–2007 гг. по геодезическим наблюдениям и видеосъемке // Вулканология и Сейсмология. 2008. № 4. С 3–13.
9. *Жаринов Н. А., Демянчук Ю. В.* Оценка объёмов изверженных продуктов вулкана Безымянный за 1955–2009 гг. // Вулканология и сейсмология, 2011, №2, С. 28–41.
10. *Крашенников С. П.*. Описание земли Камчатки. СПб., 1786.
11. *Мархинин Е. К.*. Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 1980. 196 с.
12. Новейший и современный вулканизм на территории России. Отв. ред. Лавёров Н. П.. М.: Наука. 2005. 604 с.
13. Письма Плиния младшего. М.: Наука. 1984. 405 с.



Рис. 17. С. А. Федотов, академик РАН, директор Института вулканологии в 1972–2004 гг.

14. *Пийп Б. И.*. Ключевская сопка и её извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. // Тр. Лаб. Вулканологии. 1956. Вып. 11,311 с.

15. *Федотов С. А., Горельчик В. И., Жаринов Н. А.* Вулкан Ключевской. Землетрясения, деформации, механизм деятельности и возможное развитие Ключевского вулкана // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Том. 1. Гл. 1. С. 138–145.

16. *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, 1–29.

17. *Федотов С. А., Жаринов Н. А.., Гонтовая Л. И.*. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов, Камчатка, по данным об её извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 1–33. В печати.

18. *Федотов С. А., Хренов А. П., Жаринов Н. А.*. Ключевской вулкан, его деятельность в 1932–1986 гг. и возможное развитие // Вулканология и сейсмология. 1987. №. С. 3–16.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.21

В. Л. Леонов, А. Н. Рогозин, Е. С. Кляпицкий

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: rogozin@kscnet.ru

Игнимбриты, заполняющие Верхнеавачинскую кальдеру: сопоставление разрезов

В работе рассматриваются игнимбриты, которые занимают обширные пространства в верховьях рек Кавыча, Средняя и Левая Авача. Район представляет собой высокогорный хребет, протягивающийся в меридиональном направлении на 20–25 км. В период с 2009 по 2010 г. были изучены разрезы игнимбритов, условия залегания, возраст. Работы проводились с целью уточнения границ области распространения толщи игнимбритов, условий их залегания и стратиграфического положения. Таким образом, была выделена депрессия, имеющая тектонические границы и округлые очертания — кальдера, которой мы дали название — Верхнеавачинская [2]. Изучение показало, что процесс формирования толщи игнимбритов в этом районе был длительным и сложным. В результате проведённой работы была построена схема геологического строения верховьев рек Левая Авача и Кавыча (рис. 1). В процессе изучения игнимбритов Верхнеавачинской кальдеры было выяснено, что для Камчатки игнимбриты такого состава нехарактерны, поскольку валовый химический анализ показал изменение их состава от базальтов до андезитов. Для того чтобы показать особенности игнимбритов Верхнеавачинской структуры, было проведено их сравнение с игнимбритами четвертичного возраста других районов Камчатки [3]. В работе представлены данные о пяти разрезах, находящихся внутри изученной кальдеры (рис. 1).

Первые два разреза R-2009 и L-2009 были изучены и описаны в 2009 г. По разрезу R-2009, который располагается в верховьях рек Левая Авача и Кавыча и представляет из себя 500-метровый разрез вулканогенной толщи, ранее уже были представлены данные [1]. В 2010 г. работы продолжились в районе Верхне-Авачинского озера и горы с отметкой 1881 м. Был изучен разрез игнимбритов L-2010, мощностью 500 м, состоящий из 11 слоёв [3]. В 2012 г. в верховьях пади Глубокой на высоте 1300 м, был изучен разрез игнимбритов общей мощностью 500 м.

В 2014 г. был выполнен маршрут по гребню Авачинского хребта на высоте 1830 м. Этот участок расположен в пяти километрах на восток от Верхне-Авачинского озера. Маршрут проходил от перевальной части на высоте 1770 м на север к вершине с отметкой 1900 м. По гребню были отобраны образцы из разреза L-2014. Подробно была описана верхняя часть разреза мощностью 130 м. Выделено четыре пласта лавоподобных, плотно спёкшихся игнимбритов.

На диаграмме концентрации редких элементов (рис.) видно, что содержание Ba в разрезах R-2009 и L-2009 несколько повышено, в отличие от разрезов L-2010 и L-2014, в которых содержание Ba резко повышается. Концентрация Sr в разрезе L-2009 значительно выше, чем в разрезе L-2010. По содержанию Zr, *Y* и Sc не наблюдается особых различий между представленными разрезами, но наблюдается низкое содержание Cr в разрезе L-2014 и более высокое в разрезе L-2012.

На диаграмме отношения элементов по высоте мы наблюдаем увеличение содержания SiO_2 в разрезах R-2009 и L-2009 с изменением высоты, а также уменьшение содержания SiO_2 в разрезах L-2010 и L-2012. Концентрация Al_2O_3, TiO_2, MnO, Na_2O, K_2O, P_2O_5 не имеет особых изменений среди разрезов относительно набора высоты. Для разреза L-2014 характерно более низкое содержание CaO относительно других разрезов. В разрезах R-2009 и L-2009 не наблюдается значительных изменений в содержании MgO, концентрация которого изменяется в сторону увеличения в разрезе L-2010. Диаграмма FeO^* показывает незначительные изменения концентрации в разрезах R-2009 и L-2009 с изменением высоты в сторону её понижения, однако, в разрезах L-2010, L-2012 и L-2014 которые расположены на больших высотах, идёт обратный процесс увеличения содержания компонента.

На диаграмме концентрации компонентов можно наблюдать, что разрез R-2009 и L-2009, расположенные на близких высотах, показывают на всех представленных элементах отношение к породам среднего состава (по SiO_2). Разрезы L-2010 и L-2012, имеющие некоторые отличия в высотном расположении, всё в показывают их значительный переход от пород средних к породам основного состава. Разрез L-2014 имеет схожее высотное расположение относительно разрезов L-2010 и L-2012, но концентрация элементов в нём значительно отличается, тем самым мы относим его к породам среднего состава.

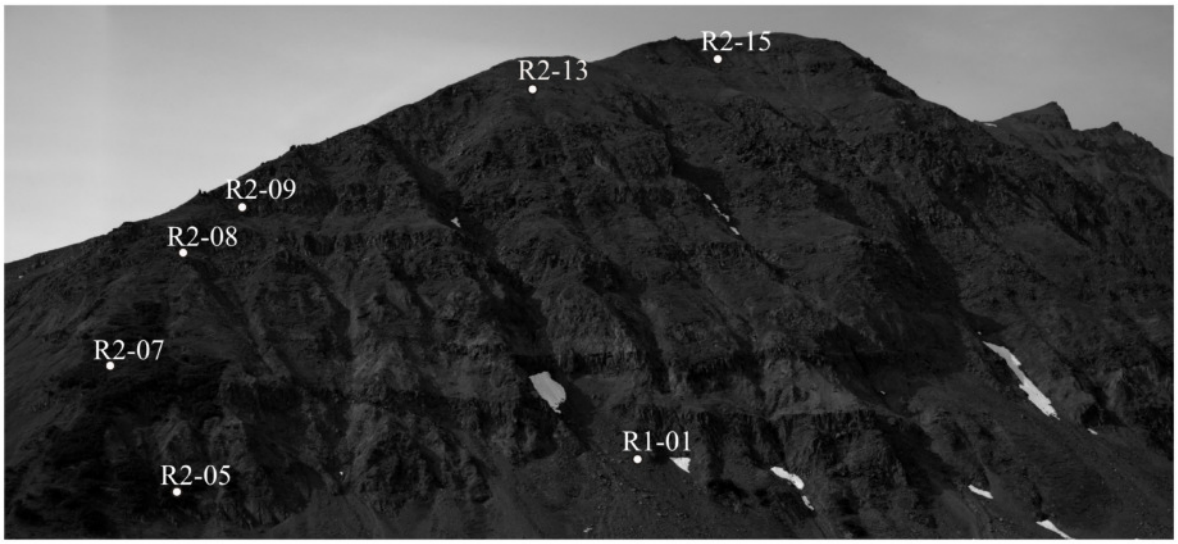


Рис. 1. Разрез R-2009.



Рис. 2. Разрез L-2009

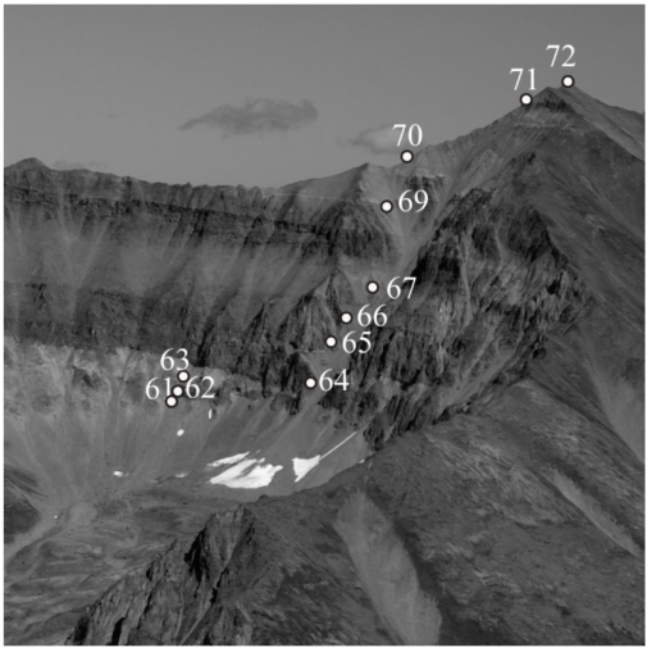


Рис. 3. Разрез L-2010.

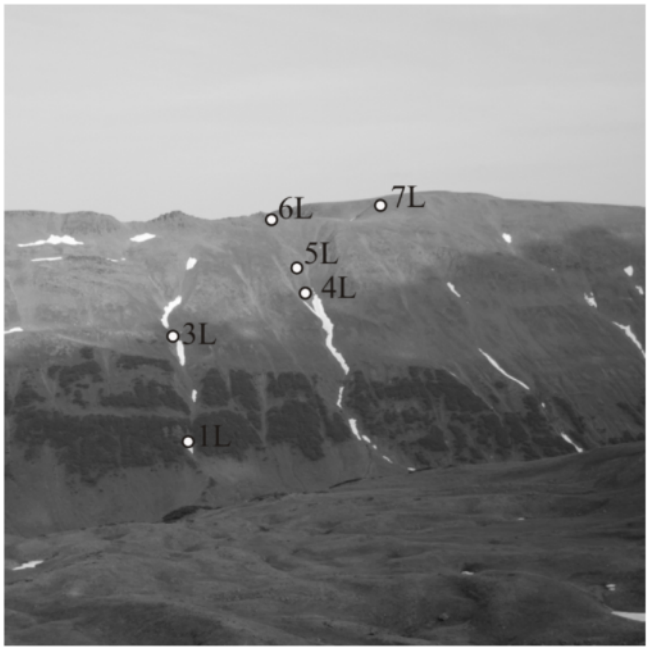


Рис. 4. Разрез L-2012.



Рис. 5. Разрез L-2014.

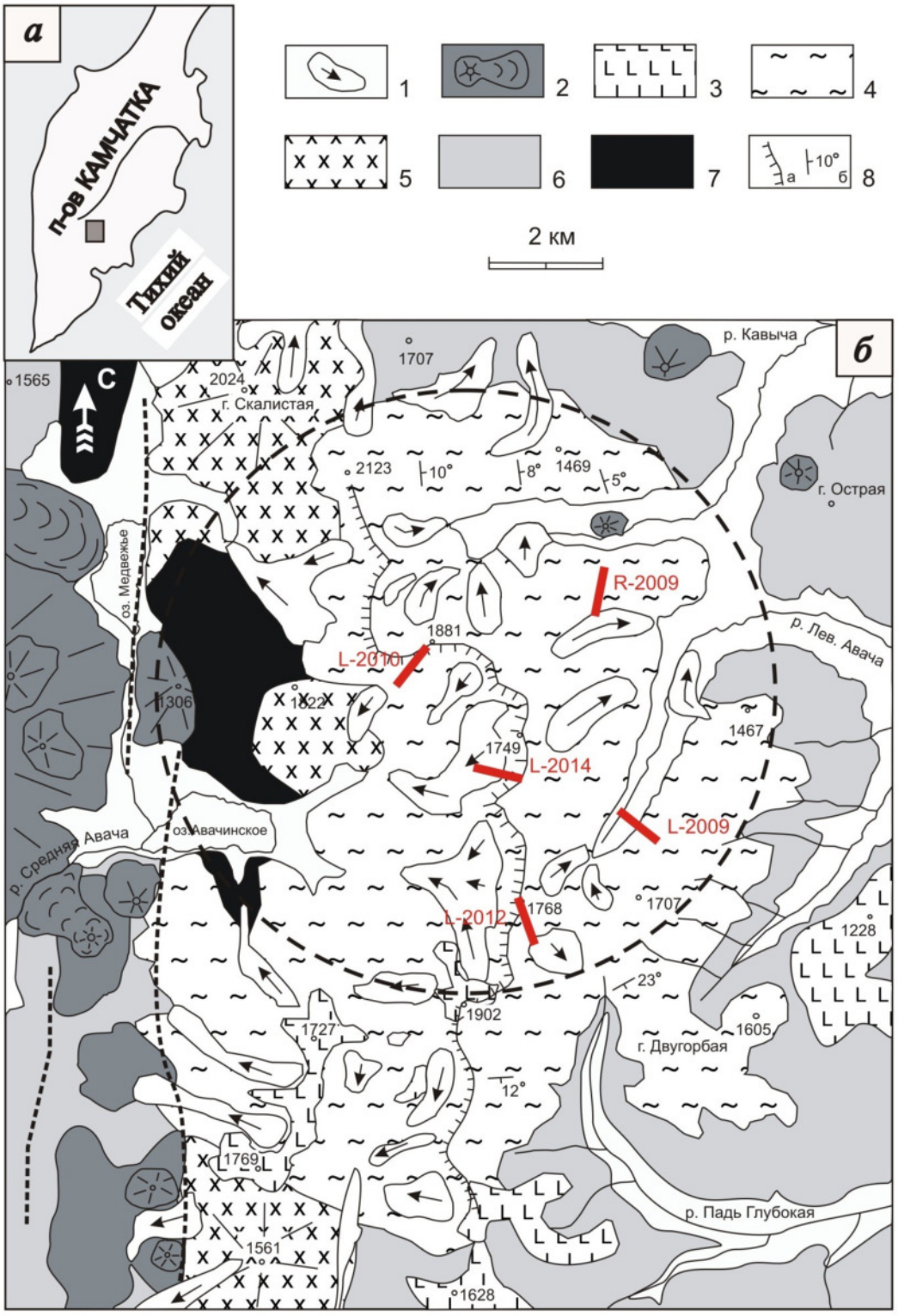


Рис. 6. Схема геологического строения верховьев рек Левая Авача и Кавыча [2]. 1 — нерасчленённые аллювиальные, ледниковые и обвально-оползневые отложения, стрелкой показаны направления движения оползней (поздний плейстоцен — голоцен); 2 — вулканические постройки и связанные с ними лавовые потоки (плейстоцен); 3 — лавы андезитового состава (плиоцен — ранний плейстоцен); 4 — игнимбриты (верхний миоцен); 5 — интрузии диоритов (верхний миоцен); 6 — лавы андезитового, базальтового состава, агломератовые туфы (миоцен); 7 — алевролиты, аргиллиты, песчаники (верхний мел); 8, а — обрывы Авачинского хребта, б — элементы залегания пород. Пунктирный круг в центре — границы выделенной кальдеры. Красными прямоугольниками в середине выделенной кальдеры обозначены исследуемые разрезы.

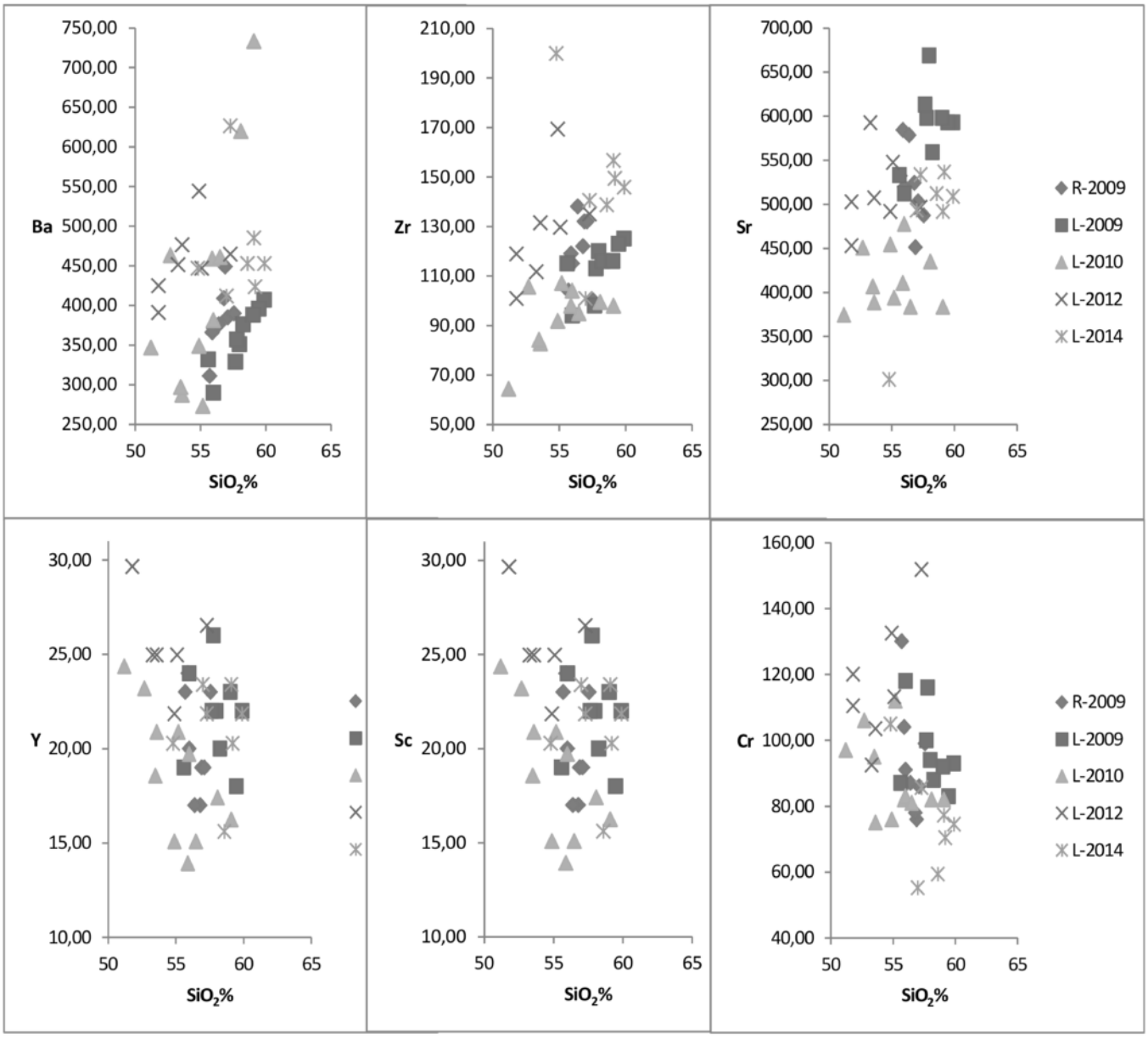


Рис. 7. Диаграмма концентрации редких элементов в зависимости от содержания SiO_2 (мас. %).

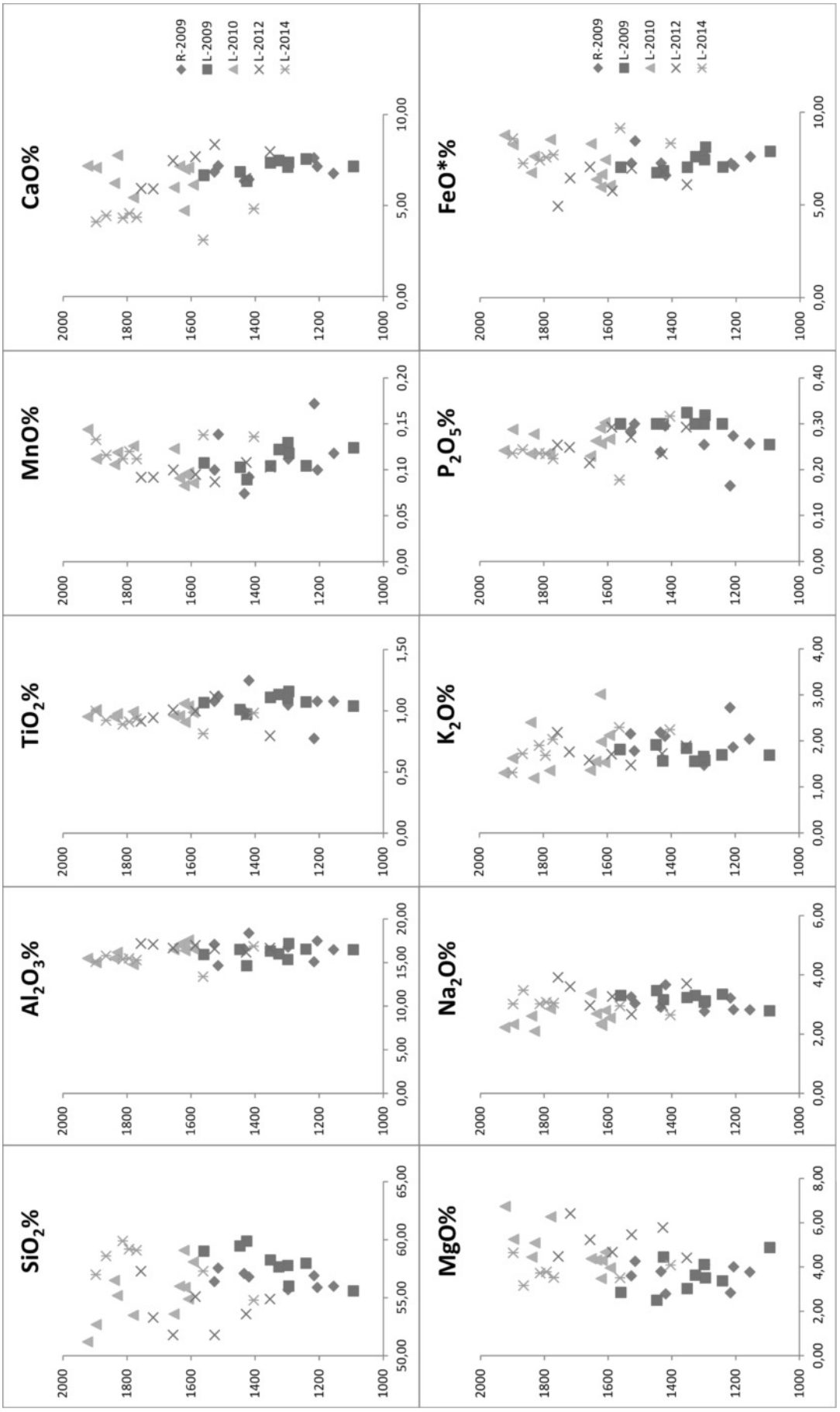


Рис. 8. Отношение элементов разреза по высоте.

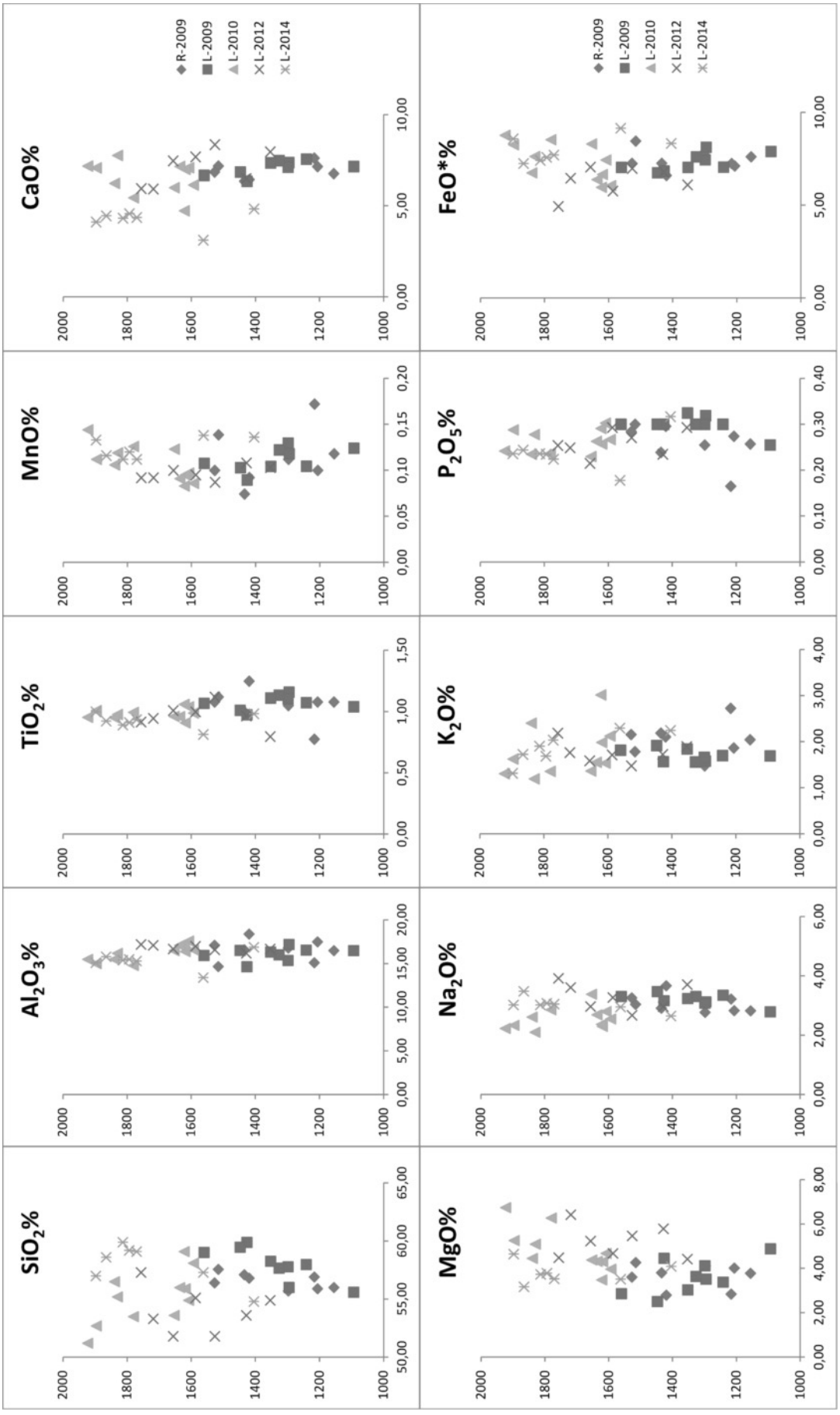


Рис. 9. Диаграмма концентрации петрогенных компонентов в зависимости от содержания SiO_2 (мас. %).

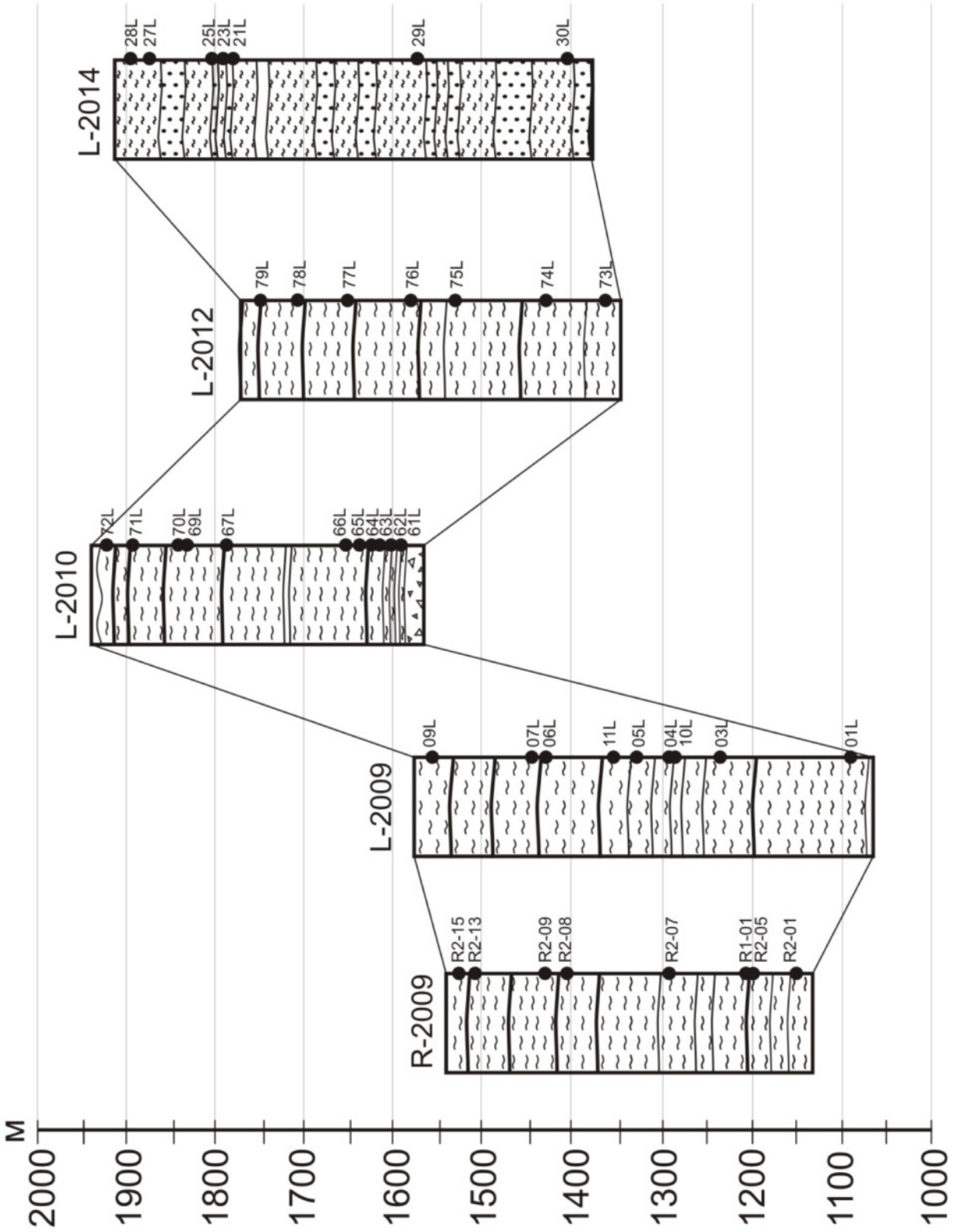


Рис. 10. Сопоставление разрезов игнимбритов Верхнеавачинской кальдеры.

Район исследований — один, и концентрация редких элементов имеет небольшие отличия между рассматриваемыми разрезами, но всё в, несмотря на некие отличия в расположении разрезов по высоте, концентрации элементов имеют схожее содержание.

Выводы

В результате были построены и изучены пять разрезов отличающихся между собой по высотным характеристикам. Разрез R-2009 имеет видимую мощность 412 м (от 1115 до 1527 м), L-2009 — 467 м (от 1093 до 1560 м), L-2010 — 400 м (от 1523 до 1923 м), L-2012 — 403 м (от 1353 до 1756 м), L-2014 — 493 м (от 1404 до 1897 м).

Установлено, что с изменением высоты содержание некоторых элементов в изученных разрезах заметно растёт, либо понижается или остаётся неизменным, но все они находятся в одном диапазоне распространения в зависимости от SiO_2 и относятся к породам основного и среднего состава.

Представленная диаграмма редких элементов имеет небольшие отличия между рассматриваемыми разрезами, но всё в, несмотря на некоторые отличия в расположении разрезов по высоте, концентрации элементов имеют схожее содержание.

Были выявлены небольшие отличия по содержанию редких элементов (Ba, Sr, Zr, Y, Sc, Cr) в рассматриваемых разрезах.

Список литературы

1. *Кувикас О. В., Рогозин А. Н.* Первые результаты изучения 500-метрового разреза игнимбритов (река Кавыча, Восточная Камчатка) // Материалы VII региональной молодёжной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский. 2009. С. 39-48.
2. *Леонов В. Л., Рогозин А. Н., Биндеман И. Н., Кувикас О. В., Кляпицкий Е. С.* Выделение новой кальдеры на Камчатке: границы, возраст, комплекс внутрикальдерных отложений, нерешённые вопросы // Материалы ежегодной конференции, освященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 53–56.
3. *Рогозин А. Н., Кляпицкий Е. С.* Петрохимическая характеристика игнимбритов Верхне-Авачинской структуры (по результатам полевых работ 2009–2010 гг.) // Материалы VIII региональной молодёжной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский. 2010.С. 29-38.
4. *Рогозин А. Н., Леонов В. Л., Кувикас О. В.* Необычные игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры (Камчатка): строение разрезов и петрохимической особенности // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 234–237.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.21

В. Л. Леонов[1], А. Н. Рогозин[1], Е. С. Кляпицкий[1], С. А. Рылова[1], Т. В. Леонова[1]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН Адрес для переписки: lvl@kscnet.ru*

Реконструкция гигантского пирокластического потока, связанного с кальдерой Карымшина, Южная Камчатка

Выделено обширное новое поле игнимбритов, доказана их связь с кальдерой Карымшина, которая представляет собой пока единственный в России супервулкан [2]. Ранее игнимбриты, связанные с кальдерой Карымшина, были известны только внутри этой структуры (их мощность там составляет более 1000 м). Реконструирована крупная палеодолина, куда при извержениях, происходивших в кальдере, скатывались пирокластические потоки. Игнимбриты были прослежены от края палеодепрессии на расстояние более 40 км. Их мощность вдоль потока с удалением от центра извержения постепенно уменьшается от 500–600 м до 200 м и менее. Поле расположено вдали от кальдеры и предыдущими исследователями не связывалось с ней и не рассматривалось как однородное, закономерно устроенное образование. Уточнены представления об объёмах и площадях распространения игнимбритов, связанных с кальдерой Карымшина.

Введение

Кальдера Карымшина была выделена нами после того, как был расчленен так называемый «Карымшинский комплекс» — мощная толща преимущественно туфов и игнимбритов, выделявшаяся ранее геологами на рассматриваемой территории [9]. Изучение разрезов в поле [2], проведённые датировки пород Ar-Ar методом [3, 10] позволили сделать вывод, что «Карымшинский комплекс» необходимо расчленить на несколько пачек [6]. Было установлено, что туфы и игнимбриты, связанные с кальдерой Карымшина («карымшинские») имеют эоплейстоценовый возраст (1,5–1,78 млн лет). Туфы и игнимбриты, вскрывающиеся в бортах кальдеры (мы их условно назвали «сычуганские» — по названию горы, где вскрыт наиболее полный разрез этих пород), имеют гораздо более древний возраст — 3,5–4 млн лет [5].

Микроскопически туфы и игнимбриты кальдеры Карымшина представляют собой породу, насыщенную обломками вкрапленников плагиоклаза, кварца, биотита, составляющими 45–50% объёма породы. Плагиоклаз преобладает, встречаются как отдельные зёрна, так и фрагменты мономинеральных сростков. Вкрапленники оплавлены, резорбированы, содержат включения расплава. Биотит (0,3–0,5 мм) образует чешуйчатые зёрна и тонкие лейсты, иногда изогнутые и расщепленные. Основная масса представлена бурым девитрифицированным стеклом, с сохранившимися очертаниями пепловых частиц. По составу породы отвечают риолиту и имеют 70–72% SiO_2. Местами породы имеют настолько сильное спекание, что обладают лавоподобным обликом. Из-за этого при геологической съёмке они иногда были откартированы, как субвулканические тела [1].

На первом этапе работ (2007–2012 гг.) игнимбриты, связанные с кальдерой Карымшина, были выявлены нами только внутри кальдеры, которую они когда-то заполнили. Их мощность там составляет более 1000 м, и эта мощность минимальная, так как отложений, подстилающих игнимбриты, внутри кальдеры обнаружено не было. За пределами кальдеры игнимбритов, связанных с ней, до 2012 г. мы не встречали, хотя были обследованы все близлежащие к кальдере районы, были выявлены и изучены многочисленные докальдерные вулканы, расположенные по периметру кальдеры [4].

В 2012 г., проводя работы в среднем течении реки Банной, в 15 км к западу от границ кальдеры Карымшина, мы впервые обнаружили «карымшинские» игнимбриты за пределами кальдеры. В дальнейшем мы провели целенаправленные работы по картированию этой толщи игнимбритов, и оказалось, что они занимают обширные пространства как в бассейне реки Банной, так и в бассейнах соседних рек Сарайной, Халзан, Ушаган. В 2013–2014 гг. «карымшинские» игнимбриты были найдены нами на расстоянии 35–40 км от края кальдеры Карымшина. Стало ясно, что мы имеем дело с отложениями крупного пирокластического потока, который распространился на запад и северо-запад от кальдеры по палеодолине.

В настоящем сообщении мы рассмотрим условия залегания «карымшинских» игнимбритов на разных участках по пути движения потока, проведём его реконструкцию и определим примерный объём пирокластики, которая была выброшена при мощном извержении, произошедшем в районе кальдеры Карымшина и сформировавшем рассматриваемый пирокластический поток.

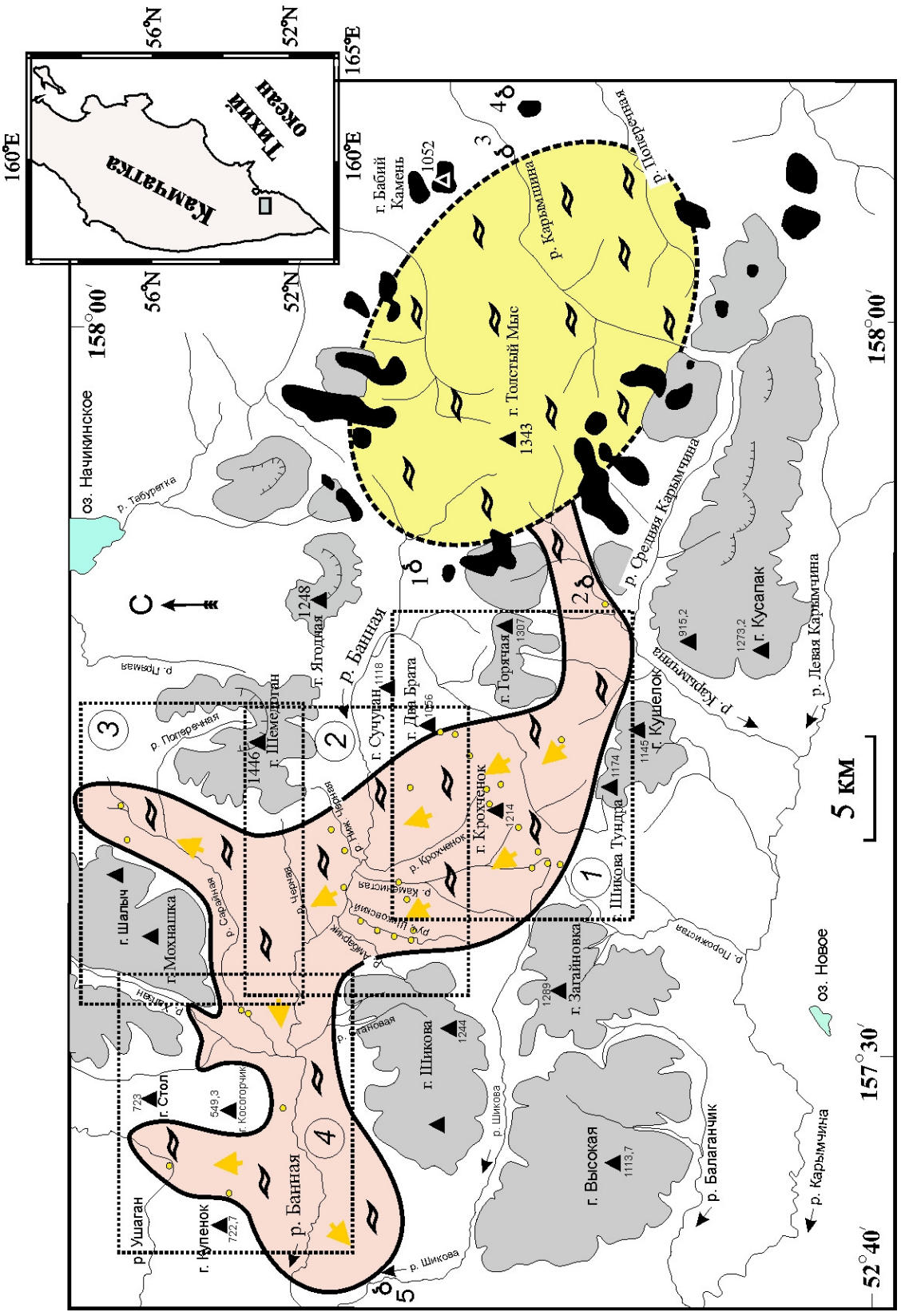


Рис. 1. Схема реконструированного пирокластического потока, связанного с кальдерой Карымшина. 1 — купола и потоки, сложенные лавами риолитового состава, расположенные по краям кальдеры Карымшина (посткальдерные); 2 — границы кальдеры Карымшина и заполняющие её игнимбриты; 3 — отложения реконструированного пирокластического потока; 4 — остатки древних вулканических построек, сформировавшихся на докальдерном этапе; 5 — термальные источники (1 — Больше-Банные, 2 — Карымчинские, 3 — Карымшинские, 4 — Верхне-Паратунские, 5 — Апачинские). Прямоугольники, выделенные точечной линией и отмеченные цифрами в кружках — участки детальных работ (1 — «Малый Ключик», 2 — «Банный», 3 — «Шальчъ», 4 — «Купенок»).

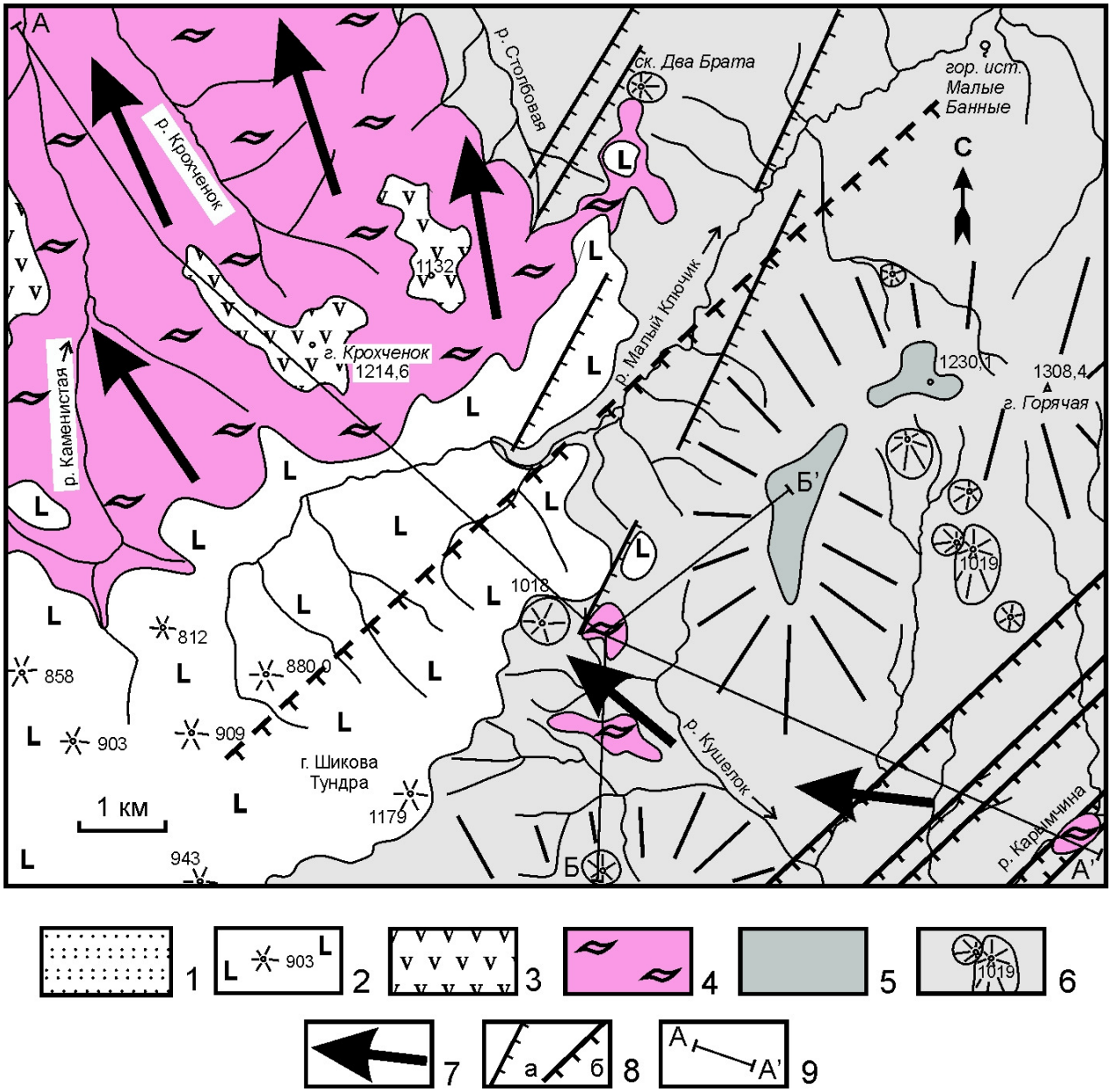


Рис. 2. Схема геологического строения и разрезы участка «Малый Ключик». 1 — аллювиальные отложения (голоцен); 2 — лавы базальтового состава урочища Шикова Тундра (средний плейстоцен); 3 — лавы андезитового состава (остатки вулканов, сформированных на посткальдерном этапе) (нижний плейстоцен); 4 — игнимбриты, связанные с кальдерой Карымшина (эоплейстоцен); 5 — лавы базальтового состава, завершающие этап докальдерного вулканизма (верхний плиоцен); 6 — нерасчлененный комплекс докальдерных отложений, прорванный экструзиями высококалиевых риолитов (плиоцен); 7 — направления, вдоль которых распространялись пирокластические потоки, заполняя долины к западу от кальдеры Карымшина; 8 — разломы, преимущественно сбросы: а — позднеплейстоценового возраста, б — ранне-среднеплейстоценового возраста (пунктирной линией показан предполагаемый разлом); 9 — линии геологических разрезов.

Особенности распространения отложений, связанных с реконструированным пирокластическим потоком

На рис. 1 приведена схема распространения отложений рассматриваемого пирокластического потока. Рассмотрим далее участки, на которых были проведены детальные работы, и где были определены границы потока.

Участок «Малый Ключик». «Карымшинские» игнимбриты здесь были обнаружены в виде обширного поля на северо-западе участка и в виде отдельных небольших выходов — на юго-востоке (рис. 2). В верховьях ручья Малый Ключик по Каменистая их мощность достигает 500–600 м — это максимальные сохранившиеся направлении на северо-восток игнимбриты полностью выклиниваются.

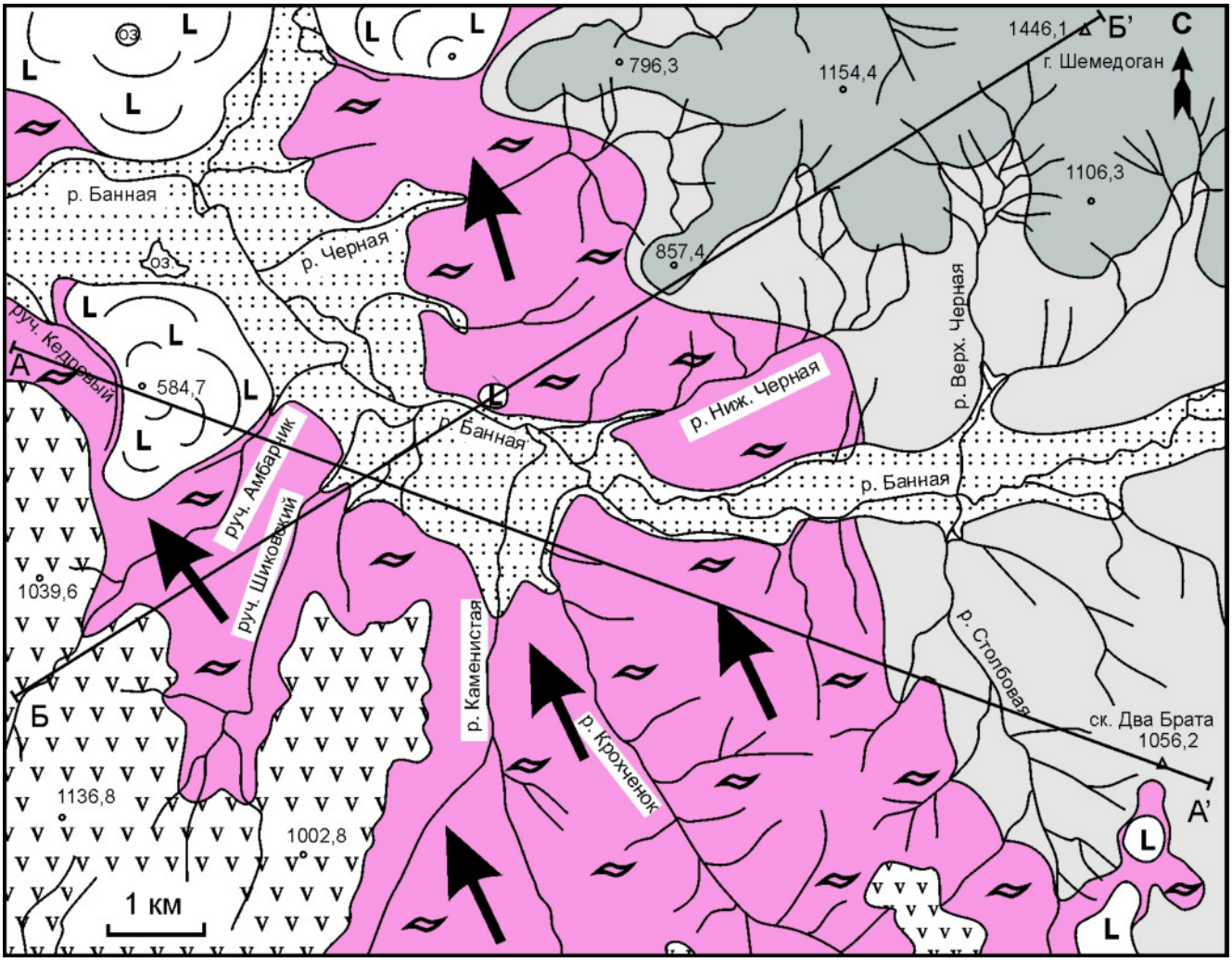


Рис. 3. Схема геологического строения и разрезы участка «Банный». Условные обозначения см. рис. 2.

Так, в районе горы Два Брата и в верховьях реки Столбовой они встречены лишь в виде маломощных отложений в перевальной части и далее на северо-восток не прослеживаются (см. рис. 2).

Непосредственно вдоль ручья Малый Ключик в его верховьях широко распространены относительно молодые лавы андезибазальтов, слагающие обширное плоскогорье (урочище Шикова Тундра), выходы игнимбритов здесь не обнаружены.

Небольшие сохранившиеся участки покрова игнимбритов найдены в перевальной части в верховьях р. Кушелок и в бассейне р. Карымчина (см. рис. 11). На этих участках происходит ступенчатое погружение пород по системе разломов северо-восточного простирания к юго-востоку. Дно долины реки Карымчина опущено относительно её бортов на несколько сот метров. Значительные блоковые погружения и эрозионные процессы привели к тому, что сохранились лишь остатки когда-то, по-видимому, единого поля игнимбритов, которые в настоящее время мы обнаруживаем на разных гипсометрических уровнях. Можно предполагать, что в период формирования пирокластический поток скатился от границ кальдеры Карымшина на запад по узкой долине, и далее устремился в понижение между древних массивов гор Горячая и Кушелок (см. рис. 1, 2).

Участок «Банный». Здесь мощные отложения «карымшинских» игнимбритов обнаруживаются по многим притокам реки Банной: речкам Чёрная, Нижняя Чёрная, ручьям Шиковский, Амбарчик и др. (рис. 3). В тоже время, западнее, вдоль рек Верхняя Чёрная и Столбовая «карымшинские» игнимбриты отсутствуют — там вскрывается комплекс более древних отложений, в том числе осадочных, относящихся к Жировской толще (олигоцен) [1]. Таким образом, на этом участке граница между «карымшинскими» игнимбритами и более древними отложениями прослеживается достаточно точно — она имеет северо-северо-западное простирание. Пирокластический поток здесь огибал с запада остатки докальдерных вулканов, в том числе постройку нижне-средне-плиоценового вулкана Шемедоган [8].

Участок «Шалыч». Здесь остатки обширного поля «карымшинских» игнимбритов фиксируются

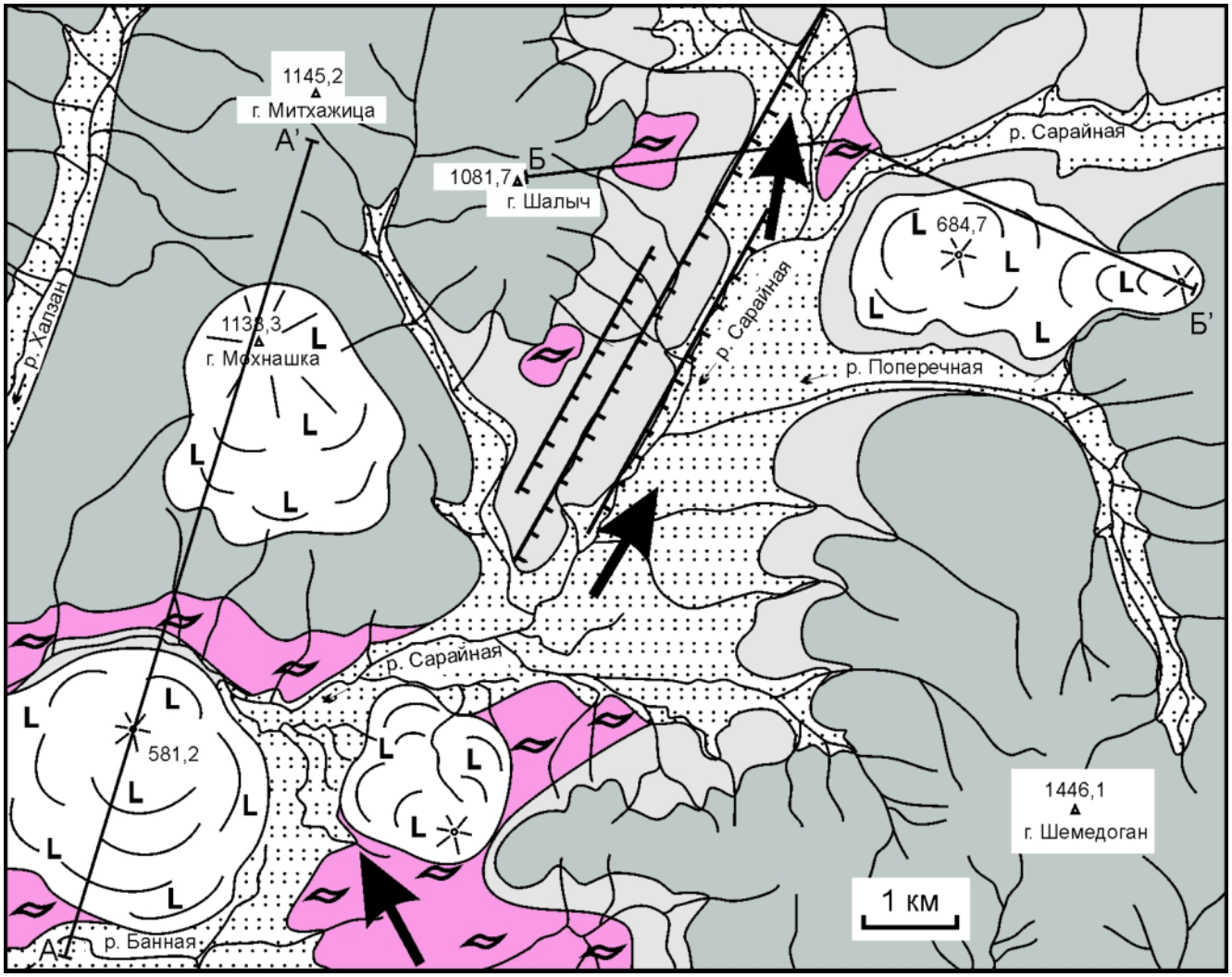


Рис. 4. Схема геологического строения и разрезы участка «Шалыч». Условные обозначения см. рис. 2.

на бортах реки Сарайной (рис. 4). Как и на рассмотренном выше участке «Малый Ключик» значительную роль в расчленении и размыве отложений пирокластического потока здесь сыграли тектоника и эрозионные процессы. Река Сарайная в её среднем течении протекает вдоль тектонического уступа, сформированного крупными сбросами северо-северо-восточного простирания. «Карымшинские» игнимбриты обнаружены как на правом борту реки Сарайной у подножия горы Шалыч, где они вскрываются на высоте около 600 м, так и на дне долины реки Сарайной на абсолютных отметках 400–420 м. Очевидно, что когда-то отложения пирокластического потока заполнили здесь пространство между двумя крупными вулканами — вулканом Шемедоган, расположенным на юго-востоке участка, и вулканом Халзан, расположенным на северо-западе участка (см. рис. 4).

Ниже по течению река Сарайная огибает с севера относительно молодой вулкан с отметкой 581,2 м и там вскрывается мощная толща «карымшинских» игнимбритов, слабо затронутых эрозионными процессами (рис. 5). Здесь игнимбриты залегают на абсолютных отметках 280–350 м, а всего имеют мощность не менее 150 м.

Участок «Купенок». На этом участке, на плоской равнине, простирающейся от р. Ушаган на севере до р. Банной на юге, «карымшинские» игнимбриты распространены достаточно широко (рис. 6). Мощность их здесь достигает 100 м. На западе игнимбриты прислонены к выступу меловых пород (преимущественно метаморфизованных сланцев и песчаников) (см. рис. 6). Севернее, около г. Стол и далее в долине р. Ушаган, игнимбриты перекрыты ледниковыми отложениями, которые образуют отчетливые валы конечных морен. По этим валам дешифрируется край ледника, сползавшего с севера по долине р. Ушаган в позднем плейстоцене. На левом борту долины реки Банной «карымшинские» игнимбриты обнаружены не были. Скорее всего, они уничтожены эрозионными процессами.

Поле игнимбритов, показанное на участке «Купенок», закономерно сменяет ту часть игнимбритового покрова, остатки которой были выявлены



Рис. 5. Обнажение «карымшинских» игнимбритов на левом борту реки Сарайной у северо-западного подножия вулкана с отметкой 581,2 м (см. рис. 4).

в бассейне р. Сарайной на участке «Шалыч». Можно предполагать, что продвигаясь на северо-запад, поток раздвоился: часть его, огибая древний вулкан Шемедоган, продвинулась по долине реки Сарайной на северо-восток, а другая часть устремилась на запад между вулканами Шикова и Халзан (см. рис. 1). Далее поток выплеснулся в широкую долину, где расположены в настоящее время нижние части рек Банная и Шикова. Здесь он уже оставил отложения совсем небольшой мощности — до 100 м и менее. Сегодня эти отложения можно обнаружить в виде отдельных небольших выходов, разбросанных по обширной территории (см. рис. 1).

Оценка площади пирокластического потока и объёмов выброшенного материала

В последние годы нами создана геоинформационная система (ГИС) «Суперкальдера Карымшина на Камчатке» [7]. Данная ГИС создана в ПО ArcGis9.3 и предназначена для сбора, систематизации, хранения и дальнейшей обработки геоданных собранных за многие годы полевых исследований в данном районе. В частности, ГИС содержит электронную карту района исследований, а также TIN-модель местности, что позволяет решать задачи анализа рельефа местности, например, построение профилей, вычисление длины и площади объектов с учётом рельефа. Необходимо отметить, что для представления данных и дальнейших расчётов была выбрана проекция Гаусса-Крюгера, для которой характерно наименьшее искажения длины.

ГИС «Суперкальдера Карымшина на Камчатке» была использована нами для расчёта площади и объёма отложений реконструированного пирокластического потока. Рассмотренное в работе поле «карымшинских» игнимбритов представлено в ГИС несколькими полигональными объектами в соответствии с предполагаемой мощностью залегания игнимбритов (рис. 7). С помощью дополнительного модуля 3D Analyst, включающего специальные инструменты анализа поверхности, были рассчитаны площади и объёмы каждого объекта, и, далее, суммарный объём потока (табл. 1).

Приведённые оценки — минимальные. В дальнейшем, мы надеемся, площади распространения отложений рассмотренного пирокластического потока будут расширены за счёт открытия новых участков, где будут найдены «карымшинские» игнимбриты. Прежде всего, это касается районов, расположенных к западу от выявленных на настоящий момент границ потока.

Многие известные крупнообъёмные игнимбритообразующие извержения происходили на Земле

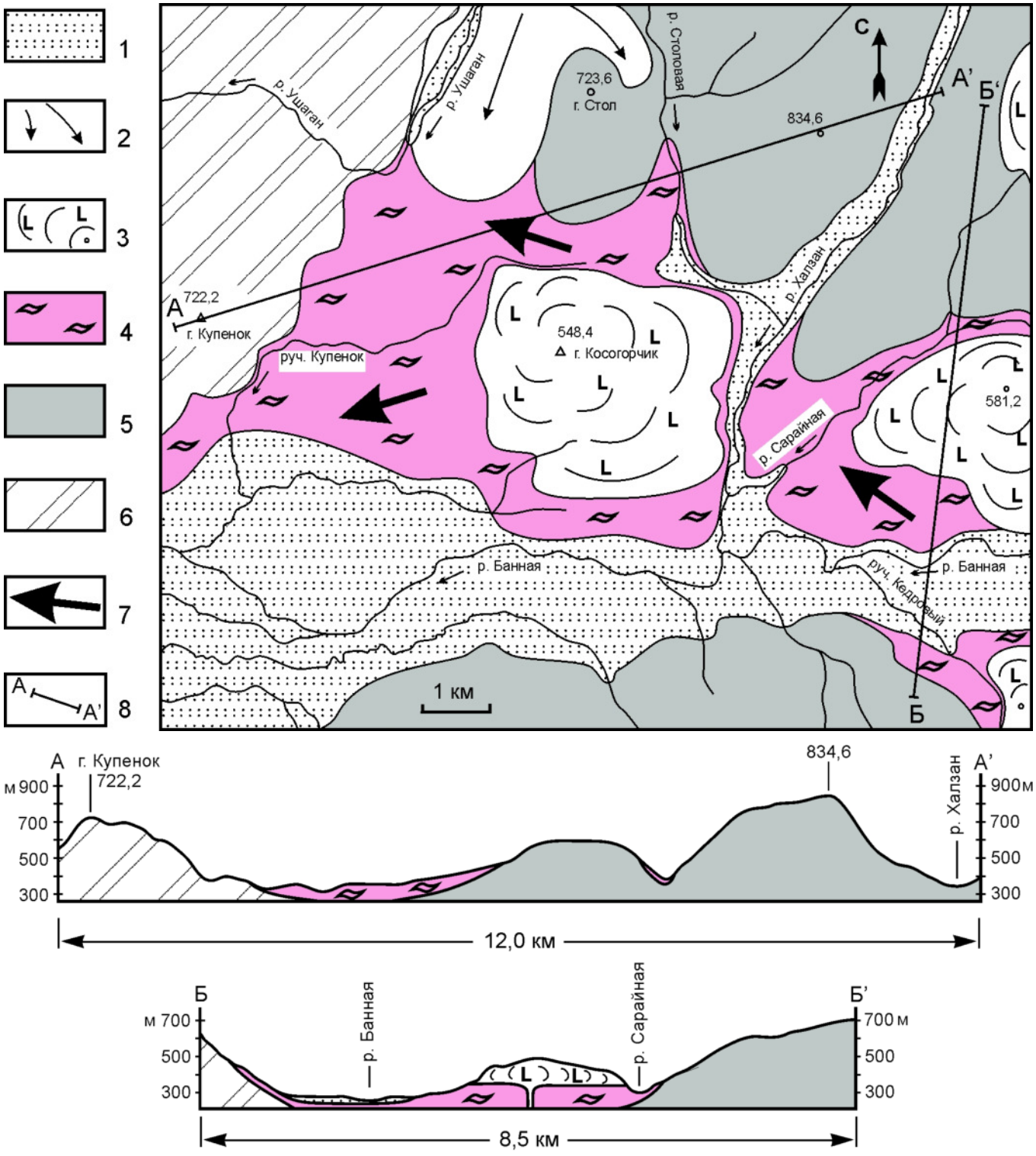


Рис. 6. Схема геологического строения и разрезы участка «Купенок». 2 — ледниковые отложения (верхний плейстоцен); 6 — метаморфизованные сланцы и песчаники (ирунейская свита, верхний мел [1]). Остальные условные обозначения см. рис. 2.

достаточно давно, миллионы л. н. Большая часть материала, выброшенного при этих извержениях, к настоящему времени уже уничтожена эрозией или скрыта под более молодыми отложениями. Из-за этого посчитать истинные объёмы изверженного материала чаще всего можно лишь приблизительно. Не является исключением и кальдера Карымшина. Ранее мы приблизительно принимали вслед за [11], что три составляющие полного объёма изверженных продуктов, связанных с кальдерой

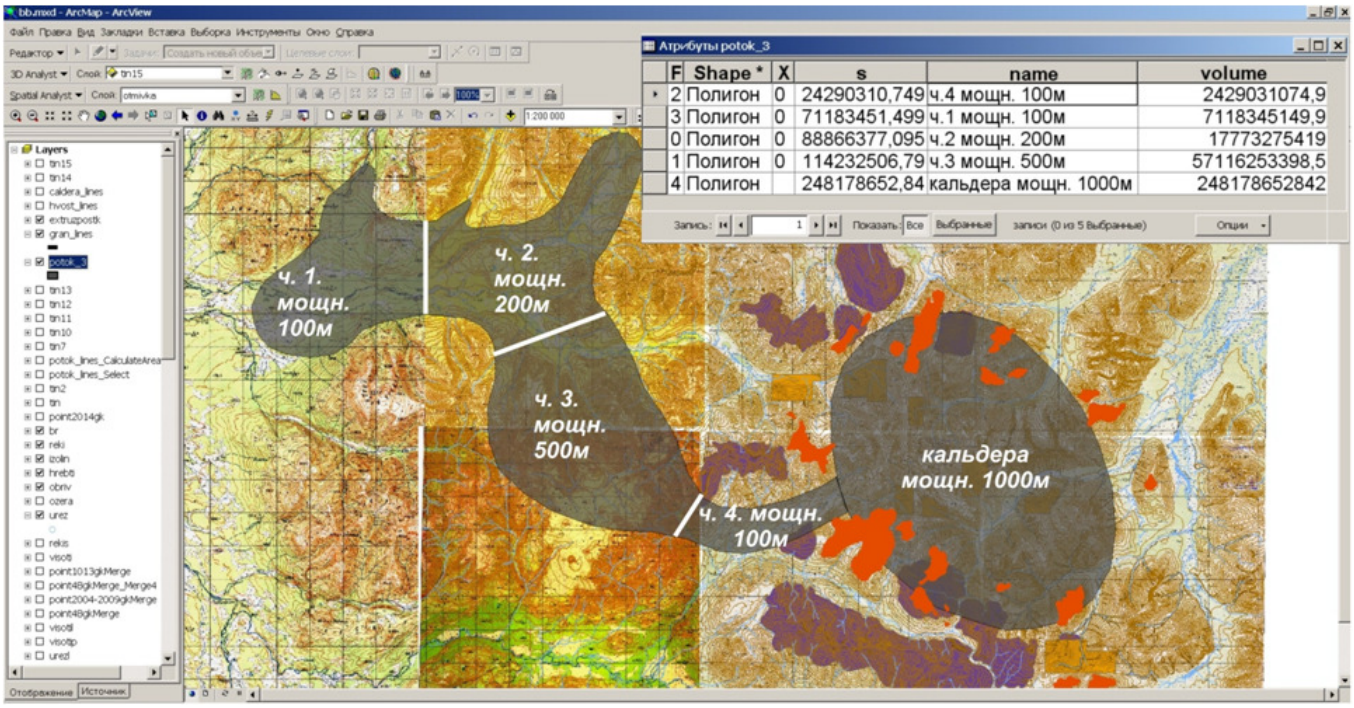


Рис. 7. Скриншот из ПО ArcGis, на котором показаны данные, взятые для расчёта площади и объёма игнимбритов, выявленных в пределах реконструированного пирокластического потока. В атрибутивной таблице поле s — площадь, поле volume — объём.

Таблица 1. Площади и объёмы игнимбритов реконструированного пирокластического потока.

Площадь		**Объём**	
Площадь по участкам	Суммарная площадь	Объём по участкам	Суммарный объём
$S_{ч.1} = 71{,}1$ км^2 $S_{ч.2} = 88{,}7$ км^2 $S_{ч.3} = 114{,}2$ км^2 $S_{ч.4} = 24{,}2$ км^2	$\sum S = 298{,}2$ км^2	$V_{ч.1} = 7{,}1$ км^3 $V_{ч.2} = 17{,}8$ км^3 $V_{ч.3} = 57{,}1$ км^3 $V_{ч.4} = 2{,}4$ км^3	$\sum V = 84{,}4$ км^3

Карымшина — внутрикальдерного заполнения, покровов игнимбритов вокруг кальдер и пеплов, унесенных на далекие расстояния — примерно равны. Достоверно зная лишь объём внутрикальдерных отложений для выделенной нами кальдеры (275 км^3) мы оценивали общий объём материала, извергнутого при её образовании в 825 км^3[2]. Приведённые выше реальные данные по объёму игнимбритов выявленного пирокластического потока дают представление, по-видимому, лишь о небольшой части тех отложений (покровов игнимбритов вокруг кальдер), которые сформировались во время кальдерообразующих извержений в данном районе. Скорее всего, рассмотренный поток не единственный, и в дальнейшем будут открыты новые площади, занятые отложениями других пирокластических потоков, которые распространялись от границ кальдеры Карымшина в иных направлениях.

Работа выполнена в рамках проектов: №15-I-2-031 «Катастрофические кальдерообразующие извержения Камчатки: возраст, повторяемость, условия локализации» (руководитель В. Л. Леонов), №13-05-00346 «Исследования тефры вулканов Камчатки для реконструкции параметров крупнейших четвертичных эксплозивных извержений и корреляции удалённых разрезов морских и наземных отложений» (руководитель В. В. Пономарёва), №13-III-В-08-171 «Условия формирования суперкальдеры Карымшина на Камчатке: реконструкция вулканических построек и эволюция вулканизма на докальдерном этапе» (руководитель А. Н. Рогозин).

Список литературы

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации (издание второе). Хангарская серия. Лист N-57-XXVI. Составили А. К. Боровцов, Хасанов Ш. Г., Бархатов Ю. В., Козовая Т. В.. 2002.
2. *Леонов В. Л. Рогозин А. Н.* Карымшина — гигантская кальдера-супервулкан на Камчатке: границы, строение, объём пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. №5. С. 14–28.

3. *Леонов В. Л., Биндеман И. Н., Рогозин А. Н.* Новые данные по Ar-Ar датированию игнимбритов Камчатки // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога, 27–29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 187–196.
4. *Леонов В. Л., Биндеман И. Н., Рогозин А. Н.* Новые данные о вулканизме, предварявшем суперизвержение и формирование кальдеры Карымшина (Южная Камчатка) // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога, 27–29 марта 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 19.
5. *Леонов В. Л., Биндеман И. Н., Рогозин А. Н., Аникин Л. П.* Новые датировки вулканических пород, сформировавшихся при крупнообъёмных эксплозивных извержениях на Южной Камчатке // Тезисы докладов конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28–29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 33–34.
6. *Леонов В. Л., Рогозин А. Н.* Эпизодичность кислого вулканизма на Южной Камчатке (по новым данных K-Ar и Ar-Ar датирования и результатам изучения разрезов) // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 30–31 марта 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2010. С. 62–74.
7. *Рогозин А. Н., Леонова Т. В., Леонов В. Л.* Создание ГИС «Суперкальдера Карымшина на Камчатке» // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых учёных и специалистов Памяти академика Карпинского А. П., 11–15 февраля 2013 г. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013. С. 858–862.
8. *Рылова С. А., Рогозин А. Н.* Вулкан Шемедоган (хребет Халзан, Камчатка): геологическое строение, разрезы и геохимические особенности пород // Материалы IX региональной молодёжной научной конференции «Исследования в области наук о Земле», 1–2 декабря 2011 г. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН. 2011. С. 73–86.
9. *Шеймович В. С., Хаукин С. В.* Риодацитовая магматическая формация юго-восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1996. № 5. С. 99–105.
10. *Bindeman I. N., Leonov V. L., Izbekov P. E., et al.* Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar, U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. Vol. 189. № 1–2. P. 57–80.
11. *Mason B. G., Pyle D. M., Oppenheimer C.* The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth // Bul. of Volcanology. 2004. Vol. 66. P. 735–748.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.21

Н. А. Малик

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: malik@kscnet.ru

Извержение вулкана Кизимен 2010–2013 гг.: результаты исследования водных вытяжек из пеплов, природных вод и постэруптивных газов

Приведены результаты исследования водных вытяжек из пеплов, отобранных во время извержения вулкана Кизимен в 2010–2011 гг., природных вод в районе извержения в 2011–2013 гг., вулканических газов, отобранных на новообразованном привершинном фумарольном поле в октябре 2014 г. Показано изменение состава водорастворимого комплекса пеплов в процессе эксплозивной стадии извержения; относительное высокое содержание серы и хлора, и низкое — фтора в вытяжках из пеплов и постэруптивных газах и конденсатах газа.

Введение

Вулкан Кизимен находится в центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки в зоне сочленения Щапинского грабена и горста хр. Тумрок, осложненной системой сбросов северо-восточного простирания. Вулкан представляет собой одиночный конус высотой 2376 м, сложный по морфологии, с выступами экструзивных куполов и крупно глыбовыми мощными лавовыми потоками. Породы первых трёх этапов эруптивной активности вулкана, начавшейся около 11 тыс. л. н., представлены роговообманковыми андезитами и дацитами; последний четвертый этап отличался излиянием лавовых потоков андезибазальтов и базальтов [7]. Для вулкана характерны эксплозивно-экструзивно-эффузивные извержения, т. к. единственное извержение вулкана Кизимен, отмеченное в историческое время, происходило в 1928–1929 гг. [10] и в то время не изучалось, то начавшаяся в октябре 2010 г. его новая активизация является первой возможностью для изучения свежих изверженных продуктов этого вулкана.

Извержение, начавшееся в октябре 2010 г. с образования 2-х газовых выходов и небольших газо-пепловых выбросов из них, 10 декабря перешло в активную эксплозивную стадию: практически непрерывно отмечались пепловые шлейфы разной длины и насыщенности, даже при слабых выбросах пирокластики — формирование пирокластических потоков (ПП) преимущественно в юго-восточном секторе вулкана; их отложения вызвали прохождение мощного лахара по долине руч. Поперечный 13 декабря 2010 г. [9]. В конце февраля 2011 г. на восточном склоне вулкана был замечен лавовый поток длиной около 200–300 м, интенсивность эксплозивной деятельности несколько снизилась, а в декабре 2011 г. прекратилась. В апреле-мае 2012 г. излияние лавы сократилось, а на кромке кратера начали выжиматься жесткие блоки. Эта экструзивная стадия извержения, сопровождалась раскалёнными лавинами и иногда более крупными обрушениями, изредка дополнялась кратковременными эксплозиями [5]. С октября 2013 г. активность вулкана снизилась: при работе в районе вулкана 12–15 октября и по видео наблюдениям (северный склон) с 1 октября отмечается только парогазовая активность, хотя, по данным КФ ГС, до конца октября регистрировались сейсмические события, интерпретируемые как «возможные слабые газо-пепловые выбросы и сход лавин», а до конца ноября — свечение и термальная аномалия над вершиной вулкана.

Фактический материал и методы исследования

Основной материал для данной работы составили пеплы, которые были выброшены во время активной эксплозивной стадии: декабре 2010 — марте 2011 гг., а также в декабре 2011 г., и отобраны в течение соответствующего зимнего периода, т. е. не были подвержены промыванию талыми водами. Это позволило оценить не только общую массу тефры, но и количество водорастворимых веществ, поступивших на земную поверхность в результате эксплозивного извержения.

Пробы снега с пеплом таяли при комнатной температуре, фильтровались, полученный фильтрат после измерения объёма сдавался на гидрохимический анализ в АЦ ИВиС. Полученные пеплы высушивались, взвешивались, масса пересчитывалась на площадь отбора пробы. Пробы пепла подвергались дальнейшему анализу — гранулометрическому, химическому, минералогическому. Результаты химического анализа снеговых вытяжек пересчитывались на 100 г пепла (через объём талого снега и массу пепла).

Так как при приготовлении вытяжек вместо дистиллята использовался снег, включающий прослои пепла, то для учёта его состава отбирались пробы чистого снега. Его минерализация не превышала 6 мг/л, среди анионов преобладали сульфат ионы, среди катионов — кальций. Вытяжки из пеплов имели минерализацию более чем в 10 раз превышающую фоновую, поэтому она не учитывалась.

Состав поверхностных водотоков изучался на примере р. Левая Щапина и её притока — ручья Поперечного, берущего начало из оз. Теплякова на восточном склоне вулкана и дренирующего практически на всём течении толщу свежих пирокластических отложений изучаемого извержения. Также были отобраны пробы из озёр Теплякова и 2-х подпрудных, образованных отложением толщ пирокластики в долине ручья чуть ниже [8, рис. 10].

Были приготовлено несколько водных вытяжек из лавы. Образцы взвешивались, заливались дистиллированной водой; через определенное время вытяжка отфильтровывалась.

Гранулометрический анализ тефры выполнялся сначала ситовым методом с промывкой водой по стандартной методике (ГОСТ 12,536-79). Использовались сита с размером ячеек, меняющимся по степенному закону (0,063, 0,125, 0,25, 0,5, 1, 2 мм), дополнительно для выделения наиболее мелкой фракции использовалось сито с минимальным размером ячейки — 0,056 мм. Гранулометрический состав фракции менее 0,056 мм изучался с помощью лазерного дифракционного анализатора «Analysette-22 COMPACT» фирмы FRITSCH GmbH, позволяющего определять распределение частиц по размерам в диапазоне 0,3–300 мкм. Результаты ситового и приборного анализа затем объединялись с помощью программного обеспечения «A_22» к лазерному анализатору размера частиц «Analysette-22 COMPACT». Удельная площадь поверхности пеплов ($м^2/г$) вычислена по единой методике с использованием этой же программы.

Характеристика пеплов

С декабря 2010 г. по март 2011 г. пеплопадами была охвачена территория полуострова Камчатка от п. Тигиль до г. Петропавловск-Камчатский общей площадью около 100 тыс. $км^2$. Во время полевых работ было проведено шурфование снежной толщи примерно в 100 точках и отобраны около 200 образцов пепла. Общая масса тефры, изверженная вулканом к концу февраля, составила около 10 млн т [9].

Во всех пробах пепла независимо от расстояния от вулкана пылеватая фракция (<0,063) составляет 40–70% (рис. 1). Это связано с отложением вблизи вулкана пеплов облаков ПП. Причём, особенностью данного извержения было то, что ПП сопровождали почти каждую эксплозию. Пеплы, выпавшие 10–13 декабря 2010 г., имеющие более крупнозернистый состав (рис. 1), что связано, вероятно, с проработкой эруптивного жерла в этот период.

Исследуемые пеплы по химическому составу относятся к высокоглинозёмистым андезитам и дацитам калиево-натриевой серии (59–68% SiO_2)[9] и в целом имеют более кислый состав чем лапилии, отложения ПП и лавы этого извержения (56,5–64,5% SiO_2)[5], что также связано с присутствием большой доли пылеватой фракции, отложившейся из облаков ПП.

Водорастворимый комплекс пеплов

Вытяжки из пеплов, выпавших в период с конца декабря 2010 г. по начало марта 2011 г., отобранных на расстоянии 7–137 км от вулкана, имеют сравнительно большую минерализацию — 0,5–2 г на 100 г пепла, в среднем из 30 проб — 1 г на 100 г пепла. Пеплы начальных эксплозий (10–14 декабря 2010 г.) менее минерализованы [9]. Также отличаются малой минерализацией (~210 мг на 100 г) вытяжки из пеплов, отобранных в декабре 2011 г. (последние из отобранных проб тефры).

В целом среди анионов водорастворимого комплекса пеплов активной эксплозивной стадии преобладает сульфат-ион (около 650 мг на 100 г), затем хлорид — (60) и фторид-ионы (~4,5); среди катионов — кальций (235), затем натрий (27), магний (12) и калий (10). Так же присутствуют ионы железа (до 10 мг) и кремнекислоты (до 20 мг).

Всего с декабря по март 2011 г. вместе с пеплами в окружающую среду было вынесено около 100 тыс. т водорастворимых веществ, в т.ч.: SO_4^{2-} — 65, Cl^- — 6,2, F^- — 0,4, Ca^{2+} — 24, Na^+ — 2,7, Mg^{2+} — 1,2, K^+ — 1, Fe^{2+} — 0,4, H_4SiO_4 р. — 0,9 тыс. т. [9].

В 5-и специально подготовленных вытяжках из пеплов в АЦ ИВиС были определены микроэлементы: Al (0,5–3 мг на 100 г пепла), Mn (0,08–0,4), Cu (0,3–0,6), Co (0,01–0,04), Ni (0,004–0,023). т. е. всего за извержение: Al ~ 175 т, Mn ~ 24 т, Cu ~ 45 т, Co ~ 2,5 т, Ni ~ 1,4 т.

Для равноценного сравнения, результаты анализов водных вытяжек из пеплов, выпавших в разное время извержения, пересчитаны на 1 $м^2$ поверхности каждого образца (табл. 1).

Анионный состав вытяжек также служит показателем качественного состава и соотношений газовой фазы. Отношение S/Cl в водорастворимом комплексе пеплов, выпавших в конце декабря 2010 г. — первой половине января 2011 г., относительно высокое и в среднем составляет около 4, при этом абсолютные содержания водорастворимых компонентов также наиболее высоки (табл. 1, рис. 2). В вытяжках из пеплов, отобранных в феврале-марте 2011 г., происходит значительное увеличение содержания хлорид-иона, уменьшение сульфат-иона и, соответственно, уменьшение отношения S/Cl до 0,6 и затем до 0,3. В вытяжках из пеплов, отобранных в декабре 2011 г., данное отношение сохраняется (0,6–0,7), но общая минерализация падает. Данные изменения, вероятно, отражают изменения в газовом составе извергаемых продуктов и являются типичными для извержений с участием ювенильного вещества

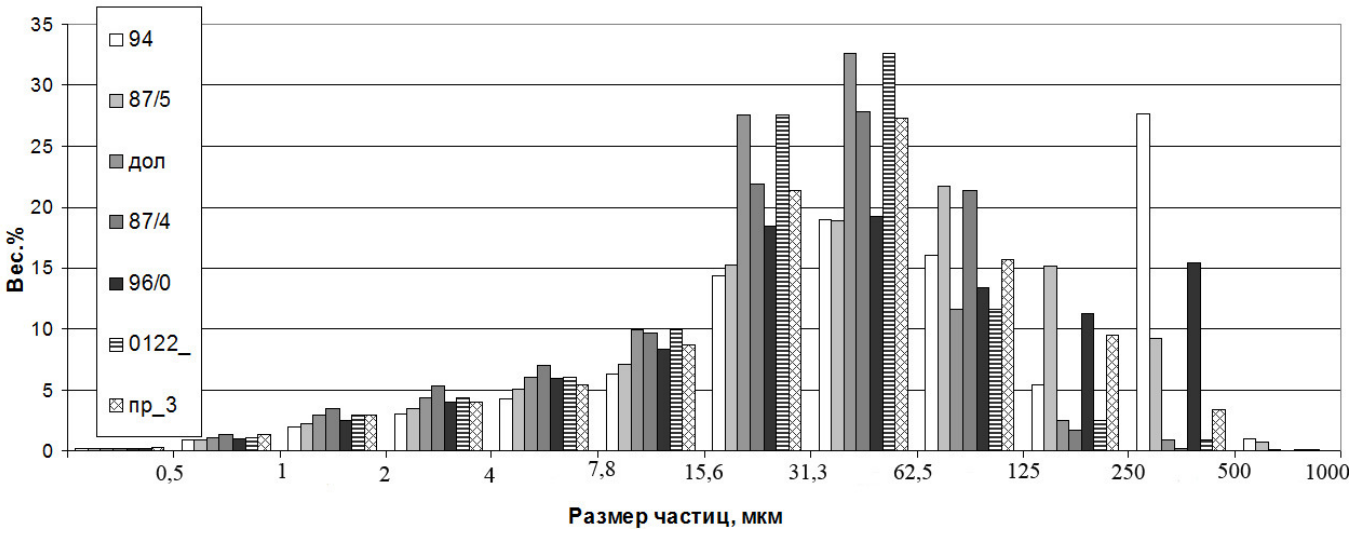


Рис. 1. Гранулометрический состав пеплов вулкана Кизимен, изверженных в 2010–11 гг. Дата пеплопада и расстояние от вулкана до точки отбора даны в табл. 1.

Таблица 1. Состав водорастворимого комплекса пеплов вулкана Кизимен, отложенных различными пеплопадами в 2010-11 гг., в мг на м2 удельной поверхности пепла

№ пробы	94	87/5	Дол	87/4	96/0	122	пр_3	Б-11
Дата пеплопада	10–13.12.10	28–29.12.10	01.01.11	07.01.11	13.01.11	09.02.11	дек. 11	24.12.06
L, км	95	23	82	23	52	14	9	31
Площадь поверхности пепла, $м^2/г$	0,171	0,189	0,177	0,271	0,213	0,245	0,241	0,241
pH	5,1	4,37	4,66	4,44	4,53	3,86	5	4,75
F^-	н.п.о.	0,10	0,07	0,09	0,12	0,15	—	0,23
Cl^-	0,6	2,8	3,2	3,3	2,2	5,4	1,7	1,88
SO_4^{2-}	6,9	47,5	73,6	24,9	26,9	10,6	3,5	6,77
Na^+	0,5	1,5	2,1	0,8	0,9	0,8	0,7	1,16
K^+	0,5	0,6	0,8	0,3	0,3	0,2	0,2	0,269
NH_4^+	0,061	0,074	0,463	0,043	0,072	0,099	н.п.о.	н.п.о.
Ca^{2+}	1,66	16,84	27,84	9,31	9,17	5,28	1,08	2,26
Mg^{2+}	0,33	0,74	1,02	0,51	0,37	0,27	0,16	0,29
Fe^{2+}	0,08	н.п.о.	0,25	0,40	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	—
Al^{3+}						0,73		—
H_4SiO_4	0,91	0,44	0,61	0,13	0,29	0,71	0,46	—
Сумма	12,1	74,3	116,1	41,2	42,1	25,2	8,1	13,0
S/Cl	*3,96*	*5,73*	*7,59*	*2,51*	*4,00*	*0,66*	*0,68*	*1,19*
Cl/F	—	*27*	*45*	*36*	*18*	*37*	—	*8*

Примечание. Н.п.о. — ниже порога определения, прочерк — компонент не определялся. Б-11 — результаты для пепла вулкана Безымянного, изверженного 24 декабря 2006 г. Химический анализ водных вытяжек выполнен в АЦ ИВиС ДВО В. В. РАН Дунин-Барковской, Л. Н. Гарцевой, А. А. Кузьминой, С. В. Сергеевой, И. Ф. Тимофеевой.

(газы серы, как менее растворимые в магме, выделяются из неё в первую очередь, затем HCl и HF; газонасыщенность извергаемого материала сначала резко возрастает, а затем постепенно снижается).

Так как пирокластика и водные вытяжки из пеплов этого вулкана ранее не изучались, проведено сравнение с данными, полученными при изучении извержения другого андезитового вулкана полуост-

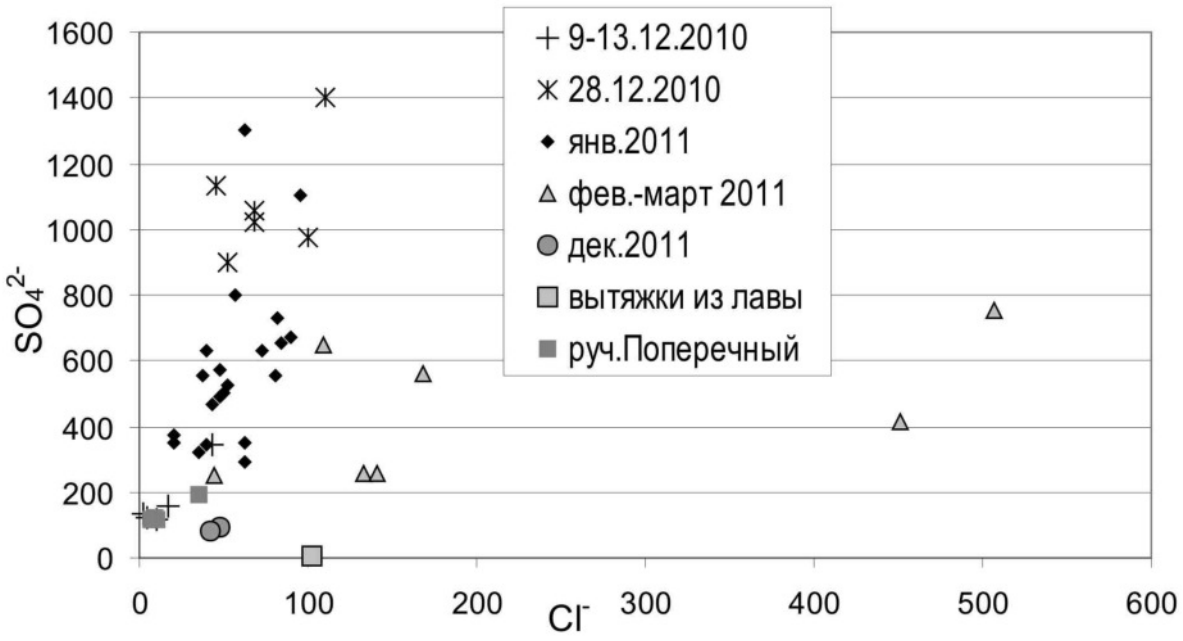


Рис. 2. Содержание основных анионов в вытяжках из пеплов разных периодов извержения, мг/100 г

рова — Безымянного в декабре 2006 г. [4] (табл. 1). Очевидно, что пеплы вулкана Кизимен выносят больше водорастворимых веществ, особенно ионов сульфата и кальция, при этом меньше опасного для живых организмов фтора. Большое содержание водорастворимых веществ в пеплах в.Кизимен является следствием их мелкозернистого состава и высокой газонасыщенности извергаемого материала.

Состав поверхностных вод

Минерализация вод ручья Поперечного, по долине которого в начале извержения сошёл лахар, а с мая по декабрь 2011 г. — пирокластические потоки, варьирует в пределах 325–695 мг/л в зависимости от места и времени отбора (табл. 2). Химический анализ воды из ручья Поперечный, отобранной в начале и конце декабря 2011 г. в районе пересечения ручья с тропой на Тумроки, показал увеличение содержания в ней хлорид-иона в 1,5 раза, сульфат-иона в 2,5 раза после активизации 14 декабря. В целом, содержание сульфат-иона значительно превышает показатели для рек Камчатки, что указывает на его вынос их газонасыщенных пирокластических отложений. В химическом составе озёр (Подпрудных 1 и 2, и Теплякова) и других поверхностных вод в верховьях руч. Поперечного на восточном склоне вулкана также заметны повышенные содержания вулканогенных макрокомпонентов (Cl^-, SO_4^{2-} и др.), уменьшающиеся к концу извержения (табл. 3).

Также были приготовлены и проанализированы три водные вытяжки из образцов лавы, отобранных 23 марта на фронте и 30 апреля 2012 г. в центральной части русла лавового потока. В их составе среди анионов значительно преобладает хлор, в меньшем количестве присутствует сульфат-ион; среди катионов (в порядке убывания) — кальций, магний, железо, натрий. Водорастворимый комплекс лав, вероятно, формирующийся за счёт отложения солей на стенках пор, даёт представление об источниках вещества фумарольных минералов, образующихся на лавовых потоках при газовом метасоматозе лав [11].

Фумарольные газы

До последнего извержения (2010 г.) на северо-западном склоне вулкана, на высоте 1950 м н. у. м. располагалась единственная постоянно действующая фумарольная площадка, известная с 1825 г. [1] В конце 2010 г. в восточной привершинной части вулкана образовалось две фумарольные площадки, в ставшие центром извержения. После окончания эксплозивной стадии паро-газовая активность охватила всю вершину. 12 октября 2014 г. были проведены работы на привершинном фумарольном поле, образовавшемся на западном склоне вулкана (на высотах начиная с 2250 м н. у. м. до вершины) во время извержения, предположительно в конце 2011 г. На высоте 2280 м были обнаружены фумаролы с напорным выходом газа. Максимальная измеренная температура фумарол этого поля 270° С. Были отобраны 5 проб газа. Также был отобран конденсат — желтый непрозрачный, на внутренних поверхностях барботеров образовались плёнки из коллоидной серы. Повсеместно на этой площадке выходы газа обильно инкрустированы серой. В насосах, используемых для отбора конденсатов и капиллярах также было обнаружено большое количество серы. Как показали измерения, сера в этой и других фумаролах отлагается при температуре ниже 200° С. [6]

Таблица 2. Химический состав вод ручья Поперечного

дата	11.12.11		23.12.11	24.12.11	26.12.11	04.01.12	07.01.12	01.03.12	19.03.12		12.10.13	
место	тропа	100 м от устья	тропа	тропа	тропа	тропа	тропа	тропа	600 м н. у. м.*	тропа	700 м н. у. м.	тропа
pH	6,8	7,1	6,7	6,6	6,7	6,6	6,6	6,9	6,6	7,1	7,8	7,4
HCO_3^-	131,8	233,1	151,3	131,8	147,7	119,0	125,5	153,7	190,3	128,1	87,8	97,6
Cl^-	5,8	26,8	8,6	7,8	7,8	6,4	6,4	8,5	9,9	6,4	0,2	0,2
SO_4^{2-}	45,4	66,5	122,9	107,5	115,2	90,1	89,5	161,3	259,2	117,0	200,0	188,0
Na^+	17,5	28,9	14,8	13,4	14,8	16,7	16,2	22,3	3,8	17,4	30,0	29,1
K^+	3,7	4,9	3,8	3,6	3,7	3,8	3,9	3,7	8,9	4,2	4,4	4,7
Ca^{2+}	36,1	26,5	48,1	41,7	41,3	48,1	48,1	72,1	98,4	53,3	54,2	57,3
Mg^{2+}	12,7	28,9	16,2	14,5	16,4	14,3	14,7	19,0	23,0	15,0	15,6	16,4
NH_4^+	0,4	0,9	0,6	0,6	0,7	<0,1	0,8	<0,1	<0,1	0,0	<0,1	<0,1
$Fe_{сум}$	<0,1	<0,1	0,7	0,1	2	<0,1	<0,1	0,3	2,1	4,5	1,2	0,9
H_3BO_3	2,4	2,4	1,2	1,2	1,2	2,4	2,1	<0,28	0,0	0,0	<0,28	<0,28
H_4SiO_4 р.	70,9	80,5	82,1	76,3	79,4	71,1	38,4	72,1	92,4	82,8	29,4	41,7
Минер.	327	499	450	399	436	372	346	513	693	429	423	436

Прим. Тропа — место пересечения ручья Поперечного с тропой на Тумрокские источники,
* *— выходы термальной воды в долине ручья*

Таблица 3. Химический состав озер и других поверхностных вод в верховьях руч. Поперечного

дата	23.03.12	29.04.12	01.08.12	15.10.12				12.10.13	
место	оз. Подпруд. 2	исток руч., 1230 м	оз. Подпруд. 1	оз. Подпруд. 1	оз. Теплякова	лужа, 1850 м	грязеток, 1400 м	оз. Подпруд. 1	оз. Подпруд. 2
pH	6,8	4,1	5	6,6	6,36	4,66	4,53	6,4	6,8
HCO_3^-	36,6	<0,05	0,0	6,1	<0,5	6,1	<0,5	7,9	48,8
Cl^-	9,9	34,8	9,2	11,5	14,5	9,3	22,4	0,2	0,2
SO_4^{2-}	119,0	192,1	48,0	61,8	51,9	14,0	34,1	36,4	8,0
Na^+	25,5	4,5	3,4	2,1	2,3	2,2	8,3	2,8	5,6
K^+	3,7	2,2	1,1	1,0	1,2	1,9	2,5	0,9	3,0
Ca^{2+}	36,1	84,2	18,0	16,4	15,6	4,2	10,0	8,4	7,5
Mg^{2+}	5,6	2,3	3,6	4,6	2,7	2,4	1,2	2,2	5,3
Fe^{3+}	<0,05	0,1	—	—	—	<0,1	<0,1	<0,1	1,0
H_4SiO_4 р.	50,5	4,8	14,9	41,9	32,7	2,5	47,7	5,6	25,2
H_4SiO_4 к.	65,6	н.о.	20,7	—	—	—	—	—	-
Минер.	353	325	119	145	121	43	126	64	105

Таблица 4. Химический состав фумарольных газов вулкана Кизимен, ммоль/моль

Фумарольное поле	Дата, (источник)	T, °C	H_2O	CO_2	H_2S	SO_2	HCl	HF	CO	CH_4	H_2	N_2	Ar	He
Новое западное	14.10.2014	270	951	32	7,74	5,8	3,54	0,018	$1{,}5 \cdot 10^5$	$8 \cdot 10^4$	0,024	0,33	$3 \cdot 10^4$	$1{,}3 \cdot 10^4$
	14.10.2014	270	950	26,5	11,3	8,6	3,28	0,013	—	—	—	—	—	—
Постоянно действующее	1979–80 гг. [2]	240	926	67	4,4	0,15	2,2	0	0	0,74	0,05			
Ср. для фумарол зоны субдукции	[12, 13]		946	24,6		18,3*	6,9	0,61						

Примечание. Прочерк — компонент не определялся. Концентрации N_2 и Ar скорректированы с учётом загрязнения воздухом. Анализ выполнен в АЦ ИВиС ДВО Л. Н. РАН Гарцевой (поглощенные газы) и Лаб. постмагматических процессов В. И. Гусевой (непоглощенные газы). Данные для 1979–80 г. по возможности усреднены и пересчитаны.

* *— суммарная сера.*



Рис. 3. Относительные содержания компонентов в фумарольных газах вулкана Кизимен.

В составе непоглощённых газов содержалось 7–14 об.% кислорода (или 0,004–0,011 мол.% от общего состава газа), что свидетельствует о примеси воздуха. При этом отношение N_2/Ar = 147–227 значительно больше воздушного (84), что показывает магматическое происхождение большей доли азота (рис. 12). Содержания и отношения конденсируемых газов (H_2O/S, CO_2/S, CO_2/HCl, S/HCl) типичны для вулканических газов зоны субдукции (табл. 4, рис. 12), [12]. Содержание HF как в газе, так и в конденсате отличается очень низкими значениями — более чем в 30 раз меньше среднего для газов зоны субдукции.

Содержание микрокомпонентов в конденсате газа (33 ppm) сравнительно небольшое вследствие низких температур, а также большого содержания коллоидной серы, затрудняющей анализ.

Выводы

1) Пеплы в. Кизимен содержат сравнительно большое количество водорастворимых веществ, что является следствием их мелкозернистого состава и высокой газонасыщенности извергаемого материала.

2) В процессе извержения в вытяжках из пеплов наблюдается уменьшение отношения S/Cl, а также содержания основных компонентов, что, вероятно, отражает изменения в газовом составе извержения.

3) Отмечен вынос водорастворимых веществ в поверхностные воды во время извержения. К 2013 г. содержания хлорид-ионов заметно падают, а сульфат-ионов сохраняются и даже возрастают, что, возможно, объясняется разной растворимостью хлоридов и сульфатов.

4) Всего с декабря 2010 г. по март 2011 г. вместе с пеплами в окружающую среду было вынесено около 100 тыс. т водорастворимых веществ, в т.ч.: SO_4^{2-} — 65, Cl^- — 6,2, F^- — 0,4, Ca^{2+} — 24, Na^+ — 2,7, Mg^{2+} — 1,2, K^+ — 1, Fe^{2+} — 0,4, H_4SiO_4 р. — 0,9, Al ~ 0,175, Mn ~ 0,024, Cu ~ 0,045, Co ~ 0,0025, Ni ~ 0,0014 тыс. т. В тоже время, выброшенные 10 млн т пепла были рассеяны на большой территории, поэтому только вблизи вулкана на площади, охваченной отложениями пирокластических потоков и лахара, а также в радиусе 7–8 км от него, где масса пепла превышала 2–3 кг на м^2, извержение могло оказать заметное воздействие на окружающую среду.

5) Состав газов, отобранных на образованном во время извержения фумарольном поле, не смотря на низкую температуру отбора (270° С), близки к среднему составу вулканических газов зоны субдукции, за исключением низкого содержания HF, отмеченного и в конденсатах газа и в вытяжках из пеплов извержения.

6) Соотношения свободных газов на треугольных диаграммах (рис. 12) предполагает формирование состава исследуемых газов, в первую очередь, за счёт смешения магматического флюида и воздуха.

7) Содержание микрокомпонентов в конденсате газа (33 ppm) сравнительно небольшое вследствие низких температур, а также большого содержания коллоидной серы, затрудняющей анализ.

Авторы выражают благодарность за предоставленные образцы и помощь в отборе проб в процессе полевых работ А. Н. Биченко, Я. Д. Муравьёву, А. А. Овсянникову, А. В. Сокоренко, С. А. Чиркову, В. В. Ящуку, а также сотрудникам Аналитического центра (Л. Н. Гарцевой, М. А. Назаровой, В. В. Дунин-Барковской, А. А. Кузьминой, С. В. Сергеевой) и Лаб. Постмагматических процессов (В. И. Гусевой) ИВиС за выполнение химических анализов. Работа выполнена при частичной поддержке гранта ДВО №12-III-08–172.

Список литературы

1. *Влодавец В. И., Пийп Б. И.* Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюл. вулканол. станции. 1957. № 25. С. 5–95.
2. *Зеленский М. Е., Таран Ю. А., Дубинина Е. О. и др.* Источники летучих компонентов для вулкана зоны субдукции: вулкан Мутновский, Камчатка // Геохимия. 2012. №6. С. 555-575.
3. *Кирсанова Т. П., Вергасова Л. П., Юрова Л. М., Таран Ю. А.* Фумарольная активность вулканов Шивелуч и Кизимен в 1979–1980 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 3. С. 33–42.

4. *Малик Н. А.* Извержение вулкана Безымянный 24 декабря 2006 г., Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2011. №4. С. 50–59.

5. *Малик Н. А., Максимов А. П., Ананьев В. В.* Извержения вулкана Кизимен в 2010–2012 гг. и его продукты // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2012 г. — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 64–70.

6. *Малик Н. А., Плутахина Е. Ю.* Самородная сера вулкана Кизимен // Материалы XII Региональной молодёжной научной конференции «Исследования в области наук о Земле» 25 ноября 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 31–38.

7. *Мелекесцев И. В., Пономарёв В. В., Волынец О. Н.* Вулкан Кизимен (Камчатка) — будущий Сент-Хеленс? // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С. 3–32.

8. *Мельников Д. В., Двигало В. Н., Мелекесцев И. В.* Извержение 2010–2011 гг. камчатского вулкана Кизимен: динамика эруптивной активности и геолого-геоморфологический эффект (на основе данных дистанционного зондирования) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. №2. Вып. 18. С. 87–101.

9. *Овсянников А. А. Малик Н. А.* Тефра извержение вулкана Кизимен в декабре 2010 г. — феврале 2011 г. // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы», 30 марта — 1 апреля 2011 г. — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 57–61.

10. *Пийп Б. И.* Вулкан Кизимен // Бюл. вулканол. станции на Камчатке. 1946. № 13. С. 22–32.

11. *Серафимова Е. К., Флёров Г. Б., Невзоров А. Н.* Состав водорастворимого комплекса базальтовых лав Большого трещинного толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1983. № 3. С. 25–32.

12. *Aiuppa A., Giudice G., Liuzzo M., et al.* First volatile inventory for Gorely volcano, Kamchatka. Geophys. Res. Lett. 2012. Vol. 39, DOI: 10,1029/2012GL051 177

13. *Gerlach T. M.* Volcanic sources of tropospheric ozone-depleting trace gases // Geochem. Geophys. Geosyst. 2004. Vol. 5. doi:10,1029/2004GC000 747.

14. *Taran Y., Zelenski M.* Systematics of the water isotopic composition and chlorine content in arc-volcanic gases. In: Zellmer, G.F., Edmonds, M., Straub, S.M. (Eds.), The Role of Volatiles in the Genesis, Evolution and Eruption of Arc Magmas. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2014. 410.[1]

[1] http://dx.doi.org/10.1144/SP410.5.

УДК 004.65:551.21

И. М. Романова, О. А. Гирина

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: roman@kscnet.ru

Информация KVERT в сети Интернет

Введение

Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT — Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) ИВиС ДВО РАН была создана в 1993 г. Целью KVERT является снижение риска столкновения самолётов с пепловыми облаками в Северной части Тихоокеанского региона с помощью своевременного обнаружения повышения активности вулканов, распознавания и отслеживания облаков вулканического пепла, оперативного оповещения администраций авиакомпаний и других организаций о появлении опасности, связанной с вулканическим пеплом [1, 2]. Сотрудники KVERT тесно работают с коллегами из АМЦ (Авиационный метеорологический центр) Елизово и Tokyo VAAC (Volcanic Ash Advisory Center) для своевременного предупреждения авиации о вулканической опасности; кроме этого, рассылают VONA (Volcano Observatory Notice for Aviation) в VAACs Anchorage, Washington, Montreal и Darwin, а также в авиационные организации Тихоокеанского региона. Учёные из KVERT анализируют данные мониторинга: сейсмического (Камчатского филиала (КФ) ГС РАН) и видео-визуального, выполняют спутниковый мониторинг вулканов; назначают Авиационные цветовые коды опасности вулканов для авиации, разработанные Международной организацией гражданской авиации (ICAO — International Civil Aviation Organization); выпускают пресс-релизы о состоянии и извержениях вулканов Камчатки (с 1993 г.) и Северных Курил (с 2003 г.) [1, 2].

Информация и архивные данные KVERT доступны на сайте KVERT[1] и Геопортале ИВиС ДВО РАН[2].

Сайт KVERT

KVERT представлен в сети Интернет с 1998 г.: был создан официальный сайт группы, содержащий общие сведения о целях и задачах группы и т. д. [1]. За более чем 15-летнюю историю своего существования сайт KVERT претерпел несколько модификаций, значительно расширился и на сегодняшний день является одним из самых представительных и посещаемых разделов сайта ИВиС ДВО РАН (рис. 1).

В зоне ответственности группы KVERT находятся 30 действующих вулканов Камчатки и 6 — Северных Курил (на о. Атласова и о. Парамушир). С 2003 г. на сайте KVERT размещен Каталог «Активные вулканы Камчатки и Северных Курил»[3], содержащий сведения об активных вулканах (название, координаты, высота, географическое положение и др.), видах их мониторинга, потенциальной опасности для авиации и населения и т. д. (рис. 2).

Для хранения описательной информации о вулканах и их текущей активности служит база данных (БД) «Активность вулканов Камчатки и Курил», созданная в среде СУБД MySQL. Разработан программный комплекс, реализованный на языках программирования PHP и JavaScript, позволяющий накапливать информацию об активности вулканов в БД и отображать её в Интернете.

В настоящее время KVERT выпускает 4 вида сообщений о состоянии и активности вулканов Камчатки и Северных Курил: VONA об изменении Авиационного цветового кода вулкана, связанного с началом/окончанием извержения или усилением его активности; или информации о пепловых шлейфах/облаках, обнаруженных в течение последних 6 часов; еженедельные пресс-релизы, включающие прогноз опасности вулканов для авиации на предстоящую неделю; ежедневные сводки о состоянии активных вулканов за прошедшие сутки; еженедельные сводки для КФ РЭС (Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска) [1, 2].

Для упрощения и повышения оперативности процесса подготовки сообщений разработано автоматизированное рабочее место дежурного оператора KVERT, находящееся в закрытой части сайта и доступное только сотрудникам группы после авторизации. Процесс создания сообщений состоит из нескольких этапов — пошагового заполнения полей веб-форм, разработанных для каждого вида сообщения, предварительного просмотра сформированного сообщения, автоматической отправки его по электронной почте всем заинтересованным службам и пользователям, сохранения сообщения в БД «Активность вулканов Камчатки и Курил».

[1] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/
[2] http://geoportal.kscnet.ru/
[3] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volcano.php



Рис. 1. Главная страница сайта KVERT

В случае выпуска VONA о пепловом выбросе или шлейфе, в БД поступает также детальная информация о событии — время, высота пепловой колонны, продолжительность события, направление и протяжённость пеплового шлейфа, источник данных и т. д. Для сотрудников группы в этой части сайта разработаны инструменты графического представления и анализа данных из БД (рис. 3).

Одновременно с рассылкой по почте KVERT-сообщения становятся доступными пользователям в открытой части сайта[4] (рис. 1), они имеют статус официальной публикации.

На 5 марта 2015 г. БД содержит 1552 сообщения, выпущенные группой KVERT с июня 2011 г. Пользовательский веб-интерфейс сайта позволяет просматривать текущие KVERT-сообщения, а также сообщения за выбранную дату из БД. Обеспечена возможность выборки по запросу пользователя как всех видов сообщений для всех вулканов, так и сообщений только определённого вида или только для указанного вулкана. Кроме этого, возможен просмотр сообщений (в формате.txt или.html) из архивов 2000–2011 гг., приведённых с этой целью к единой файловой системе хранения. Архив VONA и еженедельных пресс-релизов формируется с января 2005 г., еженедельных сводок для КФ РЭС — с 2003 г., оперативных сообщений — с февраля 2010 по январь 2015 г., ежедневных сводок — с февраля 2000 г.

Сайт KVERT широко известен в мире, многие информационные агентства, средства массовой информации и научные организации используют информацию группы KVERT в своих публикациях, например, МГУ, геологический факультет[5], Аляскинская вулканологическая обсерватория США[6], NASA[7], Смитсонианский институт[8] и др.

Информация KVERT в Геопортале ИВиС ДВО РАН

Научный Геопортал ИВиС ДВО РАН функционирует в сети Интернет с начала 2010 г.[9]. Геопортал представляет собой единую точку доступа к распределенным вулканологическим и сейсмологическим пространственным данным (ПД) и геосервисам — сервису поиска данных по метаданным, сервису

[4] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/

[5] http://wiki.web.ru/wiki/

[6] http://avo.alaska.edu/

[7] http://www.earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/

[8] http://www.volcano.si.edu/reports_weekly.cfm

[9] http://geoportal.kscnet.ru/

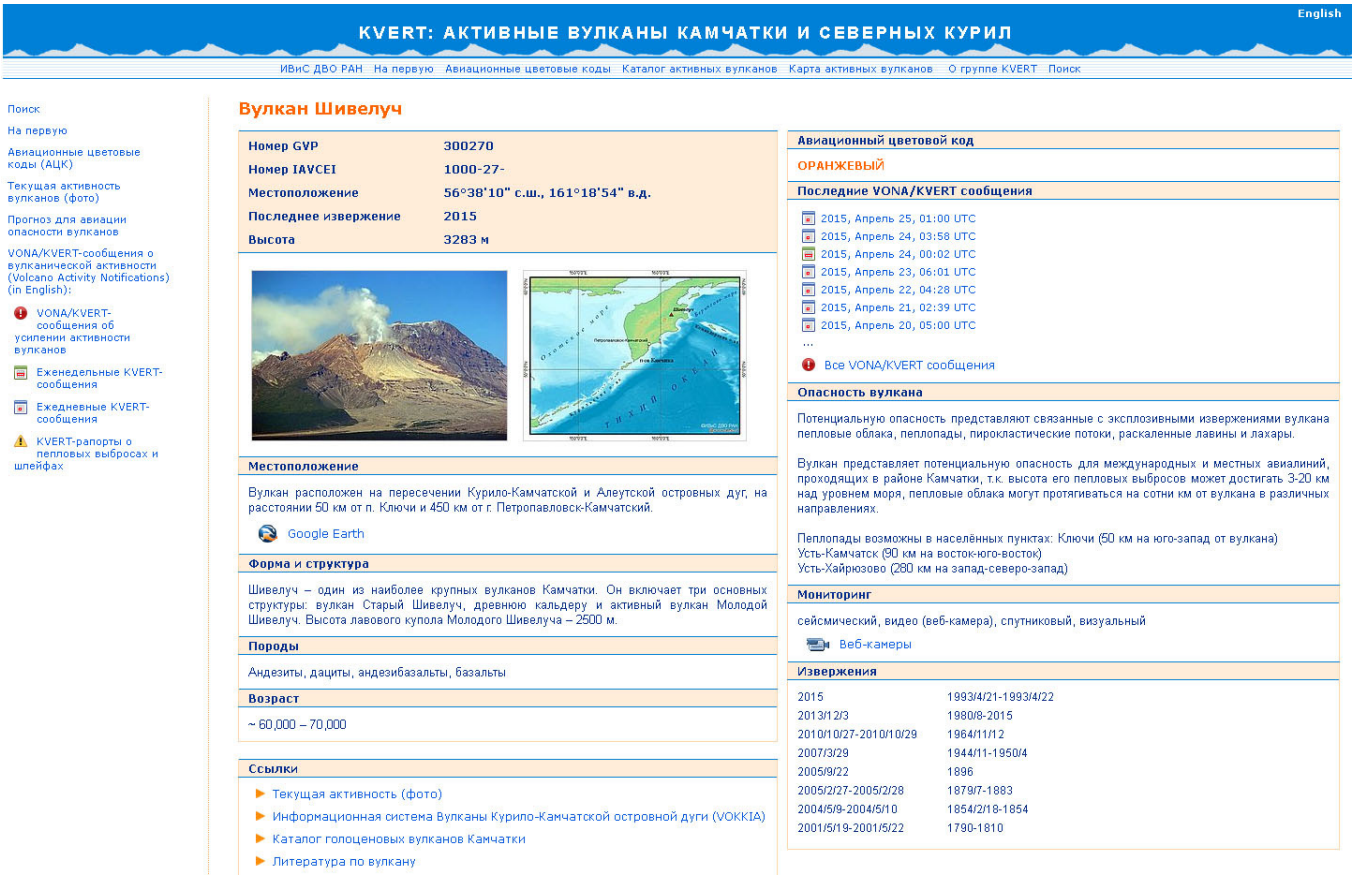


Рис. 2. Страница вулкана Шивелуч на сайте KVERT

визуализации ПД и тематическим интерактивным картам [3] и, таким образом, решает задачу интеграции гетерогенных научных данных института в единое информационное пространство, доступное пользователям сети Интернет.

Одно из направлений развития геопортала — создание коллекций данных в формате веб-ориентированных БД и информационных систем (ИС) и разработка сервисов доступа к ним с использованием современных веб-ГИС технологий. Так например, в 2011 г. разработана и продолжает развиваться информационная веб-система «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» — «Volcanoes *of* Kurile-Kamchatka Island Arc» (VOKKIA)[10], предназначенная для систематизации и интеграции геологических, геофизических, геохимических и других научных данных по наземным и подводным вулканам региона, в том числе об исторических извержениях активных вулканов [5]. Система VOKKIA имеет масштабируемую модульную структуру, представленную на сегодняшний день следующими информационными блоками: *«Вулканы»*, *«Извержения»*, *«Породы»*, *«Мониторинг»*, *«Библиография»*, *«Изображения»*, *«Геосервисы»*.

Блок *«Мониторинг»* системы VOKKIA содержит сведения о текущем состоянии и Авиационных цветовых кодах, назначаемых действующим вулканам Камчатки и Курильских островов учёными KVERT и SVERT (Sakhalin Volcanic Eruption Response Team), прогнозе опасности вулканов для авиации, данные видеонаблюдений в режиме реального времени за активными вулканами Камчатки с помощью веб-камер ИВиС ДВО РАН и КФ ГС РАН, спутниковые снимки MTSAT-2 с пепловыми шлейфами из архива Tokyo VAAC[11] и др. Здесь также представлены результаты непрерывного визуального и спутникового мониторинга вулканов Камчатки и Северных Курил группы KVERT (рис. 4).

В момент выпуска VONA об изменении Авиационного цветового кода какого-либо вулкана информация об этом синхронно обновляется на интерактивной карте «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» блока *«Геосервисы»* ИС VOKKIA[12].

Сотрудники группы KVERT регулярно пополняют блок *«Изображения»* ИС VOKKIA фотографиями, отражающими моменты извержений или другой активности вулканов — лавовые потоки, пепловые выбросы и шлейфы и т. д. и представляющими интерес как для специалистов-вулканологов, так и для обычных пользователей Интернет.

Размещение информации группы KVERT об активности вулканов Камчатки и Курил не только на своём официальном сайте, но и в Геопортале

[10] http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/

[11] http://ds.data.jma.go.jp/svd/vaac/data/

[12] http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/geoservices/google.php



Рис. 3. Пример графического представления данных из БД на сайте KVERT — изменение высоты пепловых шлейфов во время извержения вулкана Жупановский.

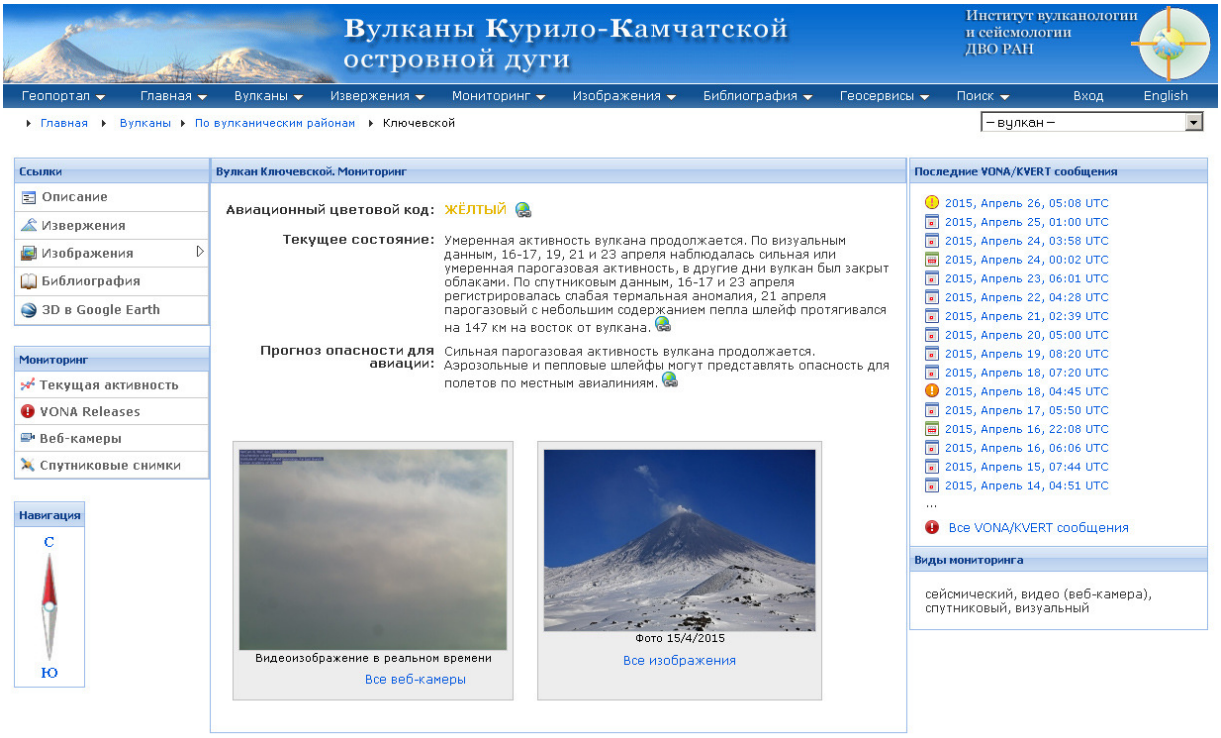


Рис. 4. Пример веб-страницы «Текущая активность» (вулкан Ключевской) в ИС VOKKIA.

ИВиС ДВО РАН значительно расширяет её пользовательскую аудиторию и вместе с тем помогает рассматривать оперативные данные о состоянии вулканов в комплексе с другой вулканологической информацией, имеющейся в ИС VOKKIA. Комплексный анализ данных различных исследова-

ний, связанных с вулканизмом Курило-Камчатского региона, даёт возможность, например, оценивать состояние и прогнозировать характер будущей активности вулканов; изучать периодичность извержений вулканов Камчатки и Курил в историческом ракурсе; определять степень опасности вулканов, непрерывно извергающихся на протяжении десятков или сотен лет и т. д.

Список литературы

1. *Гирина О.А.* Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT) — 20 лет // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28–29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 36–41.
2. *Гордеев Е.И., Гирина О.А.* Вулканы и их опасность для авиации // Вестник Российской академии наук. 2014. Т. 84. № 2. С. 134–142.
3. *Романова И.М.* Геопортал ИВиС ДВО РАН как единая точка доступа к вулканологическим и сейсмологическим данным // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 46–54.
4. *Романова И.М., Гирина О.А., Максимов А.П., Мелекесцев И.В.* База данных «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги и их извержения» // Свидетельство о государственной регистрации базы данных. Рег. № 2012 621 071 от 16 октября 2012 г.
5. *Романова И.М., Гирина О.А., Мелекесцев И.В., Максимов А.П.* Информационная веб-система «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги»: текущее состояние и перспективы развития // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 128–137.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.24

Н. В. Цуканов

ФГБУН Институт океанологии, РАН, пр. Нахимовский, г. Москва, 117 997;
e-mail: kambear2011@yandex.ru

Тектоно-стратиграфические террейны Камчаткой активной окраины: строение, состав и геодинамика

Анализ строения, состава и возраста комплексов, слагающих тектоно-стратиграфические террейны фундамента современной активной континентальной окраины Камчатки, позволяет реконструировать геодинамические условия их формирования и предложить сценарий развития в меловое — эоценовое время. В коньякское — сантонское время на океанической коре палеопацифики закладывается вулканическая Восточно-Камчатская (Олюторская) дуга. Магматические породы этой дуги относятся к различным магматическим сериям; наблюдается временная, латеральная и продольная неоднородность составов магматических пород в пределах вулканической дуги. С кампанского времени начинает формироваться Ветловский интрадуговой бассейн. Он разделяет Восточно-Камчатскую дугу на Озерновско-Валагинский и Кроноцкий сегменты и развивается как задуговой бассейн до среднего эоцена. В датское время полностью затухает вулканизм в Озерновско-Валагинском сегменте вулканической дуги, и она существует как авулканическое поднятие до коллизии с окраиной континента в палеоцене. Активный вулканизм продолжается в Кроноцкой дуге до эоцена. Геодинамическая обстановка в этой части Тихого океана в позднемеловое — эоценовое время была сходна с современной областью Филиппинского моря, Идзу-Бонин-Марианской островодужной системой.

Введение.

Аккреционную структуру фундамента современной Камчатской активной континентальной окраины формируют тектоно-стратиграфические террейны, вещественные комплексы которых формировались в пределах вулканических дуг и океанических бассейнов [3, 7, 8, 13, 23–26]. Анализ строения, состава и возраста комплексов, слагающих террейны Восточной Камчатки, позволяет реконструировать геодинамические условия их формирования и предложить сценарий развития в меловое — эоценовое время. Выделяются Озерновско-Валагинский террейн (южный сегмент Ачайваям-Валагинской вулканической дуги) и Кроноцкий террейн (Кроноцкая вулканическая дуга) (рис. 1). Вещественные комплексы, формировавшиеся в задуговых и окраинноморских условиях картируются в Ирунейском и Ветловском террейнах. Нами в данной работе основное внимание уделяется строению и развитию Восточно-Камчатских структур, по которым были получены новые данные по составу и возрасту, слагающих их комплексов.

Основные черты геологического строения террейнов.

Возраст вулканогенно-осадочных комплексов террейнов островодужной природы определяется как сантон-кампан-раннепалеогеновый для Озерновско-Валагинского и коньяк?-сантон-кампан-эоценовый для Кроноцкого террейнов [1, 9–11, 15, 17, 19, 21–22]. Озерновско-Валагинский террейн сложен вулканогенно-кремнистыми, вулканогенно-туфогенными и туфогенно-терригенными образованиями, которые формируют покровно-складчатую и чешуйчатую структуру [3]. Разрезы этих комплексов, мощностью до 1500–2000 м, фациально изменчивы. Магматические образования наиболее древних комплексов (K_2st-km$_1$) Озерновско-Валагинского террейна по химическим особенностям относятся преимущественно к толеитовой серии островных дуг [3, 5, 18]. Кампан-датские образования представлены породами толеитовой, известково-щелочной и реже шошонитовой серий островных дуг. В южном сегменте террейна (Тумрокский и Валагинский сегменты) присутствуют в разрезе ультраосновные вулканиты [3]. Активный вулканизм прекращается в датское время. Анализ магматических комплексов в Озерновско-Валагинской дуге позволяет говорить о гетерогенности составов островодужных вулканитов в разных сегментах. На п-ове Озёрной преимущественно развиты базальты толеитовой серии. В хр. Кумроч распространены известково-щелочные и толеитовые эффузивы. В хр. Тумрок картируются базальты толеитовой серии с потоками пикритов. В Валагинском хребте развиты обогащённые пикриты и толеитовые базальты, а также вулканиты известково-щелочной серии. Присутствуют в небольшом количестве шошониты [3, 5, 18].

В Кроноцком террейне коньяк?-сантон-маастрихтские и маастрихт-датские комплексы слагают отдельные выходы или тектонические пластины,

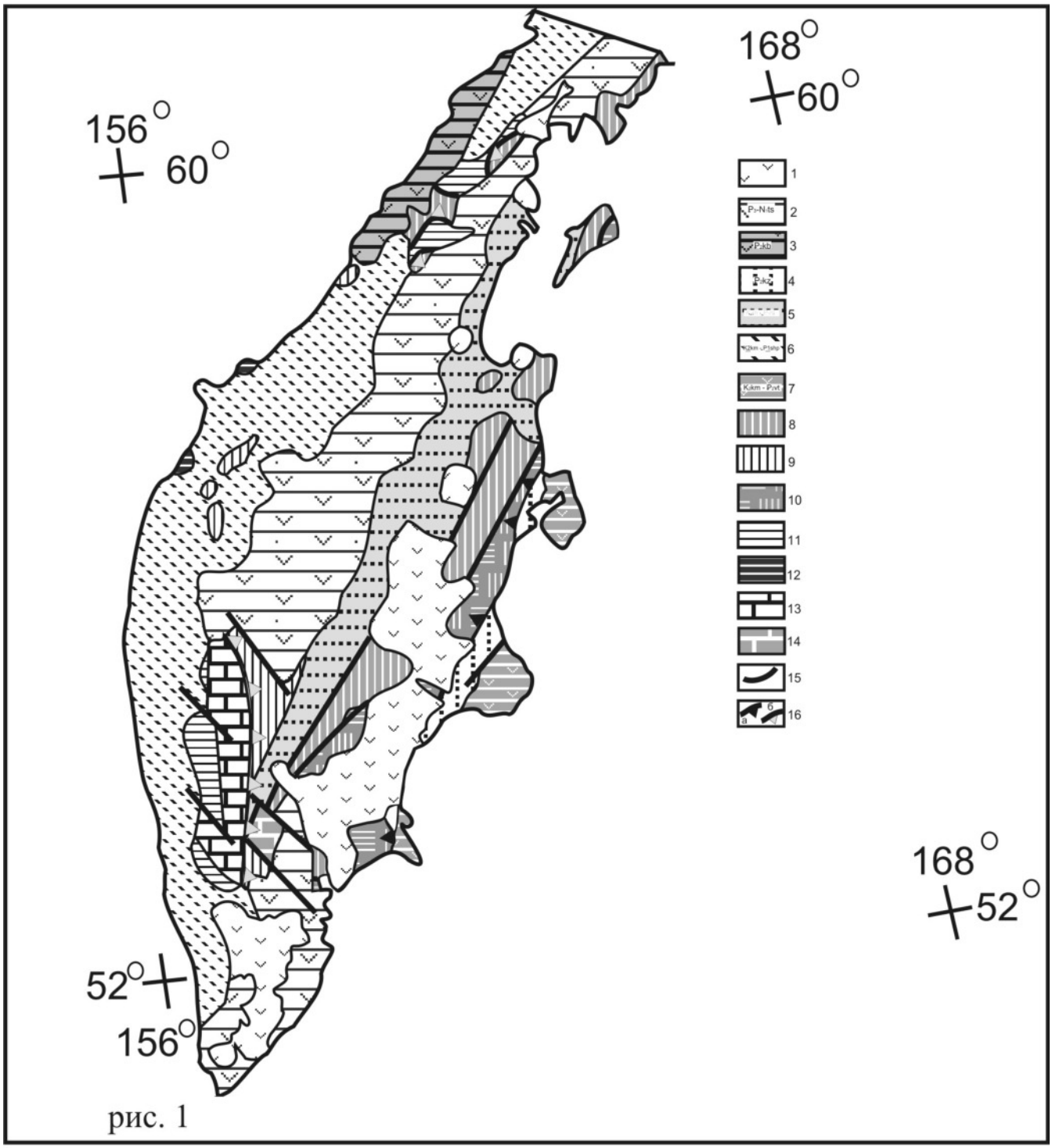


Рис. 1. Тектоническая схема Камчатки: 1–3 — вулканические пояса: 1 — Восточно-Камчатский; 2 — Центрально-Камчатский; 3 — Западно-Камчатский; 4–6 — осадочные бассейны (прогибы): 4 — Тюшевский, 5 — Центрально-Камчатский, 6 — Западно-Камчатский; 7–12 — террейны: 7–9 — островодужной природы: 7 — Кроноцкий, 8 — Озерновско-Валагинский, 9 — Западно-Камчатский; 10–12 — океанической природы: 10 — Ветловский, 11 — Ирунейский, 12 — Омгонский; 13–14 — метаморфические комплексы: 13 — Срединно-Камчатский, 14 — Ганальскиий; 15 — разломы; 16 — коллизионные швы: а — Гречишкина, б — Лесновско-Андриановский.

часто несколько сотен метров мощности в покровно-складчатой структуре Восточных п-овов Камчатки и характеризуются значительными вариациями химического состава пород (породы толеитовой и известково-щелочной серий). Эоценовые магматические комплексы представлены во всех сегментах дуги (столбовская и кроноцкая серии) и образованы мощными полифациальными разрезами различных

частей вулканических дуг. Для Кроноцкой дуги полученные данные показывают продольную гетерогенность вдоль простирания дуги в составе верхнемеловых магматических комплексов, которая практически отсутствует в эоценовых образованиях. Верхнемеловые магматические комплексы северного сегмента представлены преимущественно породами толеитовой дифференцированной серии (п-ов Камчатский Мыс), среднего сегмента — высокоглинозёмистой толеитовой серией (Кроноцкий п-ов) и южного сегмента как низкокалиевой толеитовой, так и умеренно-калиевой известково-щелочной серией (п-ов Мыс Налычева и южная часть п-ова Шипунский). Эоценовые магматические комплексы представлены породами высокоглинозёмистой толеитовой серии [10, 12, 16–17, 19, 21, 29].

В островодужных террейнах присутствуют фрагменты офиолитовых комплексов различной природы: это фрагменты океанической коры (K_1a-al-K_2s), представленные кремнистыми породами, яшмами, известняками и базальтами. А также гипербазиты и габброиды, предположительно мелового возраста. Базальты по геохимическим особенностям относятся к базальтам СОХ и щелочным базальтам океанических островов [14, 28]. Гипербазиты, представленные преимущественно гарцбургитами, реже дунитами и лерцолитами слагают как крупные массивы, так и блоки в серпентинитовом меланже, по геохимическим характеристикам являются реститами и формировались в надсубдукционных условиях [20, 29]. Важной особенностью этих образований является схожесть геохимических состава перидотитов различных сегментов палеодуг (Кроноцкого п-ова и хр. Валагинского и хр. Кумроч и п-ова Камчатский мыс). Химический состав изученных пород позволяет предполагать, что они формировались из обедненного мантийного источника в пределах океанических вулканических дуг, хотя для перидотитов п-ова Камчатский Мыс предполагается формирование их в пределах аномального сегмента океанического хребта в районе горячей точки [14, 27, 28].

Комплексы ирунейского окраинноморского бассейна, представленные фрагментами разреза, сложенного кремнистыми породами яшмами и известняками с небольшим количеством туфогенного и терригенного материала и потоками толеитовых базальтов, распространены в северной и центральной частях Камчатки. В районе перешейка (Лесновское поднятие) они представлены кремнистыми и глинистыми отложениями и известняками с потоками толеитовых базальтов с подушечной и мелкоглыбовой отдельностью. Возраст этих образований определяется как кампан-маастрихсткий [15].Они надвинуты на терригенные и кремнисто-терригенные отложения лесновской серии кампан-эоценового возраста [13, 15]. Наблюдаются фации позволяющие говорить о смене этих пород в западном и северо-западном направлении на кремнисто-терригенные и терригенные отложения с включением внутриплитных базальтов [12, 13]. Этот бассейн существовал, вероятно, до эоценового времени, до коллизии Озерновско-Валагинского островодужного террейна с континентальной окраиной [13]. Фрагменты ветловского террейна обнажаются в основании Тюшевского прогиба и на восточных склонах Восточно-Камчатских хребтов. Они представлены полифациальными отложениями от песчаников и алевролитов до кремнистых пород, известняков и яшм с прослоями потоков базальтов. По геохимическим данным они относятся к базальтам СОХ, среди которых отмечаются базальты задуговых бассейнов и, реже, океанических островов (OIB). Анализ строения и состава комплексов, слагающих Ветловский террейн, позволяет реконструировать латеральные переходы от склоновых отложений к гемипелагическим и пелагическим условиям, формировавшимся в пределах окраинного моря или междугового бассейна. Наиболее древние кремнистые породы, ассоциирующиеся с толеитовым базальтами, датируются кампаном (в районе Шипунского п-ова), наиболее молодые палеоцен — эоценом [17, 22]. Комплексы Ветловского террейна с несогласием перекрываются отложениями верхнего эоцена и олигоцена [2, 4]. Следовательно, можно говорить о существовании этого бассейна с кампанского времени по эоцен.

Тектоническая эволюция террейнов

Палеотектонические реконструкции формированию аккреционного фундамента Камчатской активной континентальной окраины на основе палеомагнитных исследований не всегда хорошо согласуются с геологическими данными, что отмечалось во многих публикациях [3, 5, 7–8, 13, 21, 23–26]. Наиболее дискуссионными вопросами является время и место заложение палеодуг, время аккреции их с континентальной окраиной. Эти вопросы с разной степенью детальности обсуждаются в работах [7, 13, 23–25]. Анализ имеющихся данных о строении, составе и возрасте комплексов, слагающих тектоно-стратиграфические террейны, позволяет предполагать несколько сценариев образования и развития палеоостроводужных систем Камчатки: 1. Практически одновременное заложение двух энсиматических палеодуг в коньякск — сантонское время и их дрейф в пределах различных плит к Азиатской окраине и коллизия с ней в различное время. 2. Заложение одной энсиматической дуги в коньякск — сантонское время и раскол её в палеоцене на две дуги с образованием Ветловского интрадугового бассейна. 3. Заложение единой протяжённой вулканической зоны, где Ачайваям-Валагинская и Кроноцкая палеодуги разделялись по трансформному разлому или имели торцовое сочленение.

Уточнение возраста комплексов ветловского задугового бассейна, начала активного вулканизма в Кроноцком террейне, а также данные о составе комплексов, участвующих в строении палеоостроводужных и окраинноморских террейнов, позволяет,

на наш взгляд, вернуться к идее формирования изначально единой энсиматической вулканической дуги и дальнейшего её раскола с образованием окраинного бассейна. Ранее эта идея о расколе единой вулканической дуги высказывалась А. В. Федорчуком, а более подробно изложена в работе [23, 24]. Эта модель с большей достоверностью объясняет нахождение в основании Озерновско-Валагинской и Кроноцкой вулканических дуг близких по возрасту и составу офиолитовых комплексов, особенности химического состава магматических комплексов вулканических дуг и этапы их тектонической эволюции. Основные тектонические события, возраст и состав комплексов (рис. 2).

Коньяк?-сантон-раннекампанское время происходит заложение энсиматической протяжённой вулканической дуги. Эта структура закладывалась на значительном расстоянии от Азиатской окраины, но юго-восточное её окончание, вероятно, примыкало к Охотоморской палеоплите [23]. Магматические комплексы этого этапа представлены основными вулканитами толеитовой серии островных дуг и распространены в пределах как Кроноцкого террейна, так и в Озерновско-Валагинском террейне. Заложение этой структуры происходит на коре океанического типа с альб-сеноманским возрастом осадочных комплексов, которые наряду с гипербазитами и габбро обнажаются в серпентинитовом меланже террейнов [3]. В тылу этой дуги существовал окраинноморский бассейн и, возможно, Западно-Камчатская вулканическая палеодуга [23, 24]. Структурно-вещественные комплексы этого бассейна обнажаются в пределах Ирунейского террейна. Он отделял вулканическую дугу от окраины Азиатского континента, и в его пределах в это время происходило смещенное накопление терригенных и кремнисто-глинистых отложений (лесновская серия, ирунейская свита). Начиная с кампанского времени, в южной части этой структуры происходит разделение дуги на Озерновско-Валагинский и Кроноцкий сегменты с началом раскрытия Ветловского интрадугового бассейна. Вулканический фронт Озерновско-Валагинского сегмента оказывается в тыловой части и здесь наряду с накоплением продуктов толеитовой серии происходит излияния пород известково-щелочной серии. Появление вулканитов ультраосновного состава, возможно, связано с процессом раскрытия интрадугового бассейна и вовлечением в магмообазование более глубинных уровней литосферы. Структурно-вещественные комплексы, входящие в состав Кроноцкого террейна образуют фронтальную часть этой островодужной системы. Фрагмент коры ветловского бассейна, вероятно, обнажается в пределах бухты Моховой, р-он г. Петропавловск-Камчатский. Это толща подушечных лав расслоенных туфосилицитами, туфами и кремнями, содержащими микрофауну кампанского возраста [11]. Раскол дуги происходил неравномерно. Вероятно, рифт не распространялся южнее Шипунского сегмента этой структуры и ограничивался поперечным трансформным разломом. По химическому составу базальты преимущественно относятся к океаническим толеитам, но среди них присутствуют долериты, относящиеся к толеитовой островодужной серии [11, 22]. В позднем маастрихте-дании вулканизм в пределах центральных сегментов Озерновско-Валагинского сектора дуги практически прекращается и только в пределах п-ова Налычева продолжается вулканическая активность с формированием пород известково-щелочной и толеитовой серий островных дуг.

За Озерновско-Валагинском сектором дуги продолжал существовать окраинноморский бассейн (Ирунейское окраинное море). В этом бассейне с северо-запада и запада на юго-восток происходила смена фациальных обстановок от склона и подножья материкового склона (лесновская серия) до пелагических условий открытого бассейна (энингская толща) и вулканической цепи с островодужным типом вулканизма (ирунейская свита). Магматизм окраинного моря характеризуется наличием базальтов COX, BABB и OIB.

В *палеоцене-эоцене* происходит закрытие Ирунейского окраинноморского бассейна при коллизии Озерновско-Валагинского вулканического поднятия с краем Азиатского континента. При этом происходит надвигание комплексов палеодуги на образования, формировавшиеся в окраинном море и образование сложной покровной структуры [13]. Эоценовые магматические породы (граниты и грано-диориты) и вулканиты кинкильской свиты, являющиеся неоавтохтоном, знаменуют новый орогенный этап развития Камчатской окраины и маркируют новый край Азиатского континента для этого времени.

В тоже время продолжает развиваться Ветловский окраинный бассейн в тылу Кроноцкой вулканической дуги. Данные о составе и строении ветловского террейна позволяют реконструировать бассейн осадконакопления как континентальный склон для туфотерригенных комплексов и открытый океанический бассейн для кремнистых и известковистых пород и океанических базальтов для палеоцен-эоценового времени. Структура террейна показывает, что он формировался как аккреционная призма и или как коллизионный комплекс при аккреции Кроноцкой палеодуги к Камчатской окраине. Время становления Ветловского террейна, исходя из того, что его породы перекрываются поздним эоценом?-олигоценом и как структурный комплекс надвинуты на миоценовые образования тюшевской серии до олигоценовое, т. е. можно говорить, что океанический или окраинноморский бассейн закрылся до этого времени и далее происходило накопление отложений тюшевского бассейна. Формирование ветловского комплекса происходило в несколько этапов и началось, вероятно, в позднем эоцене? — олигоцене. При приближении Кроноцкой палеодуги

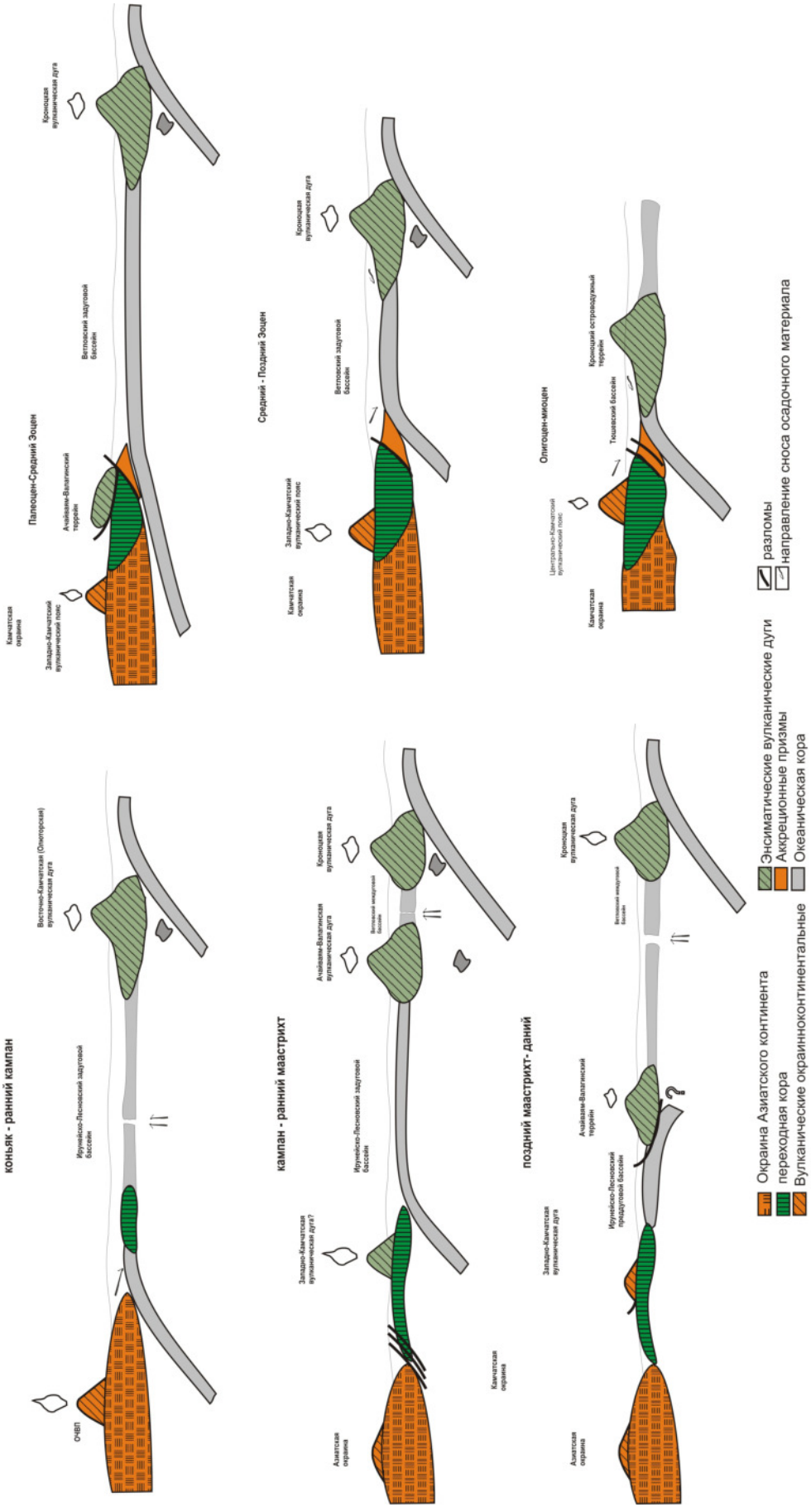


Рис. 2. Схема геодинамической эволюции в меловое — эоценовое время

к вновь сформированной Камчатской окраиной формировалась сложно построенная покровно-складчато-надвиговая структура между двумя сближающимися блоками. Затем этот комплекс был аккретирован к Камчатской окраине. Процесс этот имел дискретный характер и продолжался длительное время, при этом бассейн между двумя сближающимися блоками превращался из окраинноморского в преддуговой или междуговой. Конфигурация бассейна менялась, наиболее широкая часть, вероятно, находилась в районе Кроноцкого п-ова (современные координаты), где продолжалось осадконакопление в эоцене-олигоцене, и при дальнейшем сближении террейнов эти комплексы принимали участие в формировании современной аккреционной структуры.

Работа выполнена в рамках государственного задания №0149–2014-0028).

Список литературы

1. *Бахтеев М. К., Палечек Т. Н., Тихомирова С. Р., Морозов О. А.* Кампанские радиолярии северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка)// Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Том. 10. №4. С. 52–61.
2. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. Масштаб 1:1 500 000 // Гл. редакторы: Литвинов А. Ф., Марковский Б. А., Зайцев В. П. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
3. *Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Каменецкий Д. В., Данюшевский Л. В., Магакян Р. Цуканов Н. В. и др.* Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
4. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500 000 // Гл. редакторы: Литвинов А. Ф., Патока М. А., Марковский Б. А. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
5. *Коваленко Д. В., Колосков А. В., Цуканов Н. В., Федоров П. И.* Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеогеновых комплексов Северной части Камчатки // Геохимия. 2009. №4. С. 348–377.
6. *Коваленко Д. В., Ставрова О. О., Цуканов Н. В.* Изотопные и геохимические характеристики позднемеловых и кайнозойских отложений флиша Камчатки и юга Коряки. Тихоокеанская геология 2010. Том. 29 №1 С. 3–14.
7. *Левашова Н. М.* Кинематика позднемеловых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1999. 22 с.
8. *Левашова Н. М., Шапиро М. Н., Беньямовский В. Н., Баженов М. Л.* Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
9. *Палечек Т. Н.* Кампан — маастрихтские радиолярии Корякско-Камчатского региона // Тихоокеанская геология, 2002. Том. 21, № 1, С. 76-88.
10. *Разницин Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В.,* Тектоника Восточной части Кроноцкого п-ова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка)// Геотектоника. 1985. №1. С. 88–101.
11. *Савельев Д. П., Палечек Т. Н., Портнягин М. В.* Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2005. Том. 24. №2. С. 46–54.
12. *Сколотнев С. Г., Цуканов Н. В., Савельев Д. П., Федорчук А. В.* О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // Докл. РАН. 2008. Том. 418. №2. С. 232–236.
13. *Соловьев А. В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Труды ГИН, вып. 577. М.: Наука, 2008. 319 с.
14. *Федорчук А. В.* Полигенные офиолиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Известия АН СССР. Сер. геол.1991. №2, С. 14–28.
15. *Федорчук А. В., Извеков И. Н.* Новые данные о строении Северной части Срединного хребта Камчатки // Известия РАН. Сер. Геологическая. 1992. С. 247–151
16. *Цуканов Н. В.* Эоценовый магматизм северного сегмента Кроноцкой палеодуги (п-ов Камчатский Мыс, Камчатка). // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 7–15.
17. *Цуканов Н. В., Палечек Т. Н., Соловьев А. В., Савельев Д. П.* Тектоно-стратиграфические комплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. Том. 33. № 4. С. 3–17.
18. *Цуканов Н. В., Сколотнев С. Г., Коваленко Д. В.* Новые данные о составе островодужных вулканитах Восточных хребтов Камчатки. Доклады Академии наук 2008, Том. 418, № 3, стр.372–377.
19. *Цуканов Н. В., Сколотнев С. Г., Палечек Т. Н.* Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 42–50.
20. *Цуканов Н. В., Сколотнев С. Г., Пейве А. А.*. Новые данные о составе офиолитов Кумрочско-Валагинского сегмента Ачайваям-Валагинской палеодуги (Восточная Камчатка). ДАН РАН 2009, № 5,.вып 427, стр.664–668.
21. *Цуканов Н. В., Сколотнев С. Г., Савельев Д. П.* Новые данные о составе и строении вулканических комплексов мыса Налычева и п-ова Шипунский (Камчатка) // Вулканология и Сейсмология. 2009. №1. С. 21–30.
22. *Цуканов Н. В., Федорчук А. В., Литвинов А. Ф.* Океанический комплекс Шипунского полуострова (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. Том. 318. №4. С. 958–962.
23. *Чехович В. Д., Сухов А. Н.* О некоторых нерешенных вопросах геологического развития Западной Камчатки в позднемезозойское — раннекайнозойское время. Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный Мир, 2005. С. 195–220.
24. *Чехович В. Д., Сухов А. Н.* Раскол позднемеловой Ачайваям-Валагинской дуги в палеоцене (террейны Южной Коряки и Восточной Камчатки) // Докл. РАН. 2006. Том. 409. №5. С. 658–661.
25. *Шапиро М. Н., Соловьев А. В.* Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика. 2009. Том. 50. №8. С. 863–880.

26. *Alexeiev Dmitriy V., Christoph Gaedicke, Nikolay V. Tsukanov, and Ralf Freitag.* Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka — Aleutian junction. International Jourbal EarthbScience (Geol. Rundsch.). 2006. Vol. 95. P. 977–993.
27. *Batanova V. G., Lyaskovskaya Z. E., Savelieva G. N., Sobolev A. V.* Peridotites from the Kamchatsky Mys: evidence of oceanic mantle melting near a hotspot. Russian Geology and Geophysics. 2014. Vol. 55. P. 1395–1403.
28. *Portnyagin, M.V., Saveliev, D.P., Hoernle,* K. Plume-related association of Cretaceous oceanic basalts of eastern Kamchatka:compositions *of* spinel and parental magmas// Petrology. 2005. V.13 (6), P. 571–588.
29. *Tsukanov N. V. Kramer W, Skolotnev S. G., Luchitskaya M. V., Seifert W.* Ophiolites of the Eastern Peninsulas zone (Eatern Kamchatka): Age, composition, and geodynamic diversity // Island Arc 2007. Vol. 16. N3. P. 431–457.

Секция II

Геодинамика зоны перехода океан-континент: геофизические исследования в областях современного и четвертичного вулканизма, природные катастрофы.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 51.214.6(571.645)

Л. П. Аникин[1], Ю. И. Блох[2], В. И. Бондаренко[3], А. С. Долгаль[4], П. Н. Новикова[4], В. В. Петрова[5], О. В. Пилипенко[6], В. А. Рашидов[1], А. А. Трусов[7]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: rashidva@kscnet.ru;*

[2] *Москва;*

[3] *Костромской ГУ им. Н. А. Некрасова, Кострома;*

[4] *Горный институт УрО РАН, Пермь;*

[5] *Геологический институт РАН, Москва;*

[6] *Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва*

[7] *ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва*

Комплексные геолого-геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги в 2014–2015 гг.

В 2014–2015 гг. была успешно продолжена интеграция академической, вузовской и отраслевой науки при выполнении комплексных геолого-геофизических исследований подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги (КОД) по материалам, полученным в 11-и морских экспедициях с борта НИС «Вулканолог» [1, 6–11, 14, 16–19].

Для изучения глубинного строения вулканических структур впервые были привлечены данные спутниковой альтиметрии, позволяющие строить карты гравитационных аномалий и проводить комплексную количественную интерпретацию потенциальных полей. Спутник CryoSat-2, созданный Европейским космическим агентством и запущенный в 2010 г. российской ракетой с космодрома Байконур, даёт возможность определять альтитуду с точностью 1,3 см. Международная команда, обрабатывающая спутниковые данные, утверждает, что точность построения карты гравитационного поля на океанах и морях на их основе в настоящее время близка к 1 мГал для полуволны пространственного разрешения в 7 км [11]. Получаемые таким образом аномалии Фая весьма чётко отражают расположение подводных вулканов КОД, несут важную информацию о глубинном строении региона и могут использоваться для количественной оценки параметров возмущающих объектов. Анализ особых точек описывающих их функций, выполненный с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР, показал, что эти аномалии весьма содержательны с точки зрения геологического строения вулканических построек и являются источником дополнительной информации, повышающей возможности применяющегося интерпретационного комплекса [11].

Накопленный материал по локальной интерпретации магнитных аномалий над подводными вулканами [2–11] позволил оценить направления векторов остаточной намагниченности J_n каждого из изучаемых подводных вулканов КОД с помощью применения оригинальной программы ИГЛА [12] непосредственно по данным гидромагнитной съёмки. Установлено, что векторы естественной остаточной намагниченности изученных подводных вулканов КОД не совпадают по своим направлениям с современным геомагнитным полем T_0, а образование подводных вулканических построек КОД происходило в периоды глобальных геомагнитных возмущений.

С помощью разработанной эффективной технологии количественной интерпретации материалов гидромагнитной съёмки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород, позволяющей проводить различные расчёты непосредственно по исходным данным, не прибегая к процедуре их предварительного восстановления в узлах регулярной сети, изучены подводный вулканический центр вблизи юго-западной оконечности о. Симушир [7, 8] и подводный вулкан Обручева [10], расположенный в Броутонской группе подводных вулканов (рис. 1).

Относительная высота вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (подводный вулкан 6,13 по работе [15]) ~2000 м, а размер основания — 25×20 км. Объём вулканического центра $\geqslant$100 км^3[15].

Плоская вершина вулканического центра, вытянутая в северо-восточном направлении, располагается на глубинах 480–500 м (рис. 2а). С севера от подножия о. Симушир она частично отделяется ложбиной с относительными глубинами от 10–20 до 250 м.

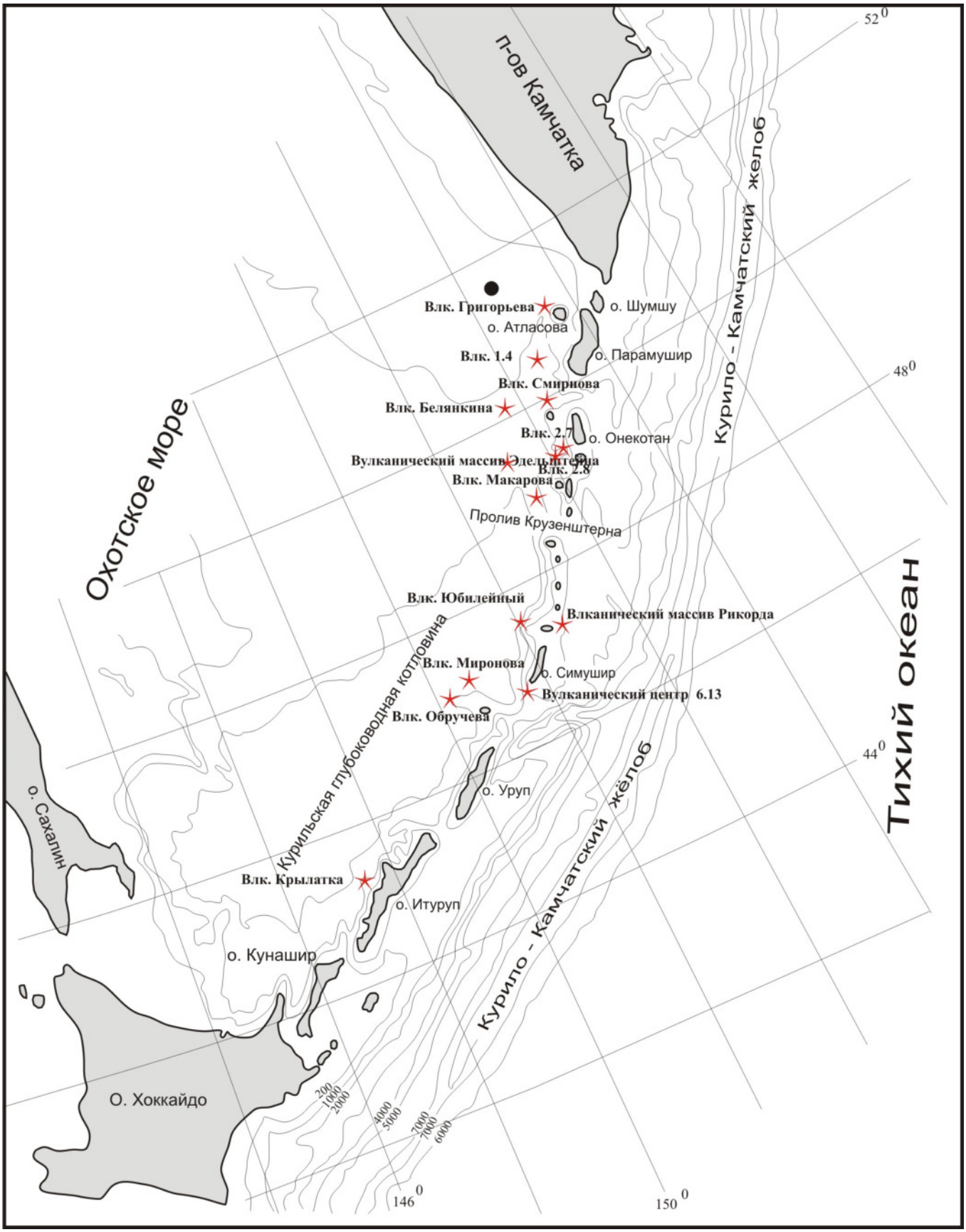


Рис. 1. Местоположение изученных подводных вулканов и вулканических массивов вулканов КОД.

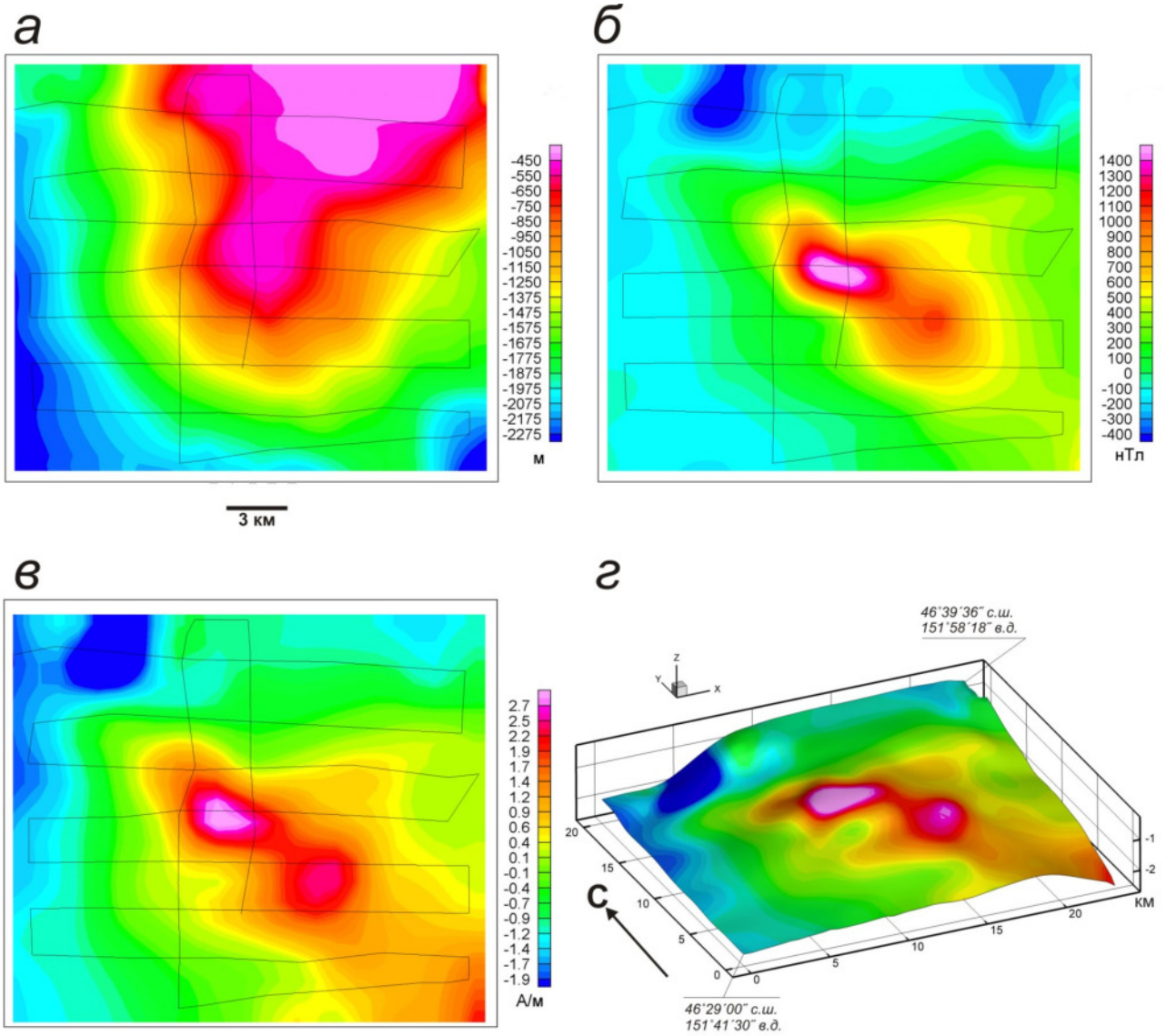


Рис. 2. Подводный вулканический центр вблизи юго-западной оконечности о. Симушир: а — батиметрия; б — аномальное магнитное поле ΔT_a; в — распределение эффективной намагниченности горных пород; г — распределение эффективной намагниченности горных пород, изображенное на поверхности вулкана.

По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования на восточных склонах вулканического центра выявлены линзы осадочного материала, вероятно, оползневого происхождения. Местами эти линзы занимают на склоне гравитационно неустойчивое «висячее положение», то есть являются потенциально цунамиопасными [7, 8].

К подводному вулканическому центру приурочена положительная аномалия магнитного поля ΔT_a, интенсивность которой превышает 1800 нТл (рис. 2б).

В результате выполненных работ установлено, что подводный вулканический центр вблизи юго-западной оконечности о. Симушир имеет относительно древний возраст и сформировался не позднее позднего плейстоцена [7, 8]. В прошлом он, по-видимому, длительное время находился вблизи уровня моря и подвергался абразии, в результате которой сформировалась его плоская вершина. У восточного склона центра выявлены небольшие одноактные вулканы, образовавшиеся после формирования вершины. Возможно, что имеющиеся сообщения навигационных служб о проявлении подводной вулканической деятельности в этом районе, связаны с формированием этих одноактных вулканов.

В застывшей магматической системе вулкана выделены три аномалиеобразующих объекта, прослеженных на глубину 12–14 км, эффективная намагниченность Jэф которых изменяется в диапазоне 2,5–4 А/м [7, 8].

Подводный вулкан Обручева возвышается над дном моря на 2200 м, имеет размеры основания

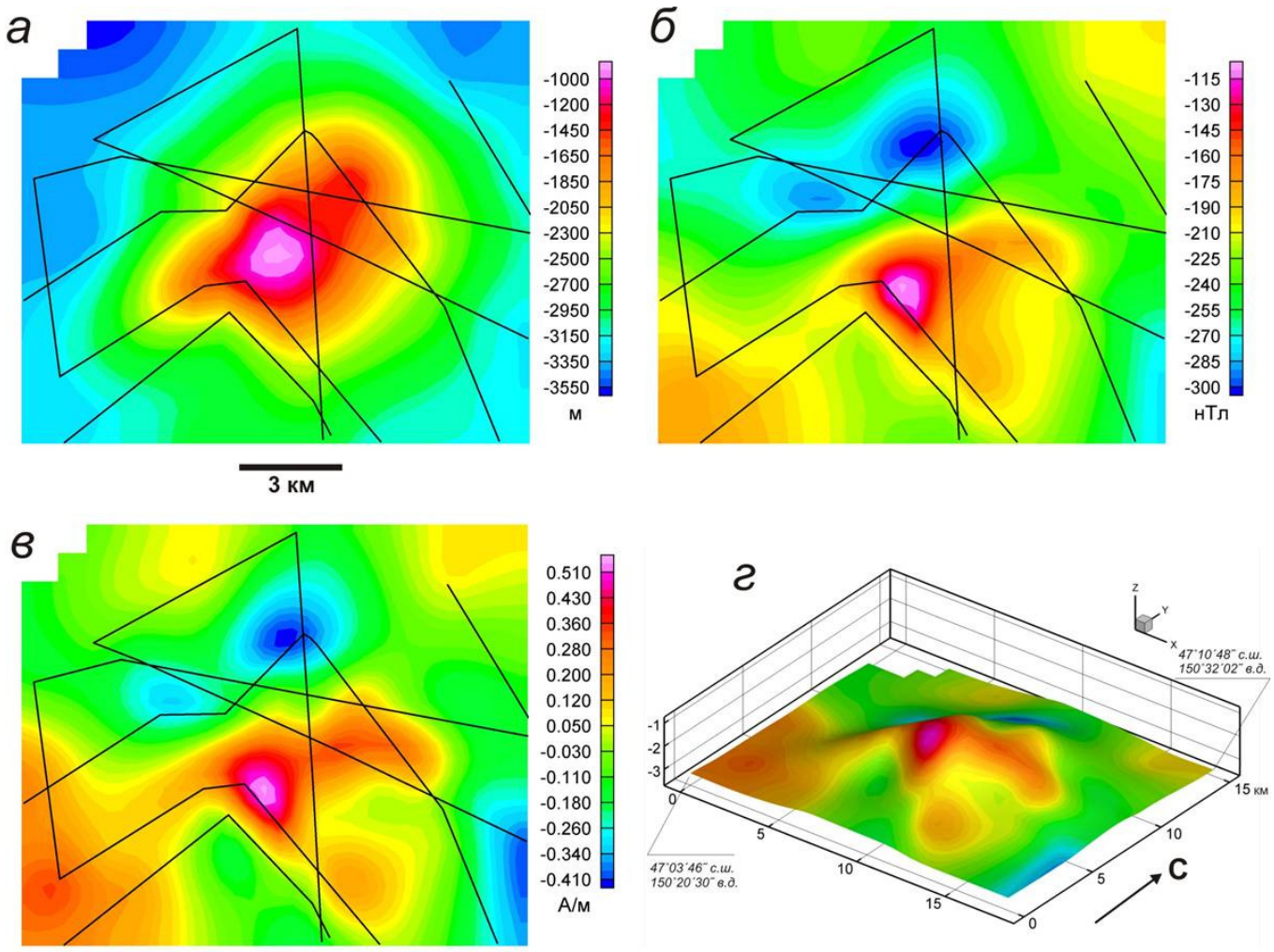


Рис. 3. Подводный вулкан Обручева: а — батиметрия; б — аномальное магнитное поле ΔT_a; в — распределение эффективной намагниченности горных пород; г — распределение эффективной намагниченности горных пород, изображенное на поверхности вулкана.

11×15 км и довольно правильную конусовидную форму (рис. 3а).

Подножие вулкана перекрывается осадками мощностью до 500–600 м. Размер погребенного под осадками основания постройки — 20 × 24 км, а полная высота — 2700–2800 м. Объём вулканической постройки ∼400 км^3 [15].

Горные породы, драгированных с постройки вулкана имеют $J_n \in [0{,}02 - 0{,}42]$ А/м, $\varkappa \in [0{,}04 - -30{,}77] \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а фактор Кенигсбергера $\in [0{,}02 - 0{,}42]$.

Подводный вулкан Обручева расположен в области слабоотрицательного аномального магнитного поля (рис. 3б). Минимальное значение магнитного поля (около −220 нТл) приурочено к север-северо-восточному склону, максимальное (до 30 нТл) — к привершинной части постройки с небольшим смещением к югу, то есть в целом эта часть постройки имеет прямую намагниченность. Размах аномалии, приуроченной к привершинной части постройки — 150–180 нТл, а полная амплитуда аномалии ∼250 нТл.

Применение интегрированной системы СИНГУЛЯР позволило выделить субвертикальное положение подводящих каналов и предположить наличие на глубинах 3700–4200 м застывшего магматического очага [10].

3D моделирование с помощью пакета СИГМА-3D, показало, что наиболее интенсивно намагниченной является привершинная часть вулканической постройки (рис. 3в, 3 г).

Интерпретационная томография (рис. 4а, 4б) позволила наметить контуры крутопадающей положительной аномальной зоны, протягивающейся от вершины вулканической постройки, где наблюдаются наиболее высокие значения поля, до глубины ∼3 км.

Решение смешанной обратной задачи магниторазведки монтажным методом (рис. 4в) позволило локализовать крутопадающий аномалиеобразующий объект с вертикальной намагниченностью ∼1 А/м, направление которой отличается прибли-

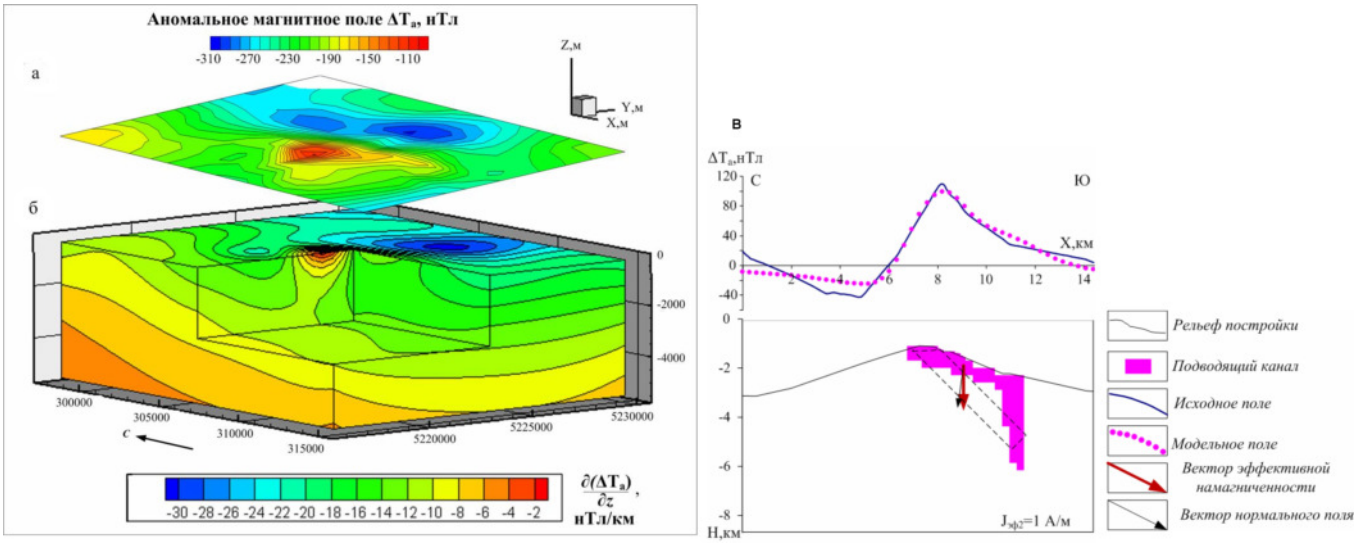


Рис. 4. Изолинии аномального магнитного поля ΔT_a подводного вулкана Обручева (а); 3D-диаграмма, отражающая пространственное распределение квазинамагниченности горных пород (б); результаты решения смешанной обратной задачи магниторазведки монтажным методом (в).

зительно на 8° от направления нормального магнитного поля Земли в районе КОД.

Учитывая результаты наших геолого-геофизических и геоморфологических исследований можно предположить, что подводный вулкан Обручева образовался, в неогеновое время.

Выполненные петромагнитные исследования (таблица) установили, что основными носителями намагниченности в изученных образцах горных пород, слагающих постройки подводных вулканов, вулканических массивов и центров КОД: Григорьева, 1.4, Белянкина, Смирнова, 2.7, 2.8, Эдельштейна, Макарова, Рикорда, Юбилейный, Миронова, центр вблизи юго-западной оконечности о. Симушир, Крылатка (рис. 1) являются зёрна титаномагнетита и низкотитанистого титаномагнетита различной доменной структуры с незначительным количеством примесей Mg, Al, V, Mn [14].

Сравнительный анализ магнитных свойств горных пород свидетельствует о том, что, как и для активных подводных вулканов Эсмеральда и Фукудзин в Марианской островной дуге, Ковачи и Симбо в Соломоновой островной дуге, Иль де Сандр в Южно-Китайском море и позднекайнозойских подводных вулканов группы Софу в Идзу-Бонинской островной дуге [20–21], они сильно дифференцированы по величине J_n и $\varkappa$.

Такая дифференциация связана с присутствием нескольких ферримагнетиков, образовавшихся как в процессе кристаллизации породы, так и после её изменений в результате вторичных процессов. Наибольшими значениями J_n в пределах КОД обладают андезибазальты вулканов 2,7 и 2,8, для них же характерна высокая степень анизотропии — до 10%. Наибольшими значениями $\varkappa$ обладают базальты вулкана Макарова. Магнитные свойства исследованных пород КОД являются типичными для молодых океанических базальтов. Высокие величины J_n обусловлены псевдооднодоменной структурой зёрен титаномагнетита, а высокие значения магнитной восприимчивости — большой концентрацией ферримагнитных зёрен. Структурные и петрографо-минералогические особенности исследованных образцов свидетельствуют о том, что они относятся к породам из разных стадий извержений.

Вовремя проведения полевых работ в августе 2014 г. [1, 16] был исследован один из побочных конусов острова-вулкана Алаид (о. Атласова) — прорыв Олимпийский (рис. 5), который извергался в 1972 г. и явился последним по времени латеральным извержением вулкана. Конус прорыва Олимпийский возник на генеральной линии расположения побочных конусов вулкана Алаид северо-западного простирания.

На этом участке о. Атласова впервые была выполнена наземная магнитная съёмка одиночного шлакового конуса (координаты: 50,90804 с. ш и 155,49300 в. д.), расположенного рядом с конусом прорыва Олимпийский и ранее не упоминавшегося ни в одной работе, и Третьей воронки (координаты: 50,90183 с. ш. и 155,49236 в. д.) [16]. В результате проведённых исследований установлено, что аномальное магнитное поле ΔT_a, приуроченное к конусу, изменяется в пределах постройки от -3991 до $+330$ нТл. На дне Третьей воронки аномальное магнитное поле ΔT_a изменяется от -1854 до $+1667$ нТл. Измерение $\varkappa$ горных пород в естественном залегании показало, что для пород, слагающих лавовые потоки на этом участке вулкана Алаид, она изменяется в диапазоне $(3{,}52–31{,}0) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, что хорошо согласуется с данными работы [13], а на дне Третьей воронки — в диапазоне $(3{,}2–24{,}4) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ.

Петромагнитные характеристики драгированных образцов горных пород подводных вулканов Курильской островной дуги

№ п/п	Номера образцов	Описание образцов	*Jn*, А/м	æ×10^{-3}	P'	Bcr, мТл	$B_{0.5}$, мТл	Mrs/Ms	Bcr/Bc	Структура
Подводный вулкан Крылатка										
1	B17-37/3	андезит порфировый	0,95	41,39	1,017	16	8	0,05	3,23	PSD
2	B17-37/11	дацит афировый	1,52	-2,53*10^{-3}	1,652	31	6	-		-
Подводный вулкан Юбилейный										
3	B24-2/4	андезибазальт порфировый	3,08	36,23	1,025	22	70	0,06	4,47	PSD
4	B24-2/7	андезибазальт порфировый	5,32	31,47	1,019	18	>100	0,06		PSD
5	B24-2/12a	андезбазальт порфировый	1,91	36,92	1,023	17	90	0,03		MD
6	B24-31/4	андезибазальт порфировый	0,25	39,19	1,049	8	75	0,049		MD
7	B24-32/5	базальт порфировый	0,39	40,60	1,029	18	7	0,02		MD
Подводный вулканический массив Эдельштейна										
8	B17-51/2	андезибазальт порфировый	1,53	42,46	1,034	18	27	0,02		MD
9	B17-51/4	андезибазальт порфировый	1,70	39,3	1,056	18	28	0,02	6,10	MD
10	B17-51/8	андезибазальт афировый	31,56	19,23	1,029	28	100	0,16		PSD
11	B40-26/2	андезибазальт порфировый	0,68	48,46	1,049	17	9	0,01		MD
12	B40-26/3	андезибазальт афировый	10,18	16,29	1,012	41	>100	0,17		PSD
Подводный вулкан Смирнова										
13	B11-73/8	адезибазальт порфировый	0,53	30,23	1,018	20	14	0,06		PSD
14	B11-73/10	дацит субафировый	0,54	20,00	1,058	21	33	0,01		MD
15	B11-73/20	андезит афировый	0,42	38,19	1,093	18	57	0,03	4,92	MD
Подводный вулкан Белянкина										
16	B11-72/3	базальт порфировый	22,48	44,38	1,023	43	>100	0,27		PSD
17	B17-49/2	базальт порфировый	7,33	39,18	1,028	53	>100	0,09	8,62	MD
18	B17-49/5	базальт порфировый	0,15	10,50	1,064	23	92	0,04		MD
Подводный вулкан 1.4										
19	B34-101/1	дациандезит афировый	0,22	39,49	1,027	17	15	0,01	7,76	MD
20	B40-32/7	андезибазальт порфировый	4,27	16,67	1,010	18	27	0,1		PSD
Подводный вулкан Григорьева										
21	B11-52/5	базальт афировый	18,9	49,41	1,019	26	70	0,14	1,78	PSD
22	B11-52/6	базальт афировый	15,31	20,09	1,017	17	89	0,29		PSD
23	B11-52/22	базальт порфировый	4,12	50,4	1,017	22	35	0,07		PSD
Подводный вулканический массив Рикорда										
24	B25-32/1-1	андезибазальт	2,35	17,88	1,030	18	49	0,08	2,4	PSD
25	B25-32/3-1	базальт	3,96	11,81	1,032	22	29	0,16	1,5	PSD
26	B25-32/4-1	базальт	3,51	12,51	1,058	22	29	0,24	1,3	PSD
27	B25-32/5-1	базальт	5,99	9,07	1,056	18	55	0,26	1,1	PSD
28	B25-32/9-1	андезит	0,87	14,57	1,036	23	97	0,14	1,6	PSD
29	B25-32/11-1	базальт	5,32	13,67	1,024	23	28	0,17	1,3	PSD
30	B25-32/12-1	плагиобазальт	8,57	22,94	1,021	19	80	0,14	1,5	PSD
31	B25-32/16-1	андезит	0,21	33,47	1,009	12	8	0,03	3,4	PSD
Подводный вулканический центр вблизи юго-западной оконечности о, Симушир										
32	B17-44/1	андезибазальт	6,431	23,91	1,017	23	61	0,12	1,4	PSD
33	B17-45/1	габбродиорит	1,855	18,03	1,079	23	61	0,13	1,5	MD
34	B17-46/1	базальт	3,347	17,54	1,019	23	56	0,05	4,29	PSD
35	B17-46/7	андезибазальт	3,457	21,03	1,016	23	46	0,10	2,5	PSD

Примечание: J_n — естественная остаточная намагниченность; æ — магнитная восприимчивость; P′ — степень анизотропии магнит
Bcr — остаточная коэрцитивная сила; Bc — коэрцитивная сила; $B_{0,5}$ — медианное поле; Mrs — остаточная намагниченност
намагниченность насыщения; MD — многодоменные зёрна; PSD — псевдодоменные зёрна,

При геологическом опробовании лавовых потоков на участке от мыса Кудрявцева до мыса Бородавка отмечены видимые проявления меди на одиночной глыбе в ручье Алаид и многочисленные проявления на свалах лавовых потоков в районе мыса Кудрявцева [1, 16]. Как и в районе побочного вулкана Такетоми [17–19] проявления меди наблюдаются как по трещинам, так и в виде сплошных покровов.

В результате выполненных в 2014–2015 гг. комплексных геолого-геофизических исследований получены новые данные о строении подводных вулканов КОД, позволившие расширить наши представления об островодужном подводном вулканизме Тихого океана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 15–05-02955-а и 15–05-01823).

Список литературы

1. *Аникин Л. П., Блох Ю. И., Бондаренко В. И. и др.* Комплексные геолого-геофизические исследования подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги в 2014–2015 гг. // Вулканизм и связанные с ним процессы. XVIII ежегодная научная конференция, посвящённая Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 115–118.

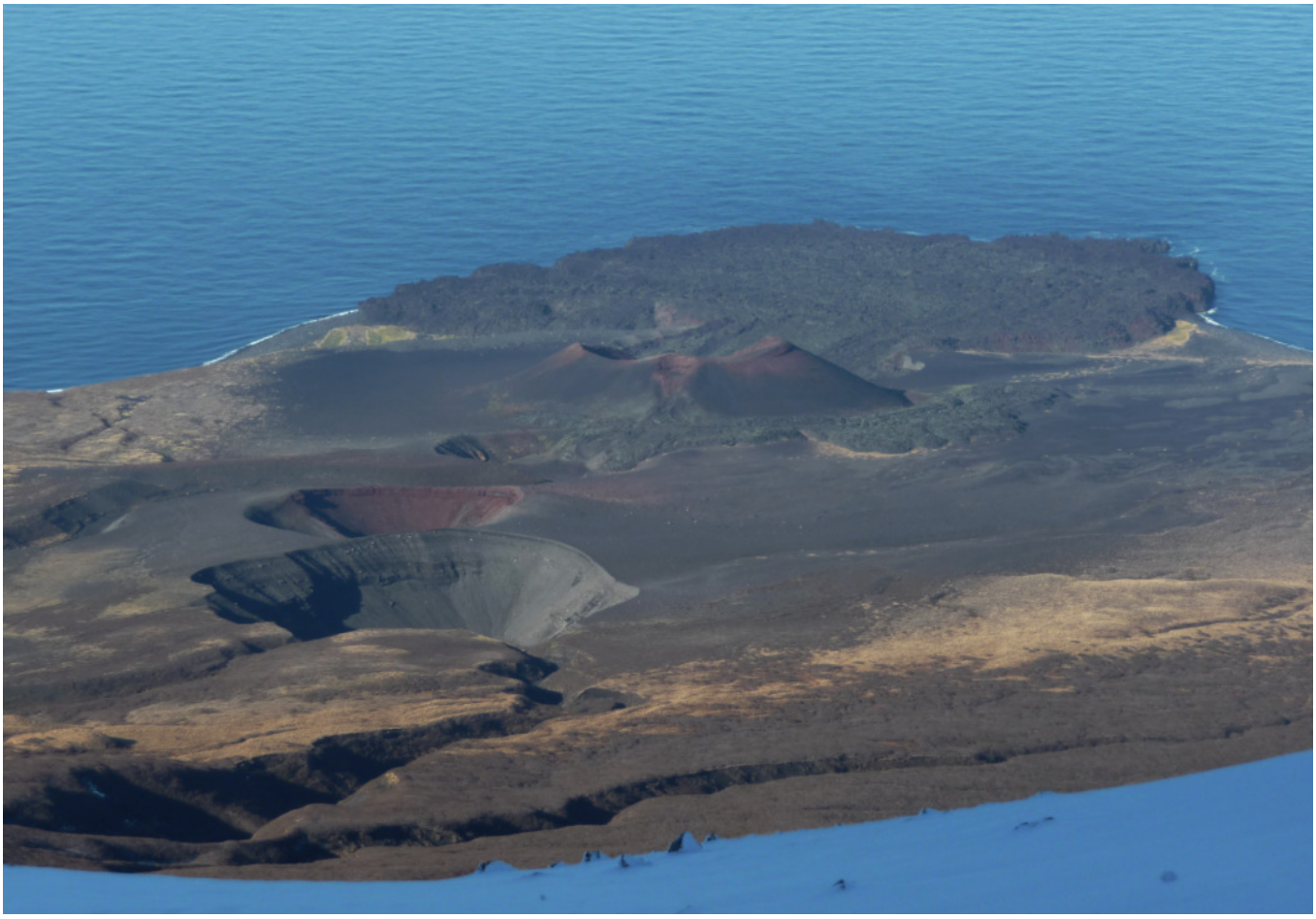


Рис. 5. Прорыв Олимпийский на острове-вулкане Алаид.

2. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др.* Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6,1, Курильская островная дуга // Геофизика. 2012а. № 2. С. 58–66.
3. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др.* Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинформатика. 2012. № 4. С. 8–17.
4. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др.* Комплексное моделирование подводных вулканов 2,7 и 2,8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 77–85.
5. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др.* Комплексные геофизические исследования массива Рикорда (Курильская островная дуга) // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г. / Отв. ред. академик РАН Е. И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 167–173.
6. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др.* Геофизические исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 41-й сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского, 27 января — 31 января 2014 г. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2014. С. 44–46.
7. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др.* Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 27–40.
8. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др.* Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 27–40.
9. *Блох Ю. И., Рашидов В. А., Трусов А. А.* Новые информационные технологии геофизического изучения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 42-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского (г. Пермь, 26–30 января 2015 г.). Горный ин-т УрО РАН, Пермский государственный национальный исследовательского ун-т. Пермь, 2015. С. 18–21.
10. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др.* Геофизические исследования подводного вулкана Обручева (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизиче-

ских полей: материалы 42-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского (г. Пермь, 26–30 января 2015 г.). Горный ин-т УрО РАН, Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. С. 21–23.

11. *Блох Ю. И., Рашидов В. А., Трусов А. А.* Новые информационные технологии геофизического изучения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 42-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского (г. Пермь, 26–30 января 2015 г.). Горный ин-т УрО РАН, Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. С. 18–21.
12. *Блох Ю. И., Трусов А. А.* Программа «IGLA» для интерактивной экспресс-интерпретации локальных гравитационных и магнитных аномалий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 34-й сессии международного семинара им. Д. Г. Успенского. М: ИФЗ РАН, 2007. С. 36–38.
13. *Коренев О. С., Шкуть Г. И.* О магнитной восприимчивости горных пород северной части Курильской дуги // Геофизические поля островных дуг Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 45–50.
14. *Пилипенко О. В., Рашидов В. А., Петрова В. В.* Петромагнитные исследования пород подводных вулканов Курильской островной дуги // «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». СПб.: СОЛО, 2014. С. 131–140.
15. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пущаровский Ю. М. М.: Наука, 1992. 528 с.
16. *Рашидов В. А., Аникин Л. П.* Полевые работы на прорыве Олимпийский (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2014 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. № 24. С. 198–203.
17. *Рашидов В. А., Аникин Л. П., Делемень И. Ф.* Полевые работы на побочном вулкане Такетоми (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2013 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. № 22. С. 216–224.
18. *Рашидов В. А., Аникин Л. П., Делемень И. Ф.* Влияние извержения побочного вулкана Такетоми (1933–1934) на ландшафт острова Атласова (Северные Курилы) // На перекрестке континентов. Материалы XXXI Крашенинниковских чтений. Петропавловск-Камчатский: Камчатская краевая научная библиотека им. Крашенинникова С. П., 2014. С. 307–310.
19. *Рашидов В. А., Делемень И. Ф., Аникин Л. П.* Побочный вулкан Такетоми (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2013 г. // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 27–28 марта 2014 г. // Главный редактор: академик РАН Е. И. Гордеев Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 114–119.
20. *Рашидов В. А., Пилипенко О. В., Ладыгин В. М.* Сравнительный анализ магнитных свойств пород пяти действующих подводных вулканов западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 37–52.
21. *Рашидов В. А., Пилипенко О. В., Петрова В. В.* Петромагнитные и микрозондовые исследования пород подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 36–51.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 550.34 +551.24

А. В. Викулин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: vik@kscnet.ru

О природе магматического очага действующего вулкана

На большем статистическом материале о параметрах кальдер и объемах извергнутого при извержениях вулканов вещества подтверждается ранее выявленный авторами вулканологический инвариант — постоянная $\Delta h \approx 0{,}5$ км, не зависимая от вулканического процесса мощность магматического очага, определяемая параметрами земной коры. Предлагается новая модель процессов в тонком магматическом очаге, в основе которой заложены представления о нагревании в результате локализованной пластической деформации твёрдого вещества слоя коры на глубине залегания поверхности кристаллического фундамента около 6 км. При переходе из твёрдого состояния в жидкое и расширении расплава в центральной части очага с максимальной температурой создаётся избыточное давление. Оно более чем на порядок по величине превышает литостатическое давление и определяет динамику как процессов внутри образующегося жидкого объёма, так и созданного избыточным давлением поля упругих напряжений вокруг магматического очага. В рамках модели объясняется образование кальдеры и предлагается новый подход к решению проблемы глубинных (мантийных) ксенолитов. Большое по величине упругое поле вокруг магматического очага, соизмеримое с полем очага сильнейшего землетрясения, позволяет ставить геодинамическую задачу о количественной взаимосвязи вулканизма, сейсмичности и тектоники.

Введение

Общепринятой в настоящее время моделью магматического очага действующего вулкана считается область, расположенная под вулканом на глубине коры и верхней мантии, в пределах которой наблюдаются аномально низкие значения скоростей продольной и поперечной сейсмических волн и располагаются предваряющие извержение гипоцентры землетрясений. Сама область магматического очага предполагается заполненной жидким расплавом, магмой, которая поступая на поверхность земли, питает извержения вулканов [10, 11]. Такая модель никак не может соответствовать современным представлениям, как о физическом состоянии слагающего верхнюю мантию вещества, так и о её строении [3]. Действительно.

С одной стороны, сквозь заполненный жидкой магмой очаг не должны проходить поперечные сейсмические волны, а они, затухая, проходят; и, конечно, в пределах жидкой области никак не могут располагаться гипоцентры предваряющих извержения вулканов землетрясений. С другой стороны, если магматический очаг состоит из «твердотельного каркаса», являющегося средой для очагов землетрясений, то разделённые друг от друга малые части расплава никак не могут являться единым магматическим очагом и количественно определять наблюдаемые на поверхности Земли параметры извержений. И, конечно, совершенно не понятно, почему в таком случае твердотельный каркас в течение продолжительного времени не расплавляется под действием окружающей его жидкой магмы.

Кроме этих очевидных несостыковок возникает много других вопросов, каждый из которых, по сути, ставит «крест» на общепринятой модели очага вулканического извержения, или ставит вопросы, на которые до настоящего времени так и нет ответов. В частности, слоистое строение коры и верхней мантии общепринятой моделью может быть учтено частично путём размещения магматического очага (или системы магматических очагов) между слоями с разными значениями скоростей сейсмических волн. Блоковое же строение земной коры в рамках такой модели никак не учитывается вовсе.

В общепринятой модели практически не учитываются многочисленные данные по кальдерообразующим извержениям вулканов числом около 800 [3, 4]. Анализ этих данных однозначно определяет «блинообразную» форму расположенного в пределах земной коры магматического очага, мощность (размер по вертикали) $\Delta h \approx (0{,}5\text{–}1{,}0)$ км которого много меньше его размеров по горизонтали $D \approx 10\text{–}13$ км — среднего диаметра образующихся при извержениях кальдер: $\Delta h \ll D$. Именно эти данные, по сути, и определяют величину $\Delta h \approx (0{,}5\text{–}1{,}0)$ км как некую универсальную вулканическую величину, вулканический инвариант, который не зависит ни от типа извержения, ни от места расположения вулкана, ни от времени его извержения и определяемый только свойствами вмещающий

очаг среды — свойствами земной коры, её блоковым строением.

Серьёзные возражения против подъёма жидкой магмы с глубин мантии и ядра приведены во многих источниках, включая и фундаментальные вулканологические монографии (библиографию см. в [3, 4]). Для постановки задачи о возможности образования магматических очагов вулканов в пределах земной коры имеются все основания. Действительно, в блоковой среде, обладающей сильно нелинейными свойствами, одним из вероятных источников тепла, как показывают оценки [7], действительно может являться механическое движение блоков земной коры [9], которое особенно интенсивно происходит именно вдоль «резких» сейсмических границ. Более того, в блоковой по строению земной коре переходной от океана к материку зоне, подверженной интенсивным геодинамическим движениям, именно блинообразная форма магматического очага лучше будет соответствовать характеру деформационных процессов, протекающих вдоль границ блоков. Возможность существования таких «межграничных» магматических очагов подтверждается и палингенными очагами [5] и прямыми геофизическими инструментальными наблюдениями [1, 2].

Новая модель магматического очага под действующим вулканом

В рамках блоковых представлений о строении коры была предложена принципиально новая модель *теплового перегрева* вещества магматического очага, расположенного в пределах земной коры. Модель, которая являлась основой, разработана в материаловедении для твёрдых тел с интенсивными пластическими деформациями, которые при условии медленного теплоотвода могут приводить к существенному нагреву зоны пластической деформации вплоть до разрушения тела [6].

Основные положения модели сводятся к следующему [4]. Величина локализованной пластической деформации может достигать больших значений, ≈ 1, в полосе скольжения и вне полос она становится близкой к нулю, ≈ 0. При скорости деформации экспоненциальным образом зависящей от напряжения и температуры величина пластической деформации может привести к повышению температуры в области её локализации за счёт тепловыделения. В случае малого значения коэффициента температуропроводности, когда компенсации нагрева не происходит, температура в зоне интенсивной пластической деформации будет постоянно повышаться вплоть до выхода в режим теплового самоускорения, приводящего, как правило, к разрушению деформируемой части тела, часто, в результате его расплавления.

Для образования прогретой полосы требуется выполнение следующих физически прозрачных условий: деформирование должно происходить, с одной стороны, достаточно быстро, чтобы образующееся тепло не успевало отводиться за счёт теплопроводности, с другой — достаточно медленно, чтобы в результате релаксации напряжений «успевала» уменьшаться скорость пластической деформации и удельная мощность тепловыделения.

В условиях малой теплопроводности земной коры были проведены термодинамические расчёты твердотельного перегретого выше точки плавления магматического очага, расположенного на глубине залегания границы кристаллического фундамента $H = 5$–6 км (Камчатка) и состоящего из алюминия, имеющего тепловые свойства, близкие свойствам магмы. При появлении в таком «перегретом» очаге «зародышей» жидкой фазы в его твердотельной части и в прилегающей к очагу земной коре создаются упругие напряжения $\Delta P_l = 2{,}4 \cdot 10^9$ Па, которые более чем на порядок по величине превышают литостатическое давление $\Delta P_h = 10 \cdot 10^8$ Па.

Как видим, в предложенной нами модели магматического очага выполняется условие $\Delta P_l \gg \Delta P_h$, физический смысл которого заключается в том, что термодинамические условия протекания процессов в твердотельном перегретом очаге определяются фазовым переходом магмы «твёрдое состояние — расплав», сопровождающимся увеличением объёма, и никак не зависит от литостатического давления. Это важнейший вывод, который позволяет принципиально по новому подходить к интерпретации процесса извержения вулкана.

Некоторые следствия модели

Взаимодействие вулканизма и сейсмичности. Избыточное, создаваемое в результате фазового перехода внутри магматического перегретого очага и в окружающей его части коры, давление ΔP_l по своей величине сопоставимо с напряжениями в очагах сильнейших (с магнитудами около 8 и выше), что позволяет ставить задачу о взаимодействии вулканизма и сейсмичности, процессов, протекающих в пределах двух рядом расположенных параллельных дугах. И, в частности, объяснять миграцию извержений вулканов и очагов землетрясений вдоль тектонических поясов, как проявление волнового геодинамического, единого сейсмического + вулканического, процесса.

О роли флюида. По определению геологический термин «флюид» не имеет достаточно строго определения, флюид, как в своё время и физический термин «эфир» — понятие всеобъемлющее, обладающее любыми наперед заданными свойствами. В рамках же предложенной блоковой модели магматического очага вулкана отпадает необходимость привлечения флюида как движущей «тепловой» силы процессов и магмообразования и извержения, что позволяет экспериментально проверить все положения и выводы модели.

Граница Мохо. Независимость процессов в магматическом очаге от параметров вулканического процесса позволяет свойства универсальной $\Delta h \approx (0{,}5$–$1{,}0)$ км величины распространить на всю

мощность земной коры и верхней мантии. Такой подход к объяснению природы границы Мохо, определяемой фазовым переходом от «блоковой» коры со сдвиговыми движениями вдоль границ блоков к «неблоковой» верхней мантии с объёмным течением в пределах тонкого прослоя Δh, оказался, по сути, близким модели Н. И. Павленковой [8].

Список литературы

1. *Аносов Г. И., Аргентов В. В., Абдурахманов А. И. и др.* Глубинное строение вулкана Уратман // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 85–91.
2. *Балеста С. Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 135 с.
3. *Викулин А. В., Акманова Д. Р.* Магматический очаг как свойство земной коры // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. № 23. С. 213–230.
4. *Викулин А. В., Иванчин А. Г.* Новый взгляд на природу магматического очага // Система «Планета Земля»: 200 лет Священному союзу (1815–2015). М.: ЛЕНАРД, 2015. С. 293–312.
5. *Ермаков В. А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
6. *Иванчин А. Г.* Роль кооперативных эффектов при движении дислокаций в диссипации энергии. Диссерт. на соиск. уч. ст. к.ф.-м.н. Томск: ИОА СО АН СССР, 1982. 131 с.
7. *Кропоткин П. Н.* Основные проблемы энергетики тектонических процессов // Изв. АН СССР. 1948. № 5. С. 89–104.
8. *Павленкова Н. И.* Природа границы М по геофизическим данным // Материалы 45 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 138–141.
9. *Пейве А. В.* Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Серия геол. 1961. № 3. С. 36–54.
10. *Федотов С. А.* Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука, 2006. 455 с.
11. *Koulakov I, Gordeev E. I., Dobretsov N. L., et al.* Feeding paths of the Kluchevskoy volcano group (Kamchatka) from the results local earthquake tomography // Geophysical research letters. 2011. Vol. 1. 38, LXXXXX. P. 1–6.

УДК 550.34+551.24

А. И. Герус[1], А. В. Викулин[1]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*
e-mail: gerus@kscnet.ru

[2] *Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский*

Ротационная модель блоковой геосреды: математические аспекты и численные результаты

В работе рассмотрено два подхода к моделированию ротационных движений земной коры: в геофизическом приближении (до сотен-тысяч лет), когда земная кора предполагается твёрдой и блоковой, и в геологическом приближении (миллион лет и более), когда земную кору можно считать текучей средой. Приведены соответствующие математические модели, численные результаты и их интерпретация.

1. В геофизическом приближении на небольших временах рассмотрения процесса (до сотен-тысяч лет) земную кору можно считать эффективно «твёрдой», состоящей из большой совокупности структурных элементов — блоков. Разработаны модели геофизических процессов, протекающих в блоковых средах (работы А. В. Пейве, М. А. Садовского и др.).

Ротационная модель с собственным моментом блока для сейсмического процесса в пределах окраины Тихого океана построена А. В. Викулиным и А. Г. Иванчиным [4]. Она опирается на представления, согласно которым движение блока вдоль поверхности вращающейся Земли механически эквивалентно его движению в не вращающейся (инерциальной) системе координат под действием собственного момента (спина). Такое движение блока создаёт в окружающей его земной коре напряжения с моментом силы, сопровождается формированием волн поворотных деформаций и позволяет объяснить многие закономерности геодинамического процесса, включая особенности волновых движений геосреды, её нелинейные, реидные и «вихревые» свойства [1]. Уравнение движения сейсмофокального блока в цепочке представляет собой известное уравнение синус-Гордона (СГ) [1, 4], которое в рамках ротационной модели является следствием закона сохранения момента блока при его движении:

$$\frac{\partial^2\theta}{\partial\xi^2} - \frac{\partial^2\theta}{\partial\eta^2} = \sin\theta, \qquad (1)$$

где $\theta = \beta/2$, $\xi = k_0 z$ и $\eta = v_0 k_0 t$— безразмерные координаты,z — расстояние вдоль цепочки блоков,t — время,β — функция угла поворота,v_0 — характерная скорость процесса,k_0 — волновое число.

Уравнение СГ имеет множество аналитических решений, одним из которых является функция следующего вида:

$$\theta = 4\,\mathrm{arctg}\left[exp\left(\frac{\mathrm{X} - u\eta}{\sqrt{1-u^2}}\right)\right], \qquad (2)$$

$$\mathrm{X} = \xi - \xi_0, u = \frac{U}{c_0}, c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2}\sqrt{\frac{G}{\rho}}\Omega R_0$$

где U — скорость распространения уединенной волны деформации (поворота). Такое решение называется солитонным и представляет собой уединенную волну.

1.1 В модели движения среды, описываемой уравнением СГ (1), блоки равномерно поворачиваются друг относительно друга, и скорость распространения волны вдоль цепочки постоянна во времени. Для более точного описания реального сейсмического процесса необходимо дополнить ротационную модель эффектами отклонения моментов сил блоков от равновесных положений μ и трения на границах α. В результате закон движения блока в цепочке можно получить в виде модифицированного уравнения СГ [2]:

$$\frac{\partial^2\theta}{\partial\xi^2} - \frac{\partial^2\theta}{\partial\eta^2} = \sin\theta + \alpha\frac{\partial\theta}{\partial\eta} + \mu\delta(\xi)\sin\theta \qquad (3)$$

где $\delta(\xi)$ — Функция Дирака. Уравнение (3) решалось численно методом МакЛафлина-Скотта, суть которого заключается в том, что при использовании функции Грина решение возмущённого уравнения СГ структурно совпадает с (2), но координата X и скорость u зависят от времени и связаны соотношением:

$$\mathrm{X} = \int_0^t u(t')dt' + x_0(t), \quad \frac{d\mathrm{X}}{dt} = u(t) + \frac{dx_0}{dt}$$

Подстановка этого соотношения и (2) в (3) даёт систему уравнений:

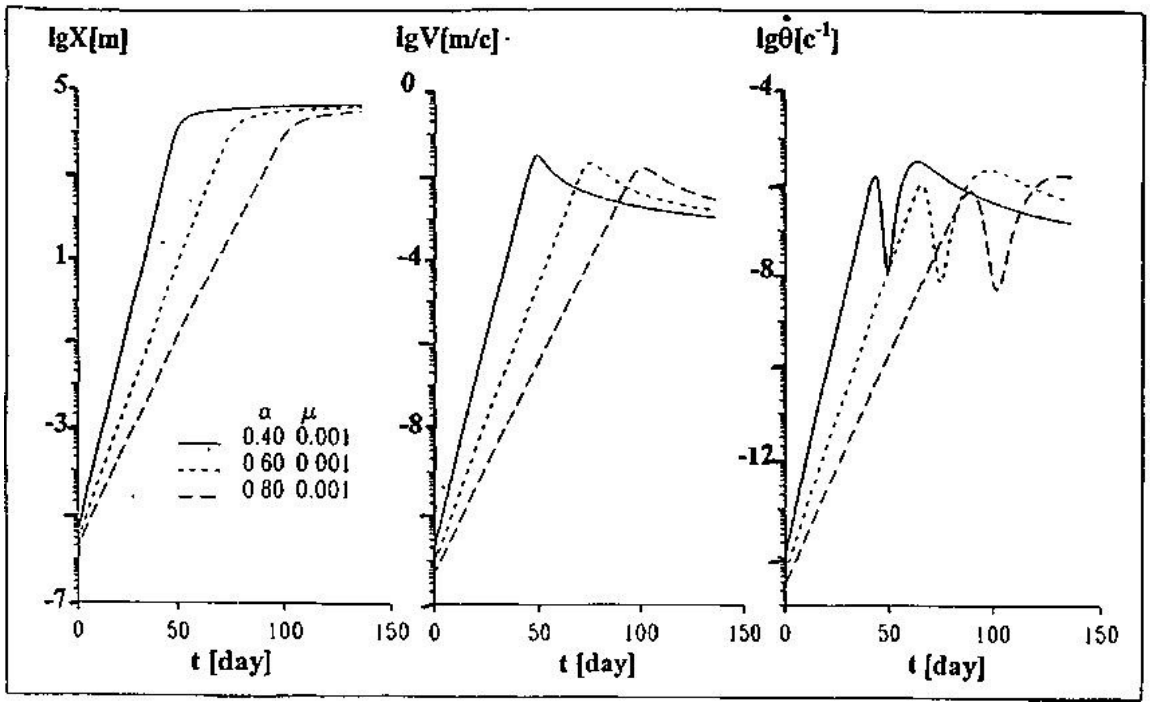


Рис. 1. Решения уравнения (3) для расстояния X, пройденного волной, величины её скорости $V = d\mathrm{X}/dt$ и величины угловой скорости поворота блока (скорости деформации) $\dot{\theta} = d\theta/dt$ при значениях параметров $\alpha \approx 0{,}4 - 0{,}8$ и $\mu \approx 10 - 3$.

$$\frac{du}{d\eta} = -\alpha u(1-u^2) + \\ + \frac{\mu}{2}(1-u^2)\,\mathrm{sech}^2\left(\frac{\mathrm{X}}{\sqrt{1-u^2}}\right)\mathrm{th}\left(\frac{\mathrm{X}}{\sqrt{1-u^2}}\right)$$

$$\frac{d\mathrm{X}}{d\eta} = u - \frac{\mu}{2}u\mathrm{X}\,\mathrm{sech}^2\left(\frac{\mathrm{X}}{\sqrt{1-u^2}}\right)\mathrm{th}\left(\frac{\mathrm{X}}{\sqrt{1-u^2}}\right)$$

Безразмерные координаты X и скорости u рассчитывались с помощью последних соотношений методом Рунге-Кутта, а затем подставлялись в (2).

Начальные условия $x_0 = 0$, $t_0 = 0$, $u_0 = 10^{-10}$ ($u = U/c_0$ — безразмерная скорость) выбирались таким образом, чтобы скорость деформирования не превышала значения $\dot{\theta}_0 \leqslant 10^{-13}$ с$^{-1}$, что близко к средней скорости деформации в сейсмоактивных [9] и вулканических [7] областях и заметно отличается от глобальной средней скорости деформации (вращения отдельных блоков) в различных регионах Земли, оцениваемой величиной $5{,}5 \cdot 10^{-16}$ с$^{-1}$ $\approx$ 1–2 град/млн лет [10]. Следует отметить, что значение скорости 10–13 с$^{-1}$ по порядку величины близко теоретической модельной оценке величины угла $\beta_0 \approx 10^{-2}$ град., на который в рамках ротационной модели поворачивается «элементарный» сейсмофокальный блок между двумя последовательными во времени сильнейшими землетрясениями с очагами в его пределах.

При этом скорость распространения локализованной волны уже не является величиной постоянной, так как кроме угловой скорости вращения тела Ω зависит также и от параметров α и μ.

На рис. 1 в качестве примера приведено характерное численное решение возмущенного уравнения СГ.

Видим, что зависимости $V(t)$ имеют точки, в которых скорость волны достигает своего максимального значения, после чего плавно выходит на асимптотику. Анализ показал, что для режима замедленного сейсмического процесса, при котором взаимодействие блоков (очагов землетрясений) между собой осуществляется в основном за счёт медленных движений — крипа, асимптотическое значение скорости передачи ротационных деформаций составляет $c_0 \approx 1 - 10$ см/с [2].

Интервалы времени, в течение которых форшоки и афтершоки происходят относительно сильнейших толчков, соотносятся в пропорции $\Delta t_a/\Delta t_\phi = 69/11 = 6{,}3$ [3], близкой к отношению продолжительностей максимумов скорости деформации $\dot{\theta}$ $\Delta t_{\theta max2}/\Delta t_{\theta max1} = 6 \pm 2$. В то же время, при близости значений магнитуд наиболее сильных форшоков и афтершоков: $M_\phi \approx M_a$, их числа N_a и N_ϕ, а, следовательно, и суммарные сейсмические энергии E_a и E_ϕ, выделяемые в течение форшоковой и афтершоковой стадий, соотносятся между собою в пропорции $N_a/N_\phi = E_a/E_\phi = 2{,}3$, близкой к отношению величин максимумов скоростей деформации $\dot{\theta}_{max2}/\dot{\theta}_{max1} = 2 - 2{,}5$.

Интерпретация графика скорости деформации $\dot{\theta}$ может быть следующей. Особенностью взаимодействия сейсмофокальных блоков, по сути, является перераспределение и высвобождение накопленных напряжений при землетрясении, которое происхо-

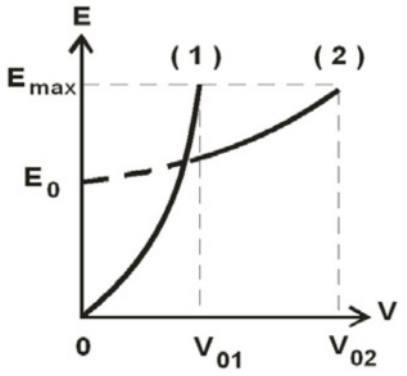


Рис. 2. Волновые решения $E(V)$ СГ-уравнения [6]: 1 — солитоны; 2 — экситоны., — характерные скорости процесса, соответствующие «предельным» энергиям.

дит в результате локализации неустойчивой деформации в определённый момент времени (минимум на графике $\dot{\theta}$). В рамках такого подхода, первой и второй стадиям взаимодействия тектонической волны с сейсмофокальным блоком (первый и второй максимумы на кривой $\dot{\theta}$) могут соответствовать форшоковая и афтершоковая стадии сейсмического цикла.

Таким образом, ротационная модель позволяет количественно описать такие важные свойства сейсмического процесса, как его форшоковую и афтершоковую стадии и заключенную между ними «особенность» — сильнейшее землетрясение.

Уравнение синус-Гордона имеет много решений. Моделируя движения в длинных молекулярных цепях, А. С. Давыдов показал [6], что волновые движения в таких цепях описываются двумя типами возбуждений: солитонами и экситонами (в смысле [6]) (рис. 2). Характерными для таких решений являются «предельные» скорости, соответствующие максимальным энергиям возбуждения E_{max}: V_{01} и V_{02}.

Справедливы следующие соотношения: $0 \leqslant E \leqslant E_{max}$, $0 \leqslant V \leqslant V_{01}$ для солитонного решения и $0 \leqslant E_0 \leqslant E \leqslant E_{max}$, $v_{01} \leqslant V \leqslant V_{02}$ для экситонного. E_{max} — максимальное значение энергии, соответствующее наибольшим значениям магнитуд землетрясений;E_0 — значение энергии, соответствующее коллективному возбуждению всей совокупности молекул в цепочке (т. е. очагов землетрясений в сейсмическом поясе в геосреде), как целой, остающейся неподвижной, со скоростью $V = 0$.

По данным о скорости миграции очагов тихоокеанских землетрясений с глубинами гипоцентров менее 100 км, опубликованным в [1], глобальная (вдоль окраины Тихого океана) и локальная (в очагах индивидуальных землетрясений) миграционные зависимости, предельные значения скоростей и соответствующие им наибольшие магнитуды составляют (рис. 3):

$$\begin{gathered} M_1 \approx 2 \lg V_1, \\ V_{1,max} \approx 1 - 10 \text{см/с}, \quad M_{1,max} \approx 8{,}5 - 9 \end{gathered} \tag{4}$$

$$\begin{gathered} M_2 \approx 2 \lg V_2, \\ V_{2,max} \approx 4 - 8 \text{км/с}, \quad M_{2,max} = 8{,}3 \end{gathered} \tag{5}$$

Показано [4], что теоретические модельные для молекулярных цепей и экспериментальные миграционные для цепочек очагов землетрясений зависимости качественно совпадают между собой. Это позволяет интерпретировать экспериментальные миграционные зависимости (4) и (5) как солитонное и экситонное решения СГ уравнения, имеющие характерные предельные скорости $V_{01} = V_{1,max}$ и $V_{02} = V_{2,max}$. При этом предельное значение скорости миграции $V_{1,max} \approx 1 - 10$ см/с совпадает с характерной скоростью c_0, полученной в рамках ротационной блоковой модели геосреды, что даёт возможность интерпретировать последнюю как предельную скорость солитонного решения уравнения синус-Гордона V_0.

Известно, что солитонные решения СГ-уравнения характеризуются рядом важных свойств, соответствующих свойствам реальных элементарных частиц [Гапонов-Грехов и др., 1979], в то время как экситоны являются такими возмущениями, которые в линейном приближении вырождаются в обычные волны [6], в нашем случае — в продольные (P) и поперечные (S) сейсмические (s) волны V^s. Поэтому выявленные в рамках ротационной модели солитонное V_{01} (4) и экситонное V_{02} (5) решения с характерными предельными скоростями:

$$V_{1,max} \approx V_{01} \approx c_0, \quad V_{2,max} \approx V_{02} \approx V^s, \tag{6}$$

по сути, являются новым типом упругих волн в твёрдых телах — ротационными волнами [1, 4], которые представляют собой уединенные волны, поляризованные перпендикулярно к направлению распространения [2].

В работе [4] показано, что в рамках ротационной модели взаимодействие между блоками имеет своеобразный корпускулярно-волновой характер и осуществляется двумя способами. Во-первых, близкодействием — путём обмена моментами рядом расположенных блоков, а не за счёт (как в моментной теории упругости) трения вдоль их границ, которое в рамках ротационной модели препятствует взаимодействию блоков. В качестве примеров такого взаимодействия можно привести сильнейшие землетрясения-дуплеты (и мультиплеты) с близкорасположенными очагами, при которых кроме сильных сотрясений на обширных участках поверхности Земли всегда возбуждаются интенсивные собственные колебания планеты. Во-вторых, дальнодействием — путём обмена энергиями между блоками на больших (много больше размера блока) расстояниях. Примеры такого взаимодействия в сейсмологии также широко известны — это «миграция» очагов землетрясений вдоль сейсмических поясов на многие десятки тысяч километров, удаленные форшоки и афтершоки и пары землетрясений.

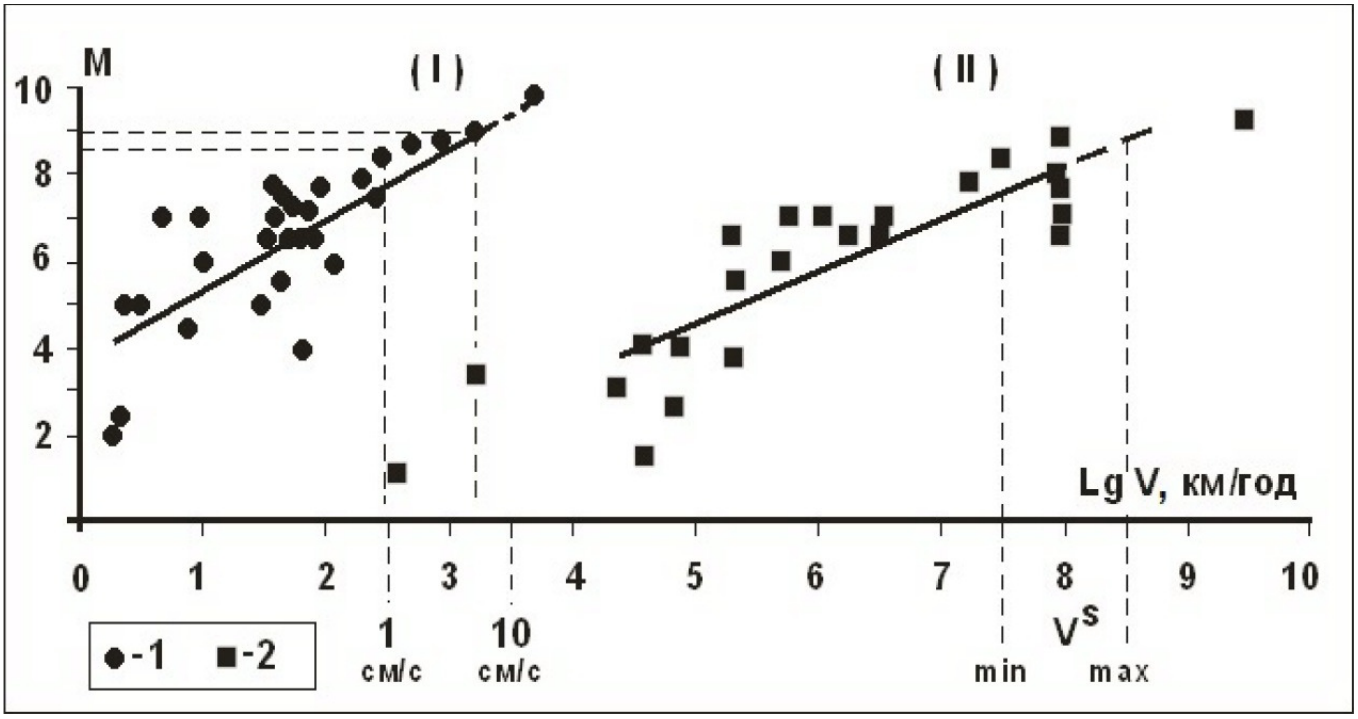


Рис. 3. Значения скоростей глобальной (1 — вдоль всей окраины) и локальной (2 — в пределах индивидуальных очагов сильных землетрясений) миграций тихоокеанских землетрясений как функции их магнитуды M [1]: (I), (II) — глобальная и локальная зависимости $M(\lg V)$ соответственно, определённые методом средних квадратов; V^s — скорость сейсмических волн.

1.2 В процессе исследования миграции сейсмической и вулканической активности в пределах трёх наиболее геодинамически активных поясов планеты (окраина Тихого океана, Альпийско-Гималайский пояс и Срединно-Атлантический хребет) был выявлен параметр p, чувствительный к геодинамическим обстановкам в регионах: $p_+ > 0$ для областей сжатия и $p_- < 0$ для областей растяжения [11]. Оказалось, что $p_+ + p_- \to 0$, что наделяет параметр p свойствами, близкими свойствам сохраняющейся векторной величины. В рамках ротационного моделирования геодинамического процесса, протекающего в блоковой среде, сохраняющемуся векторному параметру p может быть придан смысл момента. Тогда исходное уравнение (1) может быть переписано в виде:

$$\frac{\partial^2\theta}{\partial\xi^2} - \frac{\partial^2\theta}{\partial\eta^2} = \mathrm{sign}(p)\sin\theta \qquad (7)$$

Полученное уравнение (7) является дальнейшим развитием ротационной модели движения блоковой геосреды, отвечающим закону сохранения момента и позволяющим описывать закономерности сейсмической и вулканической активности во всём их многообразии.

2. В течение геологических отрезков времени (миллион лет и более) «твёрдая» Земля с достаточно хорошим приближением может рассматриваться как текучая среда, по свойствам близкая к жидкости. Тогда в «геологическом» приближении, когда геосреда имеет реидные (невязкие) свойства, можно наметить другой путь аналитического изучения закономерностей её движения. А именно: в рамках известной задачи Дирихле (1860) о вращающемся объёме гравитирующей невязкой жидкости, сохраняющем свою эллиптическую форму. В классическом виде эта задача сформулирована следующим образом [1]: «Дана однородная несжимаемая масса гравитирующей жидкости. Допускают ли законы гидродинамики такое движение этой массы, чтобы её форма в любой момент оставалась эллипсоидальной, а поле скоростей жидкости — линейным по координатам?»

Геологическим проявлением таких движений могут являться, например, вихревые структуры земной коры, впервые описанные в 1928 г. Ли Сыгуаном. Важные результаты, доказывающие существование во вращающихся реальных системах, включая планеты и звезды, внутренних движений «вихревой» природы, были получены Б. Риманом (1866), Чандрасекхаром (1983), Б. П. Кондратьевым (2003) и др. [1]

В качестве примера на рис. 4 приведён результат одного из инструментальных геодезических наблюдений из работы геофизика Т. Рикитаке [8], на котором отчётливо видна «вихревая» структура векторов смещения триангуляционных пунктов.

Проблема вихревых геологических структур в работах геологического профиля только затрагивается; полностью отсутствуют работы, в которых было бы приведено достаточно полное описание всего спектра наблюдаемых на поверхности Земли



Рис. 4. Векторное изображение смещений триангуляционных пунктов I класса полученных в результате двух периодов наблюдений в конце XIX — начале XX вв. и в середине XX в., отстоящих друг от друга приблизительно на 60 лет [8].

вихревых структур с указанием их пространственных и временных параметров. Никем до сих пор не создан каталог вихревых структур, пригодный для анализа, например, статистического. В геофизических же работах проблема вихревых структур, вообще говоря, практически не обсуждается.

Мы полагаем, что вихревые геологические структуры могут являться решениями проблемы Дирихле-Римана, которые на поверхности земной коры могут проявляться в виде течений вихревой формы.

Это направление исследований может рассматриваться совместно с представлениями нелинейной физической акустики, в которой трансляционные движения среды могут являться следствием её нелинейных свойств в результате радиационного давления.

Таким образом, моделирование геодинамических движений, протекающих в блоковой геологической среде, может быть сведено к решению задач 1–2, аналитическое содержание которых выше представлено уравнениями синус-Гордона (1), (3), (7) и задачей Дирихле-Римана.

Список литературы

1. *Викулин А. В.* Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика: сб. тр. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. 407 с.
2. *Викулин А. В., Быков В. Г., Лунева М. Н.* Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычисл. технологии. 2000. Т. 5. № 1. С. 31–39.
3. *Викулин А. В., Викулина С. А., Митякин В. П.* Сценарий возможного сейсмического воздействия на Петропавловск-Камчатский в результате катастрофического землетрясения. М.: ИЛ АН СССР. 1991. 55 с.
4. *Викулин А. В., Иванчин А. Г.* О современной концепции блочно-иерархического строения геосреды и некоторых её следствиях в области наук о Земле // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2013. № 3. С. 67–84.

5. *Гапонов-Грехов А. В., Рабинович М. И.* Л. И. Мандельштам и современная теория нелинейных колебаний и волн // Успехи физ. наук. 1979. Т. 128. Вып. 4.

6. *Давыдов А. С.* Солитоны в квазиодномерных молекулярных структурах // Успехи физ. наук. 1982. Т. 138. Вып. 4. С. 579–624.

7. *Мелекесцев И. В.* Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы её применения // Проблемы глубинного вулканизма. М.: Наука. 1979. С.125–155.

8. *Рикитаке Т.* Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и её обрамлении // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир. 1970. С.216–236.

9. *Родионов В. Н., Сизов И. А., Цветков В. М.* Основы геомеханики. М.: Недра. 1986. 301 с.

10. *England P., Molnar P.* The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // Geophys. J. Int.. 1997. 130. *N* 3. P.551–582.

11. *Vikulin A. V., Akmanova D. R., Vikulina S. A., Dolgaya A. A.* Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. № 1. P. 1–18. DOI:10,5800/GT-2012–3-1–0058

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК

Л. И. Гонтовая[1], В. А. Ермаков[2], С. Л. Сенюков[3], З. А. Назарова[3]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, lecya@emsd.ru*

[2] *Институт физики Земли РАН, г. Москва*

[3] *Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

К вопросу о тектономагматической модели вулкана Плоский Толбачик и его ареальных зон

На основе комплексного анализа геологических и геофизических данных, в частности сейсмологии взрывов и землетрясений, предложена тектоническая модель земной коры в районе вулкана Плоский Толбачик и зоны его ареальных извержений. Стабильные и временно живущие в земной коре и вулканическом конусе вулкана магматические очаги локализованы в единой зоне круто наклоненного глубинного разлома. Корни разлома соответствуют зоне горизонтального сжатия (детачмента) в средней коре.

Введение

Значительная протяжённость и однородность разрывов земной коры, их постоянная вулканическая активность при сравнительной однородности состава вулканитов (базальтов) позволяют диагностировать разрывы и трещины ареальной зоны вулкана Плоский Толбачик (далее Пл Тлб) как глубинный разлом (ГлР). Природа ГлР и его кинематика до конца не выяснены, хотя в [1] приводится ряд соображений по этому вопросу. Кроме того, ранее глубина заложения ГлР оценивалась примерно в области перехода земная кора — верхняя мантия (то есть не меньше 30–35 км). Однако новые данные, в частности полученные методом локальной сейсмотомографии, позволили по-другому оценить как глубину ГлР, так и его влияние на образование магм.

Данные корреляционного метода преломленных волн (КМПВ).

В 1975–76гг был выполнен профиль КМПВ, который пересек Северный прорыв (СП) БТТИ в направлении СЗ-ЮВ. Результаты интерпретации полученных данных представлены в [1] и других публикациях. Нами предлагается иной вариант обработки первичных годографов, зарегистрированных вдоль этого профиля, с использованием пакета программ моделирования скоростного поля (SEISMOD), В целом, рассчитанный сейсмический разрез имеет сходство с ранее построенным, однако есть и отличия. Прежде всего, они касаются большей контрастности скоростной структуры, четкости выделения области инверсии скорости под прорывом (вероятно, магмоочага) и зоны разлома, которая разделяет верхнюю кору на два блока (по обе стороны СП), с тенденцией наклона этой зоны к ЮВ (рис. 1). Согласно разрезу можно предполагать, что в верхней части глубинного разлома (ГлР), на глубинах до 3–4 км, происходит деформация его верхнего крыла в силу появления локальных магматических очагов (ареальных центров), разрушения и, возможно, локальной смены напряженного состояния уже в силу вулканотектонических причин. Происходит формирование небольших оперяющих грабенов со структурами сбросов. В образовании этих поверхностных структур принимает участие магма (с её высоким интрузивным давлением).

Особенности сейсмичности.

Объемное распределение гипоцентров землетрясений проанализировано вдоль серии вертикальных сечений земной коры, ориентированных вкрест ареальной зоны ГлР. На всех разрезах подавляющая часть землетрясений характеризует правую Ю-В сторону ГлР, что, вероятно, и определяет наблюдаемый характер сейсмотектонических деформаций. Обращает на себя внимание также и то, что все землетрясения изученного типа локализованы в коре, на глубинах преимущественно менее 20 км (1) и наблюдается ослабление сейсмичности на том участке ГлР, который соответствует наклонному выводному каналу Пл Тлб (2). При комбинации разреза КМПВ и главного наклонного магмовода Пл Тлб, который чётко проявляется в картине сейсмичности, получается, что это взброс и в этом случае сейсмичность действительно связана с его верхней пластиной. Значит, в землетрясениях должны проявиться структуры сжатия. Из этого также следует, что площадь с запада от центральной линии разлома опускается; это чётко видно на разрезе КМПВ. Хотя также следует из беглого анализа распространения лавовых потоков за последнюю тысячу лет. В целом, гипоцентры землетрясений Толбачинских ареальных зон распределены не глубже 27 км, но в основном $\leqslant$ 17 км с максимумом на 14–15 км. То есть логично предположить, что круто наклоненный взброс (возможно, взбросо-сдвиг в районе побочных конусов ЮЗ ареальной зоны) на глуби-

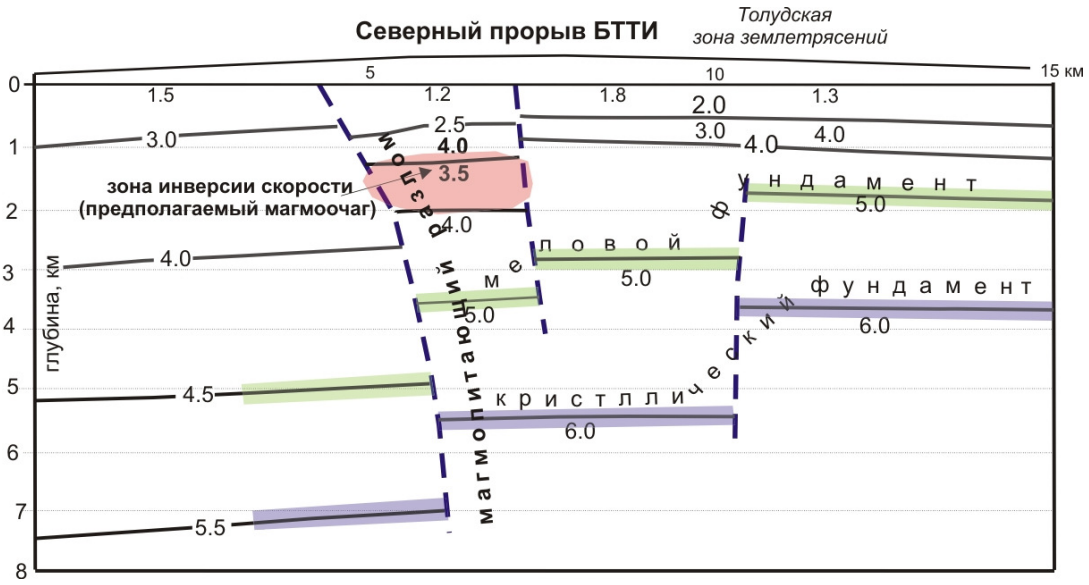


Рис. 1. Сейсмический разрез вдоль профиля КМПВ через СП БТТИ. Красной заливкой под прорывом отмечена зона инверсии скорости (магматический очаг). Значения скорости V_P вдоль сейсмических границ — в км/с

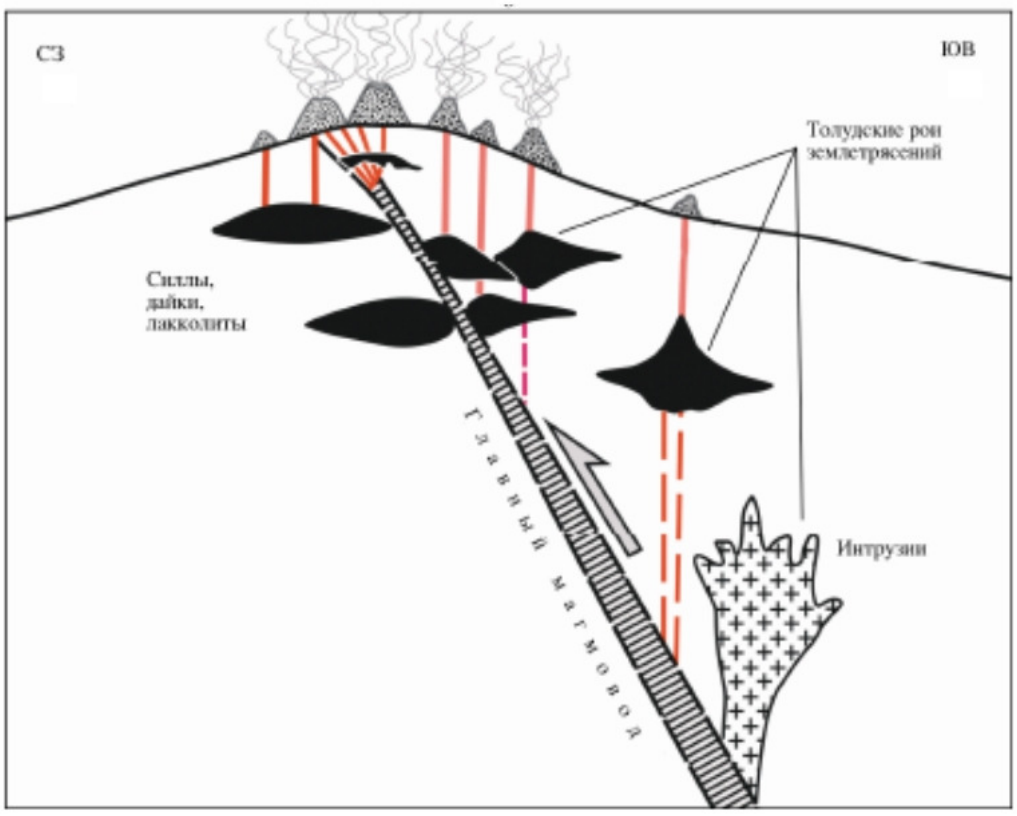


Рис. 2. Внемасштабный геологический разрез вкрест региональной зоны Толбачинского глубинного разлома. Стрелкой отмечен вероятный характер движений

нах от 5 до 17–20 км выполаживается и в своих корневых частях расщепляется на серию разрывов, образуя зону «рефлективити». Принципиальная схема соотношения ГлР с магматическими очагами (интрузиями) и сопровождающей их сейсмичностью показана на рис. 2.

Данные локальной сейсмической томографии.

На горизонтальных сечениях объёмной скоростной модели под ареальными зонами ПлТлб в интервале глубин 10–15 км отмечены отрицательные аномалии скорости V_P (10–12%) и повышенные значения параметра V_P/V_S (1,8–1,9), что, вероятно, свя-

зано с насыщением коры флюид/расплавами [2]. Зона пониженной скорости на этом участке фиксируется лишь на этих глубинах под СВ ареальной зоны; Ю-ЮЗ её часть не была просвечена сейсмическими лучами. Скоростные аномалии приурочены к глубине ~ 10 км; это апикальная часть аномальной зоны ГлР, а далее на СВ в направлении Зиминых сопок их глубина составляет 14–15 км. Заметим, что в голоцене СВ ареальная зона значительно менее активна, чем Ю-ЮЗ. Полученные данные позволяют предположить наличие магматических источников ареального вулканизма в изученном районе на глубинах 10–15 км, то есть в средней коре. В работе [3] показан механизм формирования волноводов в средней части коры. Присутствие магмы лишь усиливает этот процесс их формирования. Наклонные разломы возникают при «переориентации главного сжатия от вертикали к горизонтали с ростом глубины» и на глубинах ~ 18 км выполаживается. Наклон разлома, точнее его расширенные корни, соответствуют горизонтальному сжатию средней коры. Именно переориентация главных напряжений с ростом глубины может быть связана с формированием детачмента, который развивается между верхней и нижней корой. Вместе с тем корни наклонного разлома оказываются идеальной структурой для локализации магмы. Таким образом, намечается определённая последовательность взаимодействия разломов и магматического вещества, которое поднимается с глубин области генерации. Некоторые особенности подъёма магмы от зоны генерации к средней коре были рассмотрены нами ранее.

Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг. М.: Наука. 1984. 683 с.
2. *Ермаков В.А., Гонтовая Л.И., Сенюков С.Л.* Тектонические условия и магматические источники нового Толбачинского трещинного извержения (п-ов Камчатка). Геофиз. процессы и биосфера. 2014. Том. 13. № 1. С. 5–33.
3. *Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.

Подписи к рисункам

УДК 51.214.6(571.645)

А. С. Долгаль[2], Н. В. Зарубина[2], А. Н. Иваненко[3], М. В. Иванов[4], П. Н. Новикова[1], П. Е. Михайлик[2], Е. В. Михайлик[2], В. А. Рашидов[6]

[1] *Горный институт УрО РАН, Пермь,*
[2] *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток,*
[3] *Институт океанологии РАН, г. Москва,*
[4] *Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток,*
[5] *Дальневосточный федеральный университет, Владивосток,*
[6] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский*

Геолого-геофизические исследования гайота Сет (С-З Пацифика)

Гайот Сет (Seth), являющийся западным окончанием подводных гор Маркус-Уэйк (рис. 1), был обследован в 13-м рейсе НИС «Вулканолог» в 1982 г. [1–3] и в 6-м рейсе НИС «Томас Вашингтон» в 1991 г. [6].

В 13-м рейсе НИС «Вулканолог» комплекс геолого-геофизических исследований включал эхолотный промер глубоководным эхолотом «WD-110M», непрерывное сейсмоакустическое профилирование в одноканальном варианте в модификации метода центрального луча с применением электроискрового источника типа «спаркер», модульную гидромагнитную съёмку квантовым магнитометром КМ-2 и драгирование цилиндрическими драгами.

Гайот Сет поднимается с глубин 5750–5700 м (рис. 1а), имеет поперечные размеры 53×55 км и слегка вытянут в направлении с юго-востока на северо-запад. Его плоская вершина размером 6×9 км расположена на глубине 1100 м и в её пределах отмечены две отличительные глубины: 1040 м и 1060 м. Крутизна склона у подножья гайота составляет $\sim 7°$, увеличиваясь до 25–30° в привершинной части.

Склоны гайота осложнены значительным количеством небольших возвышенностей с относительной высотой, достигающей 100 м. У его подножья отмечен кольцевой ров глубиной до 130 м, который, возможно, свидетельствует о прогибе литосферы под тяжестью гайота.

Подножие гайота, судя по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования, на глубинах >4,5 км перекрыты толщей предполагаемых рыхлых отложений, а плоская вершина — горизонтально-слоистыми, по-видимому, лагунными отложениями мощностью $\leqslant$ 100–150 м.

При драгировании вершины гайота в 13 рейсе НИС «Вулканолог» в интервале глубин 1080–1060 м были подняты фосфориты, покрытые железомарганцевой корочкой, а при драгировании северного склона гайота в интервале глубин 2000–1800 м — глыбы органогенных известняков, железомарганцевые конкреции и корки, а также обломки оливинового базальта (рис. 2) [1–3].

При драгировании в 6 рейсе НИС «Томас Вашингтон» на северном склоне в интервале глубин 3600–2400 м были подняты базальты, лавовые брекчии, фосфориты, и железомарганцевые корки, а на западном склоне в интервале глубин 3400–3200 м — базальты и железомарганцевые корки [4]. Содержание марганца в драгированных корках изменяется в диапазоне 18,6–23,0 вес.%.

Возраст драгированных базальтов, определённый $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом, изменяется в диапазоне от 114,0 $\pm$1,3 млн лет до 139,3 $\pm$0,7 млн лет [7, 8]. Возраст постройки, определённый палеомагнитным методом составляет около 80–90 млн лет [4].

Аномальное магнитное поле (АМП) ΔTa, измеренное над гайотом, характеризуется отрицательными значениями над вершиной постройки и положительными значениями — над склонами. Максимальная амплитуда аномалии, приуроченный к гайоту, составляет 960 нТл (рис. 1б).

Первоначальная интерпретация показала, что средняя намагниченность подводной постройки составляет $\sim$ 2–3 А/м, а наблюденная аномалия магнитного поля обусловлена базальтами, слагающими ядро гайота, а не драгированными слабомагнитными железомарганцевыми корками и известняками [4].

Гидромагнитные измерения, выполненные в 13-м рейсе НИС «Вулканолог», были дополнены данными из базы GEODAS — более 6300 погонных км съёмки за период 1960–2000 гг. С помощью оригинальной технологии удалось свести эту разнородную информацию в единый цифровой массив с относительной погрешностью значений поля менее 4%.

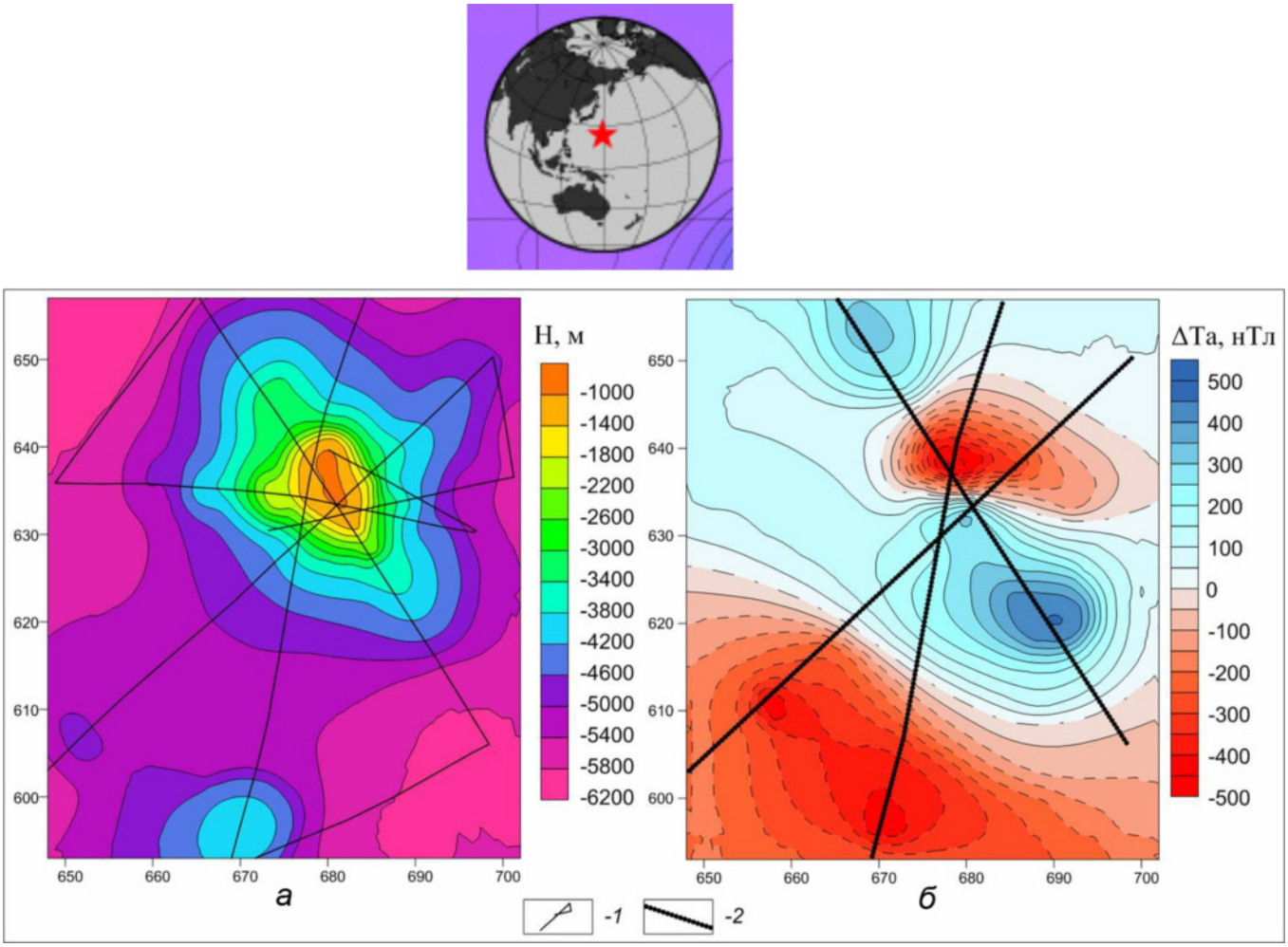


Рис. 1. Местоположение, батиметрия (а) и аномальное магнитное поле (б) гайота Сет: 1 — галсы; 2 — интерпретационные профили.

Это позволило синтезировать карту АМП на площади размером $\sim 150 \times 200$ км, содержащую внутри себя гайот Сет [3], и существенно повысить качество последующих интерпретационных построений. По методу магнитных моментов получены оценки среднего направления эффективной намагниченности для всей площади: склонение $D = -19{,}9°$, наклонение $I = -27{,}1°$, палеоширота $\varphi = -14{,}4°$, что лучше согласуется с датировками абсолютного возраста [7, 8], чем результаты выполненного ранее палеомагнитного анализа [4].

Анализ морфологии АМП и его трансформант осуществлялся с помощью ранговых фильтров и других современных технологий обработки изображений (скелетонизация, морфинг, водораздел и т. д.), а полученные оценки D и I использовались для предварительной редукции аномалий к полюсу (рис. 3а). Этот массив послужил основой для последующих расчётов (рис. 3б-г). Анализируемая область была разбита на набор сопряженных непересекающихся многоугольников, центрами которых служат локальные максимумы модуля аналитического сигнала (рис. 3г). Посредством этого осуществилось сегментирование изучаемой площади на набор подобластей, внутри каждой из которых находится минимальное количество особенностей поля, с целью локализации источников аномалий в плане.

Для изучения глубинного строения гайота Сет выполнялись томографический анализ АМП, решение смешанной обратной задачи магниторазведки (ОЗМ) монтажным методом и построение 3D-интерполяционной модели источников (рис. 4) [1]. Для интерпретации были выбраны три наиболее протяжённых галса, проходящих через вершину вулканической постройки. В результате было выделено три субвертикальных магнитовозмущающих объекта. Эффективная намагниченность объекта 2, находящегося непосредственно под вершиной вулканической постройки, $J_{эф} = 3$ А/м со средним углом намагничения $\alpha = 87°$; объект 1 обладает $J_{эф} = 3{,}6$ А/м и $\alpha = 83°$; объект 3 — $J_{эф} = 5$ А/м и $\alpha = 87°$. Объект 1 заключён в интервале глубин 4,5–20 км и обладает наибольшими поперечными размерами, превышающими 10 км; объект 2 выходит к поверхности вершины вулканической постройки и прослеживается до глубины порядка 15–18 км;



Рис. 2. Железомарганцевые образования гайота Сет, драгированные в 13 рейсе НИС «Вулканолог».

объект 3 характеризуется наиболее мощной верхней частью и расположен в глубинном интервале 4,5–20 км. На основании 2,5D-моделирования монтажным методом была сформирована интерполяционная трехмерная модель источника поля (рис. 4б) и три вышеописанных объекта объединены в верхней части изучаемого геологического пространства. Магнитовозмущающее тело, соответствующее застывшей магматической системе гайота, обладает сложной морфологией с внушительными как горизонтальными, так и вертикальными размерами.

Оригинальная интерпретационная технология моделирования данных гидромагнитной съёмки позволила выявить подводящие каналы гайота Сет, которые могут ассоциироваться с многожерловой структурой вулканической постройки и выполнить оценку петромагнитных свойств пород в естественном залегании.

Железомарганцевые образования, драгированные в 13 рейсе НИС «Вулканолог» (рис. 2), изучены комплексом современных методов [1]: минеральный состав методом порошковой дифрактометрии на рентгеновских дифрактометрах ДРОН-4 и «Rigaku»; химический состав методами атомно-эмиссионной спектрометрии и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP AES и ICP MS), в Центре коллективного пользования (ПЦЛЭИА) Дальневосточного геологического института ДВО РАН, а также атомно-адсорбционной спектрометрии с использованием отечественного анализатора ртути РА-915+ с пиролитической приставкой ПИРО-915.

Полученные данные свидетельствуют об уникальности железомарганцевого рудогенеза гайота Сет.

На станции В13–1 (глубина 1060–1080 м) подняты слоистые пелитоморфные фосфориты (франколит) покрытые до 1 мм железомарганцевой пленкой (вернадит), в которой установлено «ураганное» (т. е. более 1000 мг/т) содержание ртути — 4120 мг/т (рис. 5, таблица).

На станции В13–2 (глубина 1800–2000 м) среди рудного вещества установлены только фрагменты железомарганцевых корок без субстрата, которые относятся к кобальтомарганцевым коркам (КМК). Содержание ртути здесь достигает 1270 мг/т (таблица). Морфологическая типизация исследованных образцов по текстурно-структурным признакам позволила выделить четыре группы (таблица). Три группы соответствуют полному сводному разрезу КМК Маркус-Уэйк и Магеллановых подводных гор

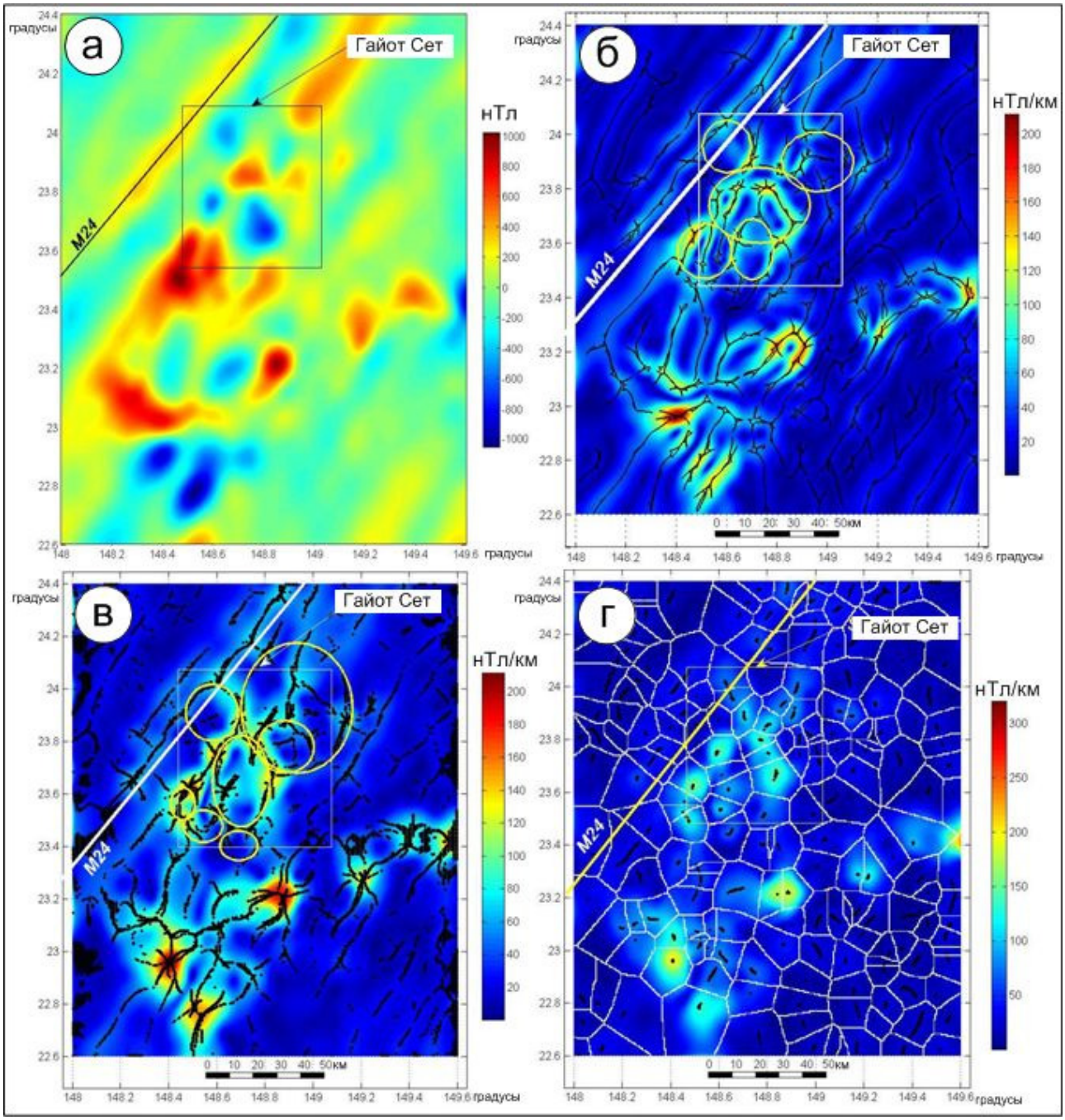


Рис. 3. Анализ морфологии АМП и его трансформант: а — редукция поля ΔTa к полюсу; б — морфоанализ максимумов горизонтального градиента поля; в — морфоанализ модуля аналитического сигнала поля; г — сегментирование изученной площади. M24 (153,9 млн лет) — идентифицированная линейная магнитная аномалия.

и гайотов (нижний фосфатизированный антрацитовидный — I слой, средний пористый — II слой, верхний буроугольный — III слой) и четвертый — вновь образованный IIIA слой. Основными минералами в I группе являются франколит и вернадит, во II группе — вернадит с примесью кварца, в группах III и IIIA основной минерал вернадит, а среди нерудных — примесь кварца, плагиоклаза и кальцита.

Химический состав породообразующих элементов образцов КМК станции В13–2 согласуется с проведённой типизацией. Этому подтверждению служат и данные о содержании редкоземельных элементов и иттрия (REY), которые наиболее чутко реагируют на процессы формирования железомарганцевых образований (рис. 6).

Полученные результаты исследований свидетельствуют о том, что первые три слоя соответствуют полному разрезу КМК Маркус-Уэйк и Магеллановых подводных гор, были сформированы гипсометрически выше по склону и в результа-

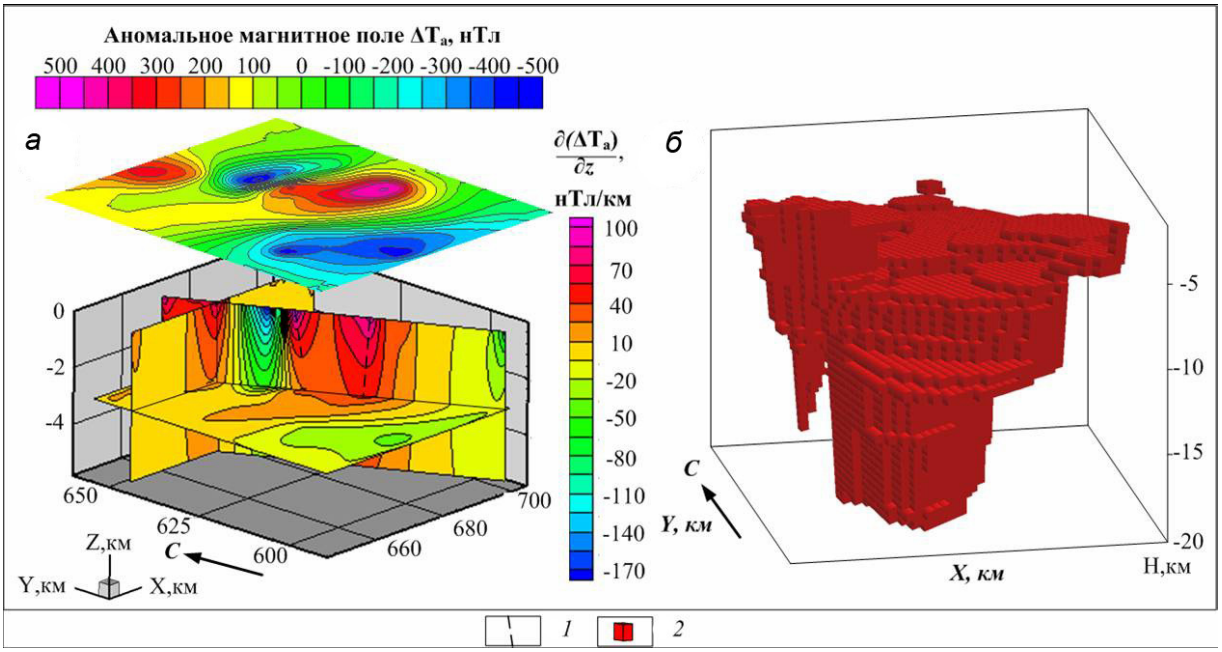


Рис. 4. Интерпретационная томография АМП (а) и 3D-модель глубинного строения гайота Сет (б): 1 — оси подводящих каналов; 2 — единичный элемент.

Химический состав КМК гайота Сет.

Слой КМК	I					II			III			IIIA	
№ образца	B13-2/1-1	B13-2/1-2	B13-2/2-2	B13-2/2-3	B13-2/4	B13-2/7-3	B13-2/7-4	B13-2/5	B13-2/7-1	B13-2/7-2	B13-2/2-1	B13-2/3-в	B13-2/3-б
	% масс.												
Si	2,68	2,05	2,42	2,00	2,43	5,00	3,68	4,53	6,29	4,62	5,53	6,13	4,74
Ti	0,46	0,57	0,53	0,63	0,52	1,23	1,03	1,06	0,77	0,82	0,95	0,85	1,10
Al	0,90	0,67	0,71	0,54	0,69	1,34	1,03	1,13	1,17	0,87	1,27	1,33	1,07
Fe	8,02	6,55	9,45	8,41	7,33	13,96	11,97	13,35	19,70	17,13	17,95	17,48	19,07
Mn	13,41	13,76	12,17	14,25	12,64	21,46	25,87	25,11	18,41	20,48	19,30	19,59	22,00
Mg	0,68	0,63	0,59	0,58	0,59	0,93	1,03	1,06	0,88	0,89	0,92	0,92	0,95
Ca	21,73	21,07	22,43	19,98	21,88	3,02	2,73	2,84	2,27	2,31	2,73	2,54	2,84
Na	1,36	1,46	1,28	1,54	1,26	1,66	1,65	1,95	1,63	1,66	2,18	1,76	1,93
K	0,52	0,40	0,41	0,35	0,39	0,65	0,63	0,65	0,50	0,42	0,53	0,58	0,50
P	5,59	5,34	5,64	4,91	5,49	0,50	0,32	0,27	0,39	0,37	0,38	0,36	0,41
ппп	10,52	10,91	9,83	10,99	10,56	12,28	13,26	13,42	11,87	11,51	11,47	11,20	11,63
	г/т												
Co	1775,1	2250,8	1796,9	2224,9	1729,3	5011,1	3546,2	4718,8	2996,6	3578,8	3939,5	3379,4	4352,8
La	602,5	462,9	332,6	457,7	363,5	221	188,9	184,9	262,5	292,1	271,4	256,8	301,7
Ce	1096,2	1117,3	1029,4	936,5	1044,8	1343,4	1489,8	1116,5	760,2	672,8	895,3	843,7	959
Pr	81	66,3	55,6	73,1	60,2	44,9	38	40	59,1	59,3	60,8	58,4	69
Nd	356,7	289,5	240,5	318,1	260,6	187,1	156,9	164,5	250,3	254,8	258,2	246,3	293,9
Sm	60,7	51,3	44,4	54,8	49,2	36,3	31,8	34,3	51,7	51,3	51,8	50,1	60,6
Eu	16,1	13,4	11,4	14,5	12,7	9,1	7,8	8,4	12,8	12,9	12,7	12,4	15
Gd	95	73,3	60,2	81,2	68,7	43,6	37,3	38,8	58,6	60,6	58,4	57,1	68,4
Tb	13,9	10,6	8,6	11,8	9,4	6,9	5,6	6	8,8	9,2	9,2	8,8	10,4
Dy	101,1	71,6	55,4	78,1	61,4	42,2	33,9	34,5	52,3	56,1	53,6	52,1	60,8
Y	1165,4	771,8	490,8	705,1	535,8	181,8	142,7	111,3	163	177,9	169,3	162,1	182,1
Ho	25,5	17,3	12,6	17,9	13,9	8,6	6,9	6,8	10	11,2	10,4	10	11,7
Er	85,2	56	39,1	55,4	43,2	26,0	20,8	19,9	29	32,4	30	28,6	33,6
Tm	11,9	7,7	5,2	7,3	5,8	3,6	3	2,8	3,9	4,5	4,2	4	4,7
Yb	81,6	51,3	34	48,6	37,8	23,4	19,4	19	25,8	29,5	27,4	25,8	30,2
Lu	13,5	8,4	5,4	7,7	6	3,7	3	2,8	3,8	4,4	4	3,8	4,4
сумма REY	3806,2	3068,6	2425,3	2867,8	2573,0	2181,6	2185,7	1790,4	1751,9	1729,0	1916,7	1820,1	2105,4
	мг/т												
Hg	795	577	577	918	179	275	651	849	732	294	1220	1180	1290

те дезинтеграции снесены по склону гайота Сет на данную глубину. Четвертый слой, залегающий несогласно на фрагментах КМК этих групп, судя по результатам вычислений по кобальтовому хронометру, начал отлагаться не ранее 1 млн л. н. Физико-химические условия формирования слоёв III и IIIA были близки. Кроме того, толщина слоя III среди фрагментов КМК гайота Сет и III слоя КМК Маркус-Уэйк и Магеллановых подводных гор и гйотов приблизительно одинакова. Однако по содержанию ртути четвертый слой (IIIA) резко выделяется. Аномально высокая концентрация её характерна

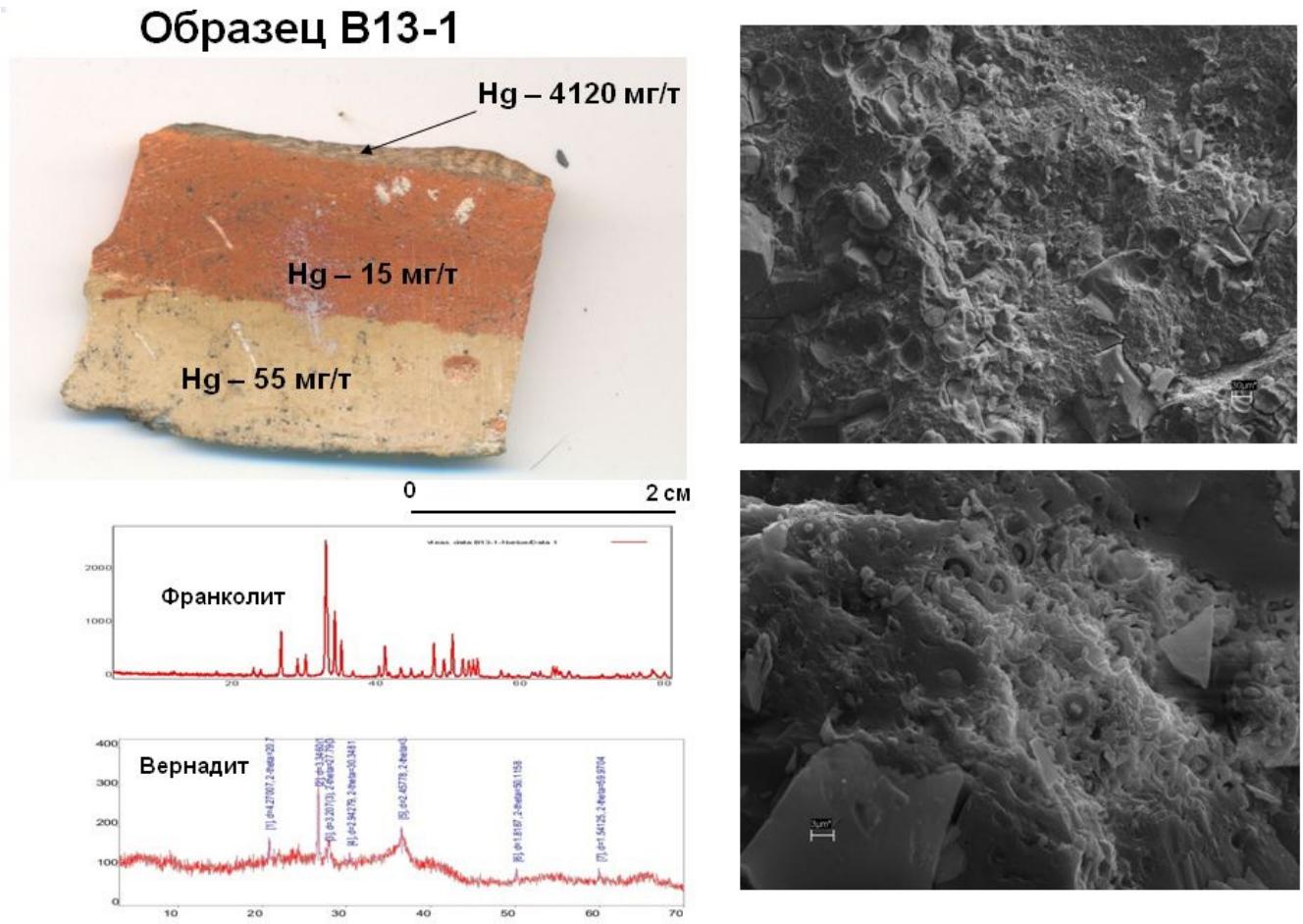


Рис. 5. Слоистые пелитоморфные фораминиферово-кокколитовые фосфориты (франколит) покрытые до 1 мм железомарганцевой пленкой (вернадит), в которой установлено содержание ртути — 4120 мг/т. Справа фотография-скан: вверху — остатки фораминефер преобладают, внизу — кокколитов.

только для современных гидротермальных железомарганцевых образований.

Мы полагаем, что столь высокое содержание ртути в гидрогенных КМК гайота Сет, по-видимому, явилось следствием плиоцен-четвертичной вулкано-тектонической активизации, проявившейся на гайотах Северо-Западной Пацифики. Среднемиоценовая вулкано-тектоническая активизация, широко проявившаяся на гайотах Северо-Западной Пацифики, не сопровождалась формированием высоких содержаний ртути в гидрогенных КМК, о чём свидетельствуют результаты анализов по концентрации этого металла (173–317 мг/т) в гидротермально проработанных нижних слоях КМК гайота Детройт. Количество ртути в гидрогенных железомарганцевых образованиях составляет 39 мг/т в Восточной Пацифике и 78 мг/т — в Западной Пацифике [5].

В результате выполненных комплексных геолого-геофизических исследований выявлены подводящие каналы гайота Сет, которые могут ассоциироваться с многожерловой структурой вулканической постройки. Получены данные, свидетельствующие об уникальности железомарганцевого рудогенеза гайота Сет, для которого характерны ураганные содержание ртути, достигающие 4120 мг/т.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15–05-01 823) и Президиума ДВО РАН (проект № 15-I-1-008о).

Список литературы

1. *Долгаль А. С., Зарубина Н. В., Иваненко А. Н. и др.* Комплексные исследования гайота Сет (С-З Пацифика) // Вулканизм и связанные с ним процессы. XVIII ежегодная научная конференция, посвящённая Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 130–134.
2. *Долгаль А. С., Иваненко А. Н., Новикова П. Н., Рашидов В. А.* Геомагнитные исследования гайота Сет (Тихий океан). Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Успенского Д. Г.. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 133–136.
3. *Долгаль А. С., Иваненко А. Н., Новикова П. Н., Рашидов В. А.* Новые данные о строении гайота Сет (горы Маркус-Неккер, Тихий океан) // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии.

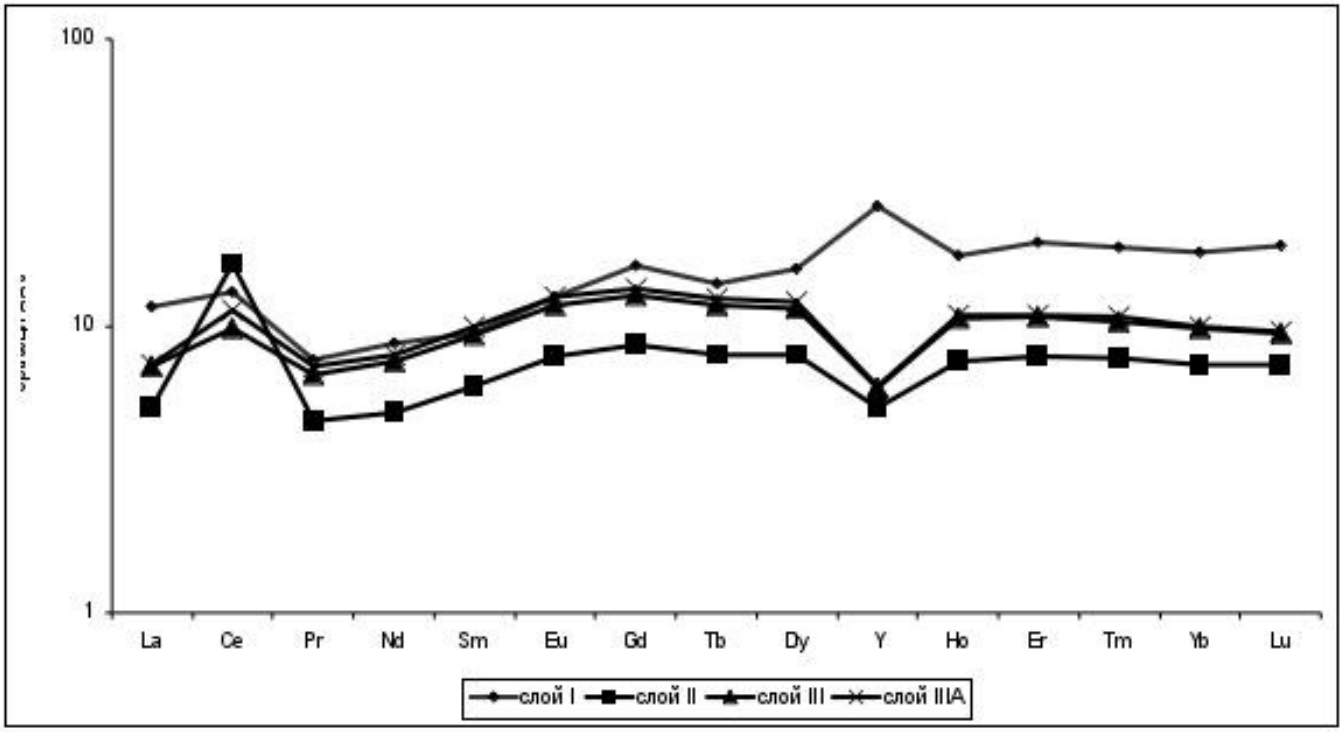


Рис. 6. Распределение средних величин сланец-нормированных редкоземельных элементов и иттрия в слоях I, II, III и IIIA в КМК гайота Сет.

Москва, 18–22 ноября 2013 г. Москва: ГЕОС, 2013. Том. 5. С. 76–80.

4. Магнитное поле океана / Отв. ред. Городницкий А. М.. — М.: Наука. 1993. 285 с.
5. *Михайлик П. Е., Ханчук А. И., Михайлик. Е.В. и др.* Новые данные по содержанию ртути в железомарганцевых корках подводных гор С-З Пацифики // ДАН, 2012. Том. 447. № 5. С. 546–551.
6. *Hein J. R., Zielinski S. E., Staudigel H. et al.* Composition of Co^{-} Rich Ferromanganese Crusts and Substrate Rocks from the NW Marshall Islands and International Waters to the North, Tunes 6 Cruise // Open File Report 97–482. Department of the Interior U.S. Geological Survey. 1997. 65 p.
7. *Koppers A. A.P.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ Geochronology and Isotope Geochemistry of the West Pacific Seamount Province. Implications for Absolute Pacific Plate Mounts and the Mount of Hotspots / Netherlands Research. School of Sedimentary Geology. 1998. Publication no. 980 701. 263 p.
8. *Koppers A. A.P., Staudigel H., Pringle M. S., Wijbrans J. R.* Shortlived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4. № 10. P. 1–49.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.2.001.57

А. А. Долгая[1,2], А. В. Викулин[1], А. И. Герус[1]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*
e-mail: adolgaya@kscnet.ru

[2] *Камчатский государственный технический университет, Петропавловск-Камчатский*

[3] *Камчатский государственный университет им. В. Беринга, Петропавловск-Камчатский*

Моделирование пространственно-временных закономерностей геодинамического процесса методом ИМСиВА

Рассмотрен авторский метод исследований пространственно-временных закономерностей (миграции) сейсмической и вулканической активности. Приведены результаты, полученные с помощью разработанного метода на основании данных наиболее геодинамически активных регионов планеты — окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта. Метод апробирован на материале Байкальской рифтовой зоны. Показано, что выявляемый с помощью метода ИМСиВА параметр p позволяет определять тип геодинамической обстановки регионов, имеющих различные масштабы — от нескольких тысяч до десятков тысяч километров.

Введение

На протяжении ряда лет авторами проводятся исследования, основанные на комплексном подходе к изучению закономерностей планетарного геодинамического (сейсмического и вулканического) процесса. Информационной основой исследования является составленная авторами база данных, содержащая в едином формате данные о землетрясениях за последние 4,1 тыс. лет и извержениях вулканов за последние 12 тыс. лет.

Анализ пространственно-временного расположения сейсмических и вулканических событий в пределах наиболее геодинамически активных регионов планеты (окраины Тихого океана (ТО), Альпийско-Гималайского пояса (АГП) и Срединно-Атлантического хребта (САХ)) показал, что события распределены вдоль длинных узких поясов, ширина которых (десятки и первые сотни километров) значительно меньше их длины (десятки тысяч километров).

Методика исследования

Для исследования пространственно-временных закономерностей геодинамического процесса авторами был предложен метод ИМСиВА (метод исследования миграции сейсмической и вулканической активности), предполагающий выполнение следующих этапов [2]:

1) Формирование исходной выборки событий. Определялся географический регион, временной интервал, диапазон магнитуд (индексов эксплозивности W для извержений) и глубин (только для землетрясений).

2) Построение координатных линий, вдоль которых изучается миграция сейсмической и вулканической активности. Линии строились путём интерполяции систем узловых точек, которые формируются по наиболее активным областям (наибольшим скоплениям событий) и потому, как правило, повторяли линии стыков тектонических плит (рис. 1). Для каждой из линий было получено параметрическое уравнение интерполирующей кривой в виде:

$$\begin{cases} \theta = \theta(\tau), \\ \lambda = \lambda(\tau), \end{cases} \qquad \tau \in [0, N-1],$$

где географические широты $\theta(\tau)$ и долготы $\lambda(\tau)$ являются кубическими дважды дифференцируемыми сплайнами, N — количество точек на линии.

3) Пересчёт географических координат событий в расстояние вдоль линии. Расстояние вдоль линии по поверхности Земли от начальной точки ($\tau = 0$) до точки с текущими координатами $\theta(\tau)$, $\lambda(\tau)$ вычислялось по формуле:

$$l = R_{\text{Earth}} \int_0^{\tau} \sqrt{\left(\frac{d\theta}{ds}\right)^2 + \cos^2\theta(s)\left(\frac{d\lambda}{ds}\right)^2}\, ds,$$

где широты θ и долготы λ измеряются в радианах, R_{Earth} — радиус Земли, $0 \leqslant l \leqslant L_{i,max}$.

4) Построение миграционных цепочек очагов землетрясений и извержений вулканов. Алгоритм выделения миграционных цепочек сейсмических и вулканических событий в пределах каждой зоны сводился к следующему: для каждого i-го события

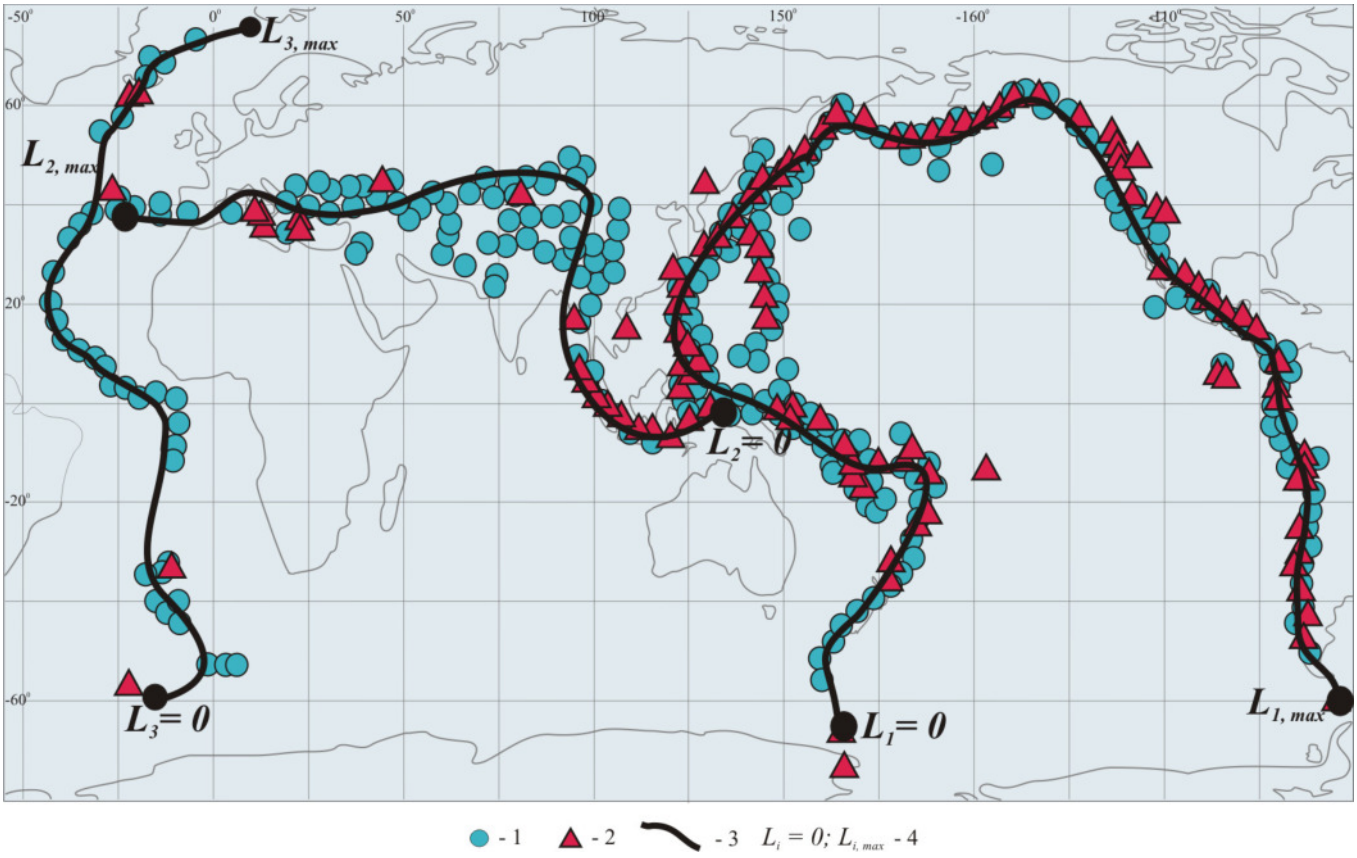


Рис. 1. Активные пояса планеты. 1 — очаги землетрясений; 2 — извергавшиеся вулканы, 3 — линии вдоль осей поясов, по которым рассчитывались координаты l очагов землетрясений и вулканов; 4 — начала ($L_i = 0$) и окончания ($L_{i,max}$) поясов: $i = 1$ — окраина Тихого океана, $i = 2$ — Альпийско-Гималайский пояс, $i = 3$ — Срединно-Атлантический хребет.

каталога со временем t_i и координатой l_i искалось такое $i+1$-е событие, время и координата которого удовлетворяли условиям $t_{i+1} \geqslant t_i, l_{i+1} \geqslant l_i$. Для каждой миграционной цепочки определялись следующие параметры: количество событий, продолжительность, протяжённость и скорость миграции, которая рассчитывалась по всем событиям методом наименьших квадратов.

Обсуждение результатов

Оказалось, что для всех регионов и энергетических диапазонов подавляющее большинство событий (около 90%) попадает в миграционные цепочки. Это обстоятельство позволяет считать миграцию характерным свойством геодинамической активности планеты.

Анализ полученных данных показал, что и для сейсмических, и для вулканических цепочек в пределах всех регионов наблюдается зависимость скорости миграции от энергетической характеристики процесса.

Значения коэффициентов зависимостей равны:

$$M \approx (7{,}6 \pm 1{,}0)\mathrm{Lg}V;\ M \approx (6{,}7 \pm 0{,}5)\mathrm{Lg}V; \quad \text{(1а,1б)}$$

$$M \approx (-4{,}6 \pm 0{,}2)\mathrm{Lg}V \quad \text{(1в)}$$

$$W \approx (-3{,}1 \pm 0{,}6)\mathrm{Lg}V;\ W \approx (-3{,}9 \pm 1{,}0)\mathrm{Lg}V; \quad \text{(2а,2б)}$$

$$W \approx (-0{,}8 \pm 0{,}2)\mathrm{Lg}V \quad \text{(2в)}$$

На рис. 2 представлено графическое отображение полученных зависимостей логарифмов скоростей миграции очагов землетрясений и извержений вулканов от энергетических характеристик процесса (M и W).

Оказалось, что наклоны «сейсмических графиков» $\lg V \approx p_{M,i} M$ для поясов, находящихся в разных геодинамических обстановках, существенно различны: сейсмические зависимости $M_{\mathrm{ТО}}(V)$ — для окраины Тихого океана, и $M_{\mathrm{АГП}}(V)$ — для Альпийско-Гималайского пояса, имеют «положительные» наклоны, то есть с увеличением энергии скорость миграции увеличивается; сейсмическая зависимость $M_{\mathrm{САХ}}(V)$ — для Срединно-Атлантического хребта и все вулканические зависимости $W_{\mathrm{ТО,\ АГП,\ САХ}}(V)$ для рассмотренных поясов имеют «отрицательные» наклоны, то есть с увеличением энергии скорость миграции уменьшается.

Полученные данные, по мнению авторов можно интерпретировать следующим образом: пространственно-временные особенности распределений сейсмической и вулканической активности (процесс их волновой, по сути, миграции) являются достаточно «чувствительными» к характеру геодинамических

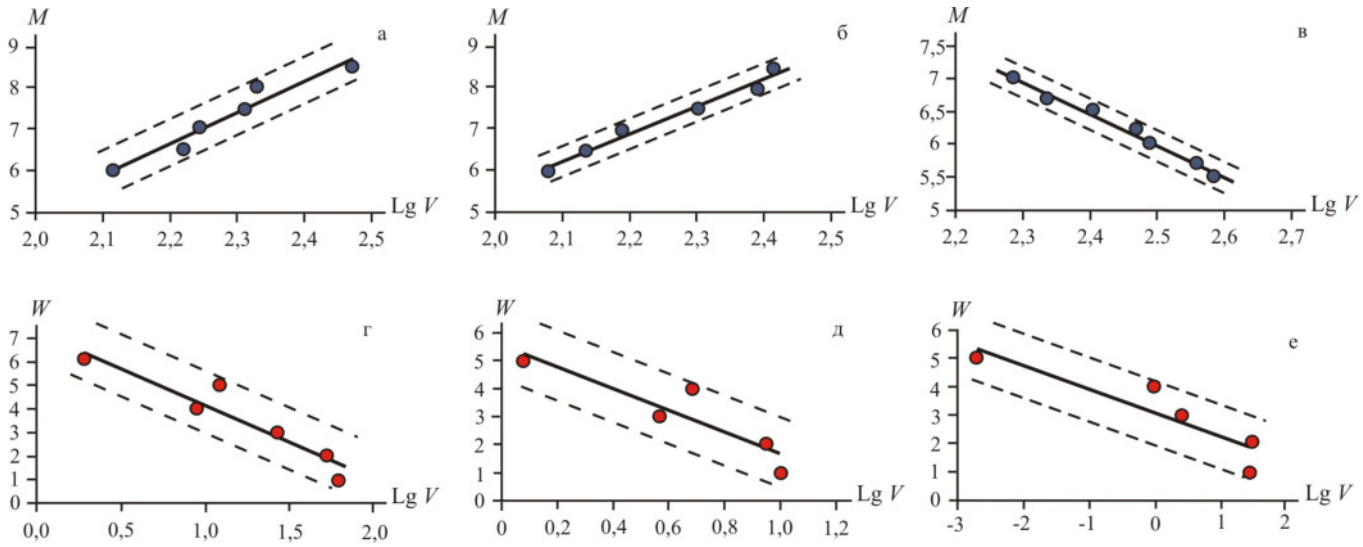


Рис. 2. Зависимости скоростей миграции V очагов землетрясений (а, б, в) и вулканических извержений (г, д, е) от энергетических характеристик событий M и W. а) и г) — для окраины Тихого океана; б) и д) — для Альпийско-Гималайского пояса; в) и е) — для Срединно-Атлантического хребта.

движений в активных поясах и вблизи них — к сжатию и растяжению.

Апробация и верификация метода. Для верификации полученных с помощью описанного метода результатов на примере списка сейсмических событий Срединно-Атлантического хребта было создано два искусственных каталога: в первом реальные даты событий были заменены аналогичной по параметрам случайной последовательностью чисел; во втором каталоге были сгенерированы случайные значения координат событий вдоль осевой линии.

Для обоих искусственных каталогов были получены цепочки миграции и построены итоговые графики зависимостей логарифма скорости от магнитуды (рис. 3). Полученные «искусственные» графики характеризуются низкими значениями коэффициента корреляции (порядка 0,1), то есть, фактически, в таких искусственных каталогах не выявляется зависимость скорости миграции событий от их магнитуды.

Эти данные свидетельствуют о том, что выявленные с помощью метода ИМСиВА зависимости скорости миграции от энергетической характеристики (1) процесса являются не случайным явлением («артефактом»), а реальными характеристиками геодинамической активности планеты.

Для проверки положения о чувствительности параметра p к тектонической обстановке в регионе с помощью метода ИМСиВА был проанализированы данные об очагах землетрясений Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и Карибской дуги. В качестве информационной основы исследования был взят каталог землетрясений, произошедших вблизи озера Байкал в период с 1902 по 2013 г. [4] и каталог землетрясений, произошедших в Карибском море с 1963 по 2014 г. по данным [5]. В выборку по БРЗ были включены события с магнитудой $4{,}0 \leqslant M \leqslant 7{,}4$ и глубиной гипоцентра $h \leqslant 100$ км. Размер выборки составил 406 событий. Каталог землетрясений Карибской дуги включал события в магнитудном диапазоне $4{,}5 \leqslant M \leqslant 7{,}5$, размер выборки составил 1663 события с глубиной гипоцентра $h \leqslant 100$ км.

С помощью созданной авторами информационно-вычислительной системы [2] для обоих контрольных регионов удалось выявить цепочки миграции очагов землетрясений. При этом анализ параметров миграционных цепочек и в пределах Байкальской Рифтовой зоны, и в регионе Карибского моря показал, что для этих регионов выявляются зависимости между скоростными и энергетическими характеристиками сейсмического процесса. Зависимости имеют вид $M = (-2{,}8 \pm 0{,}46)\mathrm{Lg}V + 8{,}9$ для БРЗ (рис. 4а) и $M = (8{,}4 \pm 0{,}9)\mathrm{Lg}V - 10{,}2$ для Карибской дуги (рис. 4б).

Полученные данные, во-первых, подтверждают применимость разработанного авторами метода исследования миграции сейсмической активности для анализа совокупностей событий с различными энергетическими, пространственными и временными параметрами. Во-вторых, так как Байкальская рифтовая зона является зоной преимущественно растяжения, а Карибская дуга — зоной преимущественно сжатия, следовательно, полученное значения коэффициентов $p_{\text{БРЗ}} = -2{,}8 < 0$ и $p_{Кар} = 8{,}4 > 0$ подтверждают сформулированное авторами предположение о том, что коэффициент зависимости скорости миграции очагов землетрясений и извержений вулканов от их энергетической характеристики чувствителен к геодинамической обстановке в регионе: положителен для областей сжатия и отрицателен для областей растяжения. Необходимо отметить, что на знак параметра p не повлияли меньшие по сравнению с изученными

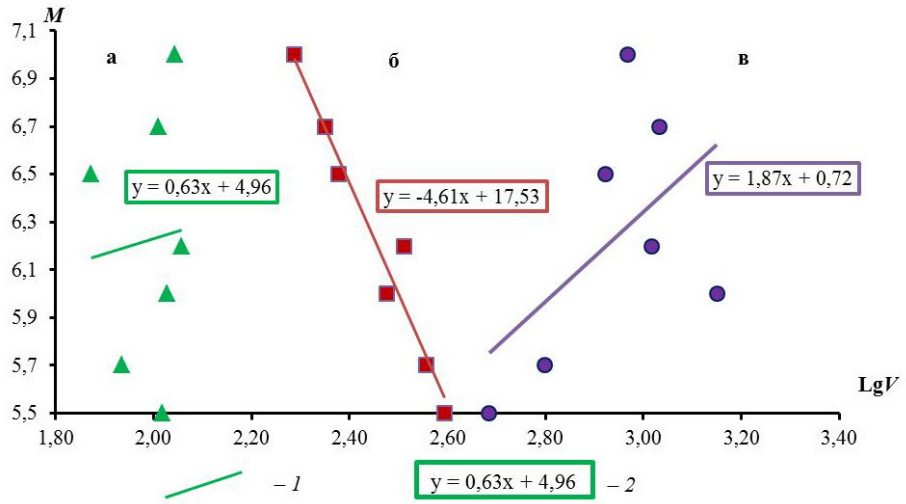


Рис. 3. Зависимости скоростей миграции V очагов землетрясений Срединно-Атлантического хребта от магнитуды M: а) — искусственный каталог с датами, заданными генератором случайных чисел; б) — базовый каталог; в) — искусственный каталог с расстояниями вдоль осевой линии, заданными генератором случайных чисел. 1 — линия регрессии, построенная методом наименьших квадратов, 2 — уравнение регрессии.

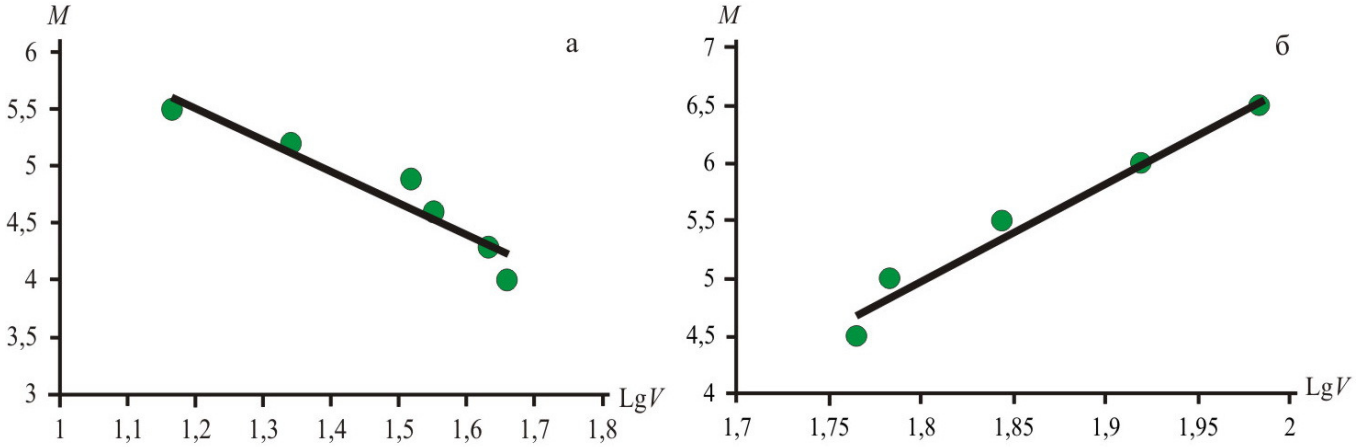


Рис. 4. Зависимости скоростей миграции V очагов землетрясений Байкальской Рифтовой зоны (а) и Карибской дуги (б) от магнитуды M.

ранее регионами значения магнитуд сейсмических событий и географический масштаб Байкальской рифтовой зоны и Карибской дуги.

Направление миграции очагов землетрясений. Исследовалось влияние, оказываемое изменением начала координат осевых линий на зависимость характера получаемых закономерностей в распределении скоростей миграции очагов землетрясений (рис. 5). «Прямым» считается направление построения цепочек миграции от начала осевой линии $L_i = 0$ до $L_{i,max}$ (рис. 1). «Обратным» считается направление построения цепочек от конца осевой линии L_i max до её начала $L_i = 0$. Данные показали, что для Срединно-Атлантического хребта и окраины Тихого океана, имеющих преимущественно меридиональное расположение, изменение направления миграции не оказывает влияние на зависимость скорости миграции от магнитуды. В пределах широтного Альпийско-Гималайского пояса коэффициенты зависимостей скорости миграции от магнитуды с Востока на Запад и с Запада на Восток имеют различные, не пересекающиеся, значения (табл. 1).

Такой результат может быть объяснен влиянием вращения Земли, проявляющимся через эффект Доплера [1], что подтверждает вывод о волновой природе миграции очагов землетрясений.

Для миграции извержений вулканов такой эффект не наблюдался. Это, вероятно, можно объяснить тем, что скорости миграции вулканических извержений, как правило, меньше скоростей миграции очагов землетрясений.

Миграция очагов землетрясений в земной коре и верхней мантии. В рамках дальнейшего исследования авторами изучалось явление миграции

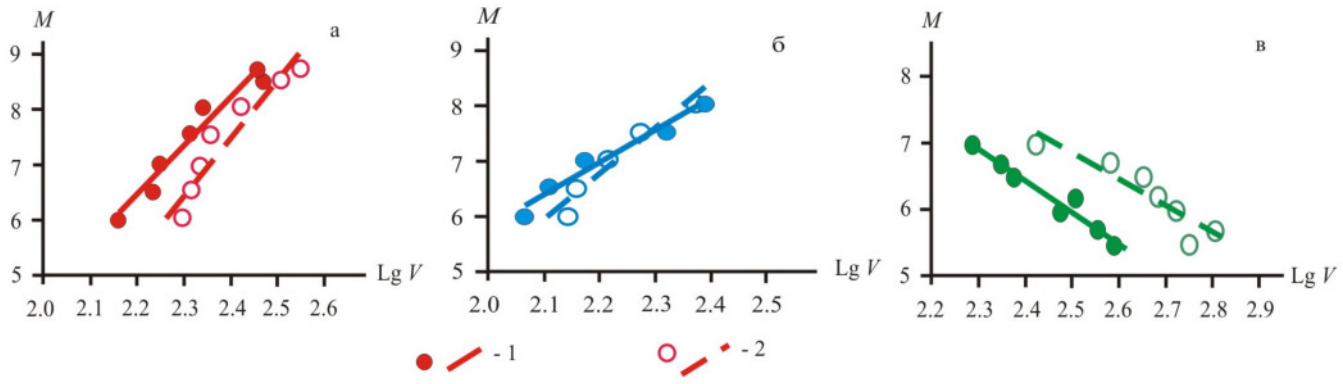


Рис. 5. Зависимости скоростей миграции V очагов землетрясений от магнитуды M в зависимости от выбранного направления построения цепочек: а) — для окраины Тихого океана; б) — для Альпийско-Гималайского пояса; в) — для Срединно-Атлантического хребта. 1 — «прямое» направление, 2 — «обратное» направление.

Таблица 1. Значения коэффициентов зависимостей скорости миграции V сейсмических событий от их магнитуды M в зависимости от направления построения цепочек.

Регион	**Коэффициенты p_M зависимости $M(lgV)$**	
	«Прямое» направление	**«Обратное» направление**
Окраина Тихого океана	8,6±0,8	9,8 ±1,5
Альпийско-Гималайский пояс	5,6 ±0,7	8,1 ±1,2
Срединно-Атлантический хребет	-4,6 ±0,2	-4,0 ±0,7

очагов землетрясений на различных глубинах, как в пределах земной коры, так и более глубоких событий.

Исследование миграции очагов коровых землетрясений в различных диапазонах глубин гипоцентров (до 20 км, до 50 км и до 70 км) показало [3], что в пределах всех изучаемых регионов на всех указанных глубинах миграция является характерным свойством сейсмической активности планеты. При этом численные значения наклонов зависимостей $\mathrm{Lg}V(M)$ с учётом погрешностей их определения (табл. 2) оказались близкими к аналогичным значениям для миграции очагов землетрясений с глубинами залегания очагов до 100 км (1 а-в). Полученные данные позволяют заключить, что миграция очагов землетрясений является характерным свойством земной коры в целом и отдельных её слоёв.

При исследовании миграции очагов более глубоких землетрясений (в диапазонах глубин от 100 до 300 км, от 300 до 500 км и от 500 до 700 км) удалось выявить достаточно большое количество цепочек миграции, позволившее выявить зависимости между скоростными и энергетическими характеристиками событий (табл. 2). Важно отметить, что наклоны выявленных зависимостей скорости миграции от магнитуды для землетрясений с глубинами до 300 км имеют наклон, очень близкий к полученному значению для коровой сейсмичности, а для более глубоких событий, эпицентры которых лежат в слоях верхней мантии, значения наклонов $\mathrm{Lg}V(M)$ с учётом погрешности их определения не пересекаются с «коровыми».

На основании вышесказанного можно заключить, что относительно волновых геодинамических процессов, отражением которых является исследуемое авторами явление миграции очагов землетрясений, земная кора ведёт себя достаточно однородно в пределах всей её мощности. Таким образом, волны миграции очагов землетрясений являются в большей степени характерным свойством именно земной коры и части верхней мантии до глубин 300 км.

Таким образом, представленные данные позволяют с уверенностью утверждать, что миграция сейсмической и вулканической активности является неотъемлемым свойством геодинамического процесса, а предложенный авторами метод ИМСиВА позволяет получать новые данные о волновых свойствах геодинамического процесса, протекающего в пределах наиболее активных регионов Земли.

Список литературы

1. *Викулин А. В.* Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.
2. *Викулин А. В., Мелекесцев И. В., Акманова Д. Р. и др.* Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Том. 17, № 3. С. 34–54.
3. *Долгая А. А., Викулин А. В.* Волны миграции очагов землетрясений в земной коре и верхней мантии // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: Материалы всероссийской конференции 17–20 сентября 2013, г. Хабаровск. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 391–394.

Таблица 2. Значения коэффициентов зависимостей скорости миграции V сейсмических событий с различными глубинами залегания гипоцентра h от их магнитуды M.

Глубина, км	**Коэффициенты p_M зависимости $M(lgV)$**		
	окраина Тихого океана	**Альпийско-Гималайский пояс**	**Срединно-Атлантический хребет**
$0 \leqslant h \leqslant 20$	$6{,}9 \pm 0{,}8$	$4{,}9 \pm 0{,}6$	$-5{,}0 \pm 0{,}5$
$0 \leqslant h \leqslant 50$	$7{,}7 \pm 1{,}5$	$6{,}7 \pm 1{,}4$	$-5{,}1 \pm 0{,}5$
$0 \leqslant h \leqslant 70$	$7{,}6 \pm 1{,}3$	$6{,}2 \pm 0{,}9$	$-4{,}7 \pm 0{,}3$
$0 \leqslant h \leqslant 100$	$7{,}6 \pm 1{,}0$	$6{,}7 \pm 0{,}5$	$-4{,}9 \pm 0{,}2$
$100 \leqslant h \leqslant 300$	$7{,}7 \pm 1{,}3$	$7{,}5 \pm 1{,}5$	—
$300 \leqslant h \leqslant 500$	$8{,}5 \pm 1{,}3$	—	—
$500 \leqslant h \leqslant 700$	$4{,}2 \pm 0{,}1$	—	—
$100 \leqslant h \leqslant 700$	$5{,}7 \pm 1{,}0$	5,4±1,4	—

4. *Долгая А. А., Викулин А. В.* Исследование пространственно-временных закономерностей сейсмичности Байкальской рифтовой зоны // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Том I. М.: ГЕОС, 2015. С. 130–133.
5. Northern California Earthquake Data Center (NCEDC), doi:10,7932/NCEDC.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 550.382.3+551.21

А. Г. Зубов[1], Л. И. Базанова[1], В. В. Ананьев[1],
А. А. Овсянников[1], Г. В. Жидков[2]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,*
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: zubov@kscnet.ru

[2] *Геофизическая обсерватория Борок, Борок*

О применении титаномагнетитового метода для определения глубины магматического очага на примере некоторых камчатских вулканов

Использование методики, основанной на изучении состава или магнитных свойств титаномагнетитов в вулканической породе, позволило определить вероятную глубину современных магматических очагов Авачинского и Ключевского вулканов, а также Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. Посредством термомагнитного анализа образцов датированной тефры Авачинского вулкана удалось подтвердить существование древних разноглубинных магматических очагов этого вулкана в периоды 2,4–3,0 и 5,2–5,3 ^{14}C тыс. л. н. и определить глубину их залегания. Полученные результаты согласуются с данными проведённых ранее геофизических исследований.

Введение

Информация о строении корневых зон вулканов, в том числе о различных свойствах и параметрах магматических очагов — необходимая основа для построения схем и моделей вулканических процессов и их эволюции. При определении положения магматических очагов вулканов наиболее активно используются геофизические методы. В то же время продолжается поиск наиболее эффективных подходов для решения этих задач, в т.ч. петрологических.

В настоящей статье представлены результаты петромагнитного анализа титаномагнетитов в породах (лава, тефра) трёх вулканических центров Камчатки и обсуждается возможность применения мало используемого в настоящее время метода, основанного на свойствах титаномагнетита, для оценки глубины магматических очагов.

Авачинский вулкан является важнейшим объектом исследований, учитывая его близость к наиболее населённой территории Камчатки. Такое соседство с одной стороны создаёт разного рода угрозы населению и хозяйственной деятельности, с другой имеет перспективы его использования как поставщика сырья для строительного и химического производств, а также тепла [22]. В любом случае необходимо изучение истории вулканической активности и структуры вулканического аппарата, частью которого являются магматические очаги. Не случайно этот вулкан является одним из наиболее изученных на Камчатке. Поскольку метод применялся авторами этой статьи впервые, было заманчиво протестировать его на таком объекте. Два других вулканических центра (Ключевской вулкан и Трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг.) принадлежат Ключевской группе вулканов. Это район, где ранее другими исследователями проводилось изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии. Эти материалы использованы для сопоставления с нашими результатами.

Метод исследований

Применённая нами методика начала развиваться в 70-е годы прошлого века [2, 10], но не получила широкого распространения. Уже тогда было замечено, что состав титаномагнетитовых зёрен в вулканической породе каким-то образом связан с глубинностью магмообразования. Лабораторные и теоретические исследования условий генезиса титаномагнетитов и гемоильменитов показали, что из всех влияющих на их состав термодинамических факторов P–T–f_{O_2} наиболее важным является последний, а именно, фугитивность (летучесть) кислорода, в первую очередь влияющая на состав растущих кристаллов [14]. Фугитивность газа зависит от температуры T, а также от давления P и концентрации, т. е. от парциального давления. Фугитивность отражает отличие реальных газов от идеальных, но при низких давлениях газа она совпадает с этим давлением. То же самое верно для их парциальных форм. Такую термодинамическую зависимость состава титаномагнетитов называют «геотермометр — кислородный геобарометр Баддингтона-Линдсли», в честь исследователей, которые впервые изучили зависимость состава титаномагнетитов и геоильменитов при различных T–f_{O_2} условиях [24].

Представим, что атмосферный кислород проникает в земную кору по порам пород в основном

диффузионным путём. Ясно, что через длительное время должно наступить равновесное состояние, когда парциальное давление кислорода P_{O_2} будет монотонно уменьшаться от поверхностных атмосферных условий до нуля в мантии, где царит восстановительная обстановка. Очевидно, что если бы земная кора была однородной, то в такой модели каждому уровню глубины H, в зависимости от толщины коры $H_к$, должно соответствовать определённое P_{O_2}. На самом деле эта зависимость варьирует из-за разной водо-газопроницаемости пород, разнообразия в распределении температур в слоях коры, движения флюидов и атмосферной влаги, захватывающих и переносящих кислород. Получается цепочка функциональных зависимостей (здесь и в дальнейшем X — параметр, характеризующий состав титаномагнетита): $X \approx X(f_{O_2})$, $f_{O_2} \approx f_{O_2}(P_{O_2}), P_{O_2} \approx P_{O_2}(H/H_к)$. Пройдя по цепочке, получим: $X \approx X(H/H_к)$ Такое представление помогает понять почему состав магнетита приблизительно определяется относительной глубиной местонахождения магмы.

В представленной модели мы неявно воспользовались ещё одним важным допущением методики, которое состоит в предположении, что к моменту извержения магма становится равновесной с термодинамическими условиями окружающей глубинной среды. Кроме того существенно, чтобы на момент кристаллизации титаномагнетита магма сохранила свой глубинный химический состав с соответствующим глубинным P_{O_2}. Кристаллизация титаномагнетита может произойти по пути подъёма магмы или в лавовом потоке на поверхности, но если химический состав магмы при быстром подъёме сохранится, титаномагнетит по составу будет соответствовать глубинному P_{O_2}. В этом суть методики. Именно этот исходный титаномагнетит необходимо отыскать, чтобы успешно применить методику. К сожалению, при остывании на земной поверхности титаномагнетит часто окисляется. Задача исследователя найти наименее окисленные образцы и выделить первичную фазу титаномагнетита. Будем называть этот метод определения глубины равновесного магматического очага по составу или магнитным свойствам титаномагнетитов *титаномагнетитовым методом*.

Известна связь состава титаномагнетита с его магнитными свойствами — а именно с температурой Кюри (T_C) [25], которую можно получить из термомагнитного анализа. Состав титаномагнетита однозначно определяется через параметр X, входящий в обобщающую формулу титаномагнетита: $Fe_{3-X}Ti_XO_4$. Связь T_C и X [16 или рис. 1 в 11] породила два способа подсчёта глубины — посредством определения T_C термомагнитным анализом и посредством определения X с использованием микрозондового анализа. Желательно использовать оба метода совместно [10, 8, 19], поскольку в каждом из них заложены свои критерии надёжности:

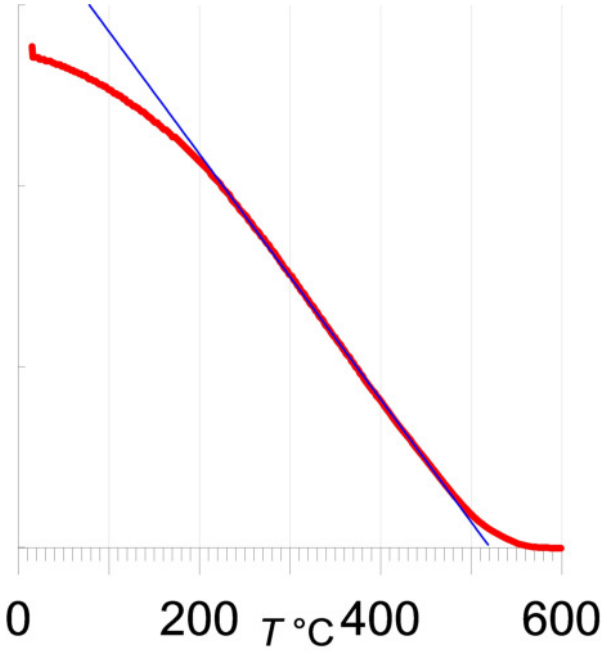


Рис. 1. Температурная зависимость намагниченности насыщения образца 874 извержения 1991 г. Авачинского вулкана. Здесь и в последующих графиках по оси ординат — условные единицы.

в первом используется вся масса магнетика в образце, то есть происходит хорошее статистическое усреднение, во втором же больше возможностей контролировать нарушения сохранности магнитных зёрен.

Подсчитать X по составу титаномагнетита можно разными способами: 1) по относительному весовому количеству TiO_2 (или просто Ti), 2) по соотношению TiO_2/FeO^* (здесь общее железо, пересчитанное на FeO), 3) по модели твёрдого раствора титаномагнетита с учётом связывания катионов железа Mg и Mn или Al и Cr. Номограмма для подсчёта X первым и вторым способом приводится в работе [16]. Проще посчитать этот параметр по формулам:

1. X_1 — отношение количества молекул TiO_2 в кристалле титаномагнетита (TiMgt) по отношению к количеству молекул (M) титаномагнетита. т. е. $X_1 = M(TiO_2)/M(TiMgt)$, где можно вычислить $M(TiO_2) = W(TiO_2)/MW(TiO_2)$ и $M(TiMgt) = W(TiMgt)/MW(TiMgt)$. Здесь W — весовое содержание компонента, MW — вес молекулы в атомных единицах. Очевидно, $MW(TiMgt) = 55{,}845(3 - X_1) + 47{,}867X_1 + 15{,}9994 \times 4 = 231{,}5 - 8{,}098X_1$. С учётом первого равенства получаем

$$X_1 = 29{,}0K_{TiO_2}/(K_{TiO_2} + 10{,}0),$$

где $K_{TiO_2} = W(TiO_2)/W(TiMgt)$. Влияние примесей здесь учитывается через содержание чистого TiMgt в зерне. Если допускается погрешность во втором знаке X_1, то формула упрощается:

$$X_1 = 2{,}9K_{TiO_2}.$$

Если примесей в кристалле TiMgt мало, то $W(\mathrm{TiMgt}) \approx 1$, и остаётся только квазилинейная зависимость от концентрации TiO_2.

2. В любой химической формуле типа $A_nB_mC_k$ должно соблюдаться соотношение:

$$\frac{M(A)}{n} = \frac{M(B)}{m} = \frac{M(C)}{k}.$$

Для TiMgt: $M(\mathrm{Fe})/(3 - X_2) = M(\mathrm{Ti})/X_2$. Получаем

$$X_2 = 3/\left[1 + M(\mathrm{Fe})/M(\mathrm{Ti})\right].$$

Рассмотрим как выше

$$\frac{M(\mathrm{Fe})}{M(\mathrm{Ti})} = \frac{W(\mathrm{Fe})}{W(\mathrm{Ti})} \times \frac{MW(\mathrm{Ti})}{MW(\mathrm{Fe})} = K_{\mathrm{Fe/Ti}} \times \frac{47{,}867}{55{,}845}.$$

В итоге

$$X_2 = 3/(1 + 0{,}867K_{\mathrm{Fe/Ti}}).$$

Аналогично можно найти формулу для окислов с участием $K_{\mathrm{FeO^*/TiO_2}} = W(\mathrm{FeO^*})/W(\mathrm{TiO_2})$. Здесь $\mathrm{FeO^*}$ означает общее железо, пересчитанное на двухвалентное. В итоге окончательная формула:

$$X_2 = 3/(1 + 1{,}112K_{\mathrm{FeO^*/TiO_2}}).$$

3. Предполагаем, что изучаемый титаномагнетит представляет смесь миналов ульвошпинели $Fe_2^{2+}TiO_4$, магнетита $Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$ и некоторых других, в которых также может участвовать железо. Используя формульные единицы и исходя из количества Ti, вычисляем количество Fe^{2+}, которое связано с миналом ульвошпинели. Вычисляем остаток Fe^{2+}, и сравниваем его с количеством Fe^{3+}, проверяя какое железо находится в избытке при построении магнетитового минала по стехиометрии. Если в избытке Fe^{2+}, его избыток соотносим с присутствующими Al и Cr и ведём расчёт магнетитового минала по количеству Fe^{3+}. В другом случае избыток Fe^{3+} соотносим с Mg и Mn и минал рассчитываем по Fe^{2+}. Подсчитываем по стехиометрии количество кислорода, связанного с вычисленным количеством железа и титана в ульвошпинели и магнетите. Далее нормируем полученные формульные единицы на 4 атома кислорода. Тогда количества общего железа и титана будут соотноситься как $3 - X_3$ и X_3. Отсюда находим искомое X_3.

Сравнивая геофизические данные о глубинах магматических очагов с результатами петромагнитных исследований, а также учитывая экспериментальные данные удалось установить закономерности связи глубины очага с T_C [2] или с составом титаномагнетита, выражаемого через параметр X. В справочном пособии [17] приводятся эмпирические формулы нижнего предела $H(\mathrm{км}) = 82 - 0{,}14T_C$ и для глубин очага более 10 км $H(\mathrm{км}) = 80 - 0{,}16T_C$ Для расчёта глубин можно пользоваться номограммой [18, рис. 1-4 или 11, рис. 1].

Аппаратура

Для определения T_C применялись два подхода: по кривой магнитной восприимчивости и кривой намагниченности насыщения. В обоих случаях T_C определялась по известному методу пересечения касательных на участке перехода ферримагнетик-парамагнетик. В первом случае был использован каппа-мост KLY3 с печью CS3 чешского производства, установленный в палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ (Россия, Санкт-Петербург). Во втором применялась установка конструкции Ю. Виноградова в Геофизической обсерватории «Борок» (Россия, филиал ИФЗ РАН).

Для проведения микрозондового анализа зёрен титаномагнетита был задействованы микрозонды Camebax ИВиС ДВО РАН (Россия) и JEOL JXA-8200 ИГЕМ РАН (Россия).

Результаты и их обсуждение

Авачинский вулкан. В результате разнообразных геофизических исследований получены сведения о существовании в настоящее время под Авачинским вулканом периферического магматического очага. По сейсмическим методам глубина его залегания 1,5–3 км [4, 5, 7]. В других публикациях указывались цифры 0–6 км (по гравиметрии) [12] и 0–2 км (геофизический комплекс) [15]. Была проведена попытка исследования структуры этого очага и петрологическим методом. Путём моделирования состава расплава в процессе изучения плагиоклазов лавы извержения 1991 г. исследователи пришли к выводу о возможном существовании основного магматического очага на глубине 5,5 км и небольшого магматического резервуара на глубине 1,8 км [27].

Образец 874 был отобран нами из внутренней части фрагмента лавовой пробки, образовавшейся в кратере Авачинского вулкана при извержении 1991 г. Удалось воспользоваться обстоятельством, что этот лавовый фрагмент был вырван газо-пепловым выбросом в 2005 г. из трещины в пробке. Образец был подвергнут термомагнитному анализу для получения кривой температурной зависимости намагниченности насыщения (рис. 1). По кривой очень надёжно определяется $T_C = 520°$ С. Согласно вышеупомянутой номограмме она соответствует глубине равновесного магматического очага $H = 5 \pm 3$ км. Такой результат хорошо согласуется с вышеприведёнными данными других исследователей.

Петрологические методы определения глубин частей вулканического аппарата способны давать информацию не только о ныне существующих очагах, но и древних, давно остывших и даже разрушенных. При поиске петромагнитных признаков идентификации маркирующих горизонтов пирокластики в районе Авачинско-Корякской группы вулканов к небольшой коллекции образцов авачинской тефры, изученной и датированной тефростратиграфическим и радиоуглеродным методами [3], был применён термомагнитный анализ. Особенности

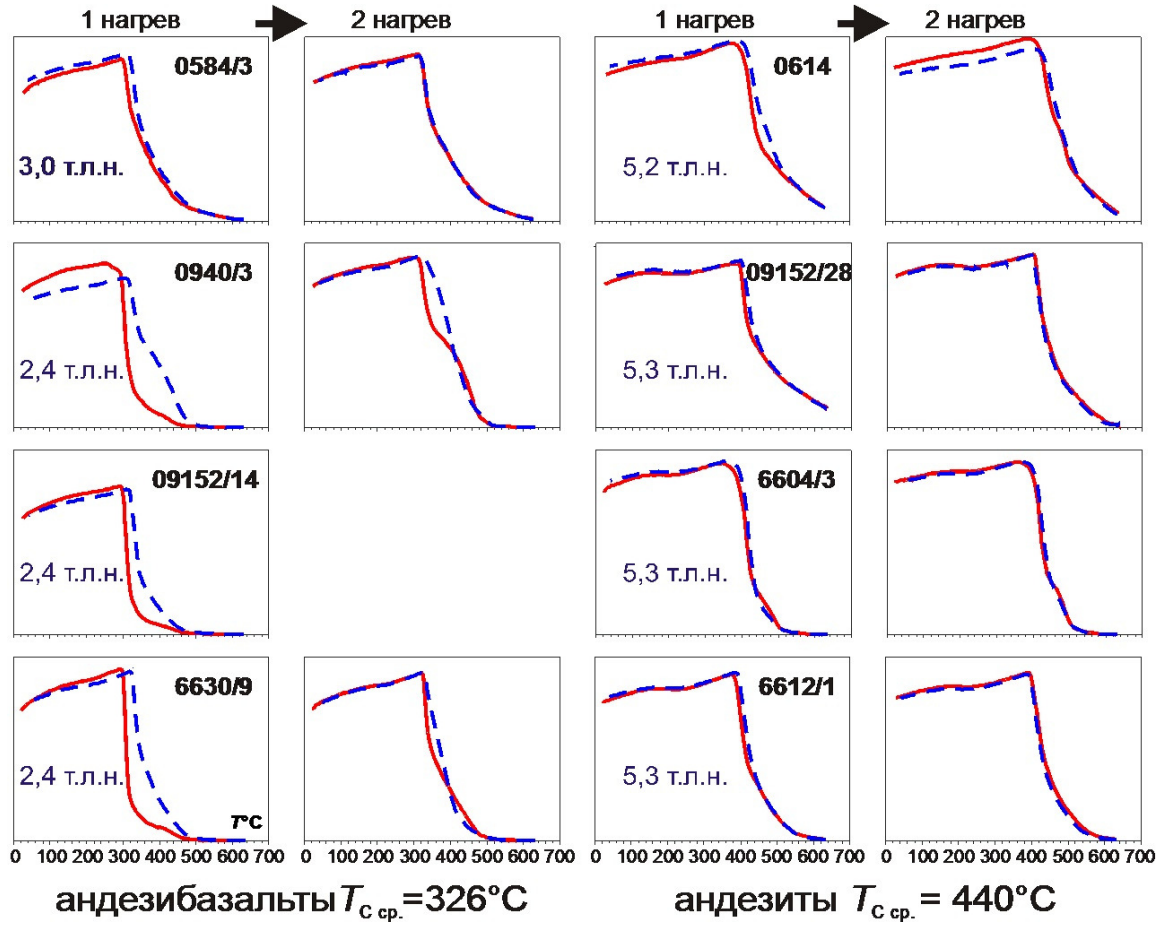


Рис. 2. Температурная зависимость магнитной восприимчивости образцов тефры Авачинского вулкана. Сплошная линия — нагрев, прерывистая — охлаждение. т.л. н. — тыс. л. н. по ^{14}C.

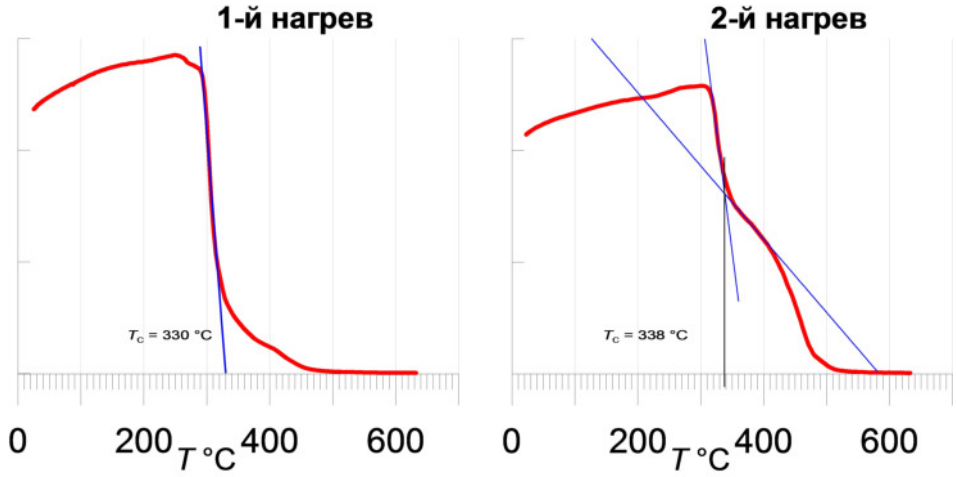


Рис. 3. Определение T_C образца тефры 0940/3. На рисунке продемонстрировано применение метода касательных для определения T_C.

использования тефры в этих исследованиях рассмотрены в работе [11].

Для получения информации о T_C на этот раз изучалась зависимость магнитной восприимчивости от температуры. Результаты измерений разбились на две группы (рис. 2): заметно изменяющихся при нагреве (0940/3, 09 152/14, 6630/9) и практически стабильных (остальные). Последние отличаются по практической повторяемости кривых нагрева и охлаждения, а также кривых повторного нагрева. Группа нестабильных образцов при первом нагреве дают кривые, характерные для гомогенного титано-

магнетита. Плавный ход кривой немного нарушают небольшие искажения в районе 400° С. Скорей всего, они вызваны минералогическими изменениями, последствия которых наблюдаются в сдвигах кривых охлаждения и повторного нагрева. Это хорошо просматривается при сравнении кривых первого и второго нагрева образца 0940/3. А именно, температуры Кюри основной фазы, полученные по кривой первого и второго нагрева, близки (330 и 338° С, соответственно, см. рис. 3). Следовательно, появившийся перегиб на кривой второго нагрева — это место перехода основной фазы ферримагнетика в парамагнетик при продолжении плавного уменьшения магнитной восприимчивости новой магнитной фазы магнетика. При термомагнитном анализе стабильного образца 6604/3 тоже можно выявить проявление единственной первичной фазы титаномагнетита, но со значительно меньшими окислительными эффектами при повторах. Из этих соображений расчёт T_C для всех этих (нестабильные и 6604/3) образцов проводился по кривой первого нагрева как для гомогенного титаномагнетита.

Все остальные образцы имеют кривые первого нагрева весьма похожие на кривую второго нагрева окисленного после первого нагрева образца 6630/9 с перегибом кривой на участке падения. То есть кроме основной фазы титаномагнетита в них до опыта присутствует магнитная фаза продуктов окисления, произошедшего при существовании в наземных условиях. Следует обратить внимание на незавершённость перехода к нулю кривых 0614 и 09 152/28. Это может свидетельствовать о наличии маггемитовой компоненты, которая имеет $T_C = 675°$ С.

По результатам анализа T_C основной фазы магнетика все образцы также разбились на две группы с довольно кучными результатами. В первой группе $T_C = 326 \pm 3°$ С, в другой $T_C = 440 \pm 9°$ С. Расчёты по номограмме указывают на вероятное существование древних магматических очагов на глубинах 30 ± 5 км и 14 ± 6 км, соответственно.

Выяснилось, что и по валовому химическому составу эти группы образцов существенно отличаются. В первую группу попали андезибазальты извержений, произошедших 2,4–3,0 тыс. лет назад (л. н.), во вторую — андезиты с возрастом 5,2–5,3 тыс. л. н. (здесь и далее — радиоуглеродный возраст) [3]. Малый разброс T_C в группах говорит об однородности магнитных свойств внутри групп, то есть гомогенности магнетиков, образовавшихся в равновесной среде каждого из двух существенно разных магматических очагов. Следует заметить, что в каждой группе образцы тефры принадлежат двум разным, хотя и близким по времени извержениям (рис. 2). Следовательно, T_C может служить хорошим индикатором магмы конкретного очага.

В работе [5] на основе сейсмических данных с привлечением других геофизических методов зона инверсии скорости в интервале глубин 9–13 км под Авачинским вулканом интерпретируется как коровый магматический очаг. А в работах [20–21] по сейсмологическим данным под вулканом выделен глубинный магматический очаг на уровне начиная с 20–30 км и ниже. В эти модели хорошо вписываются наши расчётные оценки, а именно: гипотетический магматический очаг, поставлявший на поверхность андезиты ≈ 5 тыс. л. н., находился на глубине ≈ 14 км, а очаг, источник андезибазальтов ≈ 3 тыс. л. н., — на глубине ≈ 30 км.

Однако необходимо обратить внимание на итоги петрологического изучения продуктов двух извержений Молодого конуса Авачинского вулкана 3,5 и 3,3 тыс. л. н. в работе [26]. Из анализа авторов вытекает, что на начальном этапе формирования Молодого конуса система его питания состояла одновременно из двух разноглубинных очагов. Нижнекоровый очаг поставлял андезитовые магмы, а в приповерхностном очаге находились более основные. Эту схему сближает с нашей наличие корового андезитового очага, а также предполагаемый переход на последнем этапе питания вулкана на периферический очаг. Существенное расхождение состоит в том, что в нашей схеме фигурирует активный глубинный очаг, по отношению к которому остальные очаги вторичны. Частичные расхождения этой схемы с нашей трактовкой, на первый взгляд кардинальные, скорее носят дискуссионный характер и на начальном этапе опробования метода ориентируют в постановке первоочередных задач дальнейших исследований.

Трещинное Толбачинское извержение 2012–13 гг. При исследованиях лавы этого извержения было выявлено немало признаков существенно восстановительной среды в ней: включения самородных металлов (медь, алюминий, железо), обнаружение алмазов, отложение серы на выходах в точках дегазации [13]. Такие особенности характерны для глубинной магмы. Поскольку T_C титаномагнетитов, образующихся в магме, сильно зависит от концентрации кислорода в среде, было бы логично применить это свойство как оксибарометр для подтверждения глубинного происхождения магмы этого извержения. Для этого мы воспользовались отобранными на лавовых полях образцами (рис. 4).

Нами был проведён термомагнитный анализ двух лавовых образцов АТ10 и РК13–6. Первый отобран из текущего лавового потока, остужен и изучен на каппа-мосте в лаборатории. Температурная кривая магнитной восприимчивости АТ10 показала стабильность магнитных минералов при нагреве до 350° С (рис. 5a). При более высоких температурах заметны сильные химические изменения магнитных минералов в процессе нагрева на воздухе (рис. 5a и 5b).Эти изменения выглядят существенно сильнее, чем у рассмотренных выше образцов тефры Авачинского вулкана. Благодаря большой крутизне кривой из-за эффекта Гопкинсона (подъём на кривой магнитной восприимчивости перед T_C),

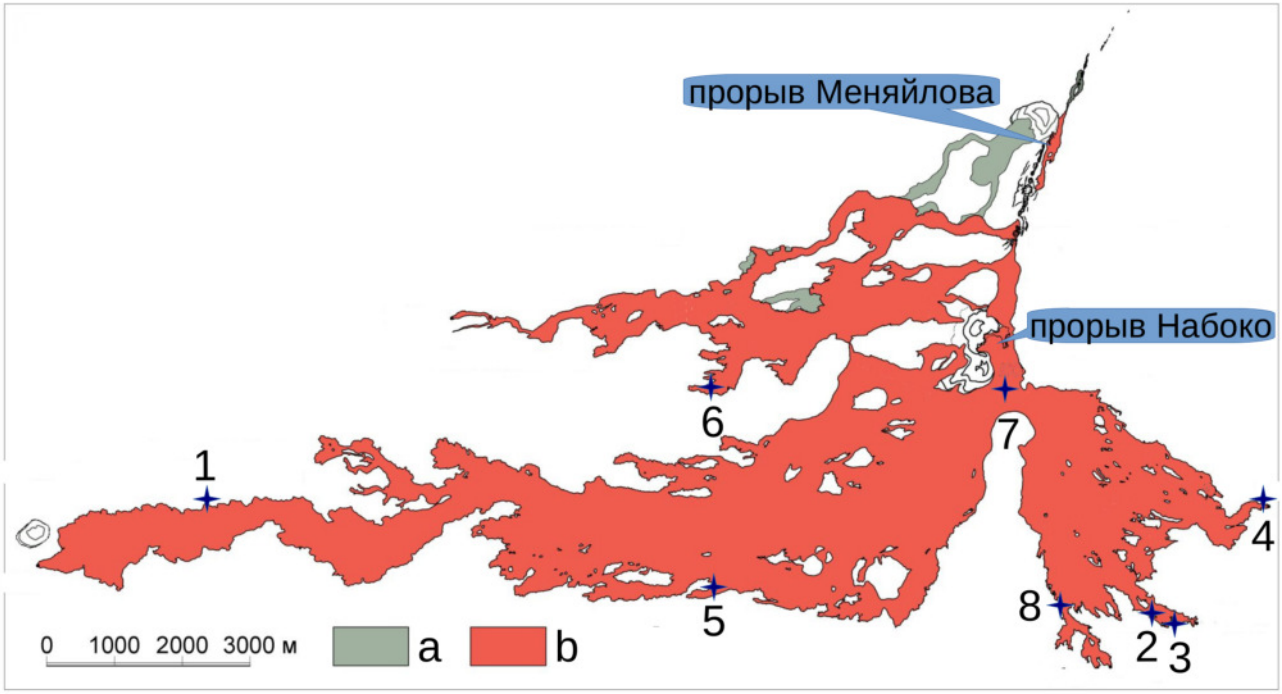


Рис. 4. Точки отбора образцов из лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1. *a* — потоки извержения 1941 г., *b* — потоки 2012–2013 гг. Карта потоков заимствована из [9].

Таблица 1. Результаты изучения лавовых образцов Трещинного Толбачинского извержения 2012-2013 гг.

№	образец	дата отбора	источник излияния — прорыв	зёрна: анализ/ расчёт	X_1	X_2	X_3	глубина очага, км
1	A1	09.12.12	Набоко	10/9	0,48±0,05	0,51±0,05	0,45±0,05	35±10
2	Tolb-10-07-13	10.07.13	Набоко	21/21	0,49±0,04	0,48±0,02	0,47±0,04	37±9
3	To-19	12.02.13	Набоко	(1+2)/3	0,53±0,02	0,48±0,01	0,48±0,03	38±8
4	TOLB 1317-2	1608.13	Набоко					
5	TOLB 1201	29.11.12	Меняйлова	5/4	0,58±0,06	0,54±0,08	0,55±0,06	44±11
6	TOLB 1202	30.11.12	Меняйлова	3/3	0,57±0,04	0,57±0,03	0,56±0,03	46±8
7	AT10	11.01.13	Набоко	все	$J_i(T)$ T_C = 230±5° C		0,53±0,01	43±6
8	PK13-6	17.08.13	Набоко	все	$J_s(T)$ T_C = 250±5° C		0,51±0,01	40±6

очень чётко определяется T_C исходного ферромагнетика (табл. 1).

Образец PK13–6 был отобран из остывшего лавового потока, а его кривая намагниченности насыщения (рис. 6) дала T_C, сходную с таковой у образца AT10 (табл. 1). Однако, эта кривая необычна тем, что при нагреве до 700° C она не выходит на ноль. Причина может быть в высоком парамагнитном сигнале, либо в наличии другого магнетика с повышенной T_C. Такое поведение кривой термомагнитного анализа образца PK13–6 в высокотемпературном диапазоне хорошо сочетается с фактом вышеупомянутого обнаружения небольшого количества самородного железа [13], которое обычно имеет TC = 770° C. В нашем случае прямого подтверждения наличия самородного железа термомагнитным анализом не получилось из-за отсутствия технической возможности нагрева на использованной аппаратуре выше T_C чистого железа. В табл. 1 представлена вычисленная глубина магматического очага, которая определена по T_C каждого образца.

Кроме использования термомагнитного анализа для определения глубины равновесного магматического очага в данном случае удалось опробовать альтернативный способ по химическому составу зёрен титаномагнетита. В результате проведения микрозондового анализа 42-х титаномагнетитовых зёрен из 6 лавовых образцов из разных потоков (рис. 4) получена величина усреднённой молярной доли ульвошпинели (табл. 1). Из-за малого представительства проанализированных зёрен в образцах To-19 и TOLB 1317–2 при расчёте их данные объеди-

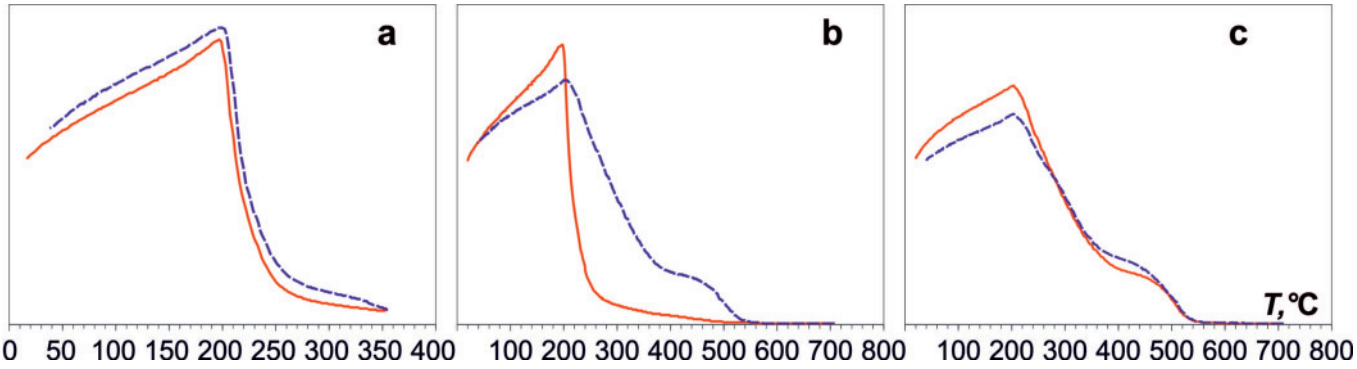


Рис. 5. Температурная зависимость магнитной восприимчивости образца лавы АТ10 Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. a — нагрев до 350° С, b — первый нагрев новой порции до 700° С, c — второй нагрев до 700° С. Условные обозначения линий как на рис. 2

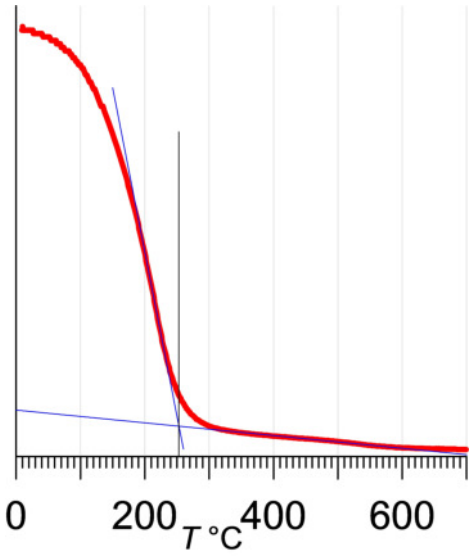


Рис. 6. Температурная зависимость намагниченности насыщения образца лавы РК13–6 Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.

нены. При анализе результатов данные по одному зерну титаномагнетита из образцов $A1$ и TOLB 1201 были исключены из-за существенных различий с соответствующими параметрами других зёрен в образце. Интересно, что в исключённом зерне титаномагнетита TOLB 1201 практически отсутствует магнетитовый минал, и практически все трёхвалентное железо связано в минале магнезиоферрита ($MgFe_2O_4$), поэтому рабочая формула состоит только из ульвошпинелевого минала.

В табл. 1 представлены расчёты величины X всеми тремя предложенными выше способами. Мы полагаем, что из всех вариантов расчёта наиболее достоверным является третий, более детально учитывающий влияние примесей. Согласно этому получено среднее по всем образцам: $X = 0{,}48 \pm 0{,}05$. Это соответствует глубине очага $H = 38 \pm 10$ км.

Разброс значений во всех этих анализах связан, по-видимому, с окислительными процессами в горячих лавовых потоках при разных условиях доступа атмосферного кислорода. Поскольку при микрозондовом анализе у нас задействовано значительно меньше зёрен титаномагнетита, чем при термомагнитном, что привело к большому разбросу результатов, оставим предпочтение результатам второго. Усреднив T_C, мы получили итоговую глубину магматического очага $H = 42 \pm 6$ км. Это среднее значение практически совпадает с вышеуказанным средним результатом, полученным из микрозондового анализа. Таким образом, двумя способами подтверждается глубокое залегание магматического очага этого трещинного извержения.

Следует отметить, что данные по глубинам очагов извержения 2012–2013 гг., более древних лав Толбачинского вулкана и Южного прорыва БТТИ близки (табл. 1). А вот результат по Северному прорыву БТТИ заметно отличается от других.

Вулкан Ключевской. Кривая температурного хода намагниченности насыщения по образцу из бортового вала латерального извержения Ключевского 1987 г. почти повторяет классическую форму кривой на рис. 1. Отличие состоит в присутствии магнетитовой фазы, которая часто сопутствует основной фазе как продукт гетерофазного окисления некоторой части последней. Выделяемая по кривой фаза первичного титаномагнетита указывает на $T_C = 320 \pm 5°$ С, что позволяет определить глубину соответствующего магматического очага $H = 31 \pm 6$ км.

Окончательные результаты по всем упомянутым вулканам представлены в табл. 2 и на схеме рис. 7. Наши значения глубины очага по Ключевскому вулкану близки данным из [10], хотя там изучено другое извержение этого вулкана. Материалы геофизических исследований в районе Ключевской группы вулканов, свидетельствующие о существовании на глубине 25–35 км низкоскоростной зоны, которая ассоциируется с вероятным магматическим очагом в нижней части земной коры [23], также не противоречат нашим оценкам.

Выводы

– В результате применения титаномагнетитового метода удалось определить глубины современных магматических очагов вулканов Авачинский,

Таблица 2. Глубины очагов камчатских и курильских вулканов по петромагнитным данным разных авторов.

объекты	T_C,° C	Авторская глубина очага, км, [источник]	Глубина очага по номограмме, км
базальты Толбачинского извержения 2012–13 гг.	240±10	[данная работа]	42±6
лава Авачинского вулкана 1991 г.	520±5		5±3
тефра Авачинского вулкана 3 т.л. н.	326±3		30±5
тефра Авачинского вулкана 5 т.л. н.	440±9		14±6
лава Ключевского вулкана 1987 г.	320±5		31±6
базальты Толбачинского вулкана	250–275	[1]	32–45
	275	[10]	32–42
Северный прорыв БТТИ	350	30–40 [10]	22–32
Южный прорыв БТТИ	220	30–40 [10]	40–50
главный конус Ключевского вулкана	275	[10]	32–42
пепел Ключевского вулкана	350–400	[6]	15–32
пепел вулкана Шивелуч	430–450	[6]	9–20
андезиты пиропотока в. Шивелуч	525	[1]	5±3
некоторые андезиты Удинских вулканов	525	[1]	5±3
ранние извержения в. Ильинский	250–275	[2]	32–45
поздние извержения в. Кошелева	300–400	20–40 [2]	15–38
о. Парамушир	350–375	[2]	18–32
о. Симушир	250	45–55 [2]	35–45
о. Кунашир (Тятя, Головнина, Менделеева)	250	45–55 [2]	35–45

Ключевской, а также Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг..

- Имеющиеся петрологические и геофизические данные о существующем периферическом очаге Авачинского вулкана хорошо согласуются с результатами, полученными нами по титаномагнетитовому методу.
- Периферический очаг Авачинского вулкана содержит равновесную для своей глубины магму. т. е., очаг с магмой существует достаточно долго и это не промежуточный резервуар, где произошло временное накопление магмы при подъёме.
- Изученный образец из лавовой пробки Авачинского вулкана состоит из лавы только периферического очага. Признаков подмешивания глубинной магмы в периферическом очаге пока не выявлено.
- Получены сведения о глубинах двух древних магматических очагов Авачинского вулкана, не противоречащие данным проведённых ранее геофизических исследований.
- Параметр T_C может использоваться не только для грубых прикидок глубин очагов, но и для точного определения принадлежности или непринадлежности продуктов извержения определённому магматическому очагу.
- Выяснилось, что при применении титаномагнетитового метода возможно успешное использование не только лав, но и тефры. Однако, этого опыта недостаточно. Желательны сравнительные исследования.
- Несмотря на невысокую точность, титаномагнетитовый метод может иметь большие перспективы при изучении строения вулканических аппаратов благодаря непременному присутствию титаномагнетитов в практически любых вулканических продуктах и невысокой затратности термомагнитных анализов.
- Независимое выявление титаномагнетитовым методом трёх магматических очагов Авачинского вулкана, действовавших в последние 6 тысяч лет, говорит о возможности изучения этим методом истории развития вулканического аппарата. Это важно для выявления связи с периодами вулканической активности и прогноза вулканической деятельности.

Благодарности

Благодарим исследователей, поделившихся с нами образцами вулканитов Камчатки: П. Ю. Плечова, Н. А. Малик. Благодарность также И. Грибоедовой за предоставление данных микрозондового анализа зёрен титаномагнетита и В. В. Попову за помощь в проведении термомагнитного анализа. А. О. Спасибо Волынец за содействие в поисках данных по составу титаномагнетитов. Особая благодарность Д. М. Печерскому за консультации по применению методики.

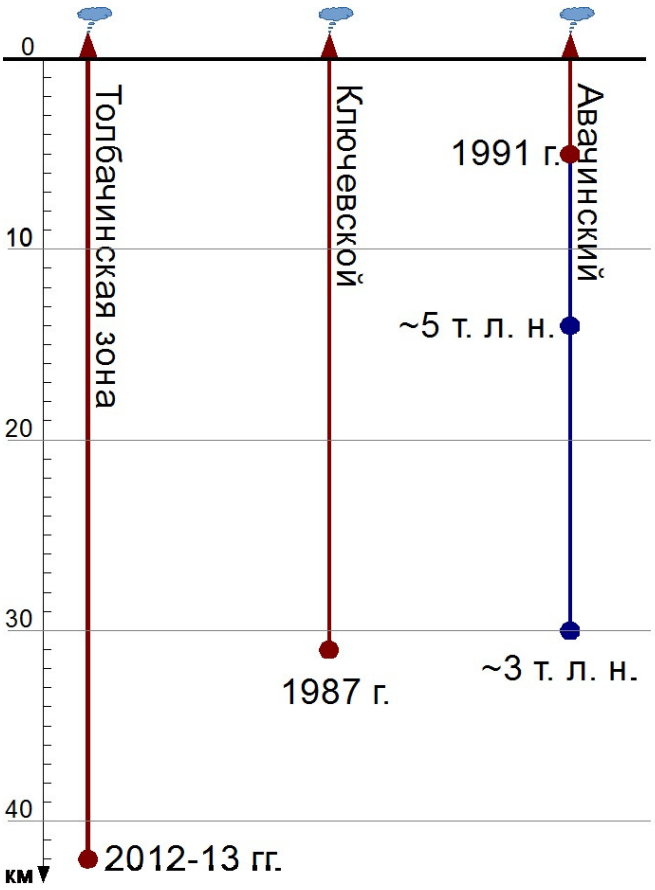


Рис. 7. Сравнительная схема вулканических аппаратов изученных вулканов.

Список литературы

1. *Алыпова О.М.* Термомагнитное изучение вулканических пород Камчатки // Бюлл. Вулканологических станций. 1969. №45. С. 61–66.
2. *Багин В.И., Бродская С.Ю., Петрова Г.Н., Печерский Д.М.* Глубина очагов вулканов Курило-Камчатской островной дуги по данным термомагнитных исследований вулканических пород // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1971. №5. С. 57–68.
3. *Базанова Л.И., Брайцева О.А., Дирксен О.В. и др.* Пеплопады крупнейших голоценовых извержений на траверсе Усть-Большерецк — Петропавловск-Камчатский: источники, хронология, частота // Вулканология и сейсмология. 2005. №6. С. 30–46
4. *Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Гринь Н.Е., Сенюков С.Л.* Возможности сейсмического метода при изучении зон питания современных вулканов // Вулканология и сейсмология. 1989. №6. С. 42–53
5. *Балеста С.Т., Гонтовая Л.И.,Каргопольцев А.А. и др.* Сейсмическая модель Авачинского вулкана (по данным КМПВ-ГСЗ) // Вулканология и сейсмология. 1988. №2. С. 43–55
6. *Гендлер Т.С., Диденко А.Н., Кирьянов В.Ю., Земцов А.Н.* Магнитная минералогия пеплов Камчатки; возможность идентификации вулканических событий // Тез. Докладов VI международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва, 3–5 октября 2005 г. М.: ИФЗ, 2005. С. 16–18
7. *Гонтовая Л.И., Ризниченко О.Ю., Нуждина И.Н., Федорченко И.А.* Авачинская группа вулканов: глубинное строение и особенности сейсмичности // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога, «Современный вулканизм и связанные с ним процессы», 29–30 марта 2010 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011 г. С. 50–58.
8. *Грачев А.Ф., Печерский Д.М., Цельмович В.А.* Титаномагнетиты и ильмениты из раннекайнозойских базальтов и лимбургитов Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 2011. №6. С. 13–25.
9. *Двигало В.Н., Свирид И.Ю., Шевченко А.В.* Первые количественные оценки параметров трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. по данным аэрофотограмметрических наблюдений // Вулканология и сейсмология. 2014. №5. С. 3–21.
10. *Ермаков В.А., Печерский Д.М., Шаронова З.В.* Петромагнитная характеристика четвертичных вулканических пород Центральной Камчатки // Изв. АН СССР, сер. Физика Земли. 1982. №12. С. 76–87.
11. *Зубов А.Г., Ананьев В.В.* О методике определения глубин магматических палеоочагов по составу и магнитным свойствам титаномагнетитов // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 194–200.
12. *Зубин М.И., Козырев А.И.* Гравитационная модель строения Авачинского вулкана (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1989. №1. С. 81–94.
13. *Карпов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П. и др.* Алмазы и сопутствующие минералы в продуктах Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2014. №6. С. 3–20.
14. *Лыков А.В., Печерский Д.М.* Экспериментальное исследование связи магнитных свойств базальтов с условиями их образования // Изв.АН СССР, сер. Физика Земли. 1977. №4. С. 65–74.
15. *Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И.* Глубинное строение района Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2003. №4. С. 3–10.
16. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 348 с.
17. *Печерский Д.М.* Петромагнетизм и палеомагнетизм // М.: Наука, 1985. 128 с.
18. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
19. *Печерский Д.М., Попов А.А., Шаронова З.В.* Петромагнитная характеристика четвертичных лав вулкана Эльбрус // Изв.АН СССР, сер. Геологическая. 1980. №9. С. 37–48.
20. *Фарберов А.И.* Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
21. *Федотов С.А., Потапова О.В.* Предварительная карта тел на глубинах 30–100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих P — и *S*-волны // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. М.: Наука, 1974. С. 176–179.

22. *Федотов С. А., Сугробов В. М., Уткин И. С., Уткина Л. И.* Возможности использования тепла магматического очага Авачинского вулкана и окружающих его пород для тепло — и электроснабжения // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 32–46.

23. *Хубуная С. А., Гонтовая Л. И., Москалёва С. В.* Малоглубинный очаг вулкана Ключевской (по данным петрологии и геофизики). // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога, 27–29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2008. С. 291–304.

24. *Buddington, A. F., Lindsley, D. H.* Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. Journal of Petrology 5. 1964. 310–357.

25. *Lattard, D., Engelmann, R., Kontny, A., Sauerzapf,* U. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe- Ti- O system: Effects of compositions, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. Journal of Geophysical Research. 2006. 111, B12S28, doi:10,1029/2006JB004 591.

26. *Maximov A., Puzankov M., Bazanova L.* The Plumbing System at the Initial Period of the Young Cone Formation, Avachinsky Volcano (Kamchatka) // Abstracts of IUGG XXIV General Assembly. 2007. 10 358.

27. *Viccaro, M., Giuffrida, M., Nicotra, E., Ozerov. A.Yu.* Magma storage, ascent and recharge history prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: Inferences on the plumbing system geometry. Lithos 2012. 140–141, 11–24

УДК 550.849:550.34

Г. Н. Копылова[1], Н. В. Гусева[2], А. С. Ефстифеева[2], С. В. Болдина[1]

[1] *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: gala@emsd.ru*

[2] *ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский политехнический университет», г. Томск, 634 000; e-mail: unpc_voda@mail.ru*

Вариации насыщенности подземных вод вторичными минералами в связи с сильными землетрясениями

В работе рассматриваются особенности химического состава воды 11-ти режимных источников и самоизливающихся скважин Камчатского филиала геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) по данным гидрогеохимического опробования, выполненного в 2014 г.
С использованием данных регулярных гидрогеохимических наблюдений в 1989–1999 гг. показано, что насыщенность подземных вод вторичными минералами увеличивалась на постсейсмических стадиях Камчатского землетрясения 2 марта 1992 г., M = 6,9 и Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., M = 7,8 в большинстве скважин и источников, либо наблюдался тренд к состоянию равновесия. В меньшей степени проявились вариации насыщенности подземных вод вторичными минералами на стадиях подготовки указанных землетрясений.

Введение

На Камчатке с 1977 г. проводятся наблюдения за химическим составом подземных вод самоизливающихся скважин и источников в окрестностях г. Петропавловска-Камчатского с целью поиска гидрогеохимических предвестников землетрясений и разработки методов их прогнозирования. В изменениях концентраций отдельных компонентов состава подземных вод были зафиксированы аномалии в связи с сильными местными землетрясениями, в т. ч. гидрогеохимические предвестники за недели — месяцы до их возникновения [3]. Вместе с тем, вопрос о генезисе и механизмах формирования таких гидрогеохимических аномалий недостаточно изучен в геохимическом аспекте. Необходимость всестороннего его рассмотрения с использованием данных аналитического определения состава подземных вод современными методами обусловлена тем, что адекватное понимание процессов формирования гидрогеохимических эффектов сейсмичности будет способствовать оптимальной организации специализированных наблюдений на самоизливающихся скважинах и источниках. Кроме этого, исследование зарегистрированных гидрогеохимических аномалий в изменениях режима наблюдательных скважин и источников на основе фундаментальных закономерностей формирования состава подземных вод в системах вода — горная порода даёт возможность содержательного объяснения таких аномалий.

Впервые реализация такого подхода была продемонстрирована в работе [4], в которой аномалия состава подземной воды скважины Морозная 1 в период подготовки и реализации Камчатского землетрясения 2 марта 1992 г., M = 6,9 рассматривалась с использованием методов равновесной термодинамики и анализа элементарных химических реакций, проходящих в системе вода — порода [1]. Принималось, что начальными продуктами таких реакций являются породообразующие минералы и вода, конечными продуктами — вторичные минералы, а также поступающие в подземную воду ионы и нейтральные молекулы. По результатам химического анализа состава воды оценивалась степень насыщенности подземной воды относительно вторичных минералов с использованием индекса неравновесности или показателя A по [2]: $A = \lg(Kp/Q)$, где Kp — константа реакции, Q — квотант реакций или отношение фактического произведения активностей продуктов реакции к фактическому произведению активности исходных веществ. В соответствии с [2] по мере насыщения вод величина A уменьшается и стремится к 0. При пересыщении вод значения A становятся отрицательными. Значение $A = 0$ характеризует равновесное состояние.

В 2014 гг. было выполнено обследование 11-ти режимных водопроявлений КФ ГС РАН с отбором проб воды. Химический анализ отобранных проб с определением в них макро — и микрокомпонентов производился в ПНИЛ гидрогеохимии НОЦ «Вода» Томского политехнического университета.

На рис. 1 приводится схема района работ и расположение гидрогеохимических станций Пиначево, Верхняя Паратунка, Морозная и Хлебозавод. В работе представлены данные о химическом составе

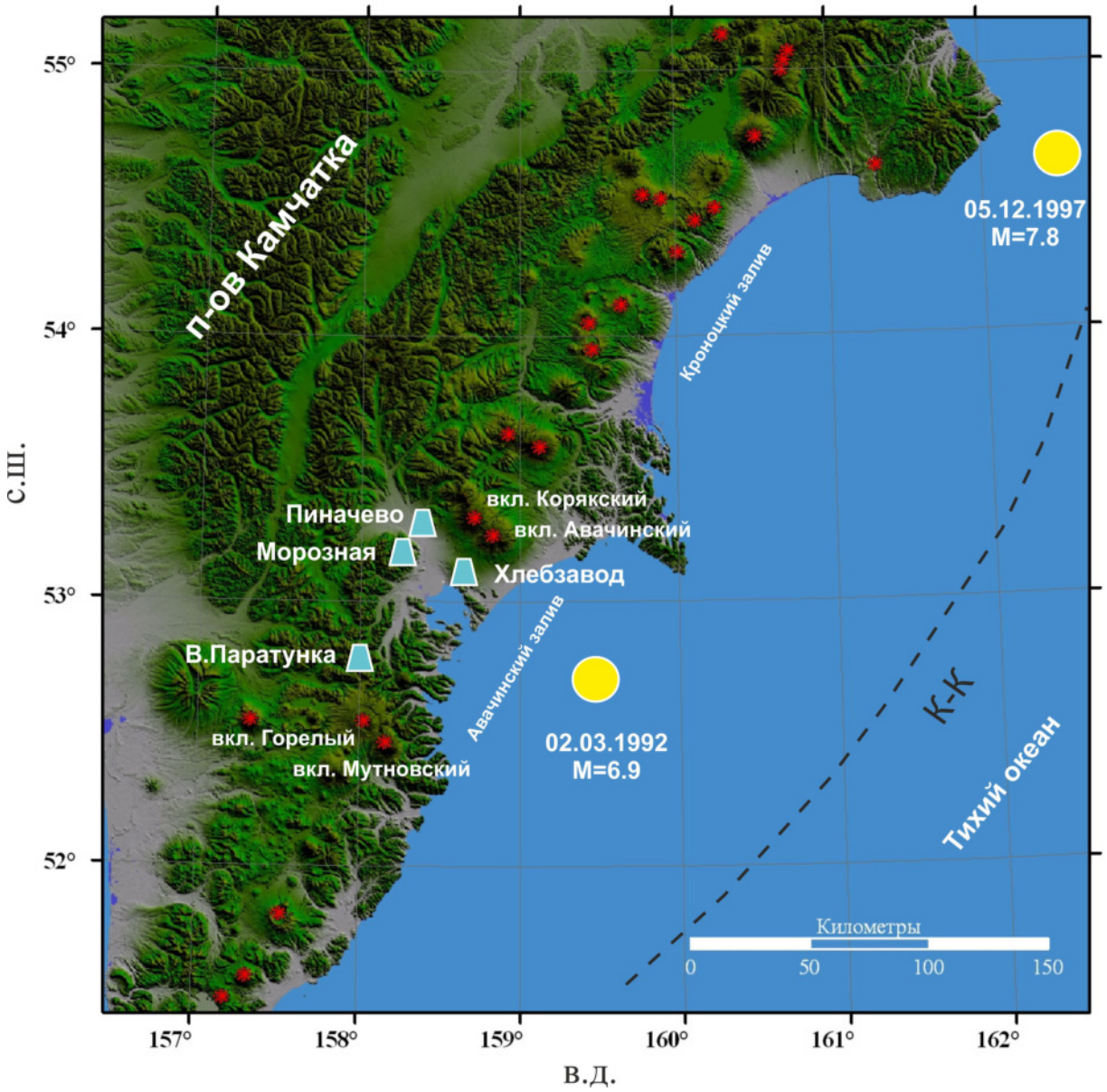


Рис. 1. Схема расположения гидрогеохимических станций КФ ГС РАН и эпицентров Камчатского и Кроноцкого землетрясений (показаны кружками)

воды скважины ГК-1 и четырёх термоминеральных источников станции Пиначево, скважин Морозная-1 (М-1) и Г-1 (станция Хлебозавод) и четырёх скважин станции Верхняя Паратунка (ГК-5, ГК-15, ГК-17, ГК-44) по результатам опробования в 2014 г.

С использованием данных режимных наблюдений 1989–1999 гг., содержащихся в базе данных КФ ГС РАН, были рассчитаны вариации индексов неравновесности подземных вод по отношению к вторичным алюмосиликатным минералам, кальциту и ангидриту. Полученные графики показателей *A* сопоставлялись с моментами землетрясений, произошедших в Камчатской сейсмофокальной зоне, в т.ч. с наиболее сильными событиями: Камчатским землетрясением 2 марта 1992 г. и Кроноцким землетрясением 5 декабря 1997 г., сопровождавшимися 5–6 балльными сотрясениями по шкале MSK-64 (рис. 1, табл. 1).

На примере отдельных водопроявлений проведена реконструкция изменения насыщенности подземных вод вторичными минералами во времени и в сопоставлении с произошедшими землетрясениями.

Характеристика режимных водопроявлений по химическому составу воды

В табл. 2 приводятся данные о химическом составе воды 11-ти опробованных водопроявлений. На рис. 2 представлены диаграммы химического состава подземных вод.

Все рассматриваемые подземные воды являются напорными, поступающими с различных глубин: скв. ГК-1–400 — 1260 м; скв. М-1–310 — 556 м;

Таблица 1. Данные о сильных землетрясениях1992–1997 гг. (http://www.globalcmt.org/)

Дата, дд.мм.гггг	Время, чч:мм:сс	Координаты, град		Магнитуда, Mw	Глубина, H,км	Эпицентральное расстояние до станций R, км
		с. ш.	в. д.			
02.03.1992	12:29:47	52,85	160,36	6,9	50	119–151
05.12.1997	11:27:21	54,31	161,91	7,8	33	262–300

Таблица 2. Данные гидрогеохимического опробования режимных водопроявлений КФ ГС РАН в 2014 г.

Физико-химические параметры	Морозная	Пиначево					Хлебозавод	Верхняя Паратунка			
	Дата отбора проб										
	20 июня	20 июня					20 июня	3 июля			
	М-1	ГК-1	Р-I 1	Р-I 2/1	Р-I 2/2	Р-I 3	Г-1	ГК-5	ГК-15	ГК-17	ГК-44
T,° С	15,7	17,1	7,6	11,1	10,3	6,2	10,5	75,5	20,5	37,4	25,7
pH	8,9	7,4	7,2	7,7	7,5	7,5	9,1	8,8	8,0	8,9	8,3
М, мг/л	135	11 130	404	955	934	126	12 632	979	773	1469	407
Элекропроводность, мкСм/см	204	17 220	615	1393	1343	173	22 050	1322	1041	1861	561
Анионы, мг/л											
CO_3^{2-}	2,4	<3	<3	<3	<3	<3	58,0	<3	<3	<3	0,96
HCO_3^-	7,3	165	116	250	232	48,8	73,2	48,8	20,5	24,0	52,2
SO_4^{2-}	80,6	<0,05	0,36	<0,05	<0,05	4,8	42,8	494	447	854	187
Cl^-	2,4	6724	150	382	387	34,5	7510	126	65	126	40,2
Br^-	<0,02	9,0	0,25	0,57	0,63	0,03	6,8	0,19	0,19	0,19	0,07
F^-	0,13	0,24	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	3,8	3,0	1,6	3,8	1,0
Катионы, мг/л											
Ca^{2+}	21,4	894	13	23,6	23,8	6,9	68,3	48,8	80,2	181,4	39,0
Mg^{2+}	0,11	78,9	14,2	30,2	31,0	7,5	31,9	0,14	0,06	0,06	0,97
Na^+	20,6	3202	106	260	252	21,6	4800	258	160	279	85,6
K^+	0,13	65,6	3,7	8,0	8,6	1,6	47,6	4,5	0,6	4,5	1,1
Li^+	<0,01	0,72	0,01	0,04	0,04	<0,01	3,0	0,9	0,37	0,66	0,26
Si, мг/л	5,8	19,9	16,4	17,1	16,9	14,9	<0,5	25,6	9,6	20,7	9,0

скв. Г-1–1710 — 2424 м, скважины ГК-5, ГК-15, ГК-17, ГК-44–125 — 1200 м. Для всех подземных вод характерны трещинный и трещинно-жильный типы циркуляции и естественный режим формирования химического состава воды.

По химическому составу среди рассматриваемых подземных вод выделяются:

1 — термальные азотно-метановые хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией М = 11,1 г/л (скважина ГК-1, станция Пиначево);

2 — холодные метаново-азотные воды смешанного состава от гидрокарбонатного кальциево-магниевого до гидрокарбонатно-хлоридного натриевого с М = 0,1–1,0 г/л (источники в районе станции Пиначево);

3 — холодные азотно-метановые хлоридные натриевые воды с М = 12,6 г/л (скважина Г-1);

4 — термальные азотные хлоридно-сульфатные натриевые воды с М = 0,4–1,5 г/л (скважины на станции Верхняя Паратунка);

5 — холодные воды сульфатного натриево-кальциевого состава с М = 0,14 г/л (скв. Морозная 1).

Изучение насыщенности подземных вод к породообразующим минералам, проводилось путём

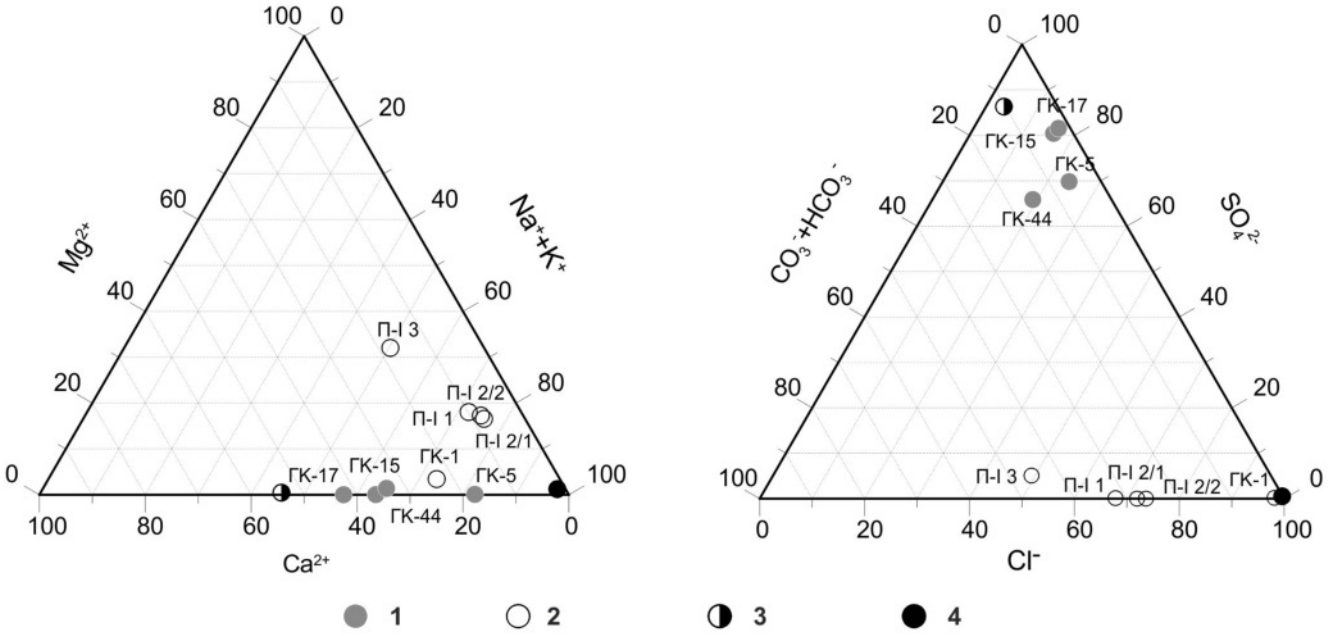


Рис. 2. Диаграммы химического состава подземных вод режимных источников и самоизливающихся скважин: 1 — станция Верхняя Паратунка, 2 — станция Пиначево, 3 — скважина Морозная 1, 4 — скважина Хлебозавод (Г-1).

построения диаграмм равновесия подземных вод с алюмосиликатными минералами, кальцитом и ангидритом при температуре 25° С [1, 4–5] (рис. 3)

Из анализа таких диаграмм следует, что взаимодействие рассматриваемых подземных вод с породами носит равновесно-неравновесный характер [5]. При этом расположение расчетных точек показывает, что рассматриваемые подземные воды находятся в различной степени насыщения вторичными алюмосиликатными минералами и, как правило, они не насыщены эндогенными минералами и ангидритом.

Согласно классификации С. Л. Шварцева по равновесию природных вод с вторичными минералами, рассматриваемые подземные воды можно отнести к кремнистому карбонатно-кальциевому геохимическому типу, равновесному с Са-монтмориллонитом и кальцитом [5], соответствующему начальным стадиям развития системы вода-порода вследствие относительно малого времени взаимодействия воды с горной породой.

Вариации индексов неравновесности подземных вод к вторичным минералам в связи с сильными землетрясениями

В изменениях показателя A для отдельных водопроявлений станций Пиначево (рис. 4) и Верхняя Паратунка (рис. 5) обнаружены его постсейсмические вариации в течение первых месяцев после сильных землетрясений 1992 и 1997 гг. (рис. 1, табл. 1), которые произошли на эпицентральных расстояниях 120–300 км от станций и сопровождались сотрясениями с интенсивностью до 5–6 баллов по шкале MSK-64.

Для всех рассмотренных водопроявлений наблюдалось уменьшение величин A на постсейсмической стадии и, соответственно, увеличение насыщенности подземной вод вторичными минералами либо стремление к состоянию равновесия. Затем примерно в течение первых месяцев наблюдалось возвращение параметров A к фоновым величинам (см. рис. 4, 5).

На стадии подготовки Кроноцкого землетрясения гидрогеохимические предвестники в изменениях насыщенности рассматриваемых подземных вод вторичными минералами не проявлялись или проявлялись весьма слабо.

Заключение

Впервые выполнено специальное гидрогеохимическое опробование 11-ти режимных водопроявлений КФ ГС РАН с целью изучения химического состава подземных вод и оценки особенностей их формирования в системе вода — порода. Термодинамические расчёты показывают, что подземные воды режимных скважин и источников находятся на начальных стадиях взаимодействия в системе вода — порода. По геохимической классификации С. Л. Шварцева их можно отнести к кремнистому карбонатно-кальциевому геохимическому типу [5].

После сильных землетрясений 1992 и 1997 гг. происходило увеличение насыщенности подземных вод вторичными минералами (рис. 4, 5). При этом в связи с Кроноцким землетрясением 5 декабря 1997 г. увеличение насыщенности подземных вод

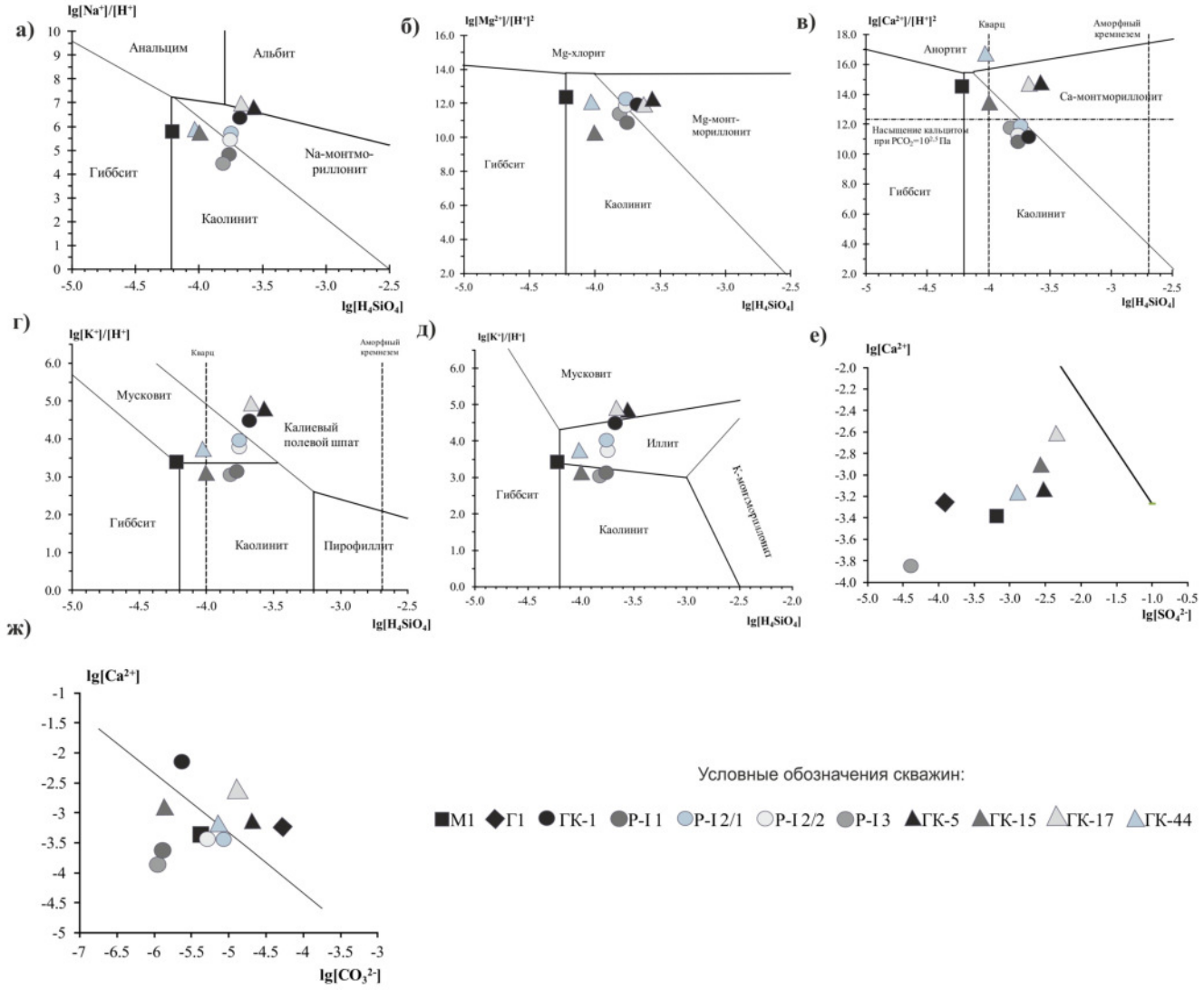


Рис. 3. Диаграммы равновесия подземных вод с алюмосиликатными, сульфатными и карбонатными минералами: анальцим — альбит — Na-монтмориллонит — каолинит — гиббсит (а); Mg-хлорит — Mg-монтмориллонит — каолинит — гиббсит (б); анортит — Ca-монтмориллонит — каолинит — гиббсит (в); мусковит — КПШ — пирофиллит — каолинит — гиббсит (г); мусковит — иллит — K-монтмориллонит — каолинит — гиббсит (д), с ангидритом (е) и кальцитом (ж) при температуре 25° С.

вторичными минералами проявилось в меньшей степени.

Результаты обработки данных режимных наблюдений указывают на изменение взаимодействия в системах вода — порода при землетрясениях, сопровождающихся 5–6-ти балльными сотрясениями (по шкале MSK-64) при прохождении сейсмических волн. Особенно ярко такой эффект проявился в связи с Камчатским землетрясением 2 марта 1992 г. Перед этим землетрясением также был обнаружен новый вид гидрогеохимического предвестника в форме увеличения насыщенности подземной воды из скважины Морозная 1 ангидритом [4].

Список литературы

1. *Гаррелз Р. М., Крайст Ч. Л.* Растворы, минералы, равновесия. М., Мир, 1968. 368 с.
2. *Зверев В. П.* Роль подземных вод в миграции химических элементов. М.: Недра, 1982. 182 с.
3. *Копылова Г. Н., Сугробов В. М., Хаткевич Ю. М.* Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53–70.
4. *Копылова Г. Н., Копылова Ю. Г., Гусева Н. В.* О генезисе и механизмах формирования гидрогеохимических аномалий в изменениях состава подземных вод

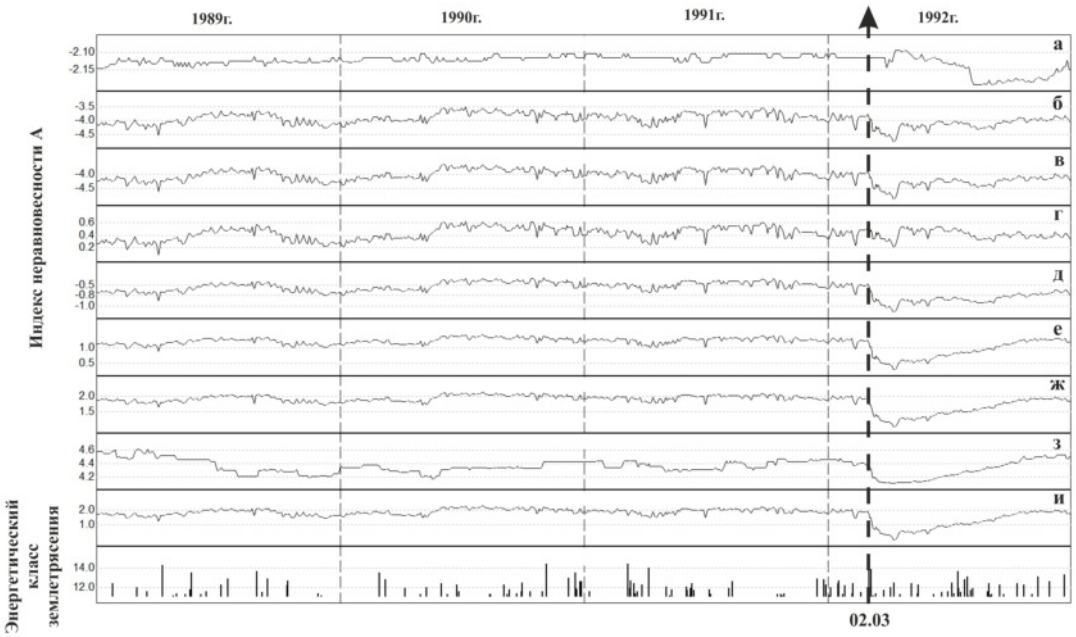


Рис. 4. Изменение индексов неравновесности подземной воды Пиначевского источника 1 (P-I 1) к каолиниту (а), Ca-монтмориллониту (б), Mg-монтмориллониту (в), K-монтмориллониту (г), Na-монтмориллониту (д), кальциту (е), магнезиту (ж), ангидриту (з) и доломиту (и) в 1989–1992 гг. в сопоставлении с произошедшими землетрясениями с энергетическим классом $K_S \geqslant 10{,}5$. Вертикальными пунктирными линиями показаны наиболее сильные землетрясения с указанием их дат, жирная линия — Камчатское землетрясение 2 марта 1992 г., M = 6,9.

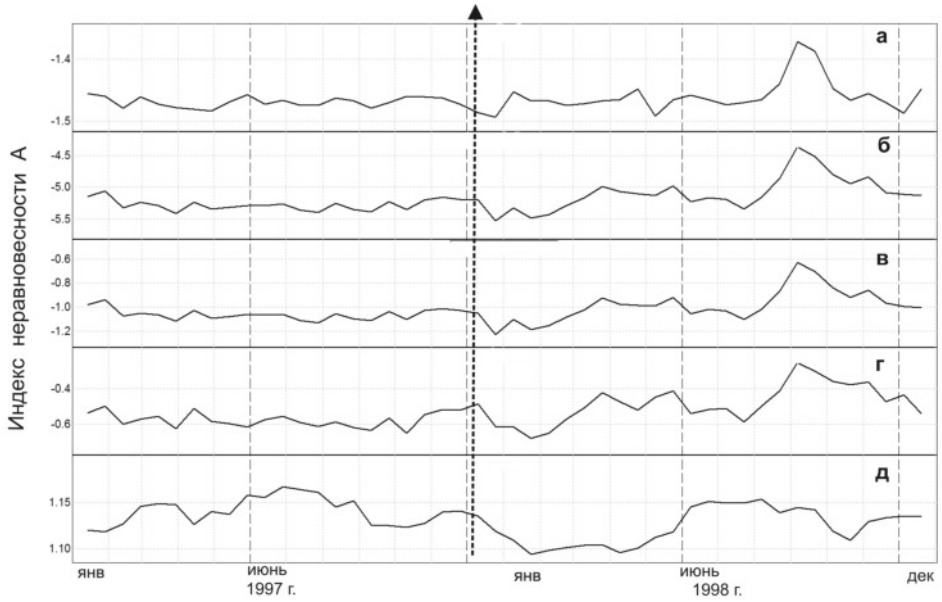


Рис. 5. Изменение индексов неравновесности подземной воды из скважины ГК-15, станция Верхняя Паратунка к каолиниту (а), Ca-монтмориллониту (б), Na-монтмориллониту (в), кальциту (г), ангидриту (д) в 1997–1998 гг. Вертикальная стрелка — Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г., M = 7,8

под влиянием сейсмичности. // Матер. региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 27–28 марта 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 181–186.

5. *Шварцев С. Л., Рыженко Б. Н., Алексеев В. А. и др.* Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода — порода. Том. 2. Система вода — порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 389 с.

УДК 550.34

Г. Н. Копылова[1], А. А. Любушин[2], В. А. Касимова[1], Л. Н. Таранова[1]

[1] *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский*
e-mail: gala@emsd.ru, vika@emsd.ru

[2] *Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

Вариации поля низкочастотного сейсмического шума на Камчатке в 2011–2014 гг.

В статье представлены результаты исследования сейсмопрогностических свойств мульти-фрактальных параметров временных рядов низкочастотного шума, зарегистрированного на сети широкополосных сейсмических станций на Камчатке. Основное внимание уделяется особенностям распределения параметров шума в периоды сильных (Mw⩾6,9) местных землетрясений 2013 г.

Введение

Камчатский филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) и Институт физики Земли РАН (ИФЗ РАН) проводят с 2011 г. работы по созданию новой технологии прогноза сильных землетрясений на Камчатке по данным о вариациях низкочастотных сейсмических шумов (НЧСШ), зарегистрированных на сети широкополосных сейсмических станций (рис. 1, табл. 1).

Исследование сейсмопрогностических свойств НЧСШ проводится с использованием методики, разработанной д.ф.-м.н. А. А. Любушиным (ИФЗ РАН) и апробированной на примере сильнейших японских землетрясений 2003–2011 гг. с величинами M⩾8. В основу разрабатываемой технологии прогнозирования сильных землетрясений положены оценки комплекса статистических параметров, характеризующих пространственно-временные вариации поля НЧСШ, и их визуализация в виде набора карт и графиков. Описание алгоритмов получения статистических параметров НЧСШ приводится в [1]. В работах [2, 4, 5] убедительно показана возможность заблаговременного определения районов и времени сильнейших сейсмических событий при использовании многомерных временных рядов регистрации сейсмического шума на сети широкополосных станций и анализа карт распределения мульти-фрактальных параметров НЧСШ.

В [3] представлены предварительные результаты применения этой методики для изучения прогностических свойств НЧСШ на Камчатке по данным наблюдений за 2,5 года (январь 2011 — июнь 2013 гг.). В настоящей работе рассматриваются особенности изменения поля НЧСШ в 2011–2014 гг. с использованием мульти-фрактальных параметров НЧСШ: $\Delta\alpha$ — ширины носителя спектра сингулярности и α^* — обобщённого показателя Херста, рассчитываемых по записям шума, полученных на сети станций.

Методика исследований

В качестве источников сейсмических данных использовались записи вертикальных компонент движений грунта на канале BHZ с частотой оцифровки 100 Гц с 01 января 2011 по 31 декабря 2014 гг., полученные на 20-ти широкополосных сейсмических станциях (рис. 1, табл. 1). Для проведения исследований была создана пополняемая база данных на сервере КФ ГС РАН, включающая непрерывные 1-минутные временные ряды записей по всем станциям [3] и имеющая доступ по локальной сети.

С использованием комплекса программ для анализа мульти-фрактальных свойств волновых форм НЧСШ (автор А. А. Любушин) были получены ежесуточные оценки параметров $\Delta\alpha$ и α^* и созданы ежесуточные grid-файлы их пространственного распределения за весь период наблюдений.

Построение карт

Пространственно-временное распределение усреднённых статистик НЧСШ на заданном интервале времени является одним из способов визуализации полученных данных.

Для построения карт анализируемая прямоугольная область в диапазоне 50–64° с. ш. и 155–168° в. д. покрывалась равномерной сеткой из 50×50 узлов. На картах отражается распределение статистик по площади, полученное методом интерполяции совокупности медиан параметров от трёх станций, ближайших к каждому узлу.

При усреднении ежедневных карт по всем дням внутри заданного интервала времени, получаются усреднённые карты, характеризующие особенности изменения отдельных параметров по пространству за соответствующий интервал времени. Совокупность таких карт для одного и того же интервала времени и их изменчивости позволяет прослеживать главные особенности поля НЧСШ во време-

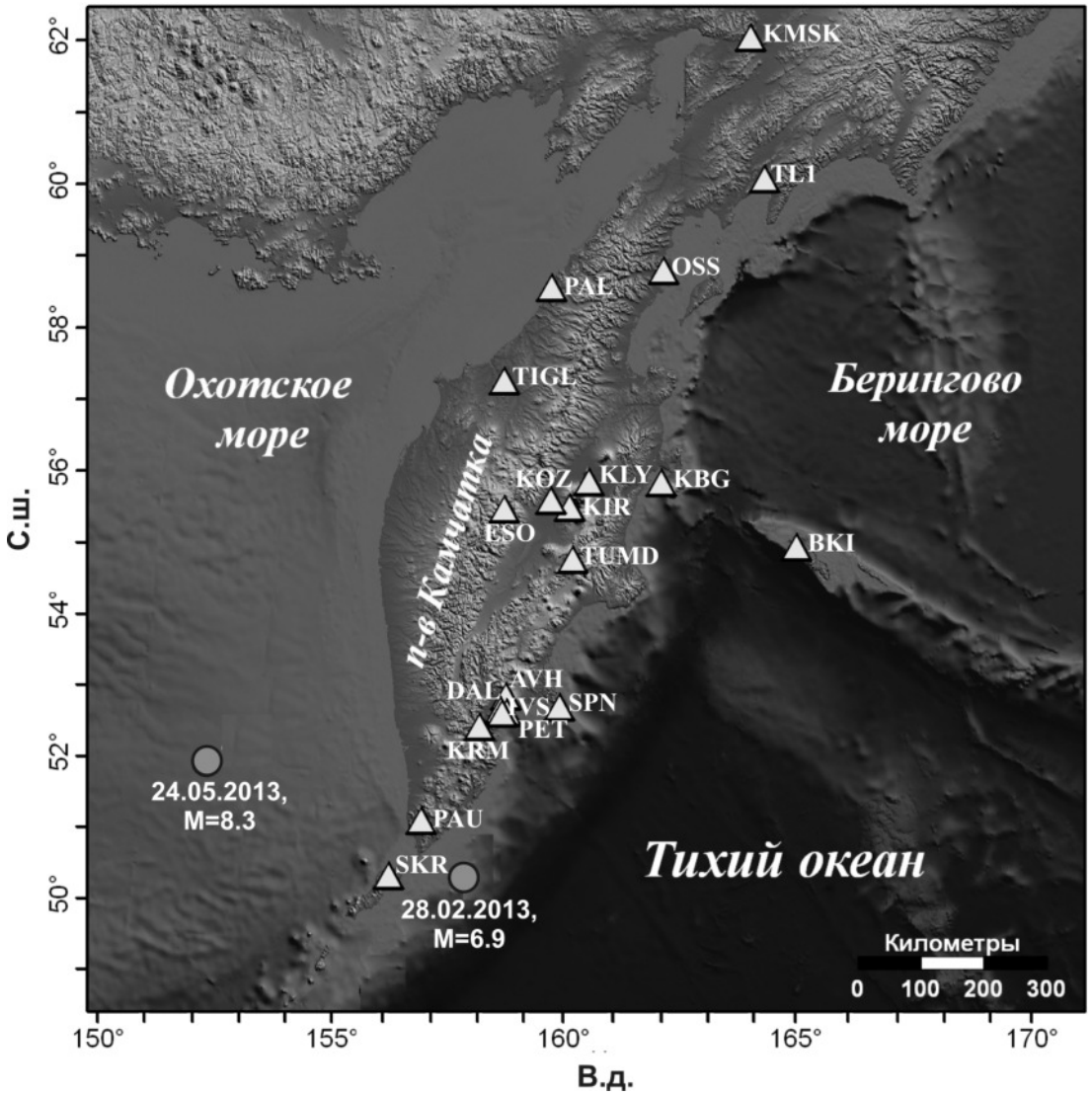


Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций (треугольники) и эпицентров сильных землетрясений 2013 г. (кружки). Название сейсмических станций приведено в табл. 1. Номера землетрясений соответствуют номерам в табл. 2.

ни. На рис. 2 представлены карты распределения осредненных параметров для территории Камчатки за четыре года.

Построение графиков

Другим способом оценки динамики изменения статистик поля НЧСШ во времени является построение графиков средних, а также минимальных и максимальных значений параметров, рассчитываемых по усредненным картам за соответствующий интервал времени. Для этого весь период наблюдений разбивался на равные интервалы времени и для каждого такого интервала рассчитывались усреднённые карты статистик НЧСШ. Далее в узлах регулярной сетки на каждой такой карте находились минимальные, средние и максимальные значение каждой из статистик шума. Примеры графиков изменения средних величин $\Delta\alpha$ и α^* приводятся на рис. 3. По таким графикам может даваться динамическая оценка изменчивости сейсмической опасности на Камчатке.

Результаты

В 2013 г. на Камчатке наблюдалось усиление сейсмической активности, в т. ч. произошли землетрясения 28 февраля с M = 6,9 и мантийное Охотоморское землетрясение 24 мая с M = 8,3 (рис. 1, табл. 2).

Для анализа поведения параметров α^* и $\Delta\alpha$ перед сильными событиями 2013 г. были построены усреднённые карты их распределения за периоды времени 3 и 6 месяцев. Заключения об особенностях поведения поля НЧСШ на стадиях подготовки землетрясений основывались на сопоставлении полученных карт (рис. 4) с картами за весь период наблюдений, которые рассматривалась в качестве фоновой характеристики распределения параметров шума (рис. 2).

Таблица 1. Данные о сейсмостанциях, регистрирующей аппаратуре и локальных сейсмогеологических условиях

Сейсмическая станция	Код станции	Координаты			Аппаратура	Частотный диапазон,Гц	Дата начала записи в базе данных	Характеристика грунтовых условий
		с. ш.	в. д.	h, м				
Авача	AVH	53,264	158,740	942	CMG-6TD	0,033–40	01.01.2012	дисперсный уплотнённый (глыбы, щебень, глина)
Беринг	BKI	55,194	165,984	12	CMG-3TB	0,0083–40	01.01.2011	дисперсный уплотнённый (глыбы, щебень, дресва)
Дальний	DAL	53,031	158,754	57	CMG-6TD	0,033–40	01.01.2012	скальный, выветрелые сланцы
Институт	IVS	53,066	158,608	160	CMG-3TB	0,0083–40	04.03.2011	дисперсный уплотнённый (глыбы, щебень, глина)
Каменская	KMSK	62,467	166,206	40	CMG-6TD	0,033–40	01.01.2011	дисперсный уплотнённый мёрзлый (щебень, глина)
Карымшина	KRM	52,828	158,131	100	CMG-3TB	0,033–40	16.01.2011	дисперсный уплотнённый (глыбы, щебень, глина)
Киришева	KIR	55,953	160,342	1470	CMG-6TD	0,033–40	01.08.2013	дисперсный уплотнённый мёрзлый, пирокласты с обломками лавы
Ключи	KLY	56,317	160,857	35	KS2000	0,01–40	17.02.2011	дисперсный уплотнённый (глыбы, щебень, глина)
Козыревск	KOZ	56,058	159,872	60	CMG-6TD	0,033–40	05.12.2013	дисперсный уплотнённый, песчанно-гравийные отложения
Крутоберегово	KBG	56,258	162,713	30	CMG-3TB	0,0083–40	01.01.2011	дисперсный уплотнённый (пирокласты)

Окончание таблицы 1. Данные о сейсмостанциях, регистрирующей аппаратуре и локальных сейсмогеологических условиях

Сейсмическая станция	Код станции	Координаты			Аппаратура	Частотный диапазон,Гц	Дата начала записи в базе данных	Характеристика грунтовых условий
		с. ш.	в. д.	h, м				
Оссора	OSS	59,262	163,072	35	CMG-6TD	0,033–40	01 января 2011 г.	дисперсный уплотненный (щебень, глина)
Палана	PAL	59,094	159,968	70	STS-2	0,0083–40	01 января 2011 г.	дисперсный уплотненный (глина)
Паужетка	PAU	51,468	156,815	130	CMG-6TD	0,033–40	01 января 2011 г.	дисперсный уплотненный (глыбы, щебень, глина)
Петропавловск	PET	53,023	158,650	100	STS-1	0,0027–10	01 января 2011 г.	скальный (долериты, кремнистые сланцы)
Северо-Курильск	SKR	50,670	156,116	30	CMG-3TB	0,0083–40	01 января 2011 г.	дисперсный уплотненный (глыбы, щебень, глина)
Тигиль	TIGL	57,765	158,671	115	CMG-6TD	0,033–40	01 марта 2014 г.	дисперсный уплотненный, пески с супесчаным заполнителем
Тиличики	TL1	60,446	166,145	25	CMG-3TB	0,0083–40	01 января 2011 г.	дисперсный уплотненный мерзлый (щебень, глина)
Тумрокисточники	TUMD	55,203	160,399	478	CMG-6TD	0,033–40	01 января 2012 г.	дисперсный уплотненный (глыбы, щебень, глина)
Шипунский	SPN	55,106	160,011	95	CMG-6TD	0,033–40	01 января 2012 г.	дисперсный уплотненный (глыбы, щебень, глина)
Эссо	ESO	55,932	158,695	490	CMG-6TD	0,033–40	01 января 2011 г.	дисперсный уплотненный (глыбы, щебень, глина)

Таблица 2. Данные о землетрясениях с Mw $\geqslant$ 6,9 (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes)

Номер землетрясения	Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс	Координаты		Глубина, км	Магнитуда, Mw
			град., с. ш.	град., в. д.		
1	28.02.2013	14:05:50	50,942	157,339	41	6,9
2	24.05.2013	05:44:49	54,874	153,281	609	8,3

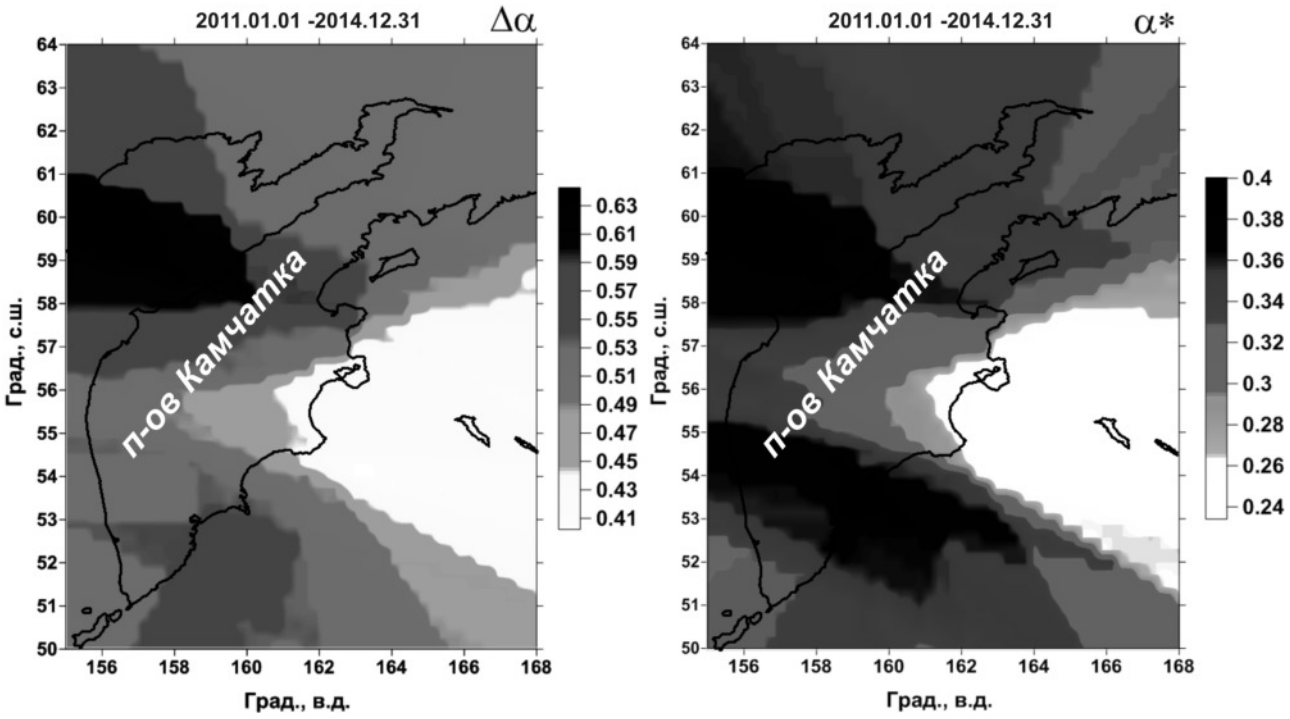


Рис. 2. Карты распределения мульти-фрактальных параметров низкочастотного шума на Камчатке, зарегистрированного на сети сейсмических станций, ширины носителя спектра сингулярности $\Delta\alpha$ (слева) и обобщенного показателя Херста α^* (справа) за период наблюдений с 1 января 2011 г. по 31 декабря 2014 г.

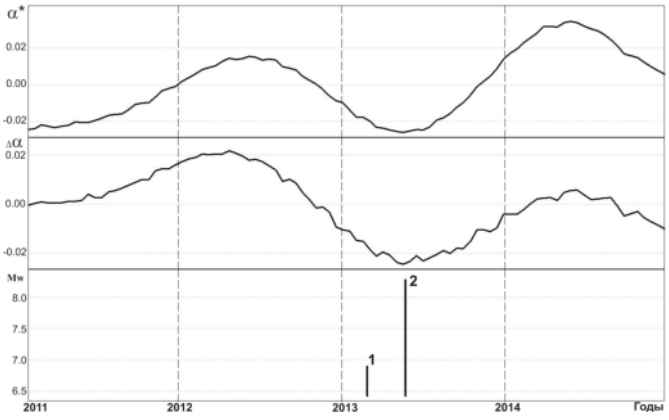


Рис. 3. Изменения среднего значения обобщенного показателя Херста α^* и ширины носителя спектра сингулярности $\Delta\alpha$, вычисленных для усредненных ежесуточных карт в скользящем временном окне 30 суток (1 месяц) с шагом 15 суток в 2011–2014 гг. в сопоставлении с произошедшими землетрясениями (табл. 2).

При анализе карт и графиков предполагалось, что понижение величин $\Delta\alpha$ и α^* указывает на повышение сейсмической опасности и угрозу возникновении сильного землетрясения с М не менее 7,0–7,5. Физические принципы, лежащие в основе использования критериев минимальных величин $\Delta\alpha$ и α^* для выделения сейсмически опасных регионов, основаны на предположении о консолидации малых блоков земной коры в структуру больших размеров, формирующую очаг будущего сильного землетрясения. Низкие значения $\Delta\alpha$ и α^* могут быть обусловлены большим числом низкочастотных выбросов, которые можно связать с взаимными движениями неконсолидированных малых блоков земной коры. Тогда высокие их значения можно связывать с повышенной консолидацией малых блоков земной коры и, как следствие этого, малым числом высокоамплитудных вариаций сейсмического шума. Формирование крупного консолидированного блока сопровождается потерей разнообразия передаточных и резонансных свойств среды, что сопровождается потерей мультифрактальности временных рядов НЧСШ и уменьшением параметров $\Delta\alpha$ и α.

Для оценки динамики изменения мульти-фрактальных параметров α^* и $\Delta\alpha$ во времени были построены графики изменения максимальных, минимальных и средних значений рассматриваемых параметров, вычисленных для усредненных ежесуточных карт в скользящих временных окнах 30 суток (1 месяц) и 90 суток (3 месяца) с шагом 15 суток и 30 суток соответственно. Из графиков следует, что в поведении временных рядов наблюдается понижение средних значений α^* и $\Delta\alpha$ перед сильными землетрясениями. Это подтверждается также построением усредненных карт распределения параметров, на которых также выделяются области пониженных значений α^* и $\Delta\alpha$, предшествующие землетрясениям. На карте распределения

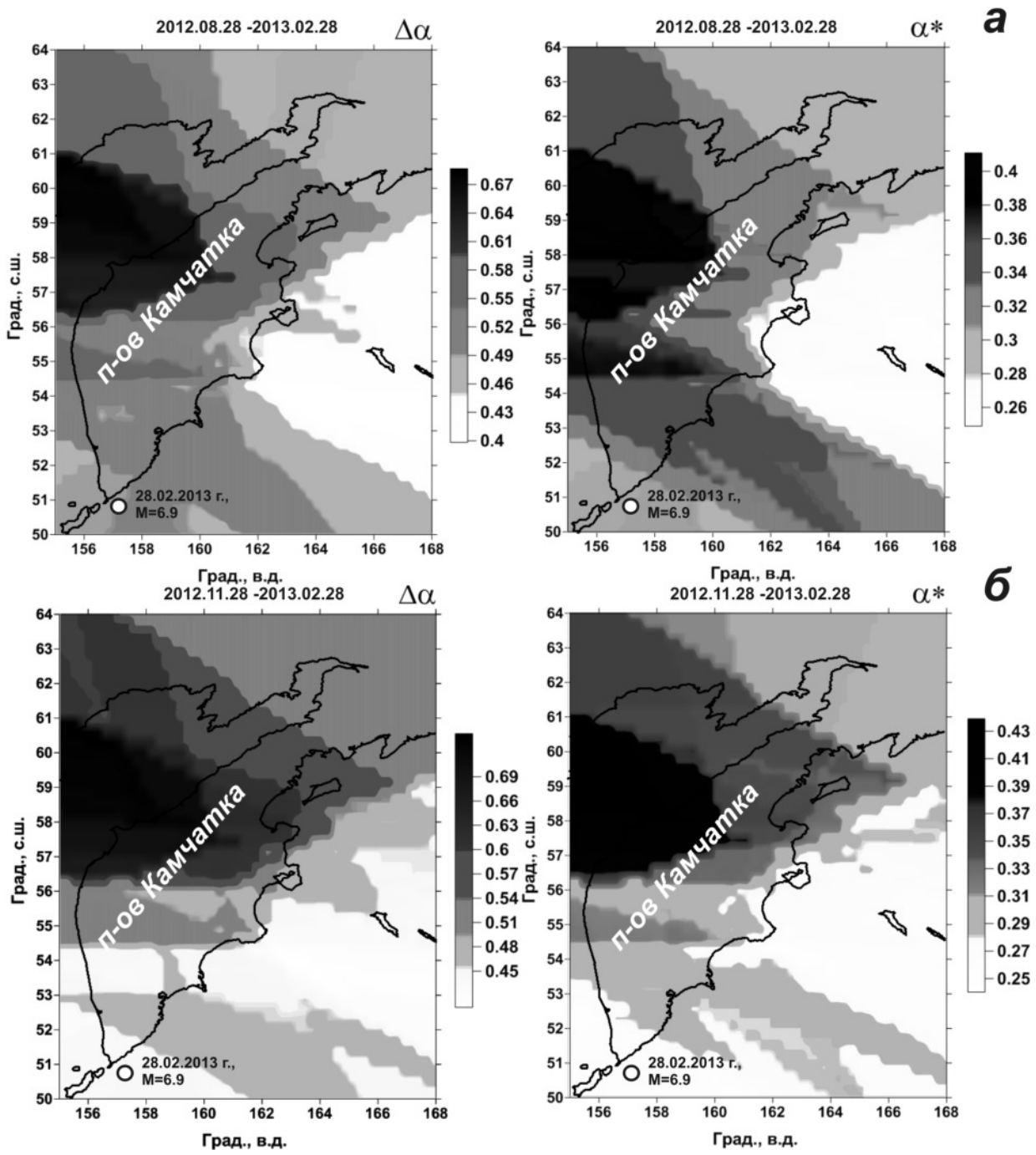


Рис. 4. Карты распределения мульти-фрактальных параметров — ширины носителя спектра сингулярности Δα (слева) и обобщенного показателя Херста α^* (справа), за полугодовой период (а) и за 3 месяца (б) до землетрясения 28 февраля 2013 г., Mw = 6,9.

параметров за полгода и три месяца до землетрясения 28 марта 2013 г. (рис. 4) область пониженных значений α^* и Δα чётко выделяется в районе юга Камчатки и о-ва Парамушир.

Выполненный анализ пространственно-временного распределения параметров α^* и Δα показывает, что характер их изменений перед сильными землетрясениями соответствует выдвинутой ранее в [1–2, 4–5] гипотезе и модельным представлениям о проявлении процессов подготовки сильных землетрясений в вариациях поля НЧСШ. Результаты выполненного анализа указывают на информативность статистик α^* и Δα для их использования в сейсмопрогностических целях и на перспективность общего подхода к изучению вариаций НЧСШ в рамках разрабатываемой технологии оценки сейсмической опасности и прогноза сильных землетрясений на Камчатке.

Также следует отметить, что по данным наблюдений 2011–2014 гг. выделяется центральная часть

Камчатской сейсмофокальной зоны в диапазоне широт 55–58° с. ш. (рис. 2) по пониженным величинам α^* и $\Delta\alpha$ как наиболее опасная для возникновения одного или нескольких сильных землетрясений с $M \geqslant 7{,}5–8{,}0$.

Работа выполняется при поддержке РФФИ, грант № 15–05-00 414, научный руководитель А.А. Любушин.

Список литературы

1. *Любушин А. А.* Анализ когерентности глобального сейсмического шума, 1997–2012 // Физика Земли. 2014. № 3. С. 18-27.
2. *Любушин А.А.* Карты свойств низкочастотных микросейсм для оценки сейсмической опасности // Физика Земли. 2013. № 1. С. 11-20.
3. *Любушин А. А., Копылова Г. Н., Касимова В. А., Таранова Л. Н.* Мульти-фрактальные характеристики сейсмического шума на Камчатке, 2011–2013 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Четвертой научно-техн. конф. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 382–386.
4. *Любушин А. А.* Прогноз Великого Японского землетрясения // Природа. 2012. № 8. С. 23–33.
5. *Любушин А.А.* Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 г. Долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсмам // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Том. 10. № 1. С. 9–35.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 550.34:551.21

Ю. А. Кугаенко[1], В. А. Салтыков[1], И. Ф. Абкадыров[2], П. В. Воропаев[1], А. А. Коновалова[1]

[1] *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: ku@emsd.ru*

[2] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: aifgf@mail.ru*

Результаты исследований сейсмичности района Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. по данным временной локальной сети

Представлены результаты временных сейсмологических наблюдений, проведённых в январе-октябре 2013 г. в Южной части Ключевской группы вулканов с целью исследования сейсмичности, сопровождавшей Трещинное Толбачинское извержение. По результатам обработки составлен каталог из более чем 700 землетрясения с $M_L = 0 - 3{,}5$ ($K_S = 1{,}5 - 8{,}5$). Обнаружено, что сейсмичность в районе вулкана Плоский Толбачик неравномерна. Выявлены пространственно разнесенные кластеры землетрясений на периферии вулкана Плоский Толбачик, в районе вулканического массива Зимина и Толудской эпицентральной зоне, а также непосредственно районе извержения. Область предварявшей извержение малоглубинной сейсмической активизации под вулканом Плоский Толбачик в ходе извержения активность не проявляла.

Введение

В 2012–2013 гг. на Камчатке в Южной части Ключевской группы вулканов произошло Трещинное Толбачинское извержение им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50) [2, 9]. Это одно из крупнейших базальтовых извержений, отмеченных в последние десятилетия на территории России. ТТИ-50 началось 27 ноября 2012 г. с образования прерывистой поверхностной разломной зоны субмеридионального простирания длиной ∼6 км в диапазоне высот от 1500 до 2200 м, вдоль которой впоследствии сосредоточились эруптивные центры извержения (рис. 1). Трещинная зона вскрыла южный склон вулкана Плоский Толбачик и прилегающий к нему северный край Толбачинского Дола (южной ветви Толбачинской зоны ареального вулканизма). Извержение в основном закончилось в конце августа 2013 г.

В представленной статье рассматриваются результаты детальных исследований сейсмичности, сопровождавшей ТТИ-50, по данным дополнительных временных наблюдений (январь-октябрь 2013 г.).

Организация наблюдений

Камчатская региональная сеть сейсмических станций [15] в районе Ключевской группы вулканов неравномерна (рис. 1). В её южной части (южнее вулканов Острый и Плоский Толбачик) расположена лишь одна региональная сейсмическая станция KMN. В этой конфигурации сеть обеспечивает уровень надежной регистрации землетрясений Ключевской группы вулканов $K_S = 4{,}5 - 5{,}0$.

Для каталога Ключевской группы вулканов в 2010–2013 гг. (когда для обработки землетрясений стала использоваться DIMAS [4]) ошибки определения составляют для эпицентра $3{,}5 \pm 2{,}0$, для глубины $3{,}1 \pm 1{,}6$.

Для усиления региональной системы сейсмологических наблюдений в районе ТТИ-50 и получения новых данных о сейсмичности на более низком энергетическом уровне, чем это позволяет камчатская региональная сеть, в южной части Ключевской группы вулканов была развернута временная сеть автономных сейсмических станций (рис. 1, табл. 1). Наблюдения были организованы в начале января 2013 г. силами Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) и Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН) при поддержке Президиума РАН. Временная сеть состояла из широкополосных трехкомпонентных сейсмометров Guralp CMG-6TD. К началу ТТИ-50 сейсмические станции региональной сети в районе извержения были оснащены сейсмометрами СМ-3 с периодом собственных колебаний $T_c = 2$ с и, в некоторых случаях, их более высокочастотной модификацией СМ-3 вч. На врезке к рис. 1 для сравнения возможностей регистрации сейсмических сигналов проиллюстрированы технические характеристики аппаратуры региональной и временной сетей.

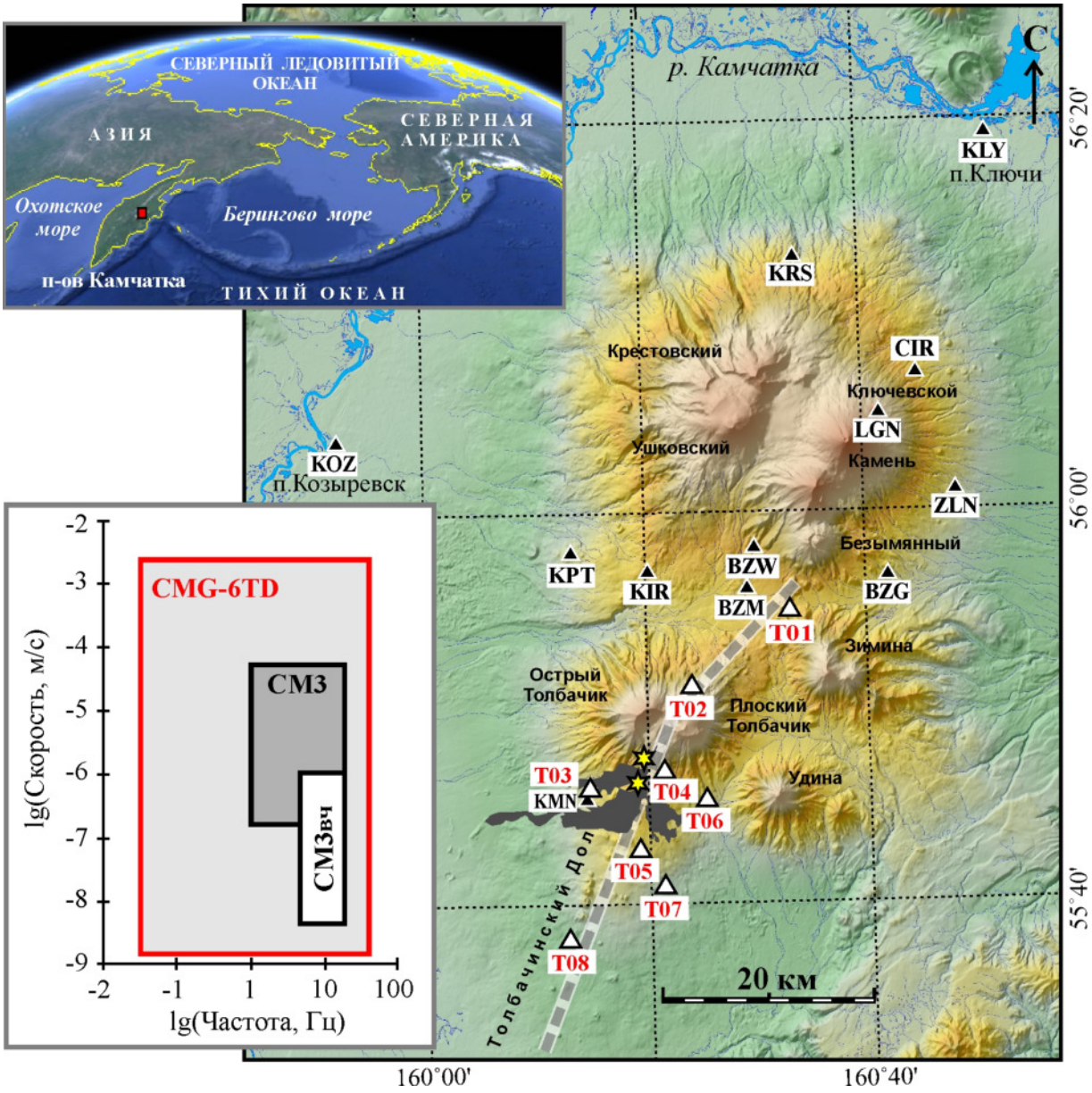


Рис. 1. Сейсмические станции в районе Ключевской группы вулканов. На верхней врезке положение рассматриваемого района отмечено белым прямоугольником. Тёмными и светлыми треугольниками обозначены соответственно региональные и временные сейсмические станции. Диапазоны регистрируемых ими сейсмических сигналов представлены на нижней врезке (комментарии в тексте). Номерами обозначены действующие (Д) и потухшие (П) вулканы: 1 — Ключевской (Д), 2 — Камень (П), 3 — Безымянный (Д), 4 — Средний (П), 5 — Крестовский (П), 6 — Ушковский (Д), 7 — Острый Толбачик (П), 8 — Плоский Толбачик (Д), 9 — Овальная Зимина (П), 10 — Острая Зимина (П), 11 — Горный Зуб (реликт плейстоценового вулкана); 12 — Большая Удина (П), 13 — Малая Удина (П), 14 — щитовой вулкан в основании Ушковского и Крестовского вулканов (П); 15 — Толбачинский Дол (активная зона шлаковых конусов). Штриховым пунктиром обозначена осевая линия зоны глубинного разлома. На схему нанесены основные эруптивные центры извержения (звезды) и лавовые поля ТТИ-50 (темная заливка). Эллипсом выделена область сейсмической активизации, предварявшей ТТИ-50 в августе-ноябре 2012 г.

Особенности организации обработки землетрясений

ТТИ-50 сопровождалось интенсивным вулканическим дрожанием, затруднявшим выделение землетрясений из сейсмической записи. Вулканическое дрожание фиксировалось на протяжении всего времени извержения (рис. 2а). На рис. 2б показаны спектры сейсмических сигналов, зарегистрированных в исследуемом районе в ходе извержения и в другое время, без вулканического дрожания. Сопоставление спектров позволило оценить полосу частот вулканического дрожания: 0,5–20 Гц, максимум соответствует частоте 1–2 Гц. На некоторых станциях (T04, T05) превышение уровня сигнала в спектре достигает 60 дБ, что соответствует увели-

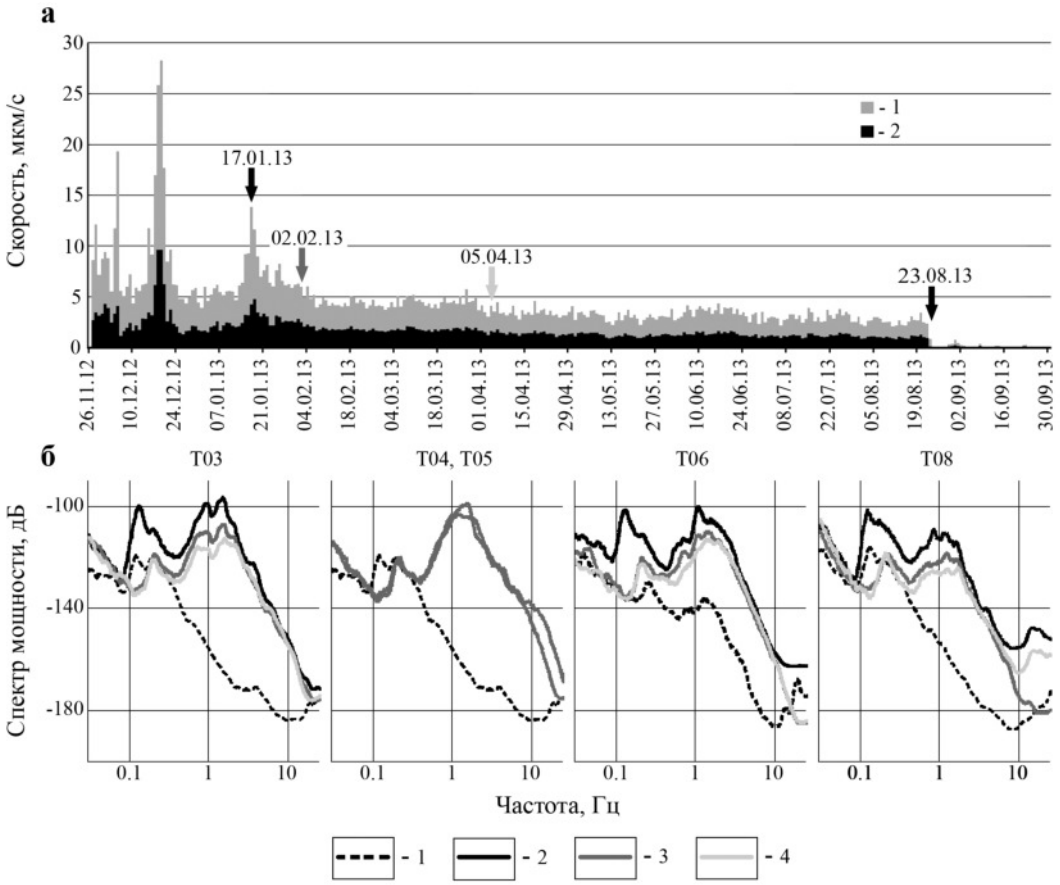


Рис. 2. Вулканическое дрожание ТТИ-50. а — изменение интенсивности дрожания в ходе ТТИ-50 по данным региональной станции KMN: максимальная (1) и средняя (2) амплитуда в течение суток; б — примеры спектров сейсмических записей на станциях временной сети: 1 — без дрожания, 2, 3 и 4 — 17 января 2013 г., 2 февраля 2013 г. и 5 апреля 2013 г. соответственно (эти дни отмечены стрелками на рис. 2а). Также стрелкой отмечено 23 августа 2013 г., когда ТТИ-50 в основном прекратилось.

Таблица 1. Сведения о сейсмических станциях временной локальной сети в районе Трещинного Толбачинского извержения в 2013 г.

Код станции	Координаты и высота н. у. м.			Период работы		Расстояние до извержения, км
	φ, ° N	λ, ° E	h, м	начало	конец	
T01	55,912	160,538	1633	07.01.2013 г.	20.04.2013 г.	22
T02	55,872	160,367	1596	22.01.2013 г.	23.05.2013 г.	12
T03	55,757	160,248	1053	07.01.2013 г.	06.05.2013 г.	4,5
T04	55,777	160,345	1757	23.01.2013 г.	08.02.2013 г.	1,5
T05	55,725	160,320	1280	24.01.2013 г.	15.02.2013 г.	4,5
T06	55,750	160,422	988	06.01.2013 г.	10.10 2013 г.	7
T07	55,693	160,308	1032	23.05.2013 г.	09.10 2013 г.	8
T08	55,642	160,217	651	07.01.2013 г.	23.05.2013 г.	15

чению амплитуды $\sim$ в 10^3 раз. Исходя из этого был выбран частотный диапазон обработки локальных землетрясений. Для выделения сейсмических событий применялся полосовой фильтр Баттерворта второго порядка в полосе частот 8–16 Гц. Отметим, что при оперативной обработке землетрясений в КФ ГС РАН используется фильтрация 1–6 Гц. На рис. 3 приведены примеры выделения записей локальных землетрясений в условиях интенсивного вулканического дрожания. Продемонстрирована эффективность применения более высокочастотного фильтра (8–16 Гц), чем это принято при оперативной обработке землетрясений (1–6 Гц).

В остальном обработка соответствовала методике, применяющейся в КФ ГС РАН для обработки землетрясений Ключевской группы вулканов: ис-

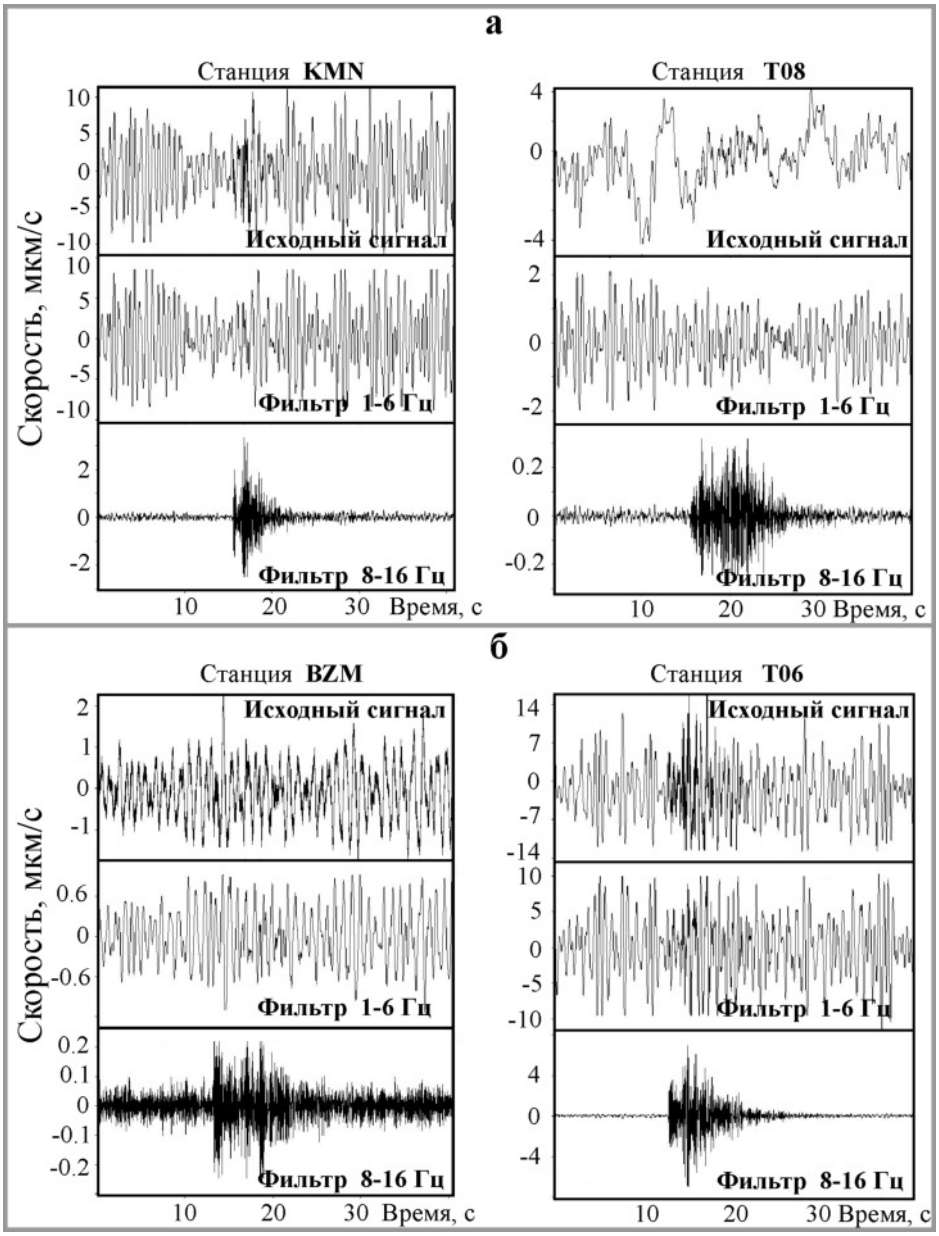


Рис. 3. Примеры сейсмических записей не локализованных региональной сетью землетрясений в различных частотных диапазонах. а — локальное землетрясение из зоны извержения 7 февраля 2012 г. 11:13 UTC $K_S = 5{,}0$; — б — локальное землетрясение под северо-восточным склоном вулкана Плоский Толбачик 12 февраля 2012 г. 15:50 UTC $K_S = 5{,}6$. Приведены записи вертикальных каналов станций региональной (слева) и временной сети (справа).

пользовалась интерактивная программа DIMAS [4] и локальный годограф на базе эмпирической скоростной модели, описанной в работе [10].

Результаты обработки

Обработка производилась в два этапа.

I этап. Результаты первого этапа, в ходе которого был проведён перерасчет гипоцентров землетрясений, зарегистрированных региональной сетью в Толбачинской вулканической зоне, с привлечением дополнительных данных, полученных временными станциями, представлен на рис. 4. Для указанного промежутка времени для района, представленного на рис. 4, в диапазоне глубин до 30 км из каталога Ключевской группы вулканов выделено 75 событий с энергетическим классом $K_S = 4{,}2 - 8{,}5$. Энергетический класс этих событий не переопределялся. Сходной чертой обоих карт и важной особенностью трещинного Толбачинского извержения (в период с января по август 2013 г.) является отсутствие землетрясений $K_S = 5 - 8$, пространственно связанных с районом прорыва. Однако в записях ближайших к извержению временных станций выделены более слабые события, в том числе серии квазипериодических локальных землетрясений. В остальном карты существенно различаются между собой. Возможные

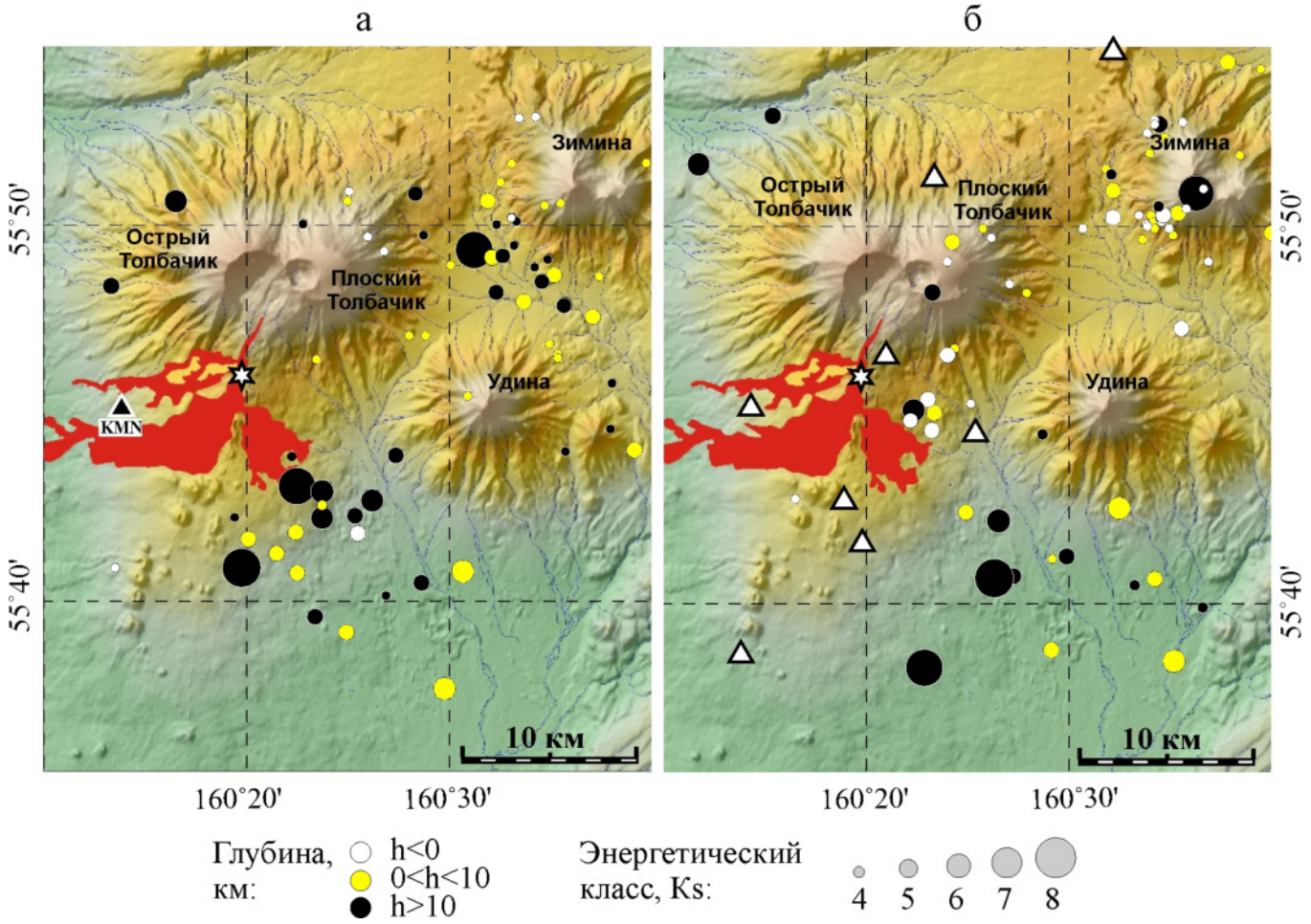


Рис. 4. Рис. 4. Эпицентры землетрясений в районе вулканического массива Толбачик и Толбачинского Дола с 6 января 2013 г. по 10 октября 2013 г. а — по данным региональной сети сейсмических станций (каталог КФ ГС РАН для Ключевской группы вулканов), б — те же землетрясения при дополнении региональной сети временными станциями. Номера вулканов и временные сейсмические станции (треугольники) соответствуют рис. 1. На схему нанесены лавовые поля ТТИ-50 (темная заливка) и эруптивный центр извержения, сохранявший активность во время работы временной сети (звезда).

причины несовпадения гипоцентрии: неравномерность региональной сети сейсмических станций и недостаточное знание скоростных особенностей среды в Южной части Ключевской группы вулканов.

Для наборов данных, исследовавшихся в ходе I этапа и представленных на рис. 4, ошибки определения составили:

– для региональной сети: по эпицентру $3{,}8 \pm 1{,}7$, по глубине $3{,}3 \pm 1{,}7$;

– с привлечением временной сети: по эпицентру $1{,}8 \pm 1{,}6$, по глубине $1{,}7 \pm 1{,}3$.

II этап. В ходе второго этапа обработки были определены гипоцентры и энергетический класс K_S всех остальных локальных землетрясений, зарегистрированных временными станциями. В ряде случаев при необходимости в обработку включались записи ближайших к извержению региональных сейсмостанций. Во временном интервале с 6 января 2013 г. по 10 октября 2013 г. локализовано более 700 землетрясений, что на порядок превышает число сейсмических событий, зарегистрированных региональной сетью. Причиной обнаружения большего числа событий явилось использование полосовой фильтрации в частотном диапазоне 8–16 Гц, в стороне от спектрального максимума вулканического дрожания. На рис. 5 представлена карта эпицентров землетрясений по данным временной сети. Ошибки определения составляют по эпицентру $1{,}4 \pm 1{,}8$, по глубине $1{,}2 \pm 1{,}2$.

Области пространственной концентрации землетрясений

По данным временной сети выделены компактные области пространственной концентрации эпицентров (группы ***I*** — ***IV***, рис. 5).

Группа ***I*** пространственно совпадает с эруптивным центром ТТИ-50. Основная масса событий — слабые поверхностные землетрясения $K_S = 3 - 4$, $h < 2$ км. Большинство из них были зарегистрированы в период работы станций Т04 и Т05, установ-

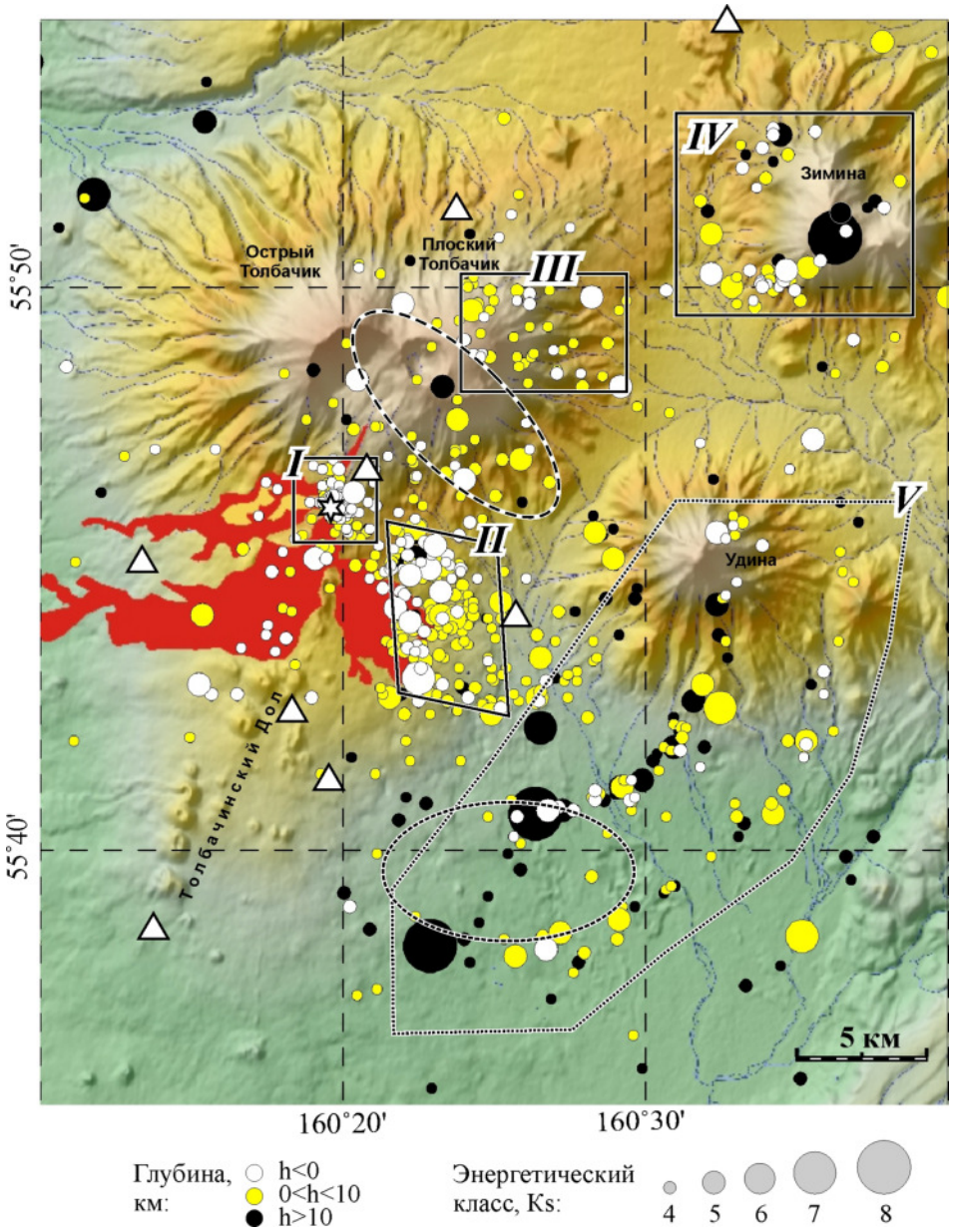


Рис. 5. Эпицентры землетрясений, сопровождавших ТТИ-50 в период работы временной сети сейсмических станций, с 6 января 2013 г. по 10 октября 2013 г. Номера вулканов и временные сейсмические станции (треугольники) соответствуют рис. 1. На схему нанесены лавовые поля ТТИ-50 (темная заливка) и эруптивный центр извержения, сохранявший активность во время работы временной сети (звезда). Эллипсами выделены область сейсмической активизации, предварявшей ТТИ-50 в августе-ноябре 2012 г., и Толудский рой землетрясений (рис. 1). Зоны ***I*-*V*** обсуждаются в тексте.

ленных на непродолжительное время в непосредственной близости к извержению, в конце января — начале февраля 2013 г.

Группа ***II*** — наиболее многочисленный кластер зарегистрированных землетрясений, расположенный к югу от вулкана Плоский Толбачик на восточном склоне Толбачинского Дола. Энергетический класс K_S достигает значений $6 - 6{,}5$, заглубление, в основном, до 2 км. Единичные землетрясения имеют глубину от 10 до 20 км, но они произошли уже после завершения ТТИ-50. Группа ***II*** пространственно тянется от вулкан Плоский Толбачик к области Толудского роя землетрясений, произошедшего в первые дни ТТИ-50 [7]. Вероятно, эта сейсмичность связана с внедрением и распространением не вышедшей на поверхность магмы (не реализовавшийся прорыв извержения) по лучам «структурного веера» [Ермаков и др., 2014].

Группа ***III*** — сгущение эпицентров на северо-восточном склоне вулкана Плоский Толбачик. Прорабатывается диапазон глубин до 17 км. Максимальный зарегистрированный класс $K_S = 6{,}2$. Отметим, что этот сектор постройки вулкана Плоский Толбачик проявил активность в период формирова-

ния двух пространственно разобщенных облаков землетрясений в начале ТТИ-50. Отметим, что группа ***III*** соответствует пересечению Плоского Толбачика глубинным разломом. Возможно, это тоже проявление «структурного веера».

Группа ***IV*** относится к западной части недействующего вулканического массива Зимина. Отметим, что локализованное по данным региональной сети облако землетрясений, рассеянных между вулканами Плоский Толбачик, Удина и Зимина (рис. 4а), после добавления в обработку временных станций компактизировалось и переместилось под западную часть вулканического массива Зимина (рис. 4б, 5). Поэтому мы предлагаем рассматривать события, ранее зарегистрированные в указанной области региональной сетью, относящимися не к Плоскому Толбачику, а к вулканическому массиву Зимина. Интересно, что этот кластер землетрясений (***IV***) имеет структуру, близкую к кольцевой. Глубина сейсмических событий варьируется от приповерхностных до заглубленных до $15-17$ км. В рассматриваемый период времени на глубине 17 км произошло сильнейшее зарегистрированное под вулканом Зимина землетрясение с $K_S = 8{,}5$.

Вулкан Зимина требует обратить на себя более пристальное внимание в контексте оценки вулканоопасности. Это малоизученный массив из трёх стратовулканов (рис. 1), который условно разделяют на восточную часть (разрушенный реликт плейстоценового вулкана) и более молодую западную структуру времён позднего плейстоцена — голоцена, постройки двух её стратовулканов осложнены экструзиями андезидацитов и дацитов. Предыдущая кратковременная сейсмическая активизация имела место в августе-сентябре 2006 г. (более 70 землетрясений с $K_S = 3-8$). Тогда землетрясения были в основном сосредоточены на глубине $3-5$ км. Активизация 2012–2013 гг. показывает сейсмическую проработку достаточного большого диапазона глубин, что может быть связано с активизацией магматических каналов массива Зимина, инициированных теми же глубинными процессами, которые привели к ТТИ-50.

На рис. 5 эллипсом отмечена область сейсмической активизации, предварявшей извержение в течение нескольких месяцев, в июле-ноябре 2012 г. на глубине до 5 км под вулканом Плоский Толбачик [8]. В январе-октябре 2013 г. сейсмичность этой области была представлена лишь отдельными разноглубинными событиями без тенденции к группированию, в то время как на периферии вулкана Плоский Толбачик мы выявили сгущения землетрясений (группы ***I*** — ***III***). Можно говорить об инверсии сейсмичности, имевшей место в ходе ТТИ-50 и связанной, вероятно, с миграцией магмы.

На рис. 5 номером ***V*** выделена ещё одна интересная в сейсмическом отношении область — район так называемой Толудской эпицентральной зоны (ТЭЗ). ТЭЗ обсуждалась ранее в ходе исследований сейсмичности Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг., её сейсмическая активность в 1975 г. связывается с оттоком базальтов на малых глубинах из-под вулкана Плоский Толбачик [1]. ТЭЗ занимает юго-восточный сектор Ключевской группы вулканов и пространственно соответствует обширной долине реки Толуд, где отсутствуют поверхностные проявления современного вулканизма, однако регистрируются землетрясения с глубиной до 20–30 км. (Отметим, что в [1] под ТЭЗ подразумевалась более обширная зона). Новым результатом, полученным по данным временной сети, является ярко выраженная группируемость землетрясений в ТЭЗ. Причём кластеры землетрясений очерчивают дугообразные структуры. Такая особенность требует специально спланированных исследований сейсмичности и глубинного строения. Под северо-восточным склоном вулкана Большая Удина зафиксирована небольшая компактная группа слабых землетрясений, что говорит о сейсмической активности и этого андезитового вулкана. Обратим внимание на выделенную эллипсом на рис. 5 область Толудского роя: наиболее сильные землетрясения ТЭЗ с глубиной очагов больше 10 км произошли именно в эпицентральной области роя.

Соотношение числа событий, зарегистрированных временной и региональной сетями

На рис. 6 приведены кумулятивные графики числа землетрясений, локализованных временной и региональной сетями. В связи с тем, что конфигурация временной системы наблюдений менялась, полученный материал не является однородным и не позволяет корректно определить её уровень надежной регистрации. Однако можно оценить соотношение числа событий, зарегистрированных временной и региональной сетями. Согласно фактографической базе данных КФ ГС РАН «Активность вулканов Камчатки» уровень надежной регистрации региональной сети для района ТТИ-50 составляет $K_S = 4{,}9$.

График, отражающий результаты детального мониторинга зоны извержения, уже с $K_S = 6{,}5$ проходит выше кривой, построенной для региональной сети. С уменьшением K_S разрыв между графиками увеличивается. Следовательно, для рассматриваемого района представительность региональной сети значительно завышена и не отражает реальные возможности системы сейсмического мониторинга. Встает вопрос о пересмотре методики определения этого параметра для Южной части Ключевской группы вулканов.

Заключение

В январе-октябре 2013 г. в Южной части Ключевской группы вулканов работала временная локальная сеть автономных сейсмических станций Guralp CMG-6TD, целью которой являлось исследование сейсмичности, сопровождавшей Трещинное Толбачинское извержение, на более низком энерге-

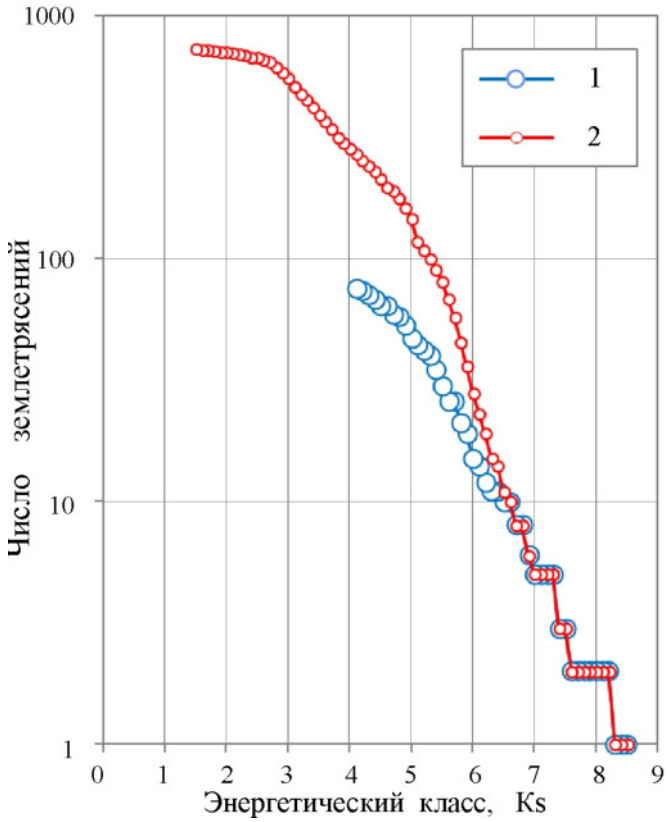


Рис. 6. Рис. 6. Кумулятивные график числа землетрясений, зарегистрированных региональной (1) и временной (2) сетями с 6 января 2013 г. по 10 октября 2013 г.

тическом уровне, чем это позволяет региональная сеть.

Был оценён диапазон вулканического дрожания: 0,5–20 Гц с максимумом на частоте 1–2 Гц. Исходя из этого для массовой обработки локальных землетрясений был выбран частотный диапазон 8–16 Гц. В результате локализовано более 700 землетрясений, что на порядок превышает число сейсмических событий, зарегистрированных региональной сетью.

Результаты работы временной локальной сети указывают на то, что для района ТТИ-50 и вулкана Плоский Толбачик представительность региональной сети завышена, а гипоцентры землетрясений значительно смещаются при включении в обработку временных станций. Решение этой проблемы видится в организации дополнительных сейсмических станций на юге Ключевской группы вулканов и уточнении скоростной модели этой территории.

Обнаружено, что сейсмичность в районе вулкана Плоский Толбачик неравномерна. Выявлены пространственно разнесенные кластеры землетрясений на периферии вулкана Плоский Толбачик, один из которых соответствует действовавшему эруптивному центру ТТИ-50, а два других не связаны с поверхностными проявлениями вулканизма, однако могут рассматриваться как отражение миграции не вышедшей на поверхность магмы. При этом область предварявшей ТТИ-50 малоглубинной сейсмической активизации под вулканом Плоский Толбачик в ходе извержения потеряла активность. Наблюдаемая инверсия сейсмической активности иллюстрирует динамику магматической питающей системы. Зона глубинного разлома, питающего ареальные зоны к югу и северу от вулкана Плоский Толбачик, также не проявила сейсмической активности в ходе ТТИ-50.

В районе вулканического массива Зимина и Толудской эпицентральной зоны выявлены необычные кластеры землетрясений, соответствующие круговым и дугообразным структурам. Эта сейсмичность требует дополнительных исследований.

Группирование землетрясений в западной части вулканического массива Зимина свидетельствует об эпизоде сейсмической активизации этой вулканической структуры. В связи с тем, что сейсмичность зарегистрирована в диапазоне глубин до 17 км, можно предположить, что это — проявление активности магматической питающей системы, возможно, в связи с инъекцией глубинного вещества. Совпадение во времени этого эпизода активизации с ТТИ-50 позволяет рассматривать его как результат того же процесса в магматической питающей системе Ключевской группы вулканов, который инициировал извержение Толбачика. Учитывая чувствительность магматической системы массива Зимина к геодинамическим процессам и состав его изверженных пород (андезиты, дациты), необходимо при мониторинге состояния вулканов рассматривать Зимину как отдельную потенциально опасную структуру.

Организация дополнительных сейсмологических наблюдений в районе ТТИ-50 стала возможной благодаря финансовой поддержке Президиума РАН. Обслуживание временной сети и исследования сейсмичности поддержаны научными проектами РФФИ 13–05-10 033, 13–05-00 117.

Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.:Наука, 1984. 637 с.
2. *Гордеев Е. И., Муравьёв Я. Д., Самойленко С. Б. и др.* Трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг. Первые результаты // Доклады Академии наук. 2013. Т. 452. № 5. С. 562–566.
3. *Двигало В. Н., Свирид И. Ю., Шевченко А. В.* Первые количественные оценки параметров Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. по данным аэрофотограмметрических наблюдений // Вулканология и сейсмология. 2014. № 5. С. 3–11.
4. *Дрознин Д. В., Дрознина С. Я.* Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.
5. *Ермаков В. А., Важеевская О. А.* Вулканы Острый и Плоский Толбачик // Бюл. вулк. ст. 1973. № 49. С. 43-53.

6. *Ермаков В.А., Гонтовая Л.И., Сенюков С.Л.* Тектонические условия и магматические источники нового Толбачинского трещинного извержения (п-ов Камчатка) // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. №1. С. 5–33.
7. *Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Воропаев П.В.* Анализ сейсмичности, предварявшей Трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг. // Землетрясения России в 2012 г. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 82-86
8. *Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Воропаев П.В.* Об аномалии сейсмического режима, предварявшей новое (2012 г.) трещинное Толбачинское извержение на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. №2. Вып. 20. С.16–19.
9. *Самойленко С.Б., Мельников Д.В., Магуськин М.А и др.* Начало нового трещинного Толбачинского извержения в 2012 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. №2. Вып. 20. С. 20–22.
10. *Сенюков С. Л.* Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений в 2000–2004 гг. // Вулканология и сейсмология. 2006. №3. С. 68–78.
11. *Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я. и др.* Сейсмичность района вулкана Плоский Толбачик в 2000–2013 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 103–108
12. *Федотов С.А.* Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
13. *Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.* Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об её извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. №1. С. 3–35.
14. *Федотов С.А., Уткин И.С., Уткина Л.И.* Периферический магматический очаг базальтового вулкана Плоский Толбачик, Камчатка: деятельность, положение и глубина, размеры и их изменения по данным о расходе магм // Вулканология и сейсмология. 2011. №6. С. 3–20.
15. *Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Кугаенко Ю.А и др.* Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. — 2013. — №1. — С. 18–40.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК [551.24+550.34]:551.21

Ю. А. Кугаенко, В. А. Салтыков, Н. Н. Титков, П. В. Воропаев

Камчатский филиал Геофизической службы РАН

Фаза пробуждения перед Трещинным Толбачинским извержением 2012–2013 гг. по сейсмическим и GPS данным

Представлена оценка длительности подготовки Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. по результатам анализа инструментальных наблюдений. По сейсмическим и GPS данным выявлены синхронные предварявшие извержение аномалии деформаций земной коры и сейсмичности длительностью не менее 4 месяцев (август-ноябрь 2012 г.). Сопоставимая длительность сейсмической и деформационной аномалий может свидетельствовать об их общей генетической природе и позволяет отнести их к единому временному масштабу предвестников извержения — среднесрочному.

Фаза пробуждения (*volcanic unrest*) всегда предшествует извержению, но не всегда проявляется одинаково даже на одних и тех же вулканах. Она может иметь как разную длительность, так и разную интенсивность. Термин *volcanic unrest* был введен в науки о Земле в начале 90-х годов XX века в качестве одного из геоиндикаторов, описывающих опасные изменения окружающей среды (в данном случае это относится к вулканам). Под геоиндикаторами подразумевались количественно определяемые параметры, характеризующие динамику в ходе геологических процессов. Введение таких параметров имело целью создание автоматизированной системы оценки природных опасностей. В последние годы вновь повысился интерес к геоиндикатору *volcanic unrest*, который рассматривается как отклонение от обычного, фонового, поведения вулкана [11, 12]. *Unrest* означает *нестабильность, возмущение, беспорядки, аномальное поведение*. Индикаторами *volcanic unrest* обычно выступают активизация сейсмичности, аномалии деформации земной коры, изменения газового состава фумарол и цвета кратерных озёр, появление новых термоаномалий на вулканах и пр.

По данным исследования [12] 64% различных зафиксированных на вулканах аномалий, рассматриваемых как *volcanic unrest*, заканчиваются извержениями.

В случае пробуждения вулкана обнаруженные в ходе *unrest*-фазы аномальные явления могут, с одной стороны, рассматриваться как предвестники извержения, а с другой — как источник информации для разработки моделей и сценариев активизаций данного вулкана и его аналогов в других районах мира.

Для того, чтобы оценить длительность подготовки (*unrest*-фазы) Трещинного Толбачинского извержения, которое началось в южной части Ключевской группы вулканов на Камчатке 27 ноября 2012 г. и продолжалось около 9 месяцев [2, 10, 7], были проанализированы предварявшие это извержение смещения земной поверхности и сейсмичность.

Так как это извержение было названо Трещинным Толбачинским извержением 2012–2013 гг. им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, обычно для его обозначения употребляется аббревиатура ТТИ-50 [2].

Сеть инструментальных наблюдений на Ключевской группе вулканов представлена на рис. 1. Она неравномерна: в её южной части (южнее вулканов Острый и Плоский Толбачик) расположена лишь одна региональная сейсмическая станция, а GPS-пункты отсутствуют. Сеть GPS располагается по отношению к зоне ТТИ-50 в северном секторе с углом примерно 90°. В 2012 г. состав сети входили три опорных пункта в посёлках Ключи, Козыревск и Майское на расстоянии $\sim$ 50–60 км от ТТИ и группа из пяти пунктов в окрестности вулкана Безымянный, удалённых от ТТИ-50 на расстояние $\sim$ 20–25 км. На последних зарегистрированы максимальные перемещения, предварявшие и сопровождавшие ТТИ-50.

Анализ сейсмичности был ориентирован на сопоставление среднемноголетних параметров с их «текущими» (2012 г.) значениями. Если рассматриваемый параметр выходил за пределы своего среднемноголетнего тренда (превышал его), ситуация рассматривалась как активизация сейсмичности (рис. 2). Сейсмическая аномалия перед ТТИ-50 представляет собой статистически значимую сейсмическую активизацию низкого энергетического уровня (преимущественно $K_S = 4 - 6$) под постройкой вулкана Плоский Толбачик на глубине до 5 км [4, 6]. Сейсмичность развивалась с ускорением и уменьшением глубины, эта тенденция прослеживается на рис. 2в уже с 2010 г. В 2012 г. наблюдалось отклонение от средних за 1999–2011 гг. скорости сейсмического потока и скорости выделения сей-

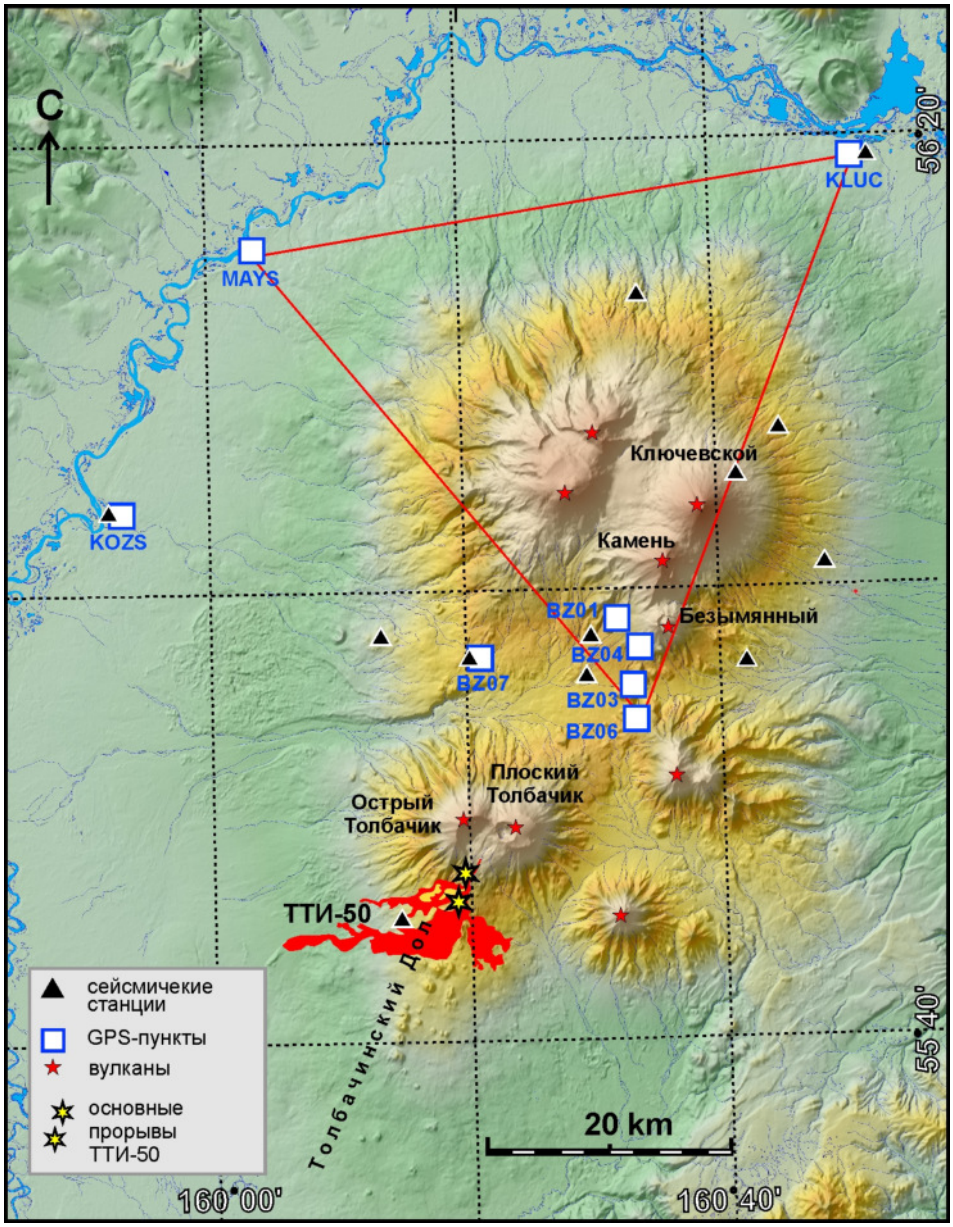


Рис. 1. Сети сейсмических и GPS станций в районе Ключевской группы вулканов перед началом ТТИ-50. Треугольником KLUC-BZ06-MAYS отмечена область определения тензоров горизонтальных деформаций

смической энергии в сторону увеличения (рис. 2а, 2б). Согласно рис. 2а, превышение средних значений параметров началось ещё весной, но наиболее уверенно аномалия проявилась в параметрах сейсмического режима в августе-ноябре 2012 г. Последние три недели перед ТТИ-50 сейсмичность находилась на *экстремально высоком* уровне по шкале СОУС'09 [5] (рис. 2г).

Сейсмическую аномалию (активизацию) в районе вулкана Плоский Толбачик перед ТТИ-50 можно разделить на несколько этапов:

– июль-октябрь 2012 г.: статистически значимая сейсмическая активизация низкого энергетического уровня ($K_S = 4 - 6$) длительностью ~4 месяцев, которая характеризуется возмущениями уровня сейсмичности до *высокого* — *экстремально высокого* уровня, значительным увеличением числа зарегистрированных землетрясений, ростом их выделившейся энергии и ускорением сейсмического потока; на карте эпицентров активизация охватывает постройку вулкана Плоский Толбачик;

– ноябрь 2012 г. (последние три недели перед извержением): устойчивый выход уровня сейсмичности на *экстремально высокий* уровень при сохранении преобладающих классов землетрясений в диапазоне $K_S = 4 - 6$; активизация по-прежнему охватывает постройку вулкана Плоский Толбачик;

– последние часы перед началом извержения, когда стали регистрироваться наиболее сильные землетрясения ($K_S = 7 - 9$); на этом этапе произошло изменение распределения эпицентров: сформировались две пространственно разнесённые группы

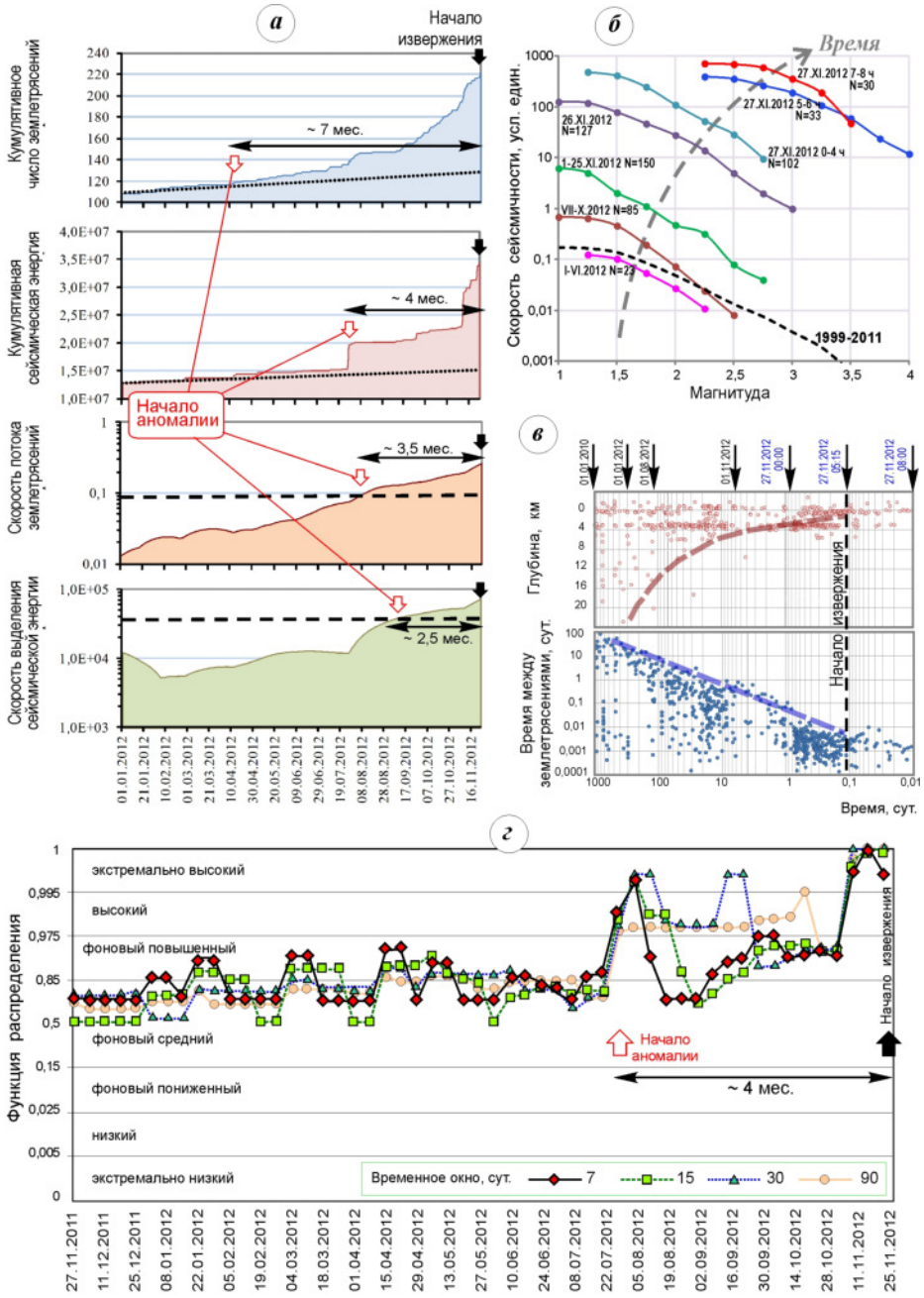


Рис. 2. Пробуждение вулкана (*volcanic unrest*) в параметрах сейсмического режима перед ТТИ-50. а — активизация сейсмичности в параметрах сейсмического потока и выделившейся сейсмической энергии, пунктирная линия соответствует среднемноголетнему поведению параметра; б — кумулятивные графики повторяемости землетрясений в различных временных промежутках, предшествовавших извержению, пунктирная линия соответствует среднемноголетнему поведению параметра, N — число землетрясений в указанном интервале времени; в — развитие сейсмичности с уменьшением глубины и сокращением времени между соседними событиями, пунктирной линией отмечена наблюдаемая тенденция; г — временной ход уровня сейсмичности по шкале СОУС'09 [5] в различных временных окнах

землетрясений, первая из которых осталась связанной с вулканом Плоский Толбачик, а вторая образовалась в зоне начавшегося ТТИ-50.

В работе [3] представлен сценарий подготовки ТТИ-50, и указанные периоды сейсмической активизации связываются с динамикой магматических источников извержения. Предполагается, что за несколько месяцев до ТТИ-50 стала наблюдаться активизация глубинного магмоподводящего разлома. Сейсмичность последних трёх недель перед началом извержения связывается авторами указанной публикации с образованием и пополнением приповерхностных магматических очагов под вулканом Плоский Толбачик на глубинах в первые км

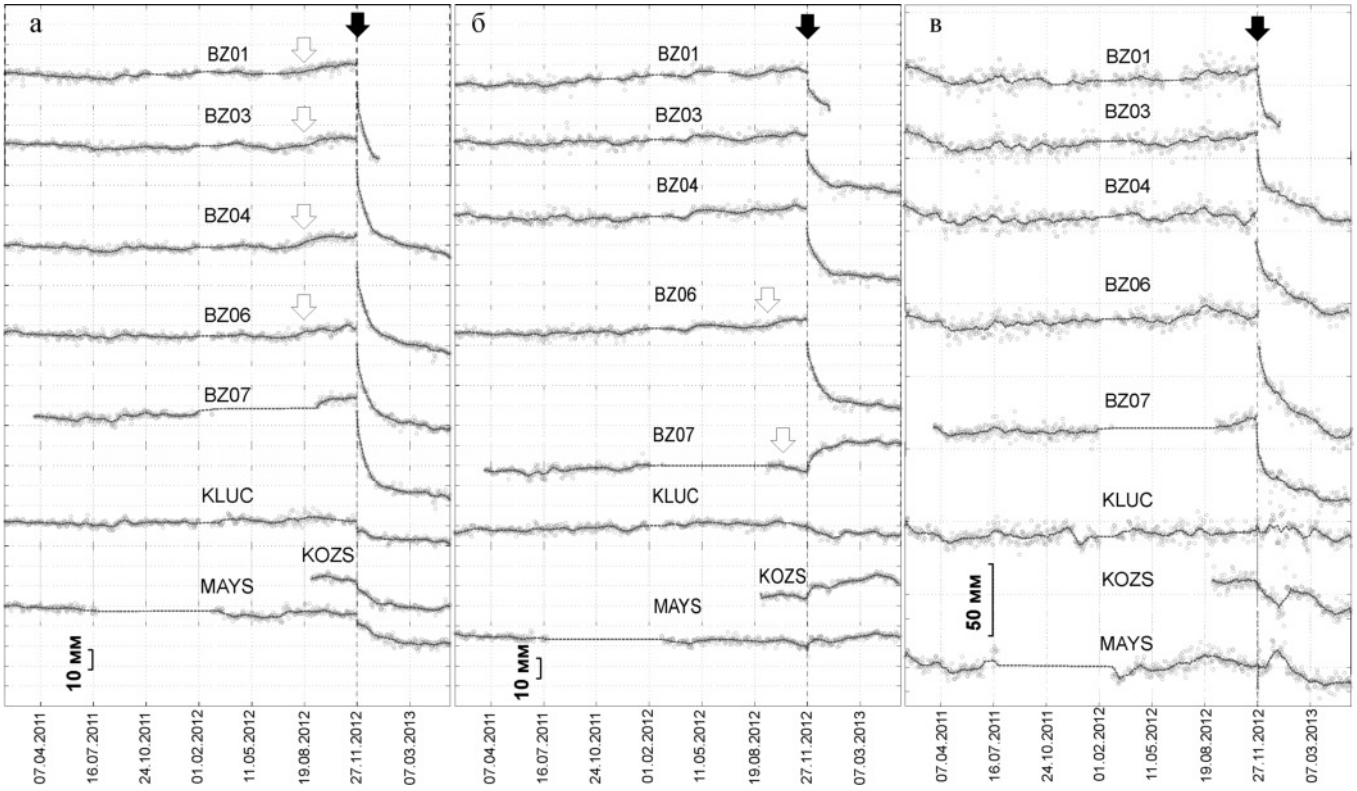


Рис. 3. Временные ряды смещений GPS пунктов, сглаженные скользящим средним с временным окном шириной 20 дней: по горизонтальным компонентам север (а), восток (б) и вертикальной компоненте (в). Долговременные тренды удалены. Сглаживание производилось отдельно для двух интервалов времени: до и после начала извержения. Момент начала извержения отмечен чёрной стрелкой. Светлой стрелкой отмечено начало аномальных перемещений, предварявших извержение. Названия GPS пунктов соответствуют схеме на рис. 1.

от поверхности, а последние часы перед извержением — с подъёмом магмы в вулканический канал Плоского Толбачика и формированием пластовых магматических внедрений непосредственно в разрастающейся постройке стратовулкана, в результате чего произошёл боковой разрыв с выходом магмы на поверхность и началось ТТИ-50.

Таким образом, выделенные нами этапы сейсмической активизации перед ТТИ-50 имеют обоснованную физическую природу. Первый из этапов является среднесрочным предвестником извержения. Второй и третий этапы — его краткосрочные (длительностью менее 1 месяца) предвестники.

Деформационные аномалии проявились в перемещении центральной части Ключевской группы вулканов (рис. 3). На рядах горизонтальных перемещений ближайших к ТТИ-50 GPS пунктов BZ01, BZ03, BZ04, BZ06, BZ07 видна аномалия, проявившаяся примерно за 4 месяца до начала извержения (для более удалённых пунктов KLUC, KOZS и MAYS этот эффект выявить не удалось). В августе 2012 г. пункты BZ01, BZ03, BZ04, BZ06, BZ07 начали смещаться от зоны ТТИ-50. Начало аномалии приходится на середину августа 2012 г. Учитывая, что каждая точка на графике является результатом осреднения во временном окне за предыдущие 20 суток, мы можем утверждать, что длительность аномалии перед ТТИ-50 достигает ~4 месяцев. К началу активной фазы ТТИ-50 смещения достигли сантиметрового уровня.

Рассчитанные для этого периода (август-ноябрь 2012 г.) относительные деформации показали сжатие в радиальном по отношению к извержению направлении и растяжение в тангенциальном (рис. 4). Их величины достигали к началу ТТИ ~ 10–7. Детали обработки GPS данных для выделения аномальных перемещений и деформаций перед ТТИ-50 приведены в работе [4].

Таким образом, по сейсмическим и GPS данным выявлены синхронные предварявшие извержение аномалии деформаций земной коры и сейсмичности длительностью не менее 4 месяцев (август-ноябрь 2012 г.). На рис. 5 сопоставление сейсмических и GPS параметров перед ТТИ-50 представлено на едином графике. В последние 2–3 недели перед извержением среднемноголетние (1999–2011 гг.) скорости потока сейсмических событий и сейсмической энергии были превышены ~ в 40 раз.

В вышедших после начала ТТИ-50 публикациях неоднократно встречается сопоставление длительности сейсмической подготовки, предварявшей трещинные извержения 1975–1976 гг. и 2012–2013 гг. Отметим, что 1975 г. был зафиксирован лишь завершающий (очень интенсивный, но непродолжи-

тельный, ~9 суток) этап фазы пробуждения перед началом извержения Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения, которое тем не менее было успешно предсказано по сейсмическим данным [1]. Следует учитывать, что вся *unrest*-фаза в 1975 г. корректно выявлена быть не могла, так как деформационные наблюдения в этом районе не проводились, а ближайшая сейсмическая станция была удалена от места извержения почти на 50 км. Технические характеристики современной системы мониторинга сейсмической активности Ключевской группы вулканов позволили исследовать процессы подготовки ТТИ-50 на более низком, чем в 1975 г., энергетическом уровне [8, 9]. Так в 1975 г. уровень надежной регистрации землетрясений (уровень представительности каталога) для района «вулкан Плоский Толбачик — Толбачинский Дол» можно оценить только как $K_{\text{пред}} = 8{,}5$, а в 1999–2012 гг. указанный показатель значительно улучшился и составляет $K_{\text{пред}} = 4{,}0 - -4{,}5$ (рис. 6).

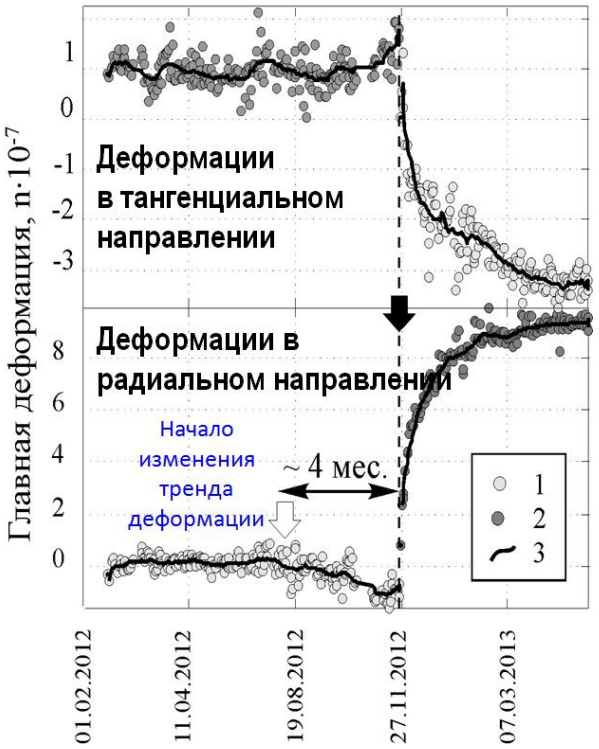


Рис. 4. Временные ряды главных относительных деформаций треугольника KLUC-BZ06-MAYS, представленного на рис. 1, в соответствии с их направлением на извержение. Верхний график — главные деформации в тангенциальном направлении. Нижний график — главные деформации в радиальном направлении.

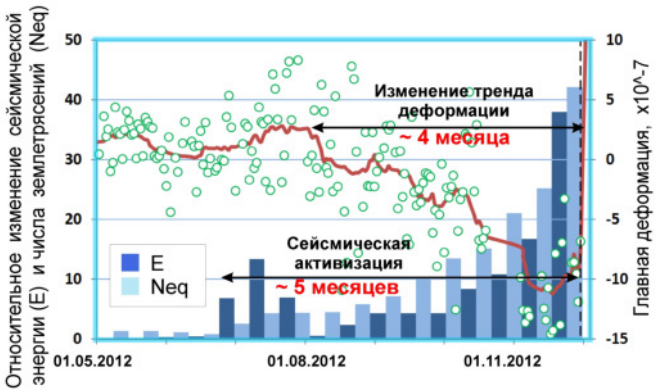


Рис. 5. Сопоставление сейсмических и GPS данных перед ТТИ-50 (май-ноябрь 2012 г.). Представлены главные деформации треугольника KLUC-BZ06-MAYS и параметры сейсмичности (увеличение числа землетрясений Neq и выделившейся сейсмической энергии E относительно среднемноголетнего значения во временном окне 1 месяц с шагом 2 недели).

Перед ТТИ-50 имеющаяся сеть деформационного и сейсмического мониторинга позволила впервые в России выявить длительные синхронные предварявшие извержение аномалии деформаций земной коры и параметров сейсмического режима, связанные с пробуждением вулкана. Также впервые в России в 2012–2013 гг. по GPS данным получены непрерывные ряды записей деформаций земной коры, отражающие подготовку и процесс масштабного вулканического извержения.

С уверенностью можно утверждать, что выявленная по инструментальным данным *unrest*-фаза перед ТТИ-50 длилась не менее 4 месяцев. Сопоставимая длительность сейсмической и деформационной аномалий свидетельствует в пользу их общей генетической природы и позволяет отнести их к единому временному масштабу предвестников ТТИ-50 (согласно принятой терминологии — среднесрочному).

Исследования поддержаны научным проектом РФФИ (грант 13–05-00 117).



Рис. 6. Кумулятивные графики повторяемости землетрясений для района «вулкан Плоский Толбачик — Толбачинский Дол» за 1962–1975 гг. — по данным регионального каталога, за 1999–2012 гг. — по данным каталога Ключевской группы вулканов.

Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 67 с.
2. *Гордеев Е. И., Муравьёв Я. Д., Самойленко С. Б. и др.* Трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг. Первые результаты // ДАН. 2013. Том. 452. № 5. С. 562–566.
3. *Ермаков В. А., Гонтовая Л. И., Сенюков С. Л.* Тектонические условия и магматические источники нового Толбачинского трещинного извержения (п-ов Камчатка) // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. № 1. С. 5–33.
4. *Кугаенко Ю. А., Титков Н. Н., Салтыков В. А., Воропаев П. В.* Анализ подготовки Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. в параметрах сейсмичности и деформаций земной коры по данным системы комплексного мониторинга активности вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2015. № 4. С. 3–13.
5. *Салтыков В. А.* Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 53–59.
6. *Салтыков В.А., Кугаенко Ю. А., Воропаев П.В.* Об аномалии сейсмического режима, предварявшей новое (2012 г.) трещинное Толбачинское извержение на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. 2012. № 2. Вып. 20. С. 9–16.
7. *Самойленко С. Б., Мельников Д. В., Магуськин М. А., Овсянников А. А.* Начало нового трещинного Толбачинского извержения в 2012 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С. 20–22.
8. *Чебров В. Н., Дрознин Д. В., Кугаенко Ю. А. и др.* Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18–40
9. *Чебров В. Н., Дрознин Д. В., Дрознина С. Я. и др.* Развитие системы комплексного инструментального мониторинга вулканов Дальневосточного региона // Сейсмические приборы. 2012. Т. 48. № 4. С. 40–54.
10. *Edwards B., Belousov A., Belousova M. et al.* Another «Great Tolbachik» Eruption? // EOS, Transactions American Geophysical Union. 2013. V. 94. Is. 21. P. 189–191. DOI: 10,1002/2013EO210 002
11. *Diefenbach A., Guffanti M., Ewert J.* Chronology and references of volcanic eruptions and selected unrest in the United States, 1980–2008. Open-File Report 2009–1118. U.S. Geological Survey. 2009. 85 p.
12. *Phillipson G., Sobradelo R., Gottsmann J.* Global *volcanic unrest* in the 21st century: An analysis of the first decade // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 264. P. 183–196.

УДК 551.24+528.2/3

М. А. Магуськин[1], Ю. В. Демянчук[1], Н. Н. Титков[2], К. М. Магуськин[1]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: magma@kscnet.ru*

[2] *Камчатский филиал ГС РАН, Петропавловск-Камчатский, 683 006*

Движения земной поверхности в зоне трещинных извержений на протяженном южном склоне вулкана Плоский Толбачик и в окрестностях вулкана Ключевской (Камчатка)

Приводятся непосредственно измеренные величины — наклонные расстояния и превышения за период 2011–2014 гг. между твердо закрепленными геодезическими точками (реперами) в районе трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. и на северо-восточной окрестности вулкана Ключевской за период 1978–2014 гг. Эти фактические данные прежде всего важны для будущих исследователей, так как между одними и теми же геодезическими пунктами можно повторить измерения через много лет и сравнивать их с результатами прежних годов. Показано, что раскрытие трещины прорыва 27 ноября 2012 г. вызвало горизонтальные смещения пунктов в десятки сантиметров, но ширина её в верхних слоях земной коры была не более 1 м. Трещинное извержение сопровождалось слабым опусканием земной поверхности, до 2–3 десятков мм. После окончания извержения наметился обратный ход смещений, т. е. деформации были упругими. Доказано, что на склонах конуса вулкана Ключевской не следует закладывать геодезические знаки с целью изучения подвижек земной поверхности в связи с извержениями, так как в этом случае центры сползают вниз со скоростями первые сантиметры в год. По данным наиболее длинного ряда наблюдений за вертикальными движениями (1979–2014 гг.) высокоточным нивелированием по радиальному профилю выявлено медленное воздымание земной поверхности с увеличением его по мере приближения к вулкану. Частые вершинные извержения происходят на фоне общего воздымания земной поверхности, но всё в даже после таких извержений (без излияния лавы) происходят кратковременные опускания реперов, т. е. земной поверхности. На расстоянии 27 км от кратера вертикальные движения становятся незначительными. Наклон на базе 17,8 км составил 1,2 угловых секунд или 5,8 микро радиан. Значимые горизонтальные смещения геодезических пунктов произошли вблизи побочного прорыва лавы 5 марта 1980 г. С 1989–1993 г.ов до 2014 г. наблюдается незначительное сокращение всех длин линий от 5 до 20 мм, что является признаком сжатия земной поверхности в северо-восточной части окрестности вулкана Ключевской.

Введение

Вулканические постройки на Камчатке, находящиеся на площади, ограниченной с востока хребтом Кумроч, с севера и запада рекой Камчатка и с юга речкой Толбачик, принято обобщенно объединить термином «Ключевская группа вулканов» (КГВ) [16].

Вулкан Плоский Толбачик, входящий в КГВ, является одним из действующих в этой группе и отличается от других, в том числе тем, что от его центрального кратера в юго-западном направлении протянулась на десятки километров зона шлаковых конусов, образованных в ходе последовательных трещинных извержений. Эти конуса постепенно остывали и не было случая активизации их в историческое время. Причины и механизм образования их объяснены в книге [2], которая полностью посвящена всестороннему изучению Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. (БТТИ 1975–1976 гг.), в том числе слежению за деформациями земной поверхности во время этого грандиозного события XX века [Гл.XIV. С.472–513]. Ход деформаций, последовавших после окончания БТТИ 1975–1976 гг., за период 1978–2000 гг. рассмотрены в работе [11], а за период 2000–2011 гг. — в работе [10].

27 ноября 2012 г. в 17:45 по местному времени, примерно, в 3 км на юго-запад от кратера вулкана Плоский Толбачик началось очередное трещинное извержение [3]. Масштаб извержения удалось оценить с вертолёта через 43,5 часа с момента начала его. Трещины образовались в результате внедрения магмы в приповерхностные слои земной коры. Лава буквально фонтанировала на протяжении всей трещины. За 43,5 часа излившаяся лава распространилась на площади примерно

13,6 км^2. При средней мощности её 5 м объём лавы составляет примерно 0,068 км^3. По этим данным в первые часы извержения расход лавы составил более 400 м^3/с или при плотности её 2,8 г/см^3 расход был более 1200 тонн в секунду [12]. По данным аэрофотосъёмки от 13 декабря 2012 г. общая длина зоны поверхностных трещин достигла 6 км [4]. Это извержение завершилось в августе 2013 г.

Вулкан Ключевской является не только главным вулканом в КГВ, он же самый высокий действующий вулкан Европы и Азии [16]. В северо-восточном секторе окрестности этого вулкана ведутся геодезические наблюдения за деформациями земной поверхности с 1978 г. и результаты этих работ изложены в работах [5, 6, 7, 17].

Деформации, вызванные трещинным Толбачинским извержением 2012–2013 гг.

В районе происшедшего извержения имеются геодезические пункты (рис. 1), взаимное положение которых было известно по данным наклонных расстояний (табл. 1), определённых из высокоточных спутниковых геодезических наблюдений (метод GNSS технологии). Горизонтальные движения пунктов, показанные на рис. 1 являются относительными, т. е. величины и направления их определены при условии неподвижности пункта Белая Горка (BGRK), удаленного от определяемых на 10–15 км. Величины векторов 34 см и 22 см получены из сравнения длин линий за 1977 и 2014 гг. Мы считаем, что несмотря на то, что за 27 лет не было непрерывных и частых измерений длин линий на пункты NVLV и 21, такие подвижки произошли в момент образования трещин прорыва лавы. Движения пунктов 20, ALAI, 170 соответственно на 3 см, 4 см, 3 см отражают их подвижки по данным наблюдений в 2011 и 2014 гг., если же и рассматривать по данным 2011 и 2013 гг., то величины подвижек тех же пунктов — 4 см, 6 см, 4 см соответственно, т. е. существенно больше в августе 2013 г. по сравнению с данными за август 2014 г. Такой обратный характер горизонтальных движений говорит об упругом характере деформаций. Векторы горизонтальных подвижек пунктов, удалённых от мест извержений на 7–8 км, направлены в район прорыва магм по протяжённой питающей трещине. Величины векторов определены с погрешностью ± 4 мм.

Площадная плоская деформация земной поверхности изучалась методом вычисления в каждом треугольнике дилатации (относительно увеличения площади треугольника), величин и направлений взаимно-перпендикулярных главных осей плоской деформации [8, 13]. Они получены по разностям измерений, выполненных в 2011, 2013, 2014 гг. (рис. 2). Дилатации по разностям измерений в 2011 и 2013 гг. и в 2011 и 2014 гг. — положительные, до $6 \cdot 10^{-6}$ при погрешности определения $(1-2) \cdot 10^{-6}$, а по разностям измерений в 2013 и 2014 гг. они находятся в пределах погрешностей определения. Оси растяжения имеют северо-северо-восточное направление со значениями до $9 \cdot 10^{-6}$ в относительной мере. Эти данные говорят о том, что извержение сопровождалось ощутимым растяжением земной поверхности на местности, расположенной в 8–14 км юго-юго-западном направлении от двух центров извержений 2012–2013 гг.

Определение вертикальных движений пунктов относительно того же, условно неподвижного пункта BGRK, было возможно только для пунктов 20, Алаида (ALAI), 170, Высокая, так как на самых близких к трещинам прорыва пунктах в прежние годы (после 1977 г.) наблюдения не производились. Извержение сопровождалось опусканием земной поверхности, ощутимым на расстоянии 7–8 км от мест прорыва лавы, так как пункты 20, ALAI, 170 опустились соответственно на 27, 34, 28 мм. Однако, к условно неподвижному пункту BGRK близко «подошел» лавовый поток, фронт которого имел высоту 20–30 м и находился на расстоянии примерно 800 м от пункта. Под действием такой массы пункт BGRK, по-видимому, начал медленно опускаться. Хотя мы не располагаем инструментальным доказательством этого явления, но подобное известно из наблюдений за вертикальными движениями земной поверхности после заполнения крупных водохранилищ, строительстве крупных жилых массивов с высотными зданиями. С учётом этого, вполне вероятного факта и результатов взаимной увязки измеренных превышений между пунктами, наиболее реальные опускания пунктов 20, ALAI, 170 были соответственно 22, 27, 19 мм по данным наблюдений в 2011 и 2013 гг. По наблюдениям в июле 2014 г. значимых вертикальных подвижек этих пунктов не обнаружено.

По имеющимся данным [11], где на рис. 6 показаны горизонтальные подвижки пунктов «Водопадный» (ВДП) и Алаид (ALAI), которые расположены в 5–7 км от места ТТИ 2012–2013 гг., можно предполагать, что в районе будущего прорыва происходило медленное локальное растяжение земной поверхности.

Деформации в окрестностях вулкана Ключевской в период 1978–2014 гг.

С целью изучения деформаций земной поверхности в связи с активностью вулкана Ключевской, в 1978 г. на его северо-восточной окрестности были начаты геодезические измерения [5]. В последующих годах состав работ в методическом плане увеличился, была привлечена производственная организация — Предприятие № 2 ГУГК при СМ СССР (теперь ОАО «Дальаэрогеодезия»). Территория, охваченная геодезическими и другими работами, стала называться «Ключевской геодинамический полигон» (КДП).

На рис. 3 показана схема измерений длин линий светодальномерами СГ-3 и Геодиметр-8 вблизи вулкана Ключевской в 1978–1984 гг. Большинство этих измерений, в том числе на пункты вблизи вулкана Шивелуч, удаленные на 37 и 44 км, явля-

ются единичными, т. е. измерены только в 1979 г. в течение нескольких дней с погрешностью не хуже 2 мм $+2 \cdot 10^{-6}$ Д. Повторных измерений этих линий до настоящего времени не проводилось. Поскольку центры пунктов являются долговременными и сохранятся в будущем, то линии можно будет измерять повторно и сравнивать их с прошлыми, поэтому ценность этих единичных измерений очевидна. Короткие линии с пункта KOND измерялись пять раз в период 1978–1984 гг. (табл. 2). За шесть лет произошло значительное сокращение длин линий KOND-KELL, KOND-DALN, KOND-LVSH соответственно на 84, 34, 71 мм при точности ±15 мм. Линии KOND-SKLA, KOND-CIRK, KOND-KARL также сократились, но величины их не выходят за пределы погрешности измерений. Все эти линии были измерены после побочного извержения — излияния лавы из трещины протяжённостью примерно 1 км, возникшей 5 марта 1980 г. на северо-восточном склоне вулкана в 3 км южнее пункта CIRK. По-видимому, сокращение длин линий произошло в результате раскрытия этой трещины прорыва лавы.

На рис. 4 показана схема измерения линий светодальномером СГ-3 (линия KLUC-MALY) и СП-2 (все остальные линии) на Ключевском полигоне в период 1988–2007 гг. По данным ежегодных измерений построены графики изменения длин линий (рис. 5). Однако отметим, что в отдельные годы линии измерялись весной, летом и осенью, но всегда были измерения, выполненные в летнее время, как правило, в июле-августе. Как известно, длины линий, измеренные в разных метеоусловиях, имеют сезонный ход. Чтобы исключить такое явление, во внимание брались измерения, выполненные только в летнее время (табл. 3). Тем не менее, графики изменения длин линий сильно ломанные. Такой разброс результатов явно не связан с событиями на вулкане, которые отмечены в нижней части рис. 5. Хотя изменения длин линий в окрестностях вулкана Ключевской в отдельных случаях превышают погрешности измерений (2 мм $+2 \cdot 10^{-6}$ Д), но они не связаны с событиями на вулкане, и скорее всего, это объясняется невозможностью корректно учитывать поправку за метеоусловия по трассе измеряемой линии.

Начиная с 2012 г. ежегодно в апреле на северо-восточном склоне вулкана Ключевской на пунктах, заложенных в прежние годы (рис. 6), выполняются 1–2-х суточные наблюдения 2-х частотными спутниковыми геодезическими приемниками и наклонные расстояния между пунктами определяются методом GNSS технологии [1] с гарантированной погрешностью не более (1 мм $+1 \cdot 10^{-6}$ Д). При этом некоторые линии измеряются светодальномером СП-2, в основном, из методических соображений, т. е. для сопоставления результатов, определённых двумя независимыми методами. С переходом на GNSS технологию изменения наклонных расстояний резко уменьшились и составляют первые миллиметры (ожидается в будущем, что графики изменения их не будут сильно ломанными). На рис. 7 представлены результаты этих работ в виде векторов горизонтальных смещений пунктов, дилатаций в треугольниках и величин и направлений главных осей плоской деформации в пределах площади треугольника. Хотя смещения пунктов, вычисленные относительно пункта KLUC (условно неподвижного) невелики, в пределах 1 см, обращают на себя внимание векторы, полученные из разностей измерений 04,2013–04,2012 гг. Они направлены в сторону Толбачинского трещинного извержения 27 ноября 2012 г. ода, как и векторы смещений пунктов 20, ALAI, 170, которые находятся на южной стороне от этого же извержения, но намного ближе к нему, чем пункты Ключевского дола. Измерения 2014 г. показали очень маленькие (первые мм) подвижки пунктов обратного характера, что подтверждает упругий характер происшедших деформаций. рис. 8 как раз демонстрирует противоположность движений пунктов, находящихся на северной и южной сторонах от ТТИ 2012–2013 гг. Кроме того, необходимо особо отметить, что регулярные слежения за горизонтальными смещениями пунктов методом повторных измерений расстояний в окрестностях вулкана Ключевской обнаружили два бесспорных факта:

1. Пункт ZLNY имеет собственную подвижку в юго-восточном направлении, что связано с неудачным выбором места закладки бетонной тумбы. В связи с этим пункт исключается из последующего определения его местоположения.

2. Пункты, расположенные на склонах конуса вулкана Ключевской на отметках выше 1600 м медленно сползают вниз со скоростью первые сантиметры в год (измеренное максимальное значение 18 см в год). Причина — текучесть мерзлого грунта, перемешанного со льдом под действием силы тяжести. Отсюда следует — нет смысла закладывать геодезические знаки на склоне конуса вулкана Ключевской с целью изучения движений земной поверхности в связи с извержениями.

Современная система слежения за деформациями земной поверхности на Ключевском ГДП состоит из пунктов установки постоянно действующих спутниковых приемников и устанавливаемых на 1–2 суток (рис. 9). Здесь пункты: KLUC, MAYS, KOZS, BZ07, BZGD — являются постоянно действующими, принадлежат и обслуживаются КФ ГС РАН.

Поскольку методом GNSS технологии превышения между пунктами на коротких линиях определяются с худшей точностью, чем геометрическим нивелированием I — II классов, то для определения вертикальных составляющих деформаций применяется метод высокоточного геометрического нивелирования.

Вертикальные движения земной поверхности вблизи вулкана Ключевской определялись нивели-

рованием с погрешностью определения превышений ± 1 мм $\cdot \sqrt{L}$, где L — расстояние между реперами в км по двум радиальным к вулкану профилям и поперечному к ним (рис. 10). Наиболее длинный ряд наблюдений (1979–2014 гг.) выполнен по радиальному профилю северо-восточного направления протяжённостью 18,4 км (таблицы 4, 5). Замечено, что во время извержения с излиянием лавы происходит заметное опускание земной поверхности даже на расстоянии 24 км от вершины вулкана (рп. 5374), и оно возрастает по мере приближения к ней и на расстоянии 11 км от вершины кратера (рп. 1804) составляет 40–45 мм (рис. 11, период наблюдений 1979–1983 гг.). В целом колебания земной поверхности по высоте знакопеременные, но наблюдается общий их тренд, показывающий воздымание земной поверхности на всём участке протяжённостью 13,2 км с увеличением его (воздымания) по мере приближения к вулкану (рис. 11). С 1979 г. по 2014 г. подъём (воздымание) составил 12 см (рп. 1804), а максимальная величина его в 2006 г. была 23,6 см (рис. 11, рп. 1804). Приведённые выше вертикальные движения являются относительными, т. е. определены от опорного условно неподвижного репера 6244, удаленного от кратера вулкана Ключевской на 27 км. Самым «подвижным» оказался рп. 1804, расположенный в 11,4 км от кратера. С 1979 по 2006 гг. превышение между рп. 6244 и рп. 1804 изменилось на 23,6 см на базе длиной 17,8 км. Наклон на этой базе составил 2,6 угловых секунд или 12,5 мкрд. С 1979 по 2014 гг. изменение превышения между этими реперами составило 10,8 см, что определяет наклон в 1,2 угловых секунд или 5,8 мкрд. Самый близкий к кратеру рп. 6902 (удаление 10,8 км) испытал меньшее воздымание, чем чуть более удалённый (11,4 км от кратера) рп. 1804. После 2006 г. земная поверхность резко просела в пределах от 33 мм (рп. 6502) до 123 мм (рп. 6902). Причину такого проседания затруднительно объяснить внешними признаками вершинного извержения вулкана Ключевской. рис. 12 («конский хвост») демонстрирует колебания уровня земной поверхности по радиальному нивелирному профилю на участке от рп. 6244 до рп. 6902 длиной 18,4 км. Он наглядно показывает знакопеременность вертикальных движений, связанных безусловно с активностью вулкана Ключевской. Глубокое и детальное понимание их возможно при организации непрерывных измерений.

Вертикальные движения земной поверхности вдоль второго радиального нивелирного профиля показаны на рис. 13, составленному по данным таблицы 6. Длина профиля 29 км. Репер «Хапица», относительно которого рассмотрены вертикальные движения земной поверхности, удален от кратера вулкана Ключевской на 38 км (на рис. 10 не показан). Первые измерения по профилю были выполнены в 1985 г., когда вулкан Ключевской был не активным. Последние измерения, из ряда очередных, были сделаны в 1990 г. В период 1986–1990 гг. вулкан был активным, происходили вершинные извержения с излиянием лавы или без них, а также побочные извержения. Относительное проседание земной поверхности по всему профилю и проседание близлежащих в кратеру вулкана реперов до 91 мм (удаление их от кратера 9–10 км), по-видимому, связано с прорывом магм на поверхность в виде лавовых потоков и, как следствие, уменьшение давления в близповерхностном магматическом очаге вулкана Ключевской. Максимальный происшедший наклон земной поверхности на этом профиле составляет 0,7 секунд дуги или 3,4 мкрд.

По нивелирному профилю Ск. рп. 10 — Гр. рп. 5985 — Ск. рп. 6 — Гр. рп. 702, проложенному примерно по радиальной относительно кратера дуге (рис. 10) и на абсолютных высотах, колеблющихся от 820 м (Ск. рп. 10) до 1063 м (Ск. рп. 11) нивелирование выполнялось не в полном объёме: в 1982–1984 гг., 1986 г. от Ск. рп. 10 до Ск. рп. 6; в 1987, 1988 гг. по всему ходу; в 1990 г. от Гр. рп. 5985 до Гр. рп. 702 (табл. 7). По этим данным на рис. 14 и 15 приведены изменения уровня земной поверхности вдоль этого хода в разные даты. Наиболее подвижным относительно Ск. рп. 10 оказались реперы Ск. рп. 11 (абсолютная высота 1063 м) и Ск. рп. 6 (абсолютная высота 1013 м), т. е. реперы наиболее близкие к кратеру вулкана Ключевской, чем остальные реперы на этом профиле. Максимальные подвижки (опускания) происходили после извержения вулкана с излиянием лавы в 1983 г. и после такого же извержения в конце 1989 и начале 1990 гг.

В работах [16, 17] вертикальные смещения реперов, находящихся на расстоянии 10–11 км от кратера вулкана Ключевской, объяснены миграцией глубины источника магматического давления по вертикальному непрерывному каналу под вулканом на глубинах от 3 до 25 км. Существование такой связи доказательно показано в [10], но в целом подъём земной поверхности по мере приближения к центральному кратеру вулкана с 1979 по 2014 гг., по-видимому, связан другим процессом, возможно медленным увеличением объёма периферического магматического очага на небольшой глубине.

Выводы

1. По геодезическим данным установлено: пункт государственной триангуляции NVLV, расположенный на конусе извержения 1941 г., примерно в 1 км от северного центра трещинного извержения 2012–2013 гг. и на западной стороне от трещины прорыва, сместился на 34 см в юго-западном направлении; геодезический центр, находящийся на восточной стороне от трещины прорыва и в сотнях метрах от южного центра этого же извержения, сместился на 22 см, и с большей вероятностью на 30 см в восточном направлении. По этим данным ширина трещины прорыва в верхней части земной коры составила несколько десятков сантиметров и, вероятно, меньше 1 м.

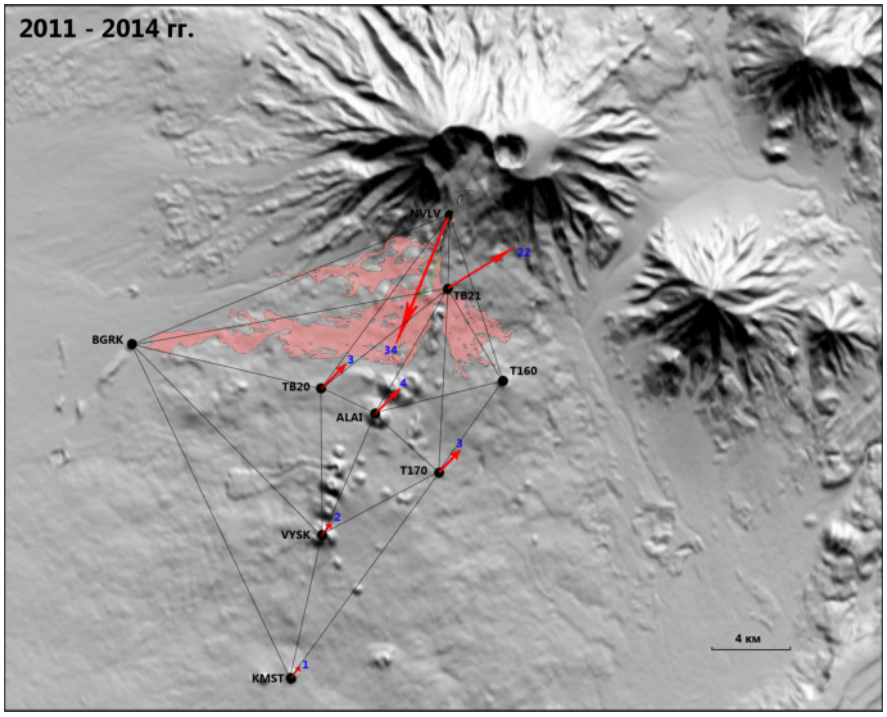


Рис. 1. Места установки спутниковых 2-х частотных геодезических приемников (чёрные кружки). Стрелки — векторы движения пунктов, величины их показаны цифрами в см.

Таблица 1. Наклонные расстояния и превышения, определенные методом GNSS технологии и приведенные к центрам знаков на Толбачинском ГДП в период 2011–2014 гг.

Название линий	Наклонные расстояния, м, и год определения			Разности, мм			Превышения, м, и год определения			Разности, мм		
	2011	2013	2014	2013-2011	2014-2013	2014-2011	2011	2013	2014	2013-2011	2014-2013	2014-2011
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
ALAI-VYSK	6289,1672	6289,1894	6289,1745	22,2	-14,9	7,3	-357,2424	-357,2176	-357,2214	24,8	-3,8	21,0
ALAI-TB21	-	6859,4426	6859,4629	-	20,3	-	-	329,8206	329,8122	-	-8,4	-
ALAI-T170	4150,7115	4150,7120	4150,7180	0,5	6,0	6,5	-407,8316	-407,8244	-407,8275	7,2	-3,1	4,1
ALAI-T160	-	6269,0570	6269,0700	-	13,0	-	-	-79,0019	-79,0168	-	-14,9	-
ALAI-BGRK	12032,8642	12032,8726	12032,8828	8,4	10,2	18,6	-952,9955	-952,9646	-952,9794	30,9	-14,8	16,1
T160- BGRK	-	17707,7681	17707,7737	-	5,6	-	-	-873,9627	-873,9626	-	0,1	-
VYSK-TB21	-	13126,6230	13126,6223	-	-0,7	-	-	687,0381	687,0336	-	-4,5	-
VYSK-T160	-	11277,8297	11277,8373	-	7,6	-	-	278,2157	278,2046	-	-11,1	-
VYSK-BGRK	12807,2752	12807,2685	12807,2704	-6,7	1,9	-4,8	-595,7531	-595,7471	-595,7580	6,0	-10,9	-4,9
T170-VYSK	6290,2321	6290,2300	6290,2324	-2,1	2,4	0,3	50,5892	50,6068	50,6061	17,6	-0,7	16,9
T170-TB21	-	8758,7912	8758,7924	-	1,2	-	-	737,6449	737,6397	-	-5,2	-
T170-T160	-	5314,0497	5314,0541	-	4,4	-	-	328,8225	328,8107	-	-11,8	-
T170-BGRK	15807,7191	15807,7194	15807,7291	0,3	9,7	10,0	-545,1639	-545,1403	-545,1519	23,6	-11,6	12,0
TB20-VYSK	6945,9537	6945,9484	6945,9485	-5,3	0,1	-5,2	20,9908	21,0124	21,0139	21,6	1,5	23,1
TB20-TB21	-	7678,3013	7678,2968	-	-4,5	-	-	708,0506	708,0475	-	-3,1	-
TB20-T170	6874,5663	6874,5612	6874,5658	-5,1	4,6	-0,5	-29,5984	-29,5944	-29,5922	4,0	2,2	6,2
TB20-T160	-	8645,5036	8645,5057	-	2,1	-	-	299,2281	299,2185	-	-9,6	-
TB20-BGRK	9233,1548	9233,1648	9233,1703	10,0	5,5	15,5	-574,7623	-574,7346	-574,7441	27,7	-9,5	18,2
TB21-T160	-	5112,2791	5112,2797	-	0,6	-	-	-408,8225	-408,8290	-	-6,5	-
TB21-BGRK	-	15249,2474	15249,2438	-	-3,6	-	-	1282,7852	1282,7916	-	6,4	-
TB20-ALAI	2848,8397	2848,8357	2848,8438	-4,0	8,1	4,1	378,2332	378,2300	378,2353	-3,2	5,3	2,1
VYSK-KMST	6687,6752	-	6687,6814	-	-	6,2	-457,2406	-	-457,2302	-	-	10,4
T170-KMST	11834,1427	-	11834,1481	-	-	5,4	-406,6514	-	-406,6241	-	-	27,3
ALAI-KMST	12927,8831	-	12927,8968	-	-	13,7	-814,4830	-	-814,4516	-	-	31,4
TB20-KMST	13522,9332	-	13522,9319	-	-	-1,3	-436,2498	-	-436,2163	-	-	33,5
BGRK-KMST	17251,0740	-	17251,0642	-	-	-9,8	138,5125	-	138,5278	-	-	15,3
TB21-KMST	-	-	19692,8648	-	-	-	-	-	-1144,2638	-	-	-
BGRK-NVLV	-	-	16329,7948	-	-	-	-	-	1761,4928	-	-	-
ALAI-NVLV	-	-	10068,4038	-	-	-	-	-	808,5134	-	-	-
TB21-NVLV	-	-	3505,9766	-	-	-	-	-	478,7012	-	-	
NVLV-T160	-	-	8288,3026	-			-	-	-887,5302	-	-	
TB20- NVLV	-	-	10286,0618	-	-	-	-	-	1186,7487	-	-	
T170- NVLV	-	-	12260,8263	-	-	-	-	-	1216,3409	-	-	
VYSK-NVLV	-	-	16351,4407	-	-	-	-	-	1165,7348	-	-	
NVLV-KMST	-	-	22991,6187	-	-	-	-	-	-1622,9650	-	-	

Примечание: Здесь превышения – есть разность геодезических высот центров над общеземным эллипсоидом WGS-84. Для сравнения их с превышениями, определяемыми как разность нормальных высот геодезических центров. Необходимо знать высоту квазигеоида над эллипсоидом WGS-84 в точках установки спутниковых приёмников.

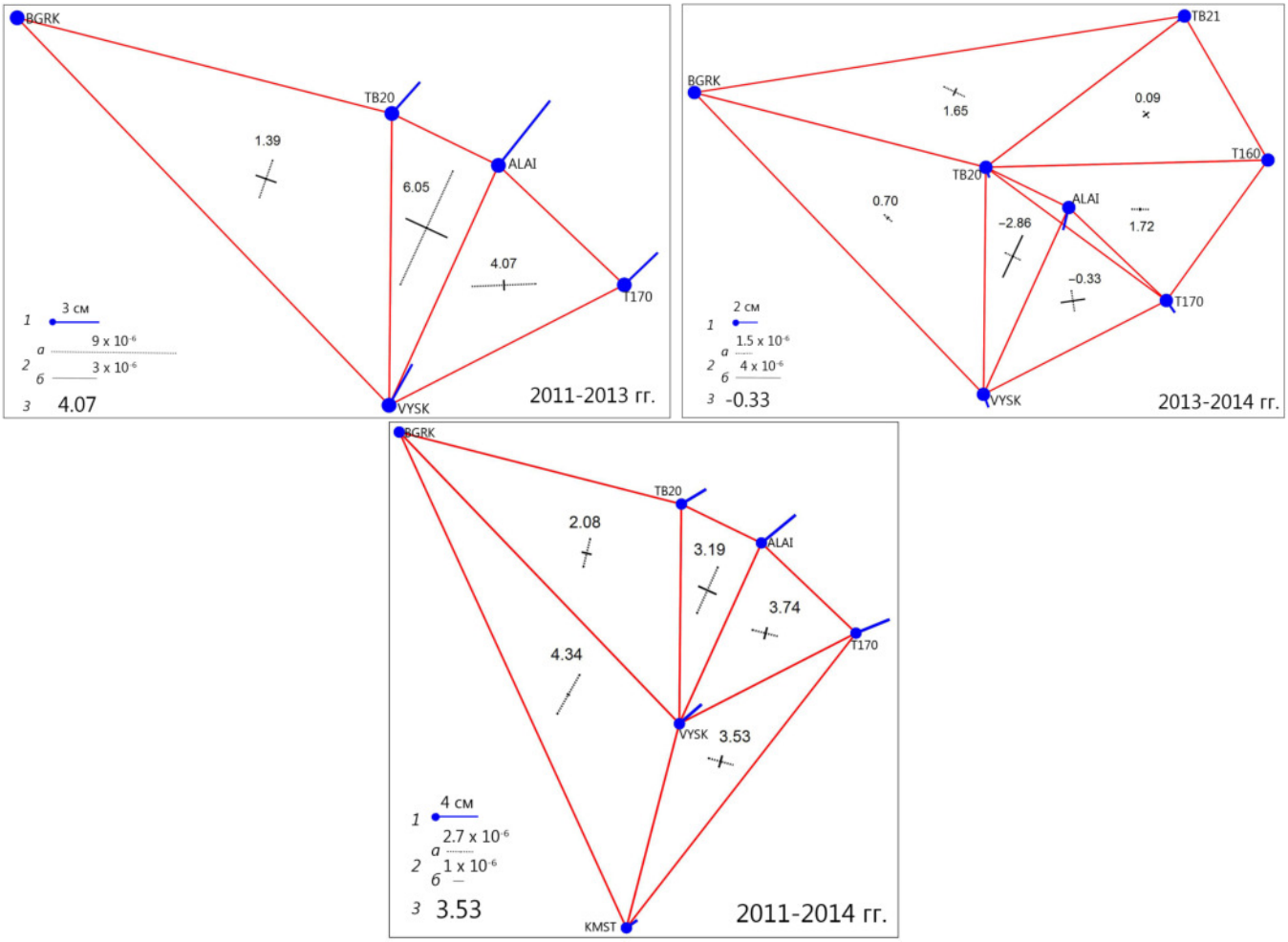


Рис. 2. Горизонтальные деформации земной поверхности, вызванные трещинным Толбачинским извержением 2012–2013 гг. 1 — вектор смещения пунктов; 2 — направления главных осей плоской деформации в пределах треугольника и их относительной величины в ед. 10–6: а — растяжение; б — сжатие; 2 — относительное изменение площади треугольника (дилатация) в ед. $\cdot 10^{-6}$.

Таблица 2. Наклонные расстояния, приведенные к центрам знаков (Дцц) на Ключевском ГДП в период 1978-1984гг.

название линий год производства работ разность (мм.) в период 1978-1984гг.						
	1978	1979	1980	1983	1984	
KOND-SKLA	4003,858	4003,843	4003,856	4003,863	4003,846	-12,0000000002
KELL	4426,478	4426,481	4426,47	4426,429	4426,394	-83,9999999998
DALN	4232,588	4232,584	4232,577	4232,56	4232,554	-33,9999999997
CIRK	3929,804	3929,792	3929,778	3929,788	3929,796	-8,0000000003
KLUC	20157,388	20157,362				
LVSH		6271,182			6271,111	
TUIL			6622,176		6622,171	
KARL		11793,189			11793,173	
OTKR					10515,026	
KLUC-KELL		20055,853				
TUIL		13535,453				
SKLA		17848,674				
LVSH		20968,251				
DMSH		6968,513				
KARL		13700,229				
SHVL		36598,552				
MALY		14934,442				
4022		14346,346				
KARL-KELL		14711,231				
LVSH		8855,741				
TUIL		8043,137				
SKLA		8135,704				
MALY-KELL		9675,383				
KOND		12984,918				
LVSH		18047,763				
SKLA		14094,163				
TUIL		9887,625				
KARL		17382,252				
DMSH		12923,22				
SHVL		44435,679				
CIRK-1			4102,308			
2			3733,847			
3			2278,946			
4			3675,077			
5			3833,912			

Примечания к измерениям в период 1978-1984гг.
1. Пункты LVSH, KARL, TUIL, MALY, OTKR, DMSH являлись пун
Пункт CIRK - 1-ая бетонная тумба не на самой высокой точке Со
бетонные туры с принудительным центрированием. Точки 1, 2,
скалах. Пункт KLUC - представлял собой деревянный сигнал на тер
центром, который был вынесен на столик сигнала с трех установок
центром была 12,65 м. Пункт SHVL - скальный репер, расположен
экструзивного купола вулкана Шивелуч.
2. Линии измерялись светодальномерами СГ-3 или Геодиметром-8 с
3. Расстояния, связанные с пунктами KLUC и LVSH приведены б
установки светодальномера и отражателя над центром.
4. Пункт CIRK-1 был заложен в виде бетонной тумбы в 1980 г. на
1990 на этой же сопке заложена бругая бетонная тумба на самой в
измерения и наблюдения выполняются с этого пункта.

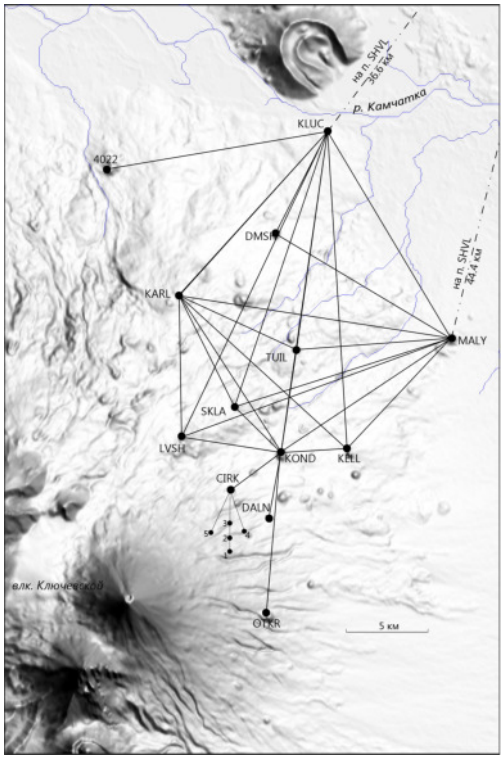


Рис. 3. Схема измерения длин линий светодальномерами СГ-3 и Геодиметр 8 на Ключевском ГДП в период 1978–1984 гг.

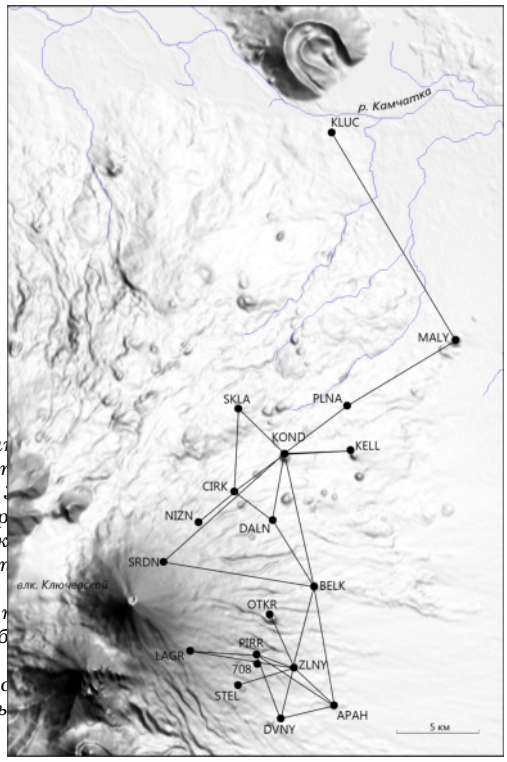


Рис. 4. Схема измерения длин линий светодальномерами СГ-3 (линия KLUC — MALY) и СП-2 (все остальные линии) на Ключевском ГДП в период 1988–2007 гг.

Таблица 3. Наклонные расстояния, приведённые к центрам знаков (Дцц) на Ключевском ГДП в период 1988–2007 гг.

год определ.	название линий												
	KOND-CIRK	CIRK-DALN	KOND-BELK	KOND-PLNA	BELK-DALN	KOND-DALN	CIRK-NIZN	ZLNY-APAH	ZLNY-PIRR	APAH-BELK	APAH-DVNY	PIRR-APAH	PIRR-DVNY
1988	3929,774	3000,065					3041,382	3481,137					
1989	3929,785	3000,076	8550,181	4583.017*			3041,386	3481,154					
1990	3929,777			4994,414			3041,384	3481,149	2529,758				
1990	3959,295						3012,102						
1991	3959,295			4994,411			3012,100	3481,153	2529,760				
1992	3959,298		8550,131	4994,419			3012,101		2529,762				
1993	3959,302	3018,674	8550,134	4994,417	4921,146	4232,572		3481,142	2529,763	7596,846		5880,442	
1994	3959,308	3018,677	8550,160	4994,411	4921,156	4232,585		3481,143	2529,764	7596,858			
1995	3959,298	3018,677	8550,114		4921,139	4232,568		3481,135	2529,766	7596,848		5880,453	
1996	3959,306	3018,681	8550,116	4994,418	4921,147	4232,571		3481,147	2529,766	7596,862		5880,448	
1997	3959,306	3018,680	8550,114	4994,415	4921,146	4232,577	3012,097	3481,142	2529,772	7596,854	3451,086	5880,437	
1998			8550,120	4994,422	4921,157	4232,578		3481,138	2529,769	7596,870	3451,080	5880,465	4327,576
1999	3959,289	3018,677	8550,125	4994,415	4921,164	4232,592		3481,134	2529,768			5880,456	
2000	3959,288	3018,668	8550,120	4994,417	4921,137	4232,573		3481,136	2529,778	7596,875		5880,464	
2001	3959,294	3018,668	8550,148	4994,399		4232,576		3481,135	2529,778	7596,869		5880,444	
2002	3959,296	3018,682	8550,144	4994,390	4921,137	4232,584		3481,122	2529,782	7596,870	3451,053	5880,452	
2003	3959,300	3018,700	8550,113	4994,408	4921,151	4232,582		3481,122	2529,780	7596,863	3451,049		4327,522
2004	3959,306	3018,670		4994,390	4921,152	4232,576		3481,139	2529,778	7596,872	3451,050		4327,546
2005	3959,297	3018,677	8550,110	4994,399				3481,114	2529,785		3451,048		4327,548
2006	3959,293	3018,679	8550,111	4994,393	4921,141	4232,593		3481,118	2529,788	7596,874	3451,046	5880,440	4327,573
2007	3959,292	3018,683	8550,114	4994,415	4921,140	4232,573	3012,082	3481,109	2529,787	7596,864	3451,046	5880,443	4327,531
2012	3959,293	3018,665	8550,114	4994,406	4921,131	4232,573	3012,079	3481,076	2529,808	7596,858	3451,041	5880,446	4327,559
2013	3959,291	3018,661	8550,112	4994,408	4921,136	4232,573	3012,081	3481,072	2529,810	7596,856	3451,046	5880,444	4327,558
2014	3959,293	3018,665	8550,112	4994,406	4921,129	4232,574	3012,078	3481,055	2529,821	7596,849	3451,042	5880,440	4327,560

Год определ.	Название линий											
	KOND-NIZN	ZLNY-708	ZLNY-OTKR	ZLNY-STEL	KOND-SKLA	MALY-PLNA	KOND-KELL	MALY-KLUC	ZLNY-LAGR	BELK-PIRR	ZLNY-DVNY	ZLNY-BELK
1988				3613,280	4003,852		4426,449					
1989		2225,837	3416,637						7947,371			5261,567
1990		2225,845	3416,623						7947,327			5261,559
1990												
1991									7947,346			
1992									7947,356	5626,682		5261,570
1993						8008,027		14933,675	7947,299	5626,673		5261,570
1994										5626,671		5261,568
1995										5626,669		5261,571
1996	6963,277									5626,665		5261,574
1997										5626,677	3301,129	5261,586
1998										5626,674	3301,160	5261,591
1999												
2000										5626,671		5261,600
2001										5626,680		5261,606
2002										5626,683	3301,117	5261,612
2003										5626,670	3301,111	5261,601
2004										5626,684	3301,119	5261,613
2005											3301,118	
2006										5626,667	3301,116	5261,620
2007											3301,107	5261,613
2012	6963,233					8008,029				5626,668	3301,090	5261,628
2013	6963,233					8008,031				5626,672	3301,092	5261,632
2014	6963,234					8008,027				5626,669	3301,080	5261,639

Применания к измерениям, выполенным в период 1988-2007гг. Пункт CIRK - это 2-ая на этой же Сопке, установлен в 1990г. и он принят в дальнейшем за основной. Пункт MALY - бетонный тур вблизи пункта государственной триагнуляции с тем же названием. Пункт KELL - бетонный тур на той же сопке, где находится пункт гос.тр. с названием Подножье Келля. Они находятся по разные стороны от кратера. Пункт OTKR - бетонный тур на конусе "S". На этом же конусе на северной стороне находится пункт гос. тр. с названием Открытый. Пункт STEL - пункт гос. тр. с названием Апахончич. Отражатель на нем был установлен на деревянном столике, куда был вынесен центр знака. Пункт 708 - грунтовый ре- пер, отражатель был установлен на штативе над маркой. Пункт LAGR - вбетонированный штатив СГ-3, утрачен во время изверже- ния 1993г. Пункты: PLNA, NIZN, SRDN, PIRR, ZLNY, APAH, DVNY, BELK - бетонные туры.

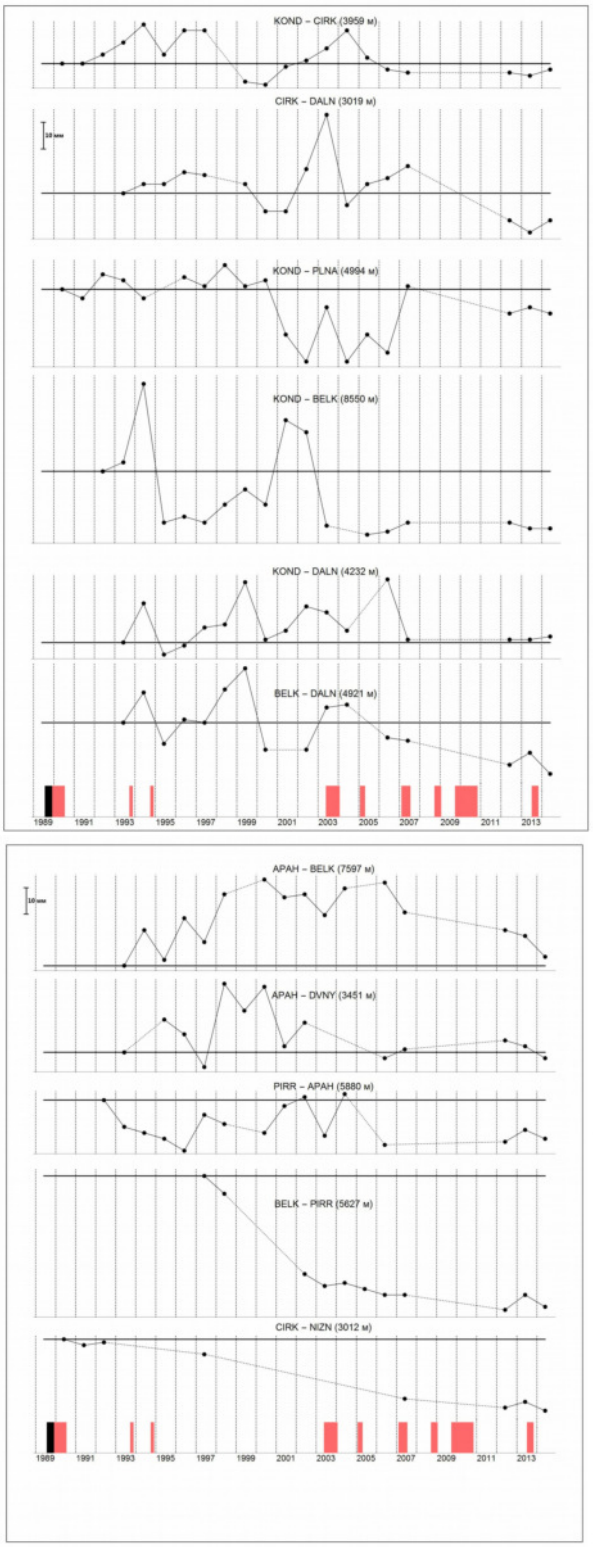


Рис. 5. Графики изменения наклонных расстояний. В нижней части рисунка показаны: залитым черным цветом — время извержения вулкана Ключевской с излиянием лавы; серым — время вершинных извержений [7].

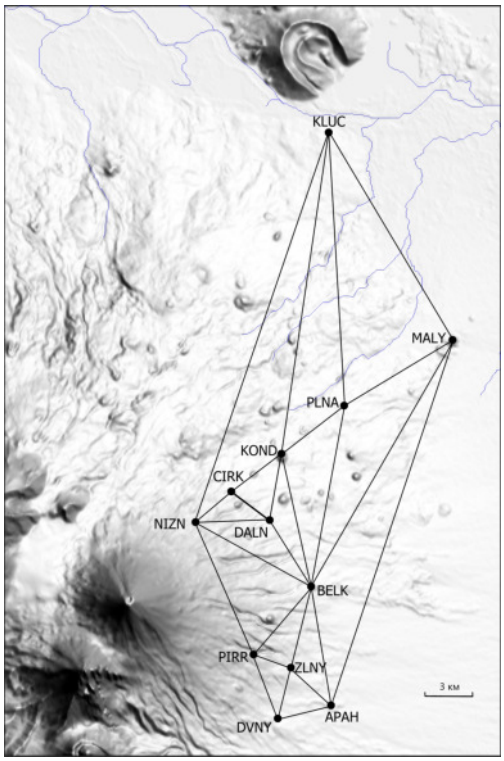


Рис. 6. Схема установки спутниковых геодезических приемников на Ключевском ГДП в 2012 г. (залитые чёрные точки).

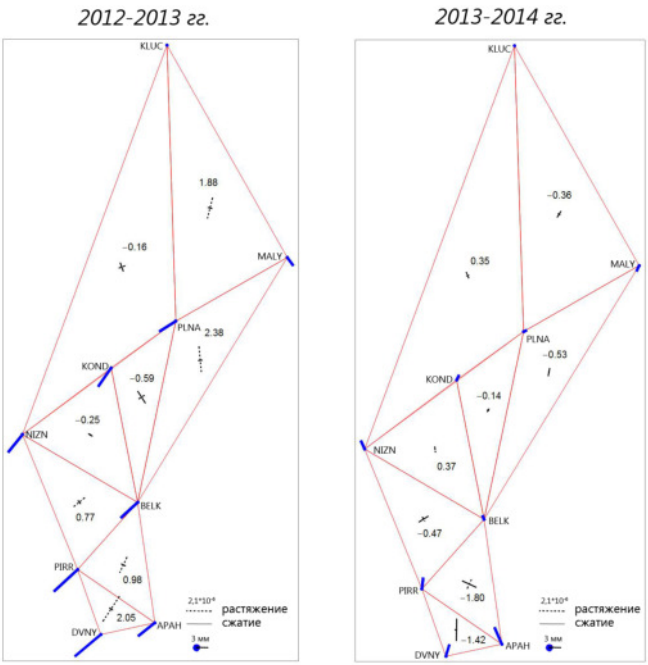


Рис. 7. Горизонтальные деформации земной поверхности на северо-восточном склоне вулкана Ключевской. Обозначения те же, что на рис. 2.

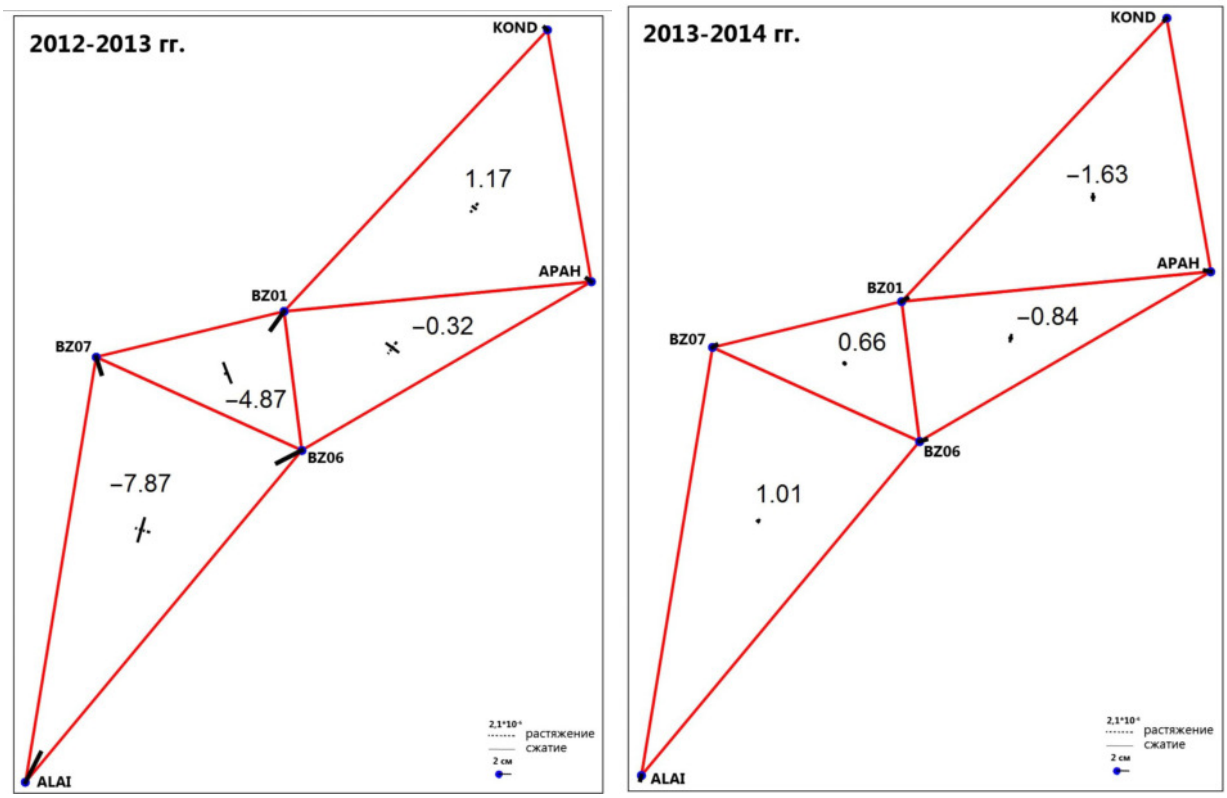


Рис. 8. Область распространения горизонтальных деформаций земной поверхности в связи с ТТИ — 2012–2013 гг. Обозначения те же, что на рис. 2.

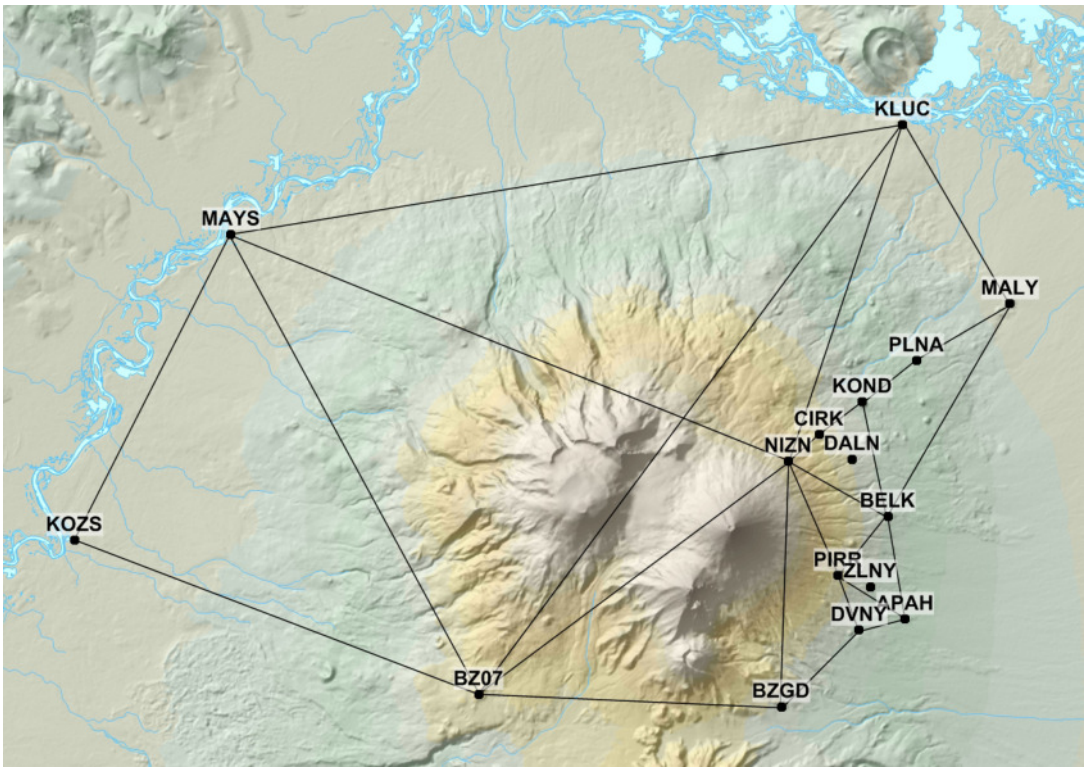


Рис. 9. Места установки спутниковых геодезических приемников на Ключевском ГДП в 2012–2014 гг. (чёрные залитые кружки).

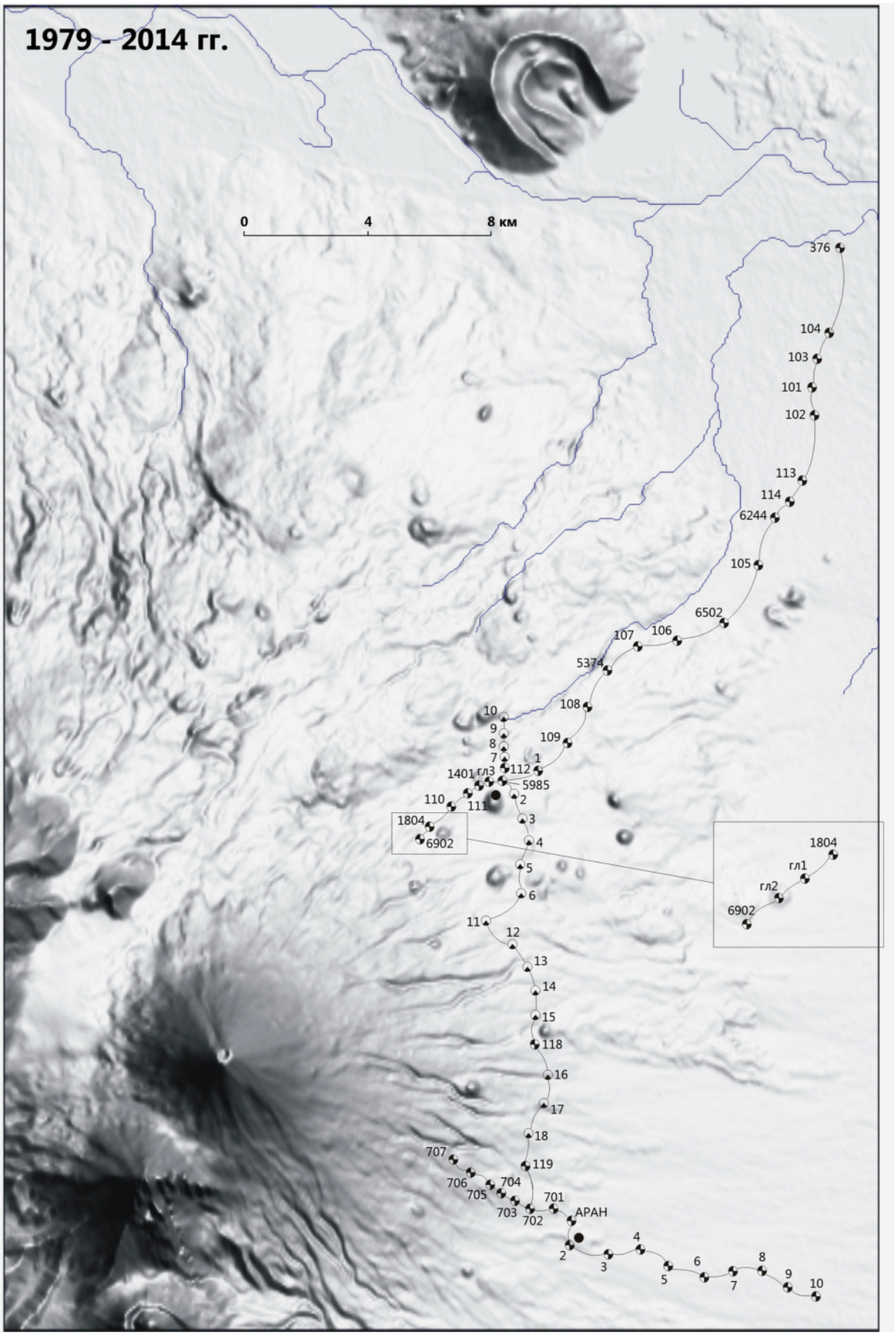


Рис. 10. Схема высокоточных нивелирных профилей, заложенных на Ключевском ГДП в 1978–1985 гг.

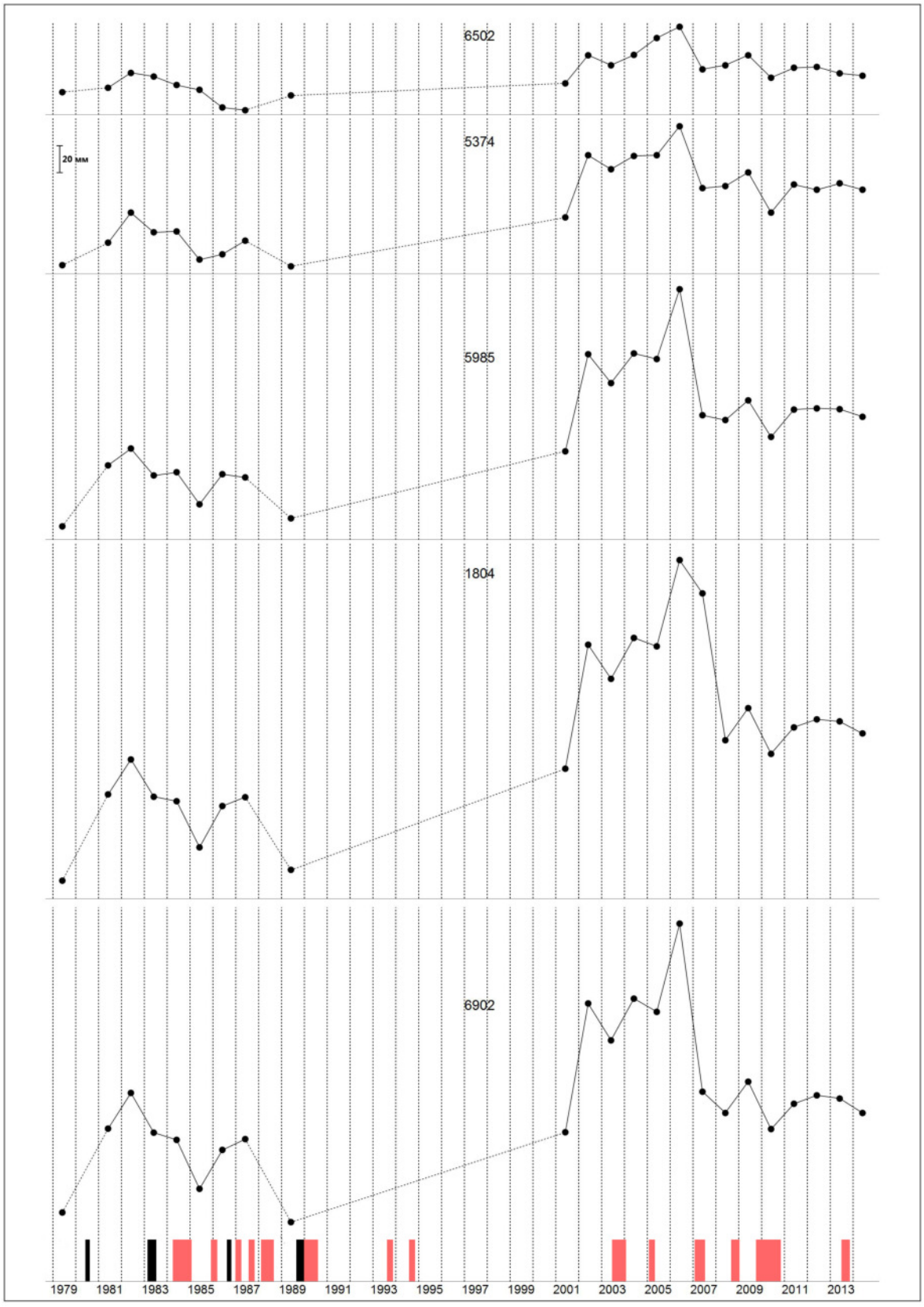


Рис. 11. Графики вертикальных движений реперов в период 1979–2014 гг. В нижней части рисунка показаны времена извержения вулкана Ключевской: черный залитый прямоугольник с излиянием лавы, серый прямоугольник — вершинные извержения без излияния лавы.

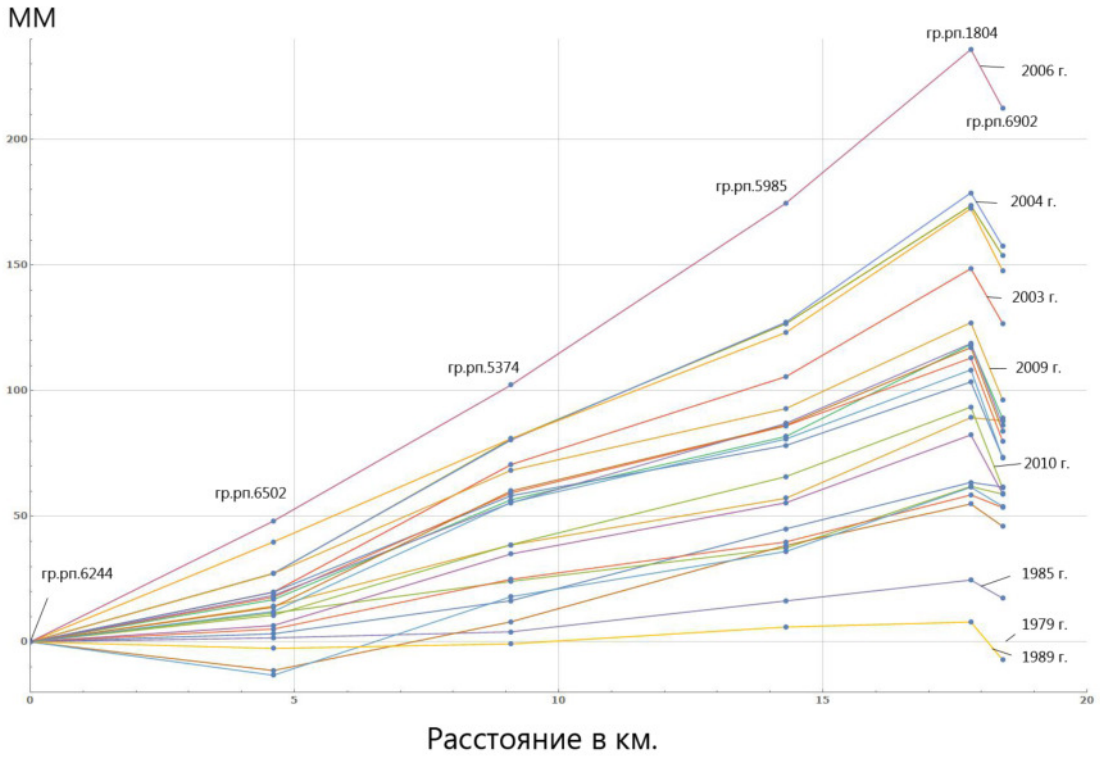


Рис. 12. Изменения уровня земной поверхности по радиальному нивелирному профилю от Гр. рп. 6244 до Гр. рп. 6902 длиной 18,4 км (рис. 10).

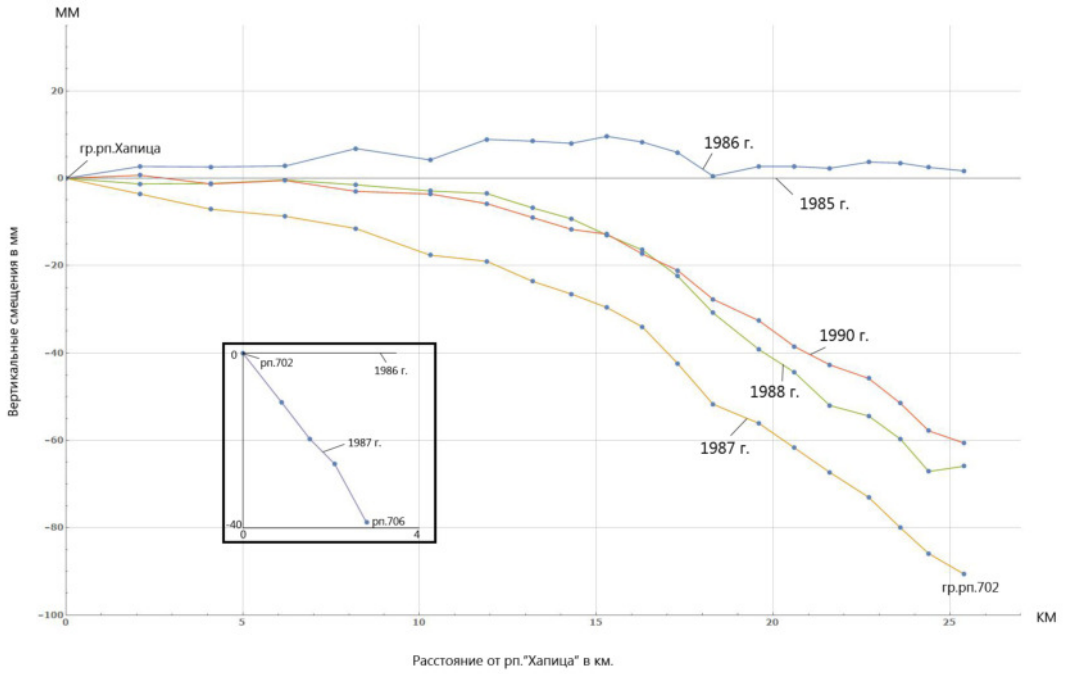


Рис. 13. Изменения уровня земной поверхности по второму радиальному профилю от Гр. рп. «Хапица» до Гр. рп. 702 (рис. 10).

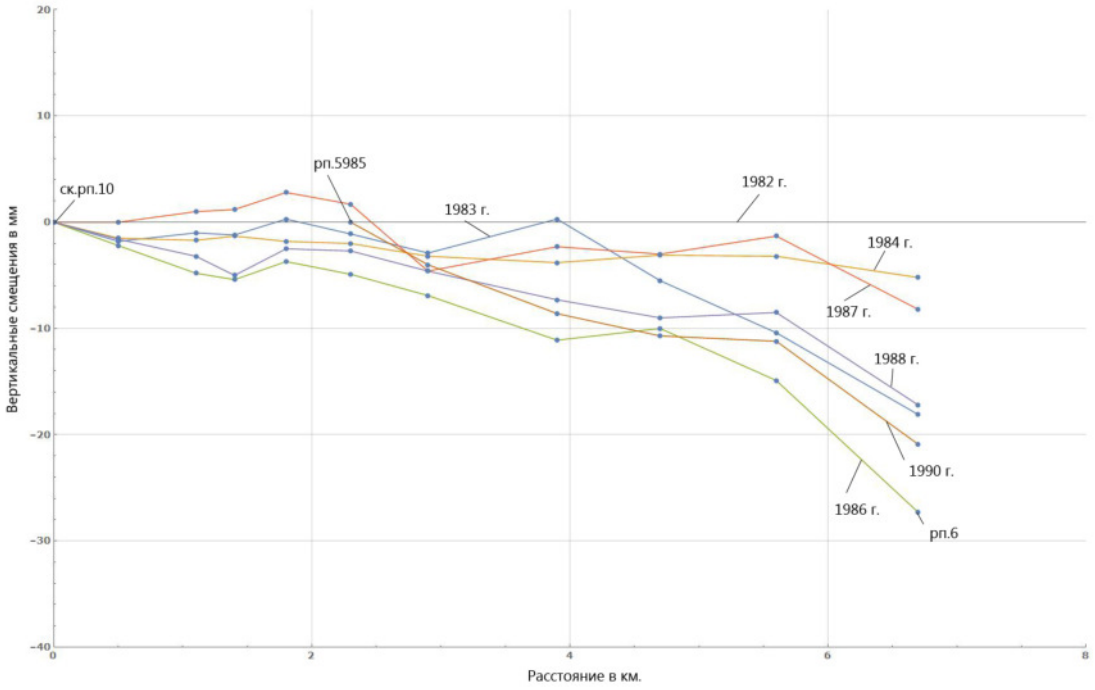


Рис. 14. Изменения уровня земной поверхности по нивелирному профилю Ск. рп. 10 — Ск. рп. 6 (рис. 10).

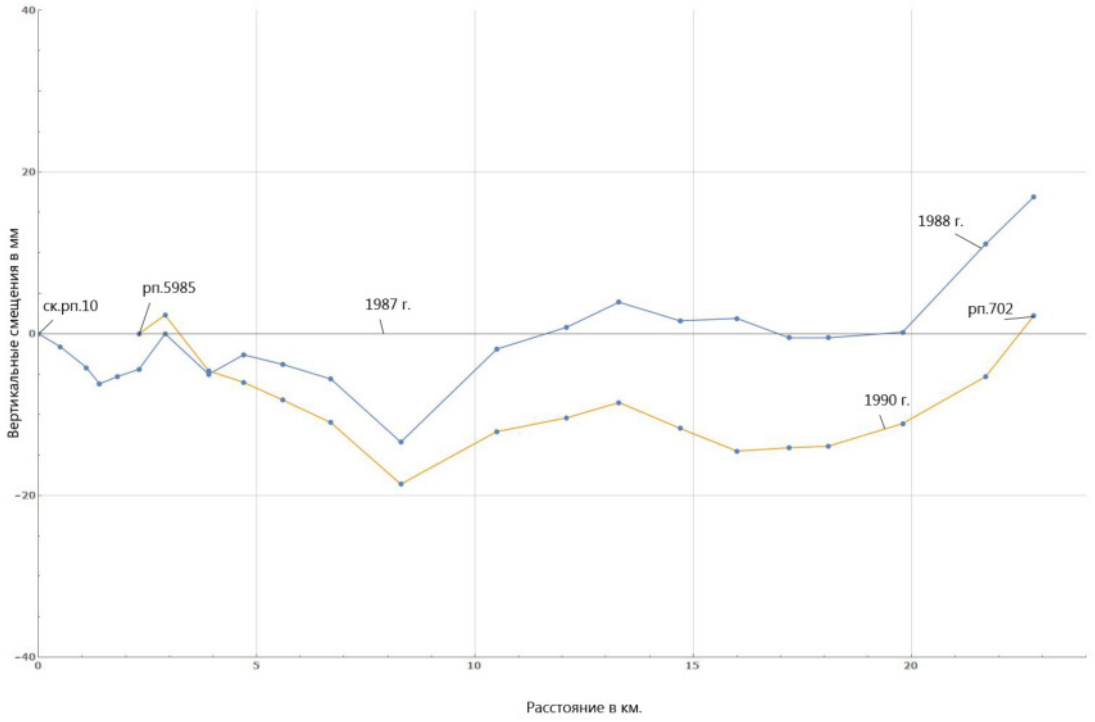


Рис. 15. Изменения уровня земной поверхности по нивелирному профилю Ск. рп. 10 — Гр. рп. 5985 — Гр. рп. 702 (рис. 10).

Таблица 4. Превышения, измеренные нивелированием II класса по профилю Гр. Рп. 376 — Гр. рп. 5985 — Гр. рп. 6902 в период 1980–2014 гг.

Тип и номер нивелирного знака	Расстояние между реперами, км	Месяц и год производства работ, превышения						
		06.1983	06.-07. 1984	09.-10.1984	06.1985	09.1985	06.1986	10.1986
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Гр.рп.376								
	3.3	10.6595	10.6628	10.6642	10.6652			
104								
	1.0	5.5834	5.5844	5.5842	5.5840			
103								
	1.1	15.6918	15.6920	15.6918	15.6948			
101								
	1.0	15.6595	15.6600	15.6604	15.6594			
102								
	2.9			55.0328	55.0310			
113								
	0.7	95.0760	95.0866	10.6044	10.6060			
114								
	0.7			29.4480	29.4469			
Гр.рп.6244								
	2.1	69.5637	69.5597	69.5583	69.5598			
105							157.9320	157.9450
	2.4	88.3912	88.3888	88.3866	88.3852			
Гр.рп.6502								
	1.7	168.4820	168.4858	168.4861	168.4740			
106								
	1.4	106.6825	106.6854	106.6867	106.6808		321.3828	321.3780
107								
	1.3	46.2115	46.2120	46.2140	46.2110			
Гр.рп.5374								
	1.2	31.9922	31.9910	31.9929	31.9917	31.9980		
108								
	1.5	72.2528	72.2520	72.2558	72.2497	72.2554		
109							237.7116	237.6910
	1.1	58.7669	58.7688	58.7718	58.7696	58.7718		
1								
	1.2	74.6826	74.6843	74.6852	74.6825	74.6856		
Гр.рп.5985								
	0.4	27.3086	27.3074	27.3084	27.3063	27.3079		
Гл. 3								
	0.2			6.7438	6.7431	6.7436		
Гр.рп.1401		74.4917	74.4888					
	0.9			67.7466	67.7430	67.7468	253.4760	253.4790
111								
	0.9	75.2690	75.2700	75.2721	75.2648	75.2701		
110								
	1.2	76.4146	76.4120	76.4136	76.4106	76.4117		
Гр.рп.1804								
	0.2	14.9779	14.9778	14.9785	14.9773	14.9782	14.9780	14.9780
Гл. 1								
	0.2	13.1968	13.1960	-	13.1966	13.1958	13.1950	13.1960
Гл. 2								
	0.2	15.2754	15.2745	-	15.2722	15.2736	15.2714	15.2730
Гр.рп.6902								

Таблица 4. Продолжение

Тип и номер нивелирного знака	Расстояние между реперами, км	Месяц и год производства работ, превышения							
		1987	1989	2001	2002	2003	2004	2005	2006
		10	11	12	13	14	15	16	17
Гр.рп.376									
	3.3								
104									
	1.0								
103									
	1.1								
101									
	1.0								
102									
	2.9								
113									
	0.7								
114									
	0.7								
Гр.рп.6244									
	2.1								
105		157.9301	157.9408	157.9499	157.9706	157.9632	157.9707	157.9832	157.9915
	2.4								
Гр.рп.6502									
	1.7								
106									
	1.4	321.3947	321.3652	321.3919	321.4170	321.4142	321.4165	321.4045	321.4176
107									
	1.3								
Гр.рп.5374									
	1.2								
108									
	1.5								
109		237.6992	237.6879	237.7016	237.7271	237.7162	237.7261	237.7235	237.
	1.1								
1									
	1.2								
Гр.рп.5985									
	0.4								
Гл. 3									
	0.2								
Гр.рп.1401									
	0.9	253.4851	253.4615	253.4865	253.5065	253.5025	253.5110	253.5088	253.5207
111									
	0.9								
110									
	1.2								
Гр.рп.1804									
	0.2	14.9788	14.9755	14.9759	14.9768	14.9763	14.9763	14.9761	14.9761
Гл. 1									
	0.2	13.1963	13.1937	13.1915	13.1925	13.1932	13.1933	13.1920	13.1925
Гл. 2									
	0.2	15.2706	15.2691	15.2625	15.2641	15.2620	15.2624	15.2605	15.2613
Гр.рп.6902									

Таблица 4. Продолжение

Тип и номер нивелирного знака	Расстояние между реперами, км	Месяц и год производства работ, превышения							
		2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
		18	19	20	21	22	23	24	25
Гр.рп.376									
	3.3								
104									
	1.0								
103									
	1.1								
101									
	1.0								
102									
	2.9								
113									
	0.7								
114		40.0563	40.0567	40.0568	40.0562	40.0577	40.0569	40.0564	40.0563
	0.7								
Гр.рп.6244									
	2.1								
105		157.9602	157.9632	157.9706	157.9540	157.9612	157.9619	157.9572	157.9555
	2.4								
Гр.рп.6502									
	1.7								
106									
	1.4	321.4032	321.4018	321.4045	321.3915	321.4049	321.4003	321.4097	321.4068
107									
	1.3								
Гр.рп.5374									
	1.2								
108									
	1.5								
109		237.7064	237.7012	237.7058	237.7083	237.7079	237.7128	237.7074	237.7065
	1.1								
1									
	1.2								
Гр.рп.5985									
	0.4								
Гл. 3									
	0.2								
Гр.рп.1401									
	0.9	253.4961	253.4848	253.4937	253.4872	253.4865	253.4913	253.4904	253.4870
111									
	0.9								
110									
	1.2								
Гр.рп.1804									
	0.2	14.9741	14.9743	14.9750	14.9745	14.9744	14.9735	14.9736	14.9730
Гл. 1									
	0.2	13.1909	13.1917	13.1896	13.1896	13.1911	13.1900	13.1899	13.1896
Гл. 2									
	0.2	15.2589	15.2572	15.2580	15.2570	15.2548	15.2573	15.2566	15.2557
Гр.рп.6902									

Таблица 4. Продолжение

Тип и номер нивелирного знака	Расстояние между реперами, км	Месяц и год производства работ, превышения							
		2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
		18	19	20	21	22	23	24	25
Гр.рп.376									
	3.3								
104									
	1.0								
103									
	1.1								
101									
	1.0								
102									
	2.9								
113									
	0.7								
114		40.0563	40.0567	40.0568	40.0562	40.0577	40.0569	40.0564	40.0563
	0.7								
Гр.рп.6244									
	2.1								
105		157.9602	157.9632	157.9706	157.9540	157.9612	157.9619	157.9572	157.9555
	2.4								
Гр.рп.6502									
	1.7								
106									
	1.4	321.4032	321.4018	321.4045	321.3915	321.4049	321.4003	321.4097	321.4068
107									
	1.3								
Гр.рп.5374									
	1.2								
108									
	1.5								
109		237.7064	237.7012	237.7058	237.7083	237.7079	237.7128	237.7074	237.7065
	1.1								
1									
	1.2								
Гр.рп.5985									
	0.4								
Гл. 3									
	0.2								
Гр.рп.1401									
	0.9	253.4961	253.4848	253.4937	253.4872	253.4865	253.4913	253.4904	253.4870
111									
	0.9								
110									
	1.2								
Гр.рп.1804									
	0.2	14.9741	14.9743	14.9750	14.9745	14.9744	14.9735	14.9736	14.9730
Гл. 1									
	0.2	13.1909	13.1917	13.1896	13.1896	13.1911	13.1900	13.1899	13.1896
Гл. 2									
	0.2	15.2589	15.2572	15.2580	15.2570	15.2548	15.2573	15.2566	15.2557
Гр.рп.6902									

Таблица 5. Превышения между главными реперами, измеренные нивелированием II класса по профилю Гр. Рп. 113 — Гр. рп. 6902 в период 1979–2014 гг.

Год и месяц определений						
№ Реперов и длина секций (км.), Превышения 113-6244		6244-6502	6502-5374	5374-5985	5985-1804	1804-6902
	1,4	4,5	4,4	5	3,6	0,6
1979		157,9434	321,3634	237,6812	253,4595	43,4533
1981		157,9466	321,3766	237,7098	253,4780	43,4515
1982		157,9576	321,3878	237,6998	253,4916	43,4520
6,1983		157,9549	321,3760	237,6945	253,4840	43,4501
7,1984		157,9485	321,3832	237,6961	253,4782	43,4483
10,1984	40,0524	157,9450	321,3868	237,7056	253,4836	
6,1985	40,0529	157,9450	321,3658	237,6935	253,4678	43,4461
9,1985				237,7103	253,4800	43,4476
6,1986		157,9320	321,3828	237,7116	253,4760	43,4444
11,1986		157,9450	321,3780	237,6910	253,4790	43,4470
1987		157,9301	321,3947	237,6992	253,4851	43,4457
1989		157,9408	321,3652	237,6879	253,4615	43,4383
2001		157,9499	321,3919	237,7016	253,4865	43,4299
2002		157,9706	321,4170	237,7271	253,5065	43,4334
2003		157,9632	321,4142	237,7162	253,5025	43,4315
2004		157,9707	321,4165	237,7281	253,5110	43,4320
2005		157,9832	321,4045	237,7235	253,5088	43,4286
2006		157,9915	321,4176	237,7536	253,5207	43,4299
2007	40,0563	157,9602	321,4032	237,7064	253,4961	43,4239
2008	40,0567	157,9632	321,4018	237,7012	253,4848	43,4232
2009	40,0568	157,9706	321,4045	237,7058	253,4937	43,4226
2010	40,0562	157,9540	321,3915	237,7083	253,4872	43,4211
2011	40,0577	157,9612	321,4049	237,7079	253,4865	43,4203
2012	40,0569	157,9619	321,4003	237,7128	253,4913	43,4208
2013	40,0564	157,9572	321,4097	237,7074	253,4904	43,4201
2014	40,0563	157,9555	321,4068	237,7065	253,4870	43,4183

Таблица 6. Превышения, измеренные нивелированием II класса по профилю Гр. Рп. «Хапица» — Гр. рп. 702 — Гр. рп. 707 в период 1985–1990 гг.

Тип и номер нивелирного знака	Расстояние между реперами, км	Год производства и превышения				
		1985 г.	1986 г.	1987 г.	1988 г.	1990 г.
Гр.рп. Хапица						
	2.1	23.1640	23.1667	23.1604	23.1627	23.1647
Гр.рп. 22						
	2.0	22.7299	22.7298	22.7264	22.7300	22.7279
Гр.рп. 20						
	2.1	25.7040	25.7042	25.7024	25.7048	25.7048
Гр.рп. 18						
	2.0	36.3224	36.3264	36.3196	36.3213	36.3199
Гр.рп. 16						
	2.1	47.8422	47.8396	47.8361	47.8408	47.8416
Гр.рп. 14						
	1.6	39.6394	39.6441	39.6380	39.6388	39.6372
Гр.рп. 12						
	1.3	40.3218	40.3214	40.3172	40.3185	40.3186
Гр.рп. 11						
	1.1	33.2583	33.2578	33.2554	33.2558	33.2556
Гр.рп. 10						
	1.0	32.7563	32.7579	32.7532	32.7526	32.7552
Гр.рп. 9						
	1.0	37.2298	37.2285	37.2254	37.2264	37.2253
Гр.рп. 8						
	1.0	36.9898	36.9874	36.9814	36.9838	36.9860
Гр.рп. 7						
	1.0	38.8782	38.8728	38.8689	38.8698	38.8716
Гр.рп. 6						
	1.3	53.9716	53.9738	53.9672	53.9632	53.9667
Гр.рп. 5						
	1.0	49.3688	49.3688	49.3632	49.3636	49.3629
Гр.рп. 4						
	1.0	53.5864	53.5860	53.5808	53.5788	53.5822
Гр.рп. 3						
	1.1	61.2261	61.2275	61.2204	61.2237	61.2230
Гр.рп. 2						
	0.9	52.6426	52.6424	52.6356	52.6373	52.6369
Гр.рп. АРАН						
	0.8	40.1932	40.1922	40.1873	40.1858	40.1869
Гр.рп. 701						
	1.0	52.3810	52.3802	52.3763	52.3822	52.3782
Гр.рп. 702						
	1.1		100.4360	100.4247		
Гр.рп. 703						
	0.8		75.1430	75.1346		
Гр.рп. 704						
	0.7		83.4147	83.4090		
Гр.рп. 705						
	0.9		110.9235	110.9101		
Гр.рп. 706						
	0.8			124.8306		
Гр.рп. 707						
Гр.рп. 706						
			53.9316	53.9247		
Ск.рп. 707						

Таблица 7. Превышения, измеренные нивелированием II класса по профилю Ск.Рп. 10 — Гр. рп. 5985 — Ск. рп. 6 — Гр. рп. 702 в период 1982–1990 гг.

Тип и номер нивелирного знака	Расстояние между реперами, км	Год производства и превышения						
		1982 г.	1983 г.	1984 г.	1986 г.	1987 г.	1988 г.	1990 г.
Ск.рп. 10								
	0.5	23.8136	23.8118	23.8121	23.8114	23.8136	23.812	
Ск.рп. 9								
	0.6	36.2970	36.2978	36.2968	36.2944	36.298	36.2954	
Ск.рп. 8								
	0.3	13.3472	13.3470	13.3476	13.3466	13.3474	13.3454	
Ск.рп. 7								
	0.4	- 5.5241	- 5.5226	- 5.5246	- 5.5224	-5.5225	-5.5216	
Гр.рп.112								
	0.5	- 8.6472	- 8.6486	- 8.6474	- 8.6484	-8.6483	-8.6474	
Гр.рп.5985								
	0.6	1.8840	1.8822	1.8828	1.8820	1.8777	1.8821	1.8800
Ск.рп. 2								
	1.0	61.5980	61.6012	61.5974	61.5938	61.6003	61.5953	61.5934
Ск.рп. 3								
	0.8	- 9.4657	- 9.4715	- 9.4650	- 9.4646	-9.4664	-9.4640	- 9.4678
Ск.рп. 4								
	0.9	42.6313	42.6264	42.6312	42.6264	42.6330	42.6318	42.6308
Ск.рп. 5								
	1.1	37.4161	37.4084	37.4141	37.4037	37.4092	37.4074	37.4064
Ск.рп. 6								
	1.6					50.8046	50.7968	50,7970
Ск.рп. 11								
	2.2					- 97.4289	-97.4174	-97,4224
Ск.рп. 12								
	1.6					-14.4349	-14.4322	-14,4332
Ск.рп. 13								
	1.2					2.7775	2.7806	2,7794
Ск.рп. 14								
	1.4					7.8294	7.8271	7,8262
Ск.рп. 15								
	1.3					35.4726	35.4729	35,4698
Гр.рп. 118								
	1.2					- 1.9606	- 1.9630	-1,9602
Ск.рп. 16								
	0.9					1.0606	1.0606	1,0608
Ск.рп. 17								
	1.7					- 57.3902	- 57.3895	-57,3874
Ск.рп. 18								
	1.9					- 44.1552	- 44.1443	-44,1494
Гр.рп. 119								
	1.1					- 59.6235	- 59.6177	- 59.6160
Гр.рп. 702								

2. Извержение, по-видимому, сопровождалось опусканием земной поверхности, так как отметки пунктов, расположенных на удалении от южного центра извержения на 7–8 км уменьшились к июлю 2013 г. на 19–27 мм по сравнению с отметками тех же пунктов в 2011 г. После прекращения излияния лавы летом 2013 г. наметилась обратная тенденция, т. е. деформации были упругими.

3. Площадная плоская деформация земной поверхности изучалась методом вычисления в каждом треугольнике дилатации (относительного увеличения площади треугольника), величин и направлений взаимно-перпендикулярных главных осей плоской деформации. Оси растяжения имели северо-восточное направление со значениями $9 \cdot 10^{-6}$ в относительной мере. Векторы горизонтальных подвижек тех же пунктов, удалённых от мест извержений на 7–8 км, направлены в район прорыва магм по протяжённой питающей трещине. Величина и направление их определены при условии неподвижности одного из пунктов, удаленного от определяемых на 10–15 км. Длины векторов в пределах 3–5 см.

4. Пункты, расположенные на склонах конуса вулкана Ключевской на отметках выше 1600 м, медленно сползают вниз со скоростью первые сантиметры в год (измеренное максимальное значение 18 см в год). Причина — текучесть грунта, перемешанного со льдом, под действием силы тяжести. Отсюда следует — нет смысла закладывать геодезические знаки на склоне конуса вулкана Ключевской с целью изучения подвижек земной поверхности в связи с извержениями.

5. Изменения длин линий в окрестностях вулкана Ключевской в отдельных случаях превышают погрешности измерений (2 мм + $2 \cdot 10^{-6}$ Д), однако они не связаны с событиями на вулкане, и скорее всего, это объясняется невозможностью корректно учитывать поправку за метеорологические условия по трассе измеряемой линии. С переходом на определение длин линий по GNSS технологии, изменения их резко уменьшились и составляют первые миллиметры.

6. Вертикальные движения земной поверхности вблизи вулкана Ключевской определялись нивелированием с погрешностью превышений ± 1 мм $\cdot \sqrt{L}$, где L — расстояние между реперами в км по двум радиальным к вулкану профилям и поперечному к ним. Наиболее длинный ряд наблюдений (1979–2014 гг.) выполнен по радиальному профилю северо-восточного направления протяжённостью 18,4 км. Замечено, что во время извержения с излиянием лавы происходит заметное опускание земной поверхности даже на расстоянии 24 км от вершины вулкана, и оно возрастает по мере приближения к ней и на расстоянии 11 км от вершины кратера составляет $\sim$40 мм. В целом изменения уровня земной поверхности знакопеременные, однако, наблюдается тренд графиков вертикальных движений реперов, показывающий воздымание земной поверхности с увеличением его по мере приближения к вершине вулкана. С 1979 по 2014 гг. подъём (воздымание) составил 11 см, а максимальная величина его в 2006 г. была 23,6 см при погрешности определения ± 1 см.

7. Горизонтальные смещения пунктов, расположенных на северо-восточном подножье вулкана Ключевской, определялись в период 2012–2014 гг. относительно пункта, находящегося в пос. Ключи на расстоянии 32 км от кратера вулкана методом GNSS технологии. Они за период 2012–2013 гг. оказались в пределах 6–10 мм и были направлены в сторону места трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.

Список литературы

1. *Антонович К.М., Карпик А.П., Клепиков А.Н.* Спутниковый мониторинг земной поверхности // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъёмка. 2004. № 1. С. 4–10.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976 гг. /Отв. ред. Федотов С. А., М: Наука. 1984. Гл. XIV. С. 472–513.
3. *Гордеев Е.И., Муравьёв Я.Д., Самойленко С.Б. и др.* Трещинное Толбачинское извержение в 2012–2013 гг. Первые результаты // ДАН. 2013. Том. 452. № 5. С. 562–566.
4. *Двигало В.Н., Свирид И.Ю., Шевченко А.В.* Первые количественные оценки параметров трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. по данным аэрофотограмметрических наблюдений // Вулканология и сейсмология. 2014. № 5. С. 3–11.
5. *Жаринов Н.А., Энман В.Б., Скуридин Ю.Ф. и др.* Об изучении деформаций земной поверхности на Ключевском вулкане (1978–1982 гг.) //Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 67–75.
6. *Жаринов Н.А., Еремеев Н.Н.* Деформации земной поверхности Ключевского вулкана, предварявшие и сопровождавшие извержение предсказанное в 1983 г. //Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 88–97.
7. *Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В.* Извержение вершинного кратера вулкана Ключевской (Камчатка) в феврале-июле 2007 г. //Вулканология и сейсмология. 2009. № 3. С. 38–49.
8. *Кафтан В.И., Докукин П.А.* Определение смещений и деформаций по данным спутниковых геодезических измерений // Геодезия и картография. 2007. № 9. С. 18–22.
9. *Кириенко А.П.* Результаты определения горизонтальных деформаций земной поверхности в районе Большого Толбачинского извержения по материалам угловых и линейных измерений 1971, 1976 и 1977 гг. //Бюллетень вулканологических станций. 1979. № 56. С. 63–66.
10. *Магуськин М.А., Титков Н.Н., Демянчук Ю.В.* О деформациях земной поверхности в районе Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Выпуск 21. С. 147–151.
11. *Магуськин М.А., Левин В.Е., Бахтиаров В.Ф.* Деформации земной поверхности в районе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. в период 1978–2000 гг. и их возможные причины // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 55–61.

12. *Самойленко С. Б., Мельников Д. В., Магуськин М. А., Овсянников А. А.* Начало нового трещинного Толбачинского извержения в 2012 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Выпуск 20. С. 20–22.
13. *Серебрякова Л. И.* Методика дифференциального описания деформаций и повторные спутниковые определения // Геодезия и картография. 2014. № 10. С. 47–50.
14. *Федотов С. А., Энман В. Б., Никитенко Ю. П., Магуськин М. А. и др.* Геодезические исследования // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976 гг. /Отв. ред. Федотов С. А.. М: Наука. 1984. Гл. XIV. С. 472–513.
15. *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.
16. *Федотов С. А., Жаринов Н.А, Гонтовая Л. И.* Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об её извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.
17. *Федотов С. А., Жаринов Н. А., Горельчик В. И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3–42.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 550.34:551.21

В. А. Салтыков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: salt@emsd.ru

Вероятностный прогноз извержений вулкана Безымянный на основе статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09

В рамках разработки технологии краткосрочного прогноза извержений вулканов по результатам ретроспективного анализа сейсмической активности в окрестности вулкана Безымянный (1999–2014 гг.) разработана прогностическая методика, основанная на мониторинге расчётного значения функции-индикатора, зависящей от уровня сейсмичности по шкале СОУС'09. Предложен формализованный предвестник извержения. Методика включает параметр вероятности реализации прогноза. Создана номограмма вероятности извержения в зависимости от времени прогноза и значения прогностического параметра. Формализована процедура снятия тревоги.

Введение

Для создания научно-методической основы технологий прогноза опасных геодинамических явлений (землетрясений, извержений вулканов и пр.) необходимы методические разработки по формализации предвестников, оценке их прогностической эффективности и создание алгоритмов вероятностной оценки возникновения ожидаемого события. В данной работе рассмотрен формализованный подход вероятностного прогноза на основе применения статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09 [3] и ряда вспомогательных функций, характеризующих предвестниковую ситуацию. Возможности этой методики проиллюстрированы на примере сейсмических активизаций перед извержениями вулкана Безымянный (Ключевская группа вулканов, Камчатка).

В последние десятилетия на вулкане Безымянный происходит в среднем 1–2 кратковременных, но сильных эксплозивно-эффузивных извержения в год. Так с 1977 г. по настоящее время (май 2015 г.) зафиксировано 42 таких извержения [5]. Для вулкана Безымянный характерна слабая мелкофокусная сейсмичность, которая, в основном, связана непосредственно с извержениями или предшествует им. Наиболее надежный каталог землетрясений для этого вулкана имеется с 1999 г.

Для описания сейсмичности различных пространственно-временных областей в Геофизической службе РАН рекомендовано применять шкалу уровня сейсмичности СОУС'09 [3], которая в качестве базового параметра использует статистическую функцию распределения F выделившейся сейсмической энергии E в заданном пространственно-временном интервале. Шкала включает основные уровни для качественного описания состояния сейсмичности: экстремально высокий, высокий, фоновый, низкий и экстремально низкий. Исходя из такого разбиения, 95% времени сейсмичность пребывает на фоновом уровне (диапазон значений функции распределения $F = 0{,}025$–$0{,}975$), по 2% времени приходится на высокий и низкий ($F = 0{,}975$–$0{,}995$ и $F = 0{,}005$–$0{,}025$, соответственно) и по 0,5% — на экстремально высокий и низкий уровни ($F = 0{,}995$–$1{,}0$ и $F = 0{,}0$–$0{,}005$, соответственно). Для повышения детальности фоновый уровень разделяется на три подуровня: фоновый повышенный ($F = 0{,}85$–$0{,}975$), фоновый средний ($F = 0{,}15$–$0{,}85$), фоновый пониженный ($F = 0{,}025$–$0{,}15$).

Вариации уровня сейсмичности перед извержениями вулкана Безымянный

Для исследования сейсмических активизаций перед извержениями вулкана Безымянный использован каталог Ключевской группы вулканов с 1999 по 2014 гг., полученный Камчатской региональной сетью сейсмических станций. Для построения оценок уровня сейсмичности из каталога были выбраны землетрясения, зафиксированные в радиусе 6 км от вершины вулкана Безымянный. Примерно 98% сейсмических событий приходится на диапазон глубин до 5 км. Анализируемый массив данных имеет следующие характеристики: уровень надёжной регистрации $K_S = 4{,}0$; максимальный класс землетрясений $K_S = 8{,}8$, число землетрясений представительной энергии — 1213.

Для оценки состояния сейсмичности исследуемого сейсмоактивного объёма построены эмпирические функции распределения выделившейся сейсмической энергии в различных временных окнах и номограмма СОУС'09, представленная на рис. 1 [2]. Низкий, экстремально низкий и фоновый пониженный уровни сейсмичности для рассматриваемого

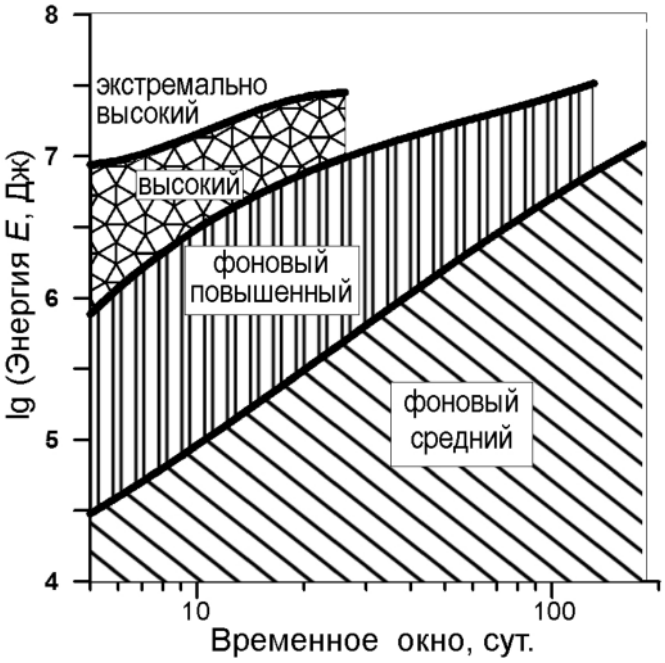


Рис. 1. Номограмма СОУС'09 для вулкана Безымянный. На номограмме выделены зоны, соответствующие различным уровням сейсмичности.

массива данных статистически не определены. Фоновый средний уровень имеет смысл рассматривать во временных окнах от 5 суток. Эти ограничения статистических оценок связаны с тем, что имеются продолжительные временные интервалы, в которых не были зарегистрированы землетрясения представительного класса.

В 1999–2014 гг. произошло 21 извержение вулкана Безымянный. В двух случаях (11 мая 2007 г. г. и 31 мая 2010 г. г.) сейсмический мониторинг был затруднён из-за высокого уровня вулканического дрожания, связанного с активностью Ключевского вулкана, поэтому только перед 19 извержениями имеется каталог, пригодный для статистического анализа. Выявлены статистически значимые переходы сейсмичности с фонового среднего на фоновый повышенный, а затем на высокий (экстремально высокий) уровень перед большинством извержений вулкана Безымянного в 2000–2012 гг.: лишь перед 3 из 19 извержений (14 октября 2007 г., 13 апреля 2011 г., 8 марта 2012 г.) не наблюдалось уверенных вариаций уровня сейсмичности.

Формализованный предвестник извержения — функция-индикатор

По данным об уровне сейсмичности при 19 извержениях 1999–2014 гг. был построен осредненный уровень сейсмичности в окрестности начала извержения (рис. 2):

$$SS(\Delta t) = \sum_{i=1}^{n} S(t_0^i + \Delta t)/n,$$

где Δt — время относительно начала i-го извержения t_0^i. Используемая здесь функция $S(\dots)$ есть пересчитанная функция распределения F в линейный по отношению к шкале СОУС'09 масштаб:

$F = 0{,}5$ $S = 0$

$F = 0{,}85$ $S = 1$ — граница фонового среднего и фонового повышенного уровня,

$F = 0{,}975$ $S = 2$ — граница фонового повышенного и высокого уровня,

$F = 0{,}995$ $S = 3$ — граница высокого и экстремально высокого уровня,

$F = 1$ $S = 4$.

В контексте решаемой задачи — прогноз извержений и определение предвестника, интерес для нас представляет участок функции S, ограниченный слева $\Delta t = -16$ сут. (время перехода с фонового среднего на фоновый повышенный уровень) и справа $\Delta t = -2$ сут. (очевидное требование $\Delta t = -1$ сут. усугубляется задержкой в 1 сут. в обработке текущих землетрясений и составлении оперативного каталога). Аппроксимацию участка функции S в диапазоне $\Delta t = -16 \div -2$ сут. гиперболой S_{hyp} предлагается рассматривать как эталон поведения уровня сейсмичности перед извержением (рис. 3).

Для выявления временных участков подготовки извержения предлагается использовать следующую функцию-индикатор:

$$U(t) = \frac{1}{15} \sum_{k=-16}^{-2} S(t+k+2)SS(k),$$

которая представляет собой сглаживание уровня сейсмичности $S(t)$ в скользящем временном окне шириной 15 суток с использованием весовой функции $SS(\Delta t)$. Эта процедура похожа на расчёт корреляции, но в отличие от неё не проводится предварительное центрирование рядов S и SS. Такое преобразование позволяет получить ряды индикатора U, характеризующие в определенном смысле сходство поведения уровня сейсмичности S и предполагаемого предвестника SS. Примеры предвестникового увеличения функции-индикатора U перед 19 извержениями 1999–2012 гг. приведено на рис. 4.

Для практического использования данного подхода к прогнозированию извержений вулкана Безымянный необходимо получить ответы на следующие важнейшие вопросы:

1. Что является критерием для подачи тревоги (прогнозного заключения)?
2. Что является критерием для снятия тревоги?
3. Какая вероятность реализации прогноза?
4. Какая вероятность пропуска извержения?
5. Каковы достоверность, надёжность и эффективность предлагаемого предвестника?

Критерии подачи тревоги

Предлагается использовать *пороговый критерий*: при превышении индикатором U порога u ситуация рассматривается как предвестниковая. Исходя

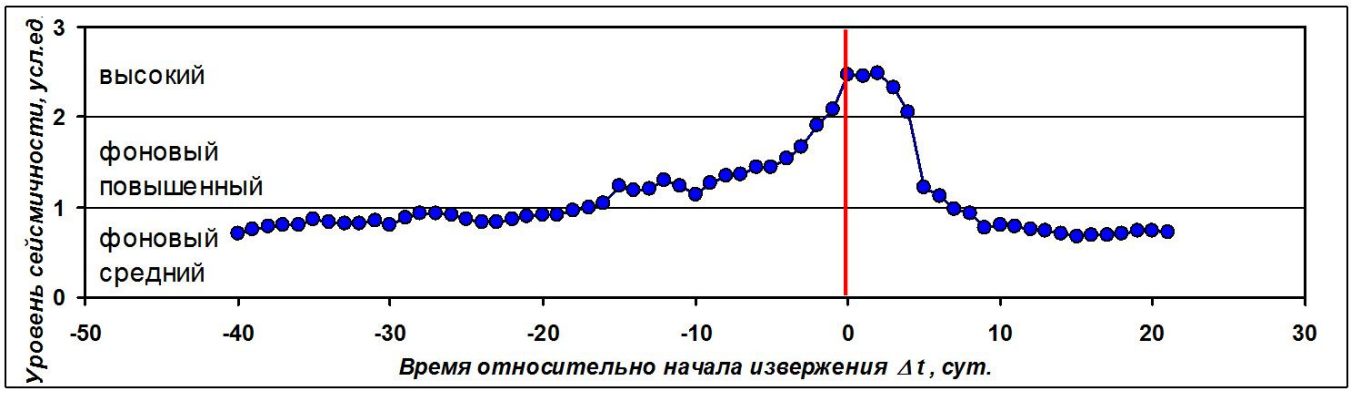


Рис. 2. Осреднённое по 19 извержениям вулкана Безымянный 1999–2014 гг. поведение уровня сейсмичности по шкале СОУС'09 во временной окрестности извержения.



Рис. 3. Участок графика (рис. 2), принятый в качестве осредненного предвестника извержения вулкана Безымянный, аппроксимация гиперболой.

из поведения индикатора U, ниже будет рассмотрен набор пороговых значений u_i от 1 до 2 с шагом 0,1. Первичная обработка включила определение временных интервалов в течение 1999–2014 гг., когда $U \geqslant u_i$. Именно эти временные интервалы образуют время тревоги. Возможны три варианта взаиморасположения извержения и тревожного интервала:

1. Если извержение попадает в интервал, когда $U \geqslant u_i$, то оно считается имеющим предвестник. Важным нюансом здесь является отмена тревоги произошедшим извержением, то есть временной интервал непосредственно после извержения не включается во время тревоги, даже если $U \geqslant u_i$.

2. Если перед извержением $U < u_i$, то такая ситуация квалифицируется как «пропуск цели», то есть извержение не имеет идентифицированного по рассматриваемой методике предвестника и не может быть предсказано.

3. Тревожный интервал рассматривается как «ложная тревога», если в его пределах не произошло извержение.

В табл. 1 приведены данные о заблаговременности появления предвестника перед всеми извержениями вулкана Безымянный в 1999–2014 гг. в зависимости от величины использованного порогового значения u.

Оценка прогностических свойств предвестника

Надёжность предвестника R определяется как отношение числа извержений N_+, для которых был выделен предвестник, к числу всех извержений N: $R = N_+/N$.

Меняя порог u, используемый при выявлении предвестника, и посчитав для него соответствующие N_+ (Таблица 2), была получена зависимость надёжности R от порога u. Согласно расчётам надёжность предвестника существенно выше для низких пороговых значений u, чем для более высоких. Практически это означает, что перед большинством (95%) извержений наблюдается превышение рядом U порогового значения $u = 1{,}0$, но превышение больших порогов становится все более редким с их увеличением, что с неизбежностью ведёт к увеличению пропуска цели: например, только перед одним из трёх извержений U достигает аномального значения 2,0.

Достоверность предвестника V определена как отношение числа предвестниковых аномалий $N(A_E)$ (то есть, в нашем случае, число превышений U порогового значения ui, сопровождавшихся извержением) к общему числу выделенных аномалий $N(A)$: $V = N(A_E)/N(A)$. Согласно табл. 2 2/3 наиболее

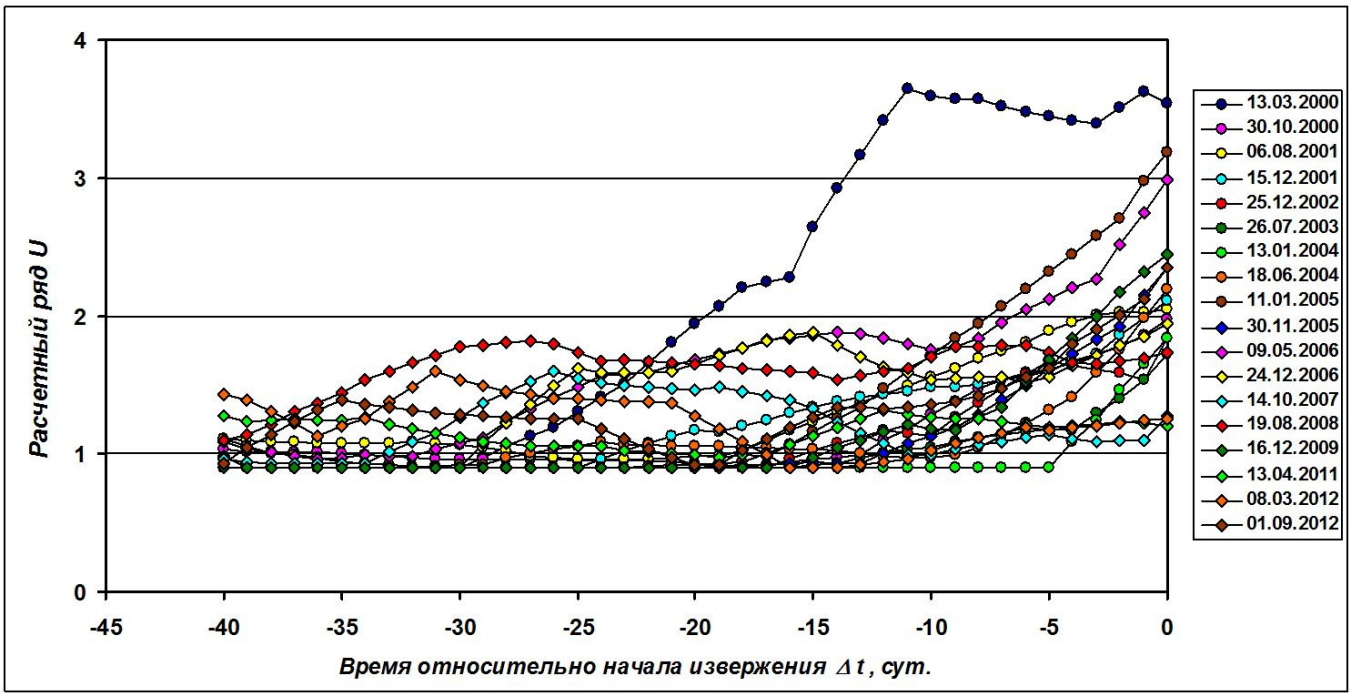


Рис. 4. Примеры временного хода функции-индикатора U перед извержениями вулкана Безымянный 1999–2014 гг.

ярких (с превышением U порога $u = 2{,}0$) аномалий завершаются извержением и могут рассматриваться как реализовавшийся предвестник. При снижении порога достоверность уменьшается, и лишь каждая третья аномалия завершается извержением при пороге $u = 1{,}0$.

Эффективность по методике А. А. Гусева J_G [1] определяется для каждого конкретного порогового значения u по формуле

$$J_G = \frac{N_+}{N \cdot \frac{T_{\text{alarm}}}{T}},$$

где T — общее время мониторинга сейсмической обстановки методике; N_+ — количество случаев успешного прогноза за время T; N — общее количество извержений, произошедших за время T; T_{alarm} — общее время тревоги (суммарная длительность всех промежутков времени, в которых действовал прогноз по оцениваемому методу в течение общего времени мониторинга).

Знаменатель дроби отражает среднее число возникновения извержений за время T_{alarm} в случае отсутствия связи прогнозов с извержениями. Соответственно, эффективность J_G показывает, во сколько раз количество спрогнозированных извержений превышает число попавших в «тревожное» время случайным образом. При случайном угадывании эффективность J_G равна 1. В нашем исследовании эффективность J_G меняется на порядок при изменении порога u от 1,0 до 2,0 (таблица 2).

Эффективность по методике Г. М. Молчана [6]. Другим способом оценки эффективности является построение диаграммы Молчана для различных величин порога u. На диаграмме Молчана [6] абсцисса точки определяется как мера тревоги $\tau = \frac{T_{\text{alarm}}}{T}$, а ордината — как доля пропусков цели ν: $\nu = 1 - \frac{N_+}{N}$. Диагональ диаграммы Молчана $\tau + \nu = 1$, соединяющая точки $(0, 1)$ (точка «оптимиста») и $(1, 0)$ (точка «пессимиста») соответствует случайному прогнозу. Для этой диагонали можно построить доверительный интервал с заданной значимостью α. В нашем случае представляет интерес только нижняя ветвь этого доверительного интервала. Для всех рассматриваемых случаев экспериментальные точки (τ, ν) лежат ниже этой ветви, что интерпретируется как высокая степень надёжности выявленной связи аномалий (превышение индикатором U порогового значения u) с происходящими извержениями.

Эффективность предвестника J_M определяется как $J_M = 1 - \nu - \tau$. Для случайного прогноза $J_M = 0$, а для идеального (без пропуска цели и с нулевым временем тревоги) — $J_M = 1$. Для рассматриваемых вариантов пороговых значений u в диапазоне 1,0...1,5 эффективность существенно не меняется. Но при дальнейшем увеличении порога u до 2,0, она уменьшается вдвое, оставаясь при этом статистически высоко значимой.

Оценка вероятности прогноза

Для оценки вероятности прогноза предлагается следующий алгоритм:

1. Исходя из пуассоновского характера распределения извержений оценивается вероятность хотя бы одного извержения в течение заданного времени t: $p(n > 0) = 1 - e^{-\lambda t}$, где λ — интенсивность пуассоновского потока. Предварительно делается

Таблица 1. Заблаговременность проявления предвестника перед извержениями вулкана Безымянный в 1999–2014 гг.

№	Дата извержения	Заблаговременность Δt выхода сейсмичности на заданный уровень u, сут.					
		$u = 1{,}0$	$u = 1{,}2$	$u = 1{,}4$	$u = 1{,}6$	$u = 1{,}8$	$u = 2{,}0$
1	24.02.1999	7	5	3			
2	13.03.2000	28	25	24	22	21	19
3	30.10.2000	12	10	8	5	1	
4	06.08.2001	18	15	12	9	6	3
5	15.12.2001	23	18	13	5	2	0
6	25.12.2002	15	9	7	0		
7	26.06.2003	12	3	2	0	0	
8	13.01.2004	4	3	2	1	0	
9	18.06.2004	8	6	4	2	1	1
10	11.01.2005	17	14	12	10	9	7
11	30.11.2005	12	8	6	5	3	1
12	09.05.2006	31	28	26	21	8	6
13	24.12.2006	29	28	26	4	1	
14	11.05.2007	17					
15	14.10.2007	9	0				
16	19.08.2008	41	38	35	11		
17	16.12.2009	14	8	6	5	4	2
18	31.05.2010	Отсутствие предвестника в условиях сильного дрожания					
19	13.04.2011	16	4				
20	08.03.2012	10	3				
21	01.09.2012	18	15	8	5	3	2
Среднее арифметическое		17	13	12	7	5	5
Стандартное отклонение		±9	±11	±10	±7	±6	±6
Медиана		16	9	8	5	3	2

Примечания
1) Если в таблице указано $\Delta t = 0$, это означает выход индикатора U на пороговый уровень непосредственно в день извержения, то есть формально не является предвестником и не может использоваться при прогнозировании.
2) Извержение 31 05 2010 г. произошло на фоне сильного вулканического дрожания близрасположенного вулкана Ключевской, что сделало невозможным проведение стандартной обработки локальных землетрясений. С точки зрения прогнозирования необнаружение предвестника по такой причине должно рассматриваться как "пропуск цели".

проверка на соответствие распределения извержений распределению Пуассона. Для рассматриваемых выше данных была сделана проверка экспоненциальности распределения временных интервалов между землетрясениями на основании которой гипотеза о пуассоновском распределении извержений не отвергается.

2. Исходя из смысла параметра эффективности J_G по методике Гусева, ожидаемая вероятность p_e появления хотя бы одного извержения за время t после идентификации предвестника будет равна $p_e(n > 0) = 1 - e^{-J_G \lambda t}$.

Номограмма вероятностей реализации прогноза землетрясением для предвестника "Превышение величиной U заданного порогового значения u для различных времени тревоги и пороговых значений u представлена на рис. 5.

3. Учитывая, что при ретроспективном анализе обнаружено извержение, которое не имело рассматриваемого предвестника — («пропуск цели»), представляется возможным оценить вероятность извержения в отсутствие предвестника. Предлагается использовать распределение Пуассона (рис. 6), основываясь на том, что за известное время мониторинга сейсмичности в отсутствие предвестника произошло известное число извержений (в нашем случае 1 извержение за ≈ 4000 суток).

Таким образом, методика включает параметр вероятности реализации прогноза. Создана номограм-

Таблица 2. Параметры прогностической методики.

Порог u_i	Время тревоги T_{alarm}, сут.	Число успешных прогнозов N_+	Надежность предвестника R	Достоверность предвестника V	Эффективность по Гусеву J_G [1]	Эффективность по Молчану J_M [4]
1,0	1764	20	0,95	0,32	3	0,65
1,1	992	18	0,86	0,30	5	0,68
1,2	778	18	0,86	0,33	6	0,72
1,3	548	16	0,76	0,34	8	0,67
1,4	405	16	0,76	0,44	11	0,69
1,5	304	16	0,76	0,59	14	0,71
1,6	228	13	0,62	0,48	16	0,58
1,7	169	11	0,52	0,42	18	0,49
1,8	112	11	0,52	0,55	27	0,50
1,9	79	9	0,43	0,60	31	0,41
2,0	58	8	0,38	0,58	37	0,37

Примечание: Суммарное время мониторинга — $T = 5755$ суток (1.01.1999 — 4.10.2014). Общее число извержений — $N = 21$. Время тревоги T_{alarm} рассчитывалось для каждой аномалии (превышение индикатором U порога u) как временной интервал между сигналом тревоги (начало аномалии) и моментом извержения (для реализовавшегося предвестника) или снятием тревоги (конец аномалии).

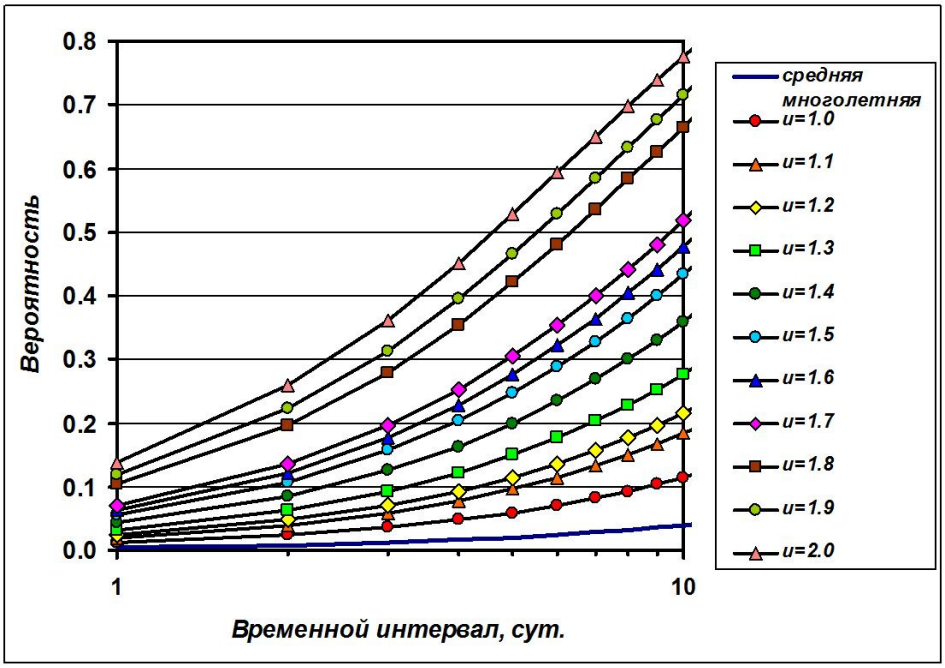


Рис. 5. Номограмма вероятности реализации прогноза в зависимости от длительности тревоги при различных пороговых значениях функции-индикатора.

ма вероятности в зависимости от времени прогноза и значения прогностического параметра.

Характеристика прогностической методики

Ниже приводится характеристика разработанной методики прогнозирования в терминах общей прогностики [5]. Методика является *поисковой* и направлена на определение возможного положения явления (извержения вулкана Безымянный) в будущем. Разрабатываемый прогноз рассматривается как *вероятностный*. *Объектом прогнозирования* является извержение вулкана Безымянный. При прогнозировании применяется *метод экстраполяции*: распространение выявленных закономерностей развития объекта прогнозирования на будущее в предположении, что выявленная закономерность, выступающая в качестве базы прогнозирования, сохраняется и в дальнейшем.

1. *Предвестник*: превышение значением ряда U, рассчитанного на основе данных об уровне сейсмичности вулкана Безымянный (в радиусе 6 км от вершины) по шкале СОУС'09, определённого

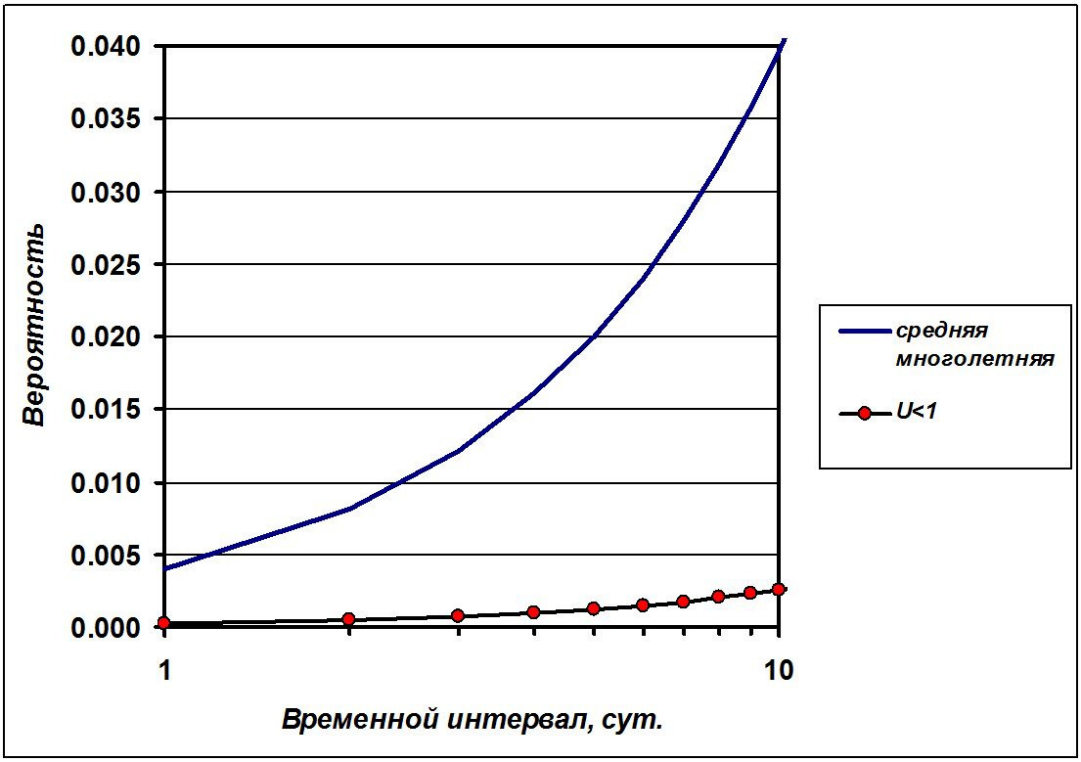


Рис. 6. Номограмма вероятности извержения в отсутствие предвестника. Для сравнения приведена среднемноголетняя вероятность извержения.

порогового уровня u в отсутствие извержения. Продолжающееся во время извержения превышение U над u не является предвестником;

2. *Момент подачи тревоги* (прогнозного заключения): момент выявления предвестника;

3. *Параметры ожидаемого события*: прогнозируются извержения вулкана Безымянный;

4. *Период упреждения прогноза* (промежуток времени, на который разрабатывается прогноз): прогноз дается первоначально на 2 недели, с возможной пролонгацией;

5. *Снятие тревоги при отсутствии ожидаемого извержения* (ложная тревога): при снижении текущего значения U ниже пороговой величины u;

6. *Успешный (оправдавшийся) прогноз*: извержение вулкана Безымянный во временном интервале, объявленном тревогой;

7. *Снятие тревоги после оправдавшегося прогноза*: произошедшее извержение отменяет состояние тревоги (снимает прогноз досрочно) независимо от уровня сейсмичности;

8. *Вероятность извержения*: прогноз носит вероятностный характер, определяемый номограммой в условиях наличия/отсутствия предвестника.

Заключение

По результатам ретроспективного анализа мелкофокусной сейсмичности в окрестности вулкана Безымянный (1999–2014 гг.) проведена разработка прогностической методики его извержений, основанной на мониторинге функции-индикатора, которая отражает значения уровня сейсмичности по шкале СОУС'09.

Разработка включает следующие аспекты:

– формализацию предвестника извержения;

– введение параметра вероятности реализации прогноза. Создана номограмма вероятности в зависимости от времени прогноза и значения прогностического параметра;

– формализацию процедуры снятия состояния тревоги.

На основе данных о сейсмичности вулкана Безымянный перед 21 извержением 1999–2014 гг. оценена надёжность и достоверность предвестника. Надежность составляет 0,38–0,95 (т. е. от 38% до 95% извержений в зависимости от задаваемого порогового значения имели предвестник), а достоверность — 0,3–0,6 (т. е. реализованы от 30% до 60% выявленных предвестников также в зависимости от используемого порога). Показано, что надёжность предвестника уменьшается с увеличением пороговых значений функции-индикатора, а его достоверность — растёт.

Проведена оценка эффективности предвестника двумя способами. Показано, что результаты применения прогностической методики статистически значимо отличаются от случайного угадывания и дают по сравнению с ним выигрыш в 3–30 раз.

Представленные оценки получены по данным каталога землетрясений Камчатского филиала Геофизической службы РАН за 1999–2014 гг.

Список литературы

1. *Гусев А. А.* Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109–119.
2. *Кугаенко Ю. А., Воропаев П. В.* Вариации статистической оценки уровня сейсмичности по шкале СОУС'09: вулкан Безымянный // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. 25. С. 231–240.
3. *Салтыков В. А.* Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 53–59.
4. Прогностика. Терминология. Вып. 92. М.: Наука, 1978. 32 с.
5. *Girina O. A.* Chronology of Bezymianny volcano activity, 1956–2010 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. Vol. 263. P. 22–41.
6. *Molchan G. M.* Strategies in strong earthquake prediction // PEPI. 1990. Vol. 61. P. 84–98.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 550.34

Ю. К. Серафимова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: yulka@emsd.ru

О новом подходе к анализу внутригодового распределения сильных землетрясений

В работе на примере Курило-Камчатского региона исследуется внутригодовое распределение сильных ($M \geqslant 6{,}0$) землетрясений. Особенностью методического подхода является использование астрономических времен года, которые определяются датами солнцестояния и равноденствия. Показано, что связь между определенными фазами сезона и возникновением сильных землетрясений является статистически значимой для землетрясений $K_S \geqslant 13{,}0$; для Камчатки и $M \geqslant 6{,}5$ для Курильских островов. Результаты ретроспективной оценки эффективности использования сейсмопрогностического признака «смена сезонов» показывают возможность его использования в практике работы специализированных советов по прогнозу землетрясений.

Введение

Особенностям внутригодового распределения землетрясений различных энергетических уровней посвящено достаточно много работ, в которых показано, что такое распределение имеет явную тенденцию к неравномерности, например [1, 5–7].

Традиционно внутригодовое распределение землетрясений анализируется по календарным месяцам года, либо по некоторым дискретным интервалам различной продолжительности, например [1, 5, 7].

В настоящей работе на примере сильных $M \geqslant 6{,}0$ землетрясений, произошедших в Курило-Камчатского регионе, проводится анализ их распределения по временам года (сезонам) и по фазам сезонов. Смена сезонов обусловливается годичным периодом обращения Земли вокруг Солнца и наклоном оси вращения планеты относительно орбитальной плоскости. Смена сезонов рассматривается в качестве возможного триггерного воздействия на усиление сейсмической активности на различных энергетических уровнях.

Целью настоящей работы является исследование связи между сменой сезонов и возникновением сильных ($M \geqslant 6{,}0$) землетрясений и оценка возможности использования такой связи в практике работы специализированных советов по прогнозу землетрясений (на примере Курило-Камчатского региона).

Ранее в [6] на основе анализа распределения сильных землетрясений Камчатки и Курильских островов в зависимости от фаз астрономических сезонов показано, что переходы от осени к зиме и, в меньшей степени, от весны к лету можно рассматривать как некоторое внешнее воздействие, обуславливающее повышенную частоту их возникновения.

Используемые данные, методика их анализа и обсуждение результатов

Различают календарные, астрономические и климатические времена года. В настоящей работе будут рассмотрены только *астрономические времена* года.

Началом весны в северном полушарии считается момент, когда центр Солнца, двигаясь по эклиптике и переходя из Южного полушария неба в Северное (20 или 21 марта), пересекает небесный экватор в точке весеннего равноденствия. В момент начала лета в северном полушарии (21 или 22 июня) Солнце проходит через самую северную точку эклиптики — точку летнего солнцестояния. В момент начала осени в северном полушарии (23 сентября) Солнце вторично пересекает экватор в точке осеннего равноденствия, переходя из Северного полушария в Южное. Зима в северном полушарии начинается (21 или 22 декабря), когда Солнце проходит через наиболее южную точку эклиптики — точку зимнего солнцестояния [3].

В работе приняты следующие даты начала и окончания астрономических сезонов [4]:

зима: 22 декабря — 20 марта (продолжительность 89 дней);

весна: 21 марта — 21 июня (продолжительность 93 дня);

лето: 22 июня — 22 сентября (продолжительность 93 дня);

осень: 23 сентября — 21 декабря (продолжительность 90 дней).

Каталоги землетрясений. На рис. 1 приводится схема расположения исследуемых районов, в пределах которых производились выборки землетрясений. Выборка камчатских землетрясений с величиной энергетического класса $K_S \geqslant 12{,}6$ по классификации С. А. Федотова проводилась из ката-

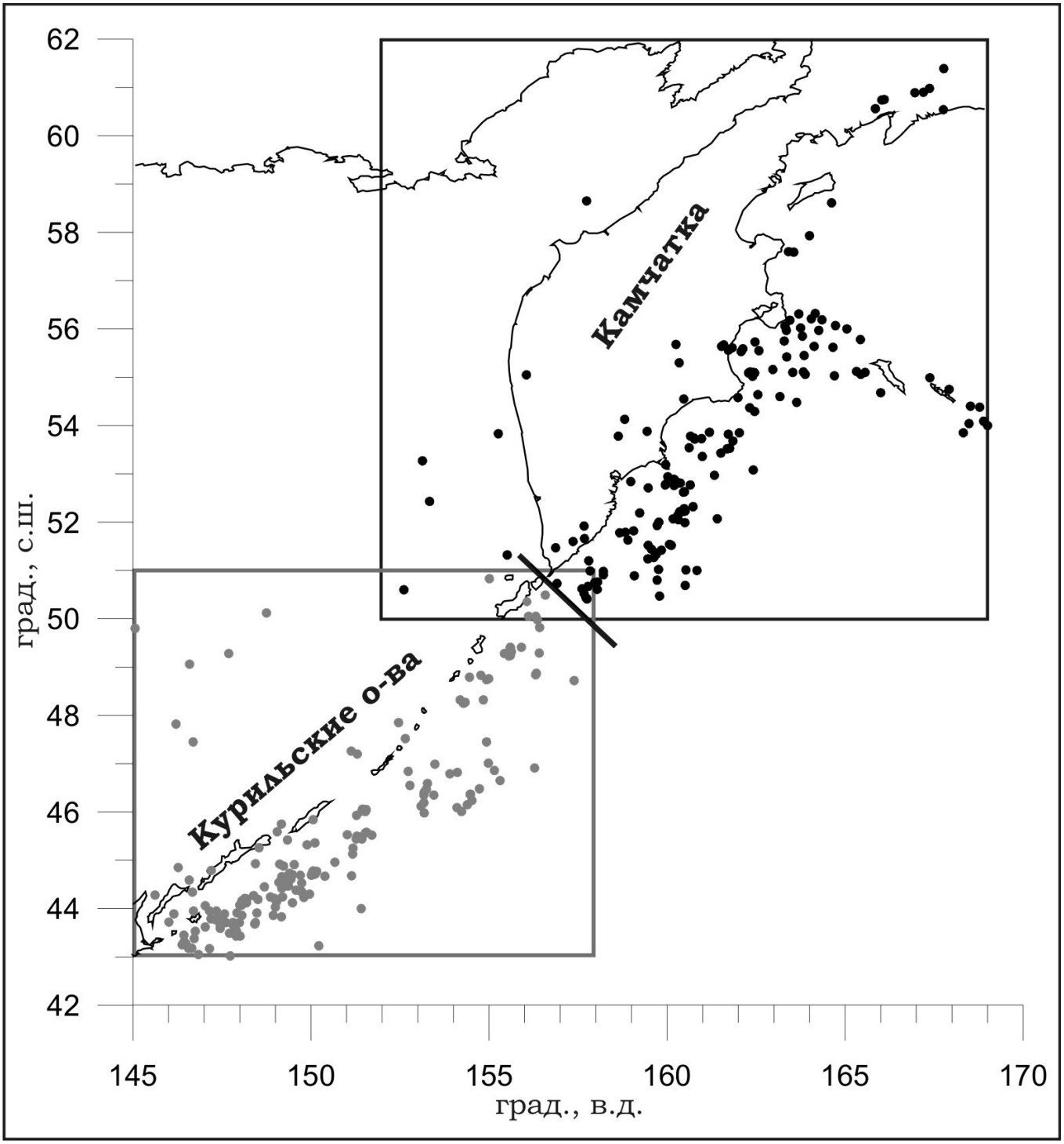


Рис. 1. Схема расположения исследуемых районов и эпицентров анализируемых сильных ($M \geqslant 6{,}0$) землетрясений Камчатки (черный прямоугольник, чёрные точки) и Курильских островов (серый прямоугольник, серые точки).

лога КФ ГС РАН[1] за период 1 января 1962 г. — 31 декабря 2012 г. г. для глубин 0–700 км и включает 158 событий. В выборку включались только те землетрясения, для которых хотя бы одна из определённых магнитуд была бы $M \geqslant 6{,}0$.

Выборка землетрясений с магнитудами $M \geqslant 6{,}0$ для района Курильских островов проводилась из каталога USGS[2] за период 1.01.1973 — 31.12.2012 г. для глубин 0–600 км и включает 177 событий.

Выборки землетрясений из каталогов производились с учётом их энергетических параметров —

[1] http://emsd.ru/seismicity/katalogi-zemletryaseni

[2] http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/

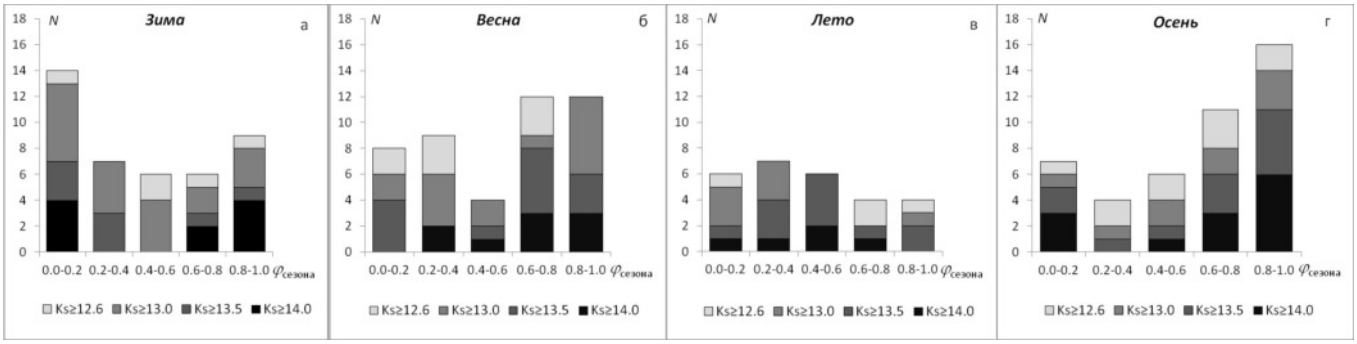


Рис. 2. Распределение камчатских землетрясений в зависимости от величин их энергетических классов и значений фаз отдельных астрономических сезонов (а-г).

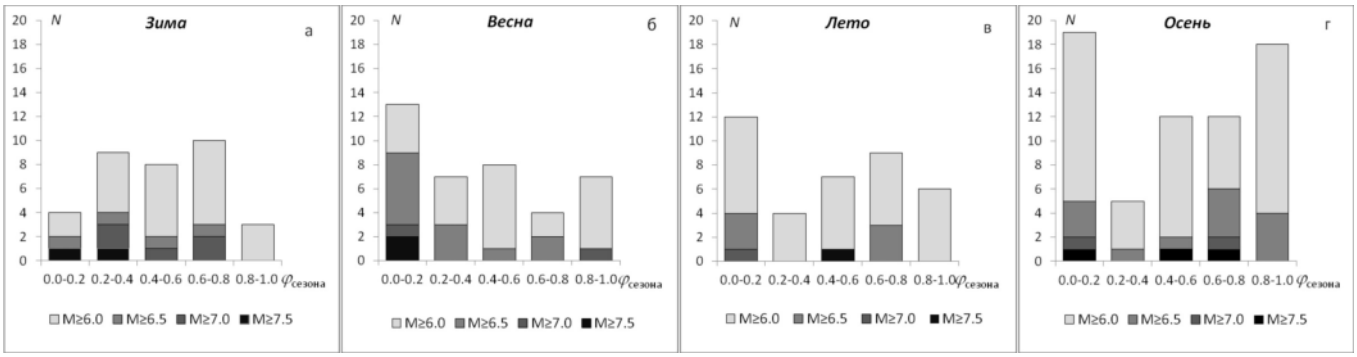


Рис. 3. Распределение курильских землетрясений в зависимости от значений магнитуд и значений фаз отдельных астрономических сезонов (а-г).

$K_S \geqslant 12{,}6$, $K_S \geqslant 13{,}0$, $K_S \geqslant 13{,}5$ и $K_S \geqslant 14{,}0$ для Камчатки и $M \geqslant 6{,}0$, $M \geqslant 6{,}5$, $M \geqslant 7{,}0$ и $M \geqslant 7{,}5$ для Курильских островов.

Для каждого землетрясения рассчитывалось значение фазы сезона, в котором оно произошло. Если принять продолжительность сезона за единицу, то фаза любого события рассчитывается как отношение разности времени между возникновением события и началом соответствующего сезона к продолжительности сезона:

$$\varphi_{\text{соб}} = (\tau_{\text{соб}} - \tau_{\text{нач. сезона}})/T_{\text{сезона}},$$

где $\varphi_{\text{соб}}$ — значение фазы события, $\tau_{\text{соб}}$ — дата события, $\tau_{\text{нач. сезона}}$ — дата начала сезона, $T_{\text{сезона}}$ — продолжительность сезона в сутках.

Далее с учётом энергетических параметров землетрясений строились гистограммы их распределения по фазам сезонов (рис. 2, 3).

Анализ распределения землетрясений внутри всех сезонов в целом показал, что для камчатских землетрясений для всех энергетических уровней и всех астрономических сезонов сохраняется тенденция увеличения количества землетрясений к началу и к концу сезонов (рис. 4а). Для курильских землетрясений только в началах сезонов отмечается увеличение их количества (рис. 4б).

Если утверждение о неравномерности распределения землетрясений верно, необходимо опровергнуть нулевую гипотезу о равномерном распределении событий по фазам сезонов. Задача сводится к сравнению теоретического и фактического распределения по статистическому критерию. В качестве такого критерия использовался непараметрический критерий оценки — χ^2 (критерий Пирсона), который применяется, когда данные в выборке разделены на несколько дискретных интервалов, при этом в формировании значения χ^2 участвуют все дискретные интервалы.

С уровнем значимости $p = 0{,}10$ нулевая гипотеза отвергается для распределений камчатских землетрясений по фазам астрономических сезонов при четырёх степенях свободы для энергетических уровней, начиная с $K_S \geqslant 13{,}0$.

Для курильских землетрясений гипотеза о равномерном распределении отвергается с уровнем значимости $p = 0{,}005$ для событий с $M \geqslant 6{,}5$.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что такое распределение не является случайным и имеется статистически значимая связь между увеличением количества сильных землетрясений и определённой фазой сезона. Это может быть дополнительной полезной информацией при прогнозировании землетрясений [6].

Оценка практической значимости выявленного эффекта. Назовем отношение интенсивности потока землетрясений в заданном диапазоне фаз астрономического сезона к общему потоку событий за весь анализируемый период *надёжностью оценки связи между конкретным диапазоном фаз и возникновением сильных землетрясений (R).*

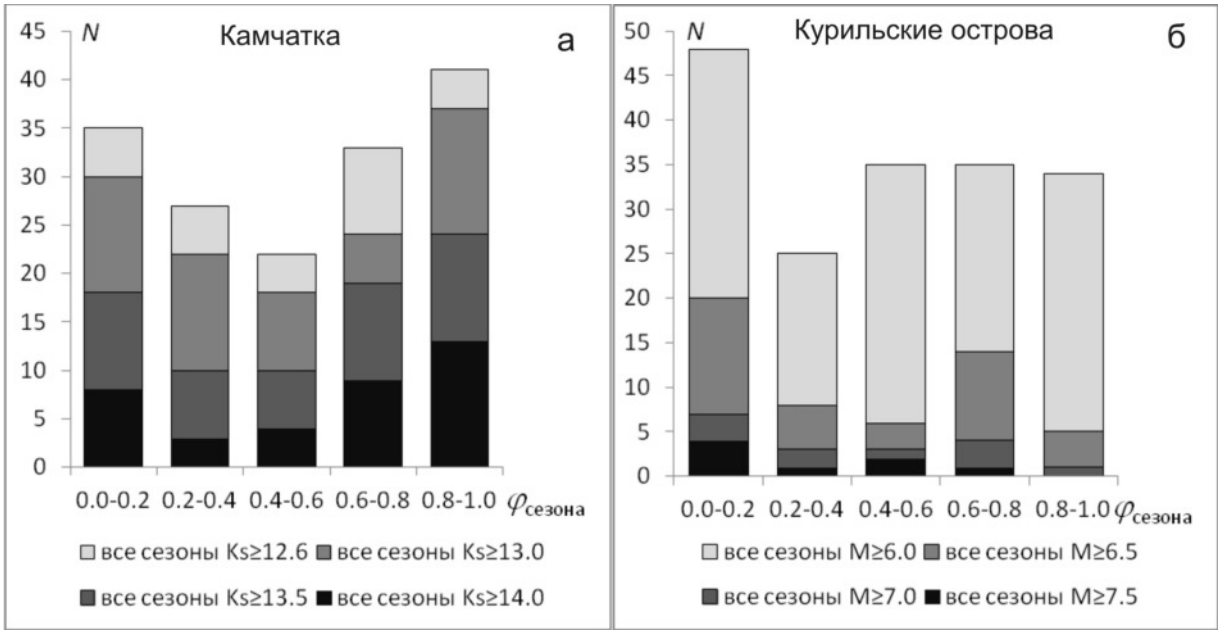


Рис. 4. Распределение землетрясений в зависимости от их энергетических параметров и значений фаз астрономических сезонов, полученное методом наложения эпох: а — распределение камчатских землетрясений, б — распределение землетрясений Курильских островов.

Средняя интенсивность потока событий за весь период наблюдений, $I_{\text{ср}} = N/T$, где N — число землетрясений за весь период наблюдений, шт., T — продолжительность периода наблюдений, годы.

Интенсивность потока событий в конкретном диапазоне фаз сезона, например 0,0–0,2, за весь период наблюдений, определяется как $I_{0,0-0,2} = N'_{0,0-0,2}/T'$, где $N'_{0,0-0,2}$ — число землетрясений в диапазоне фаз 0,0–0,2 в сезоне, шт., T' — продолжительность диапазона фаз сезона с дискретностью 0,2 (в годах) за весь период наблюдений, определяется как $(T_{\text{сезона}} \times 0{,}2 \times T)/365$. Величина параметра R определяется как $R_{0,0-0,2} = I'_{0,0-0,2}/I_{\text{ср}}$.

Изменение параметра R для землетрясений Камчатки и Курильских островов приведены на рис. 5. Для камчатских землетрясений с $K_S \geqslant 13{,}0$ максимальные значения параметра R соответствуют переходам от осени к зиме и от весны к лету (рис. 5а). Это хорошо согласуется с высказанным выше предположением о связи между сменой астрономических сезонов и возникновением сильных землетрясений на Камчатке. Для курильских землетрясений с $M \geqslant 6{,}5$ наибольшие значения параметра R получены для начала весны (рис. 5б).

Далее эффект увеличения параметра R в периоды смены сезонов рассматривается в качестве сейсмопрогностического признака с оценкой его ретроспективной эффективности для прогнозирования сильных землетрясений по [2].

Для каждой выборки землетрясений с учётом их энергетических параметров и для каждой из рассматриваемых смен сезонов (осень-зима, зима-весна, весна-лето и лето-осень) анализировалось соответствие наличия или отсутствия прогностического признака «смена сезона» произошедшим землетрясениям в выделенных «опасных» диапазонах фаз. В качестве опасных фаз рассматривались окончания и начала сезонов, т. е. значения фаз 0,8–1,0 и 0,0–0,2 соответственно.

За меру эффективности использования сейсмопрогностического признака Jпр принимается отношение числа «опасных» диапазонов фаз, в течение которых происходили землетрясения, к числу диапазонов, в которых ожидаются землетрясения, возникающие случайным образом. На рис. 6 показано изменение эффективности использования признака «смена сезонов» при прогнозировании времени сильных землетрясений Камчатки и Курильских островов.

Рост величины эффективности признака «смена сезона» при переходе от осени к зиме может использоваться в практике работы по оценке сейсмической опасности на Камчатке для уточнения времени возникновения сильных землетрясений с $K_S \geqslant 12{,}6$ (вероятность случайного возникновения таких землетрясений $P = 0{,}15$). При этом наибольшая величина ретроспективной сейсмопрогностической эффективности установлены для землетрясений с $K_S \geqslant 14{,}0$ (при $P = 0{,}26$). «Опасный» диапазон фаз соответствует периоду времени с 04 декабря по 08 января.

Для землетрясений из района Курильских островов использование признака «смена сезонов» не приводит к повышению эффективности в прогнозировании времени их возникновения.

Выводы

1. На основе анализа распределения сильных землетрясений Камчатки и Курильских островов

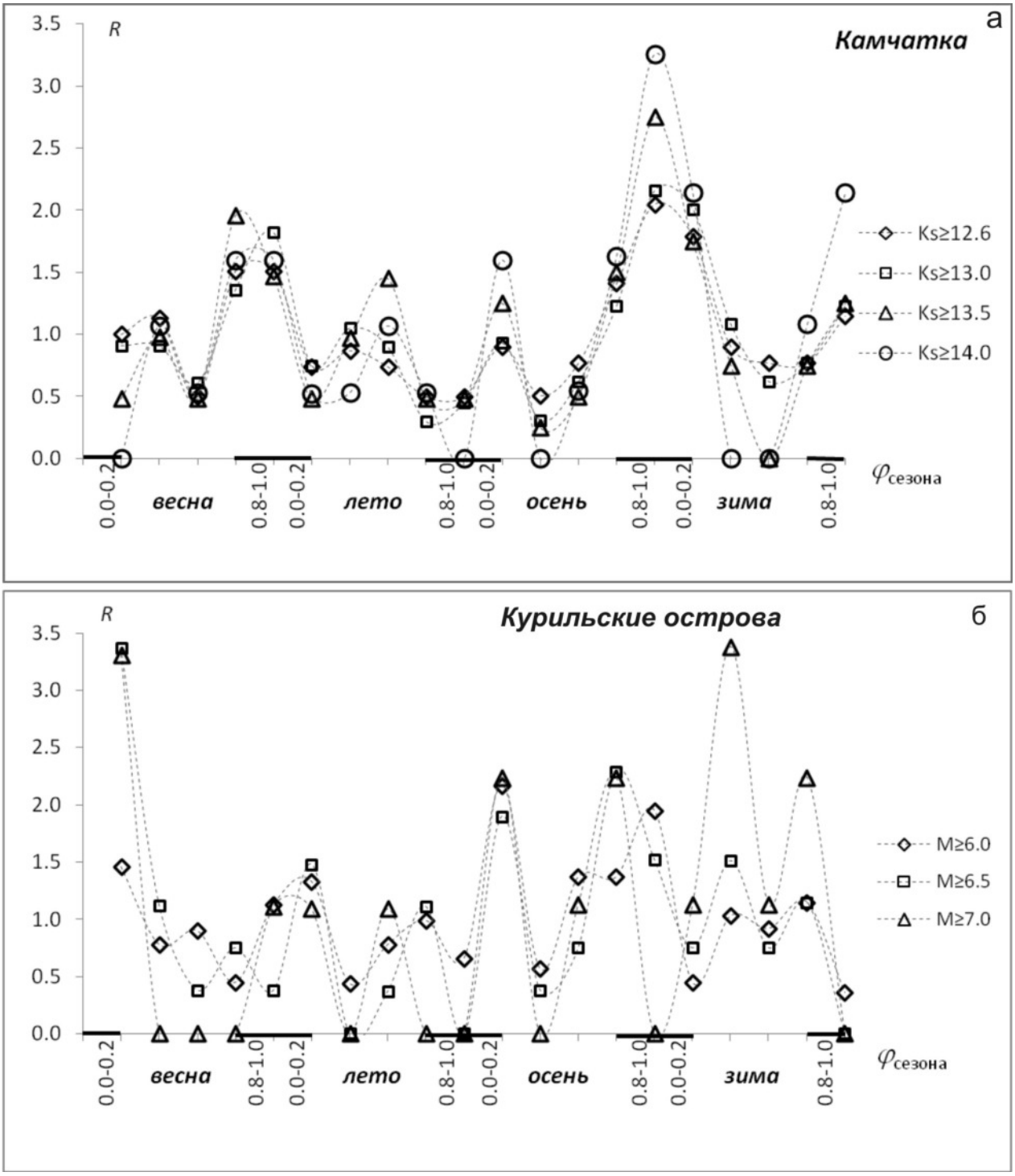


Рис. 5. Изменение параметра надёжности оценки связи между отдельными диапазонами фаз астрономических сезонов и возникновением землетрясений (R): а — Камчатки, б — Курильских островов. Жирными горизонтальными линиями выделены диапазоны фаз, соответствующие периодам смены сезонов.

в зависимости от фаз астрономических сезонов показано, что переходы от осени к зиме и, в меньшей степени, от весны к лету можно рассматривать как некоторое внешнее воздействие, обуславливающее повышенную частоту их возникновения.

2. Установленная статистически значимая связь между определёнными фазами астрономических сезонов и возникновением сильных землетрясений Камчатки с $K_S \geqslant 13{,}0$ и Курильских островов с $M \geqslant 6{,}5$ может найти применение при прогнозировании периодов сейсмической активности.

3. Результаты ретроспективной оценки эффективности использования сейсмопрогностического признака «смена сезона» при переходе от осени

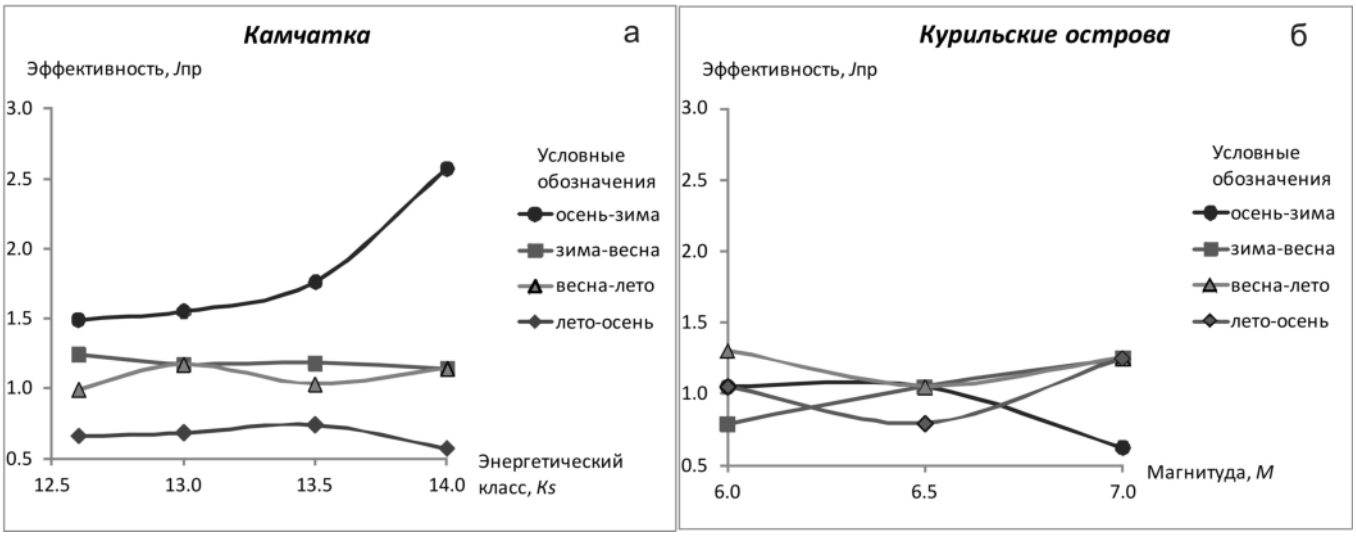


Рис. 6. Изменение эффективности использования сейсмопрогностического признака «смена сезонов» при прогнозировании времени сильных землетрясений Камчатки (а) и Курильских островов (б) в зависимости от их энергетических параметров.

к зиме при прогнозировании времени камчатских землетрясений с $K_S \geqslant 14{,}0$ показывают возможность его использования в практике работы специализированных советов по прогнозу землетрясений.

Список литературы

1. *Андреева М.Ю, Сасорова Е. В., Левин Б. Ф.* Особенности внутригодового распределения землетрясений Курильского региона // Тихоокеанская геология.2009. Том. 28, №5. С. 85–95.
2. *Гусев А. А.* Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109–119.
3. *Климишин И. А.* Календарь и хронология. М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит., 1990. 480 с.
4. *Куликовский П. Г.* Справочник любителя астрономии. М.: ФИЗМАТГИЗ, 1961. 494 с.
5. *Левин Б. Ф., Сасорова Е. В., Журавлев С. А.* Внутригодовая повторяемость активизации сейсмического процесса для Тихоокеанского региона // ДАН. 2005. Том. 403. №4. С. 534–540.
6. *Серафимова Ю. К.* О связи сезонности и сильных ($M \geqslant 6{,}0$) землетрясений Курило-Камчатского региона // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября — 5 октября 2013 г. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 200–204.
7. *Федотов С. А.* О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Тр. Ин-та физики Земли АН СССР. М.: Наука, 1965. № 36 (203). С. 66–93.

Секция III

Современные гидротермальные системы:
геотермия, геохимия, постмагматические процессы.
Вулканогенное рудообразование.
Новые методы исследования и оборудование.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.214у

Л. П. Аникин, В. М. Чубаров, Т. С. Ерёмина, Е. Г. Сидоров,
А. В. Сокоренко, В. В. Ананьев, Л. П. Вергасова,
Р. Л. Дунин-Барковский, Е. В. Карташёва, М. А. Назарова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: alp@kscnet.ru

Акцессорные минералы и новая находка алмазов в базальтах вулкана Плоский Толбачик, Камчатка

В статье приведены сведения о новой находке алмазов на Камчатке в районе вулкана Плоский Толбачик, (верховья р. Толуд) в продуктах лавовых потоков извергавшихся ранее 2012–2013 гг. Описаны морфология, химический состав и некоторые особенности алмазов и акцессорных минералов: корунда, карбида кремния — муассанита, самородных металлов — железа, алюминия, меди и органических соединений в базальтах верховья р. Толуд и базальтах Трещинного Толбачинского извержения (ТТИ). Сделаны предположения о генезисе алмазов.

Введение

В феврале-марте 2013 г. отрядом Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН) были проведены полевые работы на извержении вулкана Плоский Толбачик. Отбирались образцы лавы, пробы пепла и вулканического шлака Трещинного Толбачинского извержения для петрологического, минералогического, геохимического изучения материала. Одной из задач был поиск ксенолитов глубинных пород в лавах. Кроме отбора проб из потоков лавы ТТИ, также были взяты образцы останцов базальтов из более раннего извержения, выдающегося из мощного снежного покрова в 700 м к юго-востоку от стационара Толуд (рис. 1) для выделения акцессорных минералов и их сравнения с акцессорными минералами извержения 2012–2013 гг.

Поверхность образцов покрыта пленками бурых гидроокислов железа и лишайниками, по этому можно утверждать, что базальты каменных останцов относятся к лавовым потокам более раннего извержения вулкана Плоский Толбачик, Породы имеют плотную массивную (рис. 2а), реже — пористую (рис. 2б) текстуру.

Пробы лавы ТТИ и базальтовых потоков верховья р. Толуд, юго-восточный склон вулкана Плоский Толбачик, были обработаны по методике, применяемой в ИВиС ДВО РАН для выделения минералов из фумарол и по методике, применяемой геологами для выделения акцессорных минералов [11].

Результаты исследования

Результаты минералогического исследования показали, что продуктам извержения Трещинного Толбачинского извержения и базальтам более раннего извержения вулкана Плоский Толбачик соответствует один и тот же набор акцессорных минералов [1]: алмаз, битумоиды (органические соединения), самородное железо, самородный алюминий, самородная медь, карбид кремния — муассанит, корунд. Всё может говорить о том, что подобные извержения, как извержение 2012–2013 гг. вулкана Плоский Толбачик происходили раньше. Набор минералов, их химический состав и морфологические особенности так же не отличаются между собой.

Алмаз (С) выделен из пробы базальтов верховья р. Толуд и представлен двумя зёрнами с сильным алмазным блеском. Один кристалл размером 0,09 мм, прозрачный со слабым зеленоватым оттенком (рис. 3 а, 4 а), второй — представляет собой сколок кристалла, имеет размер 0,08 мм, бесцветен (рис. 3 б, 4 б), по морфологии и цвету напоминает кристаллы алмазов, выделенные из базальтоидов Ичинского вулкана [10]. Помимо изучения зёрен алмаза под бинокуляром, они были проверены на изотропность, относительную твердость (по шкале Мооса) и проанализированы без напыления на растровом электронном микроскопе (РЭМ) фирмы Teskan «VEGA 3» *с* энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) «X — MAX 50» в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, оператор ст.н.с. В. М. Чубаров.

Смесь органических соединений (азота от 0 до 10%), по внешнему виду и химическому составу, напоминающая янтарь, встречается на поверхности лавы и вулканических бомб. Образцы представлены тонкими, хрупкими пластинками до 2–4 мм, имеющими окраску от соломенно-жёлтой до медово-жёлтой, нитевидными волокнами зелёного, чёрного, красного, молочно-белого цвета, с удлинением до 15 мм, а также шариками жёлтого, зелёного, красного, чёрного цвета диаметром до 0,3 мм (рис. 5 а, б, в) и вязкой, жирной, жёлтого или бурого цвета массой.

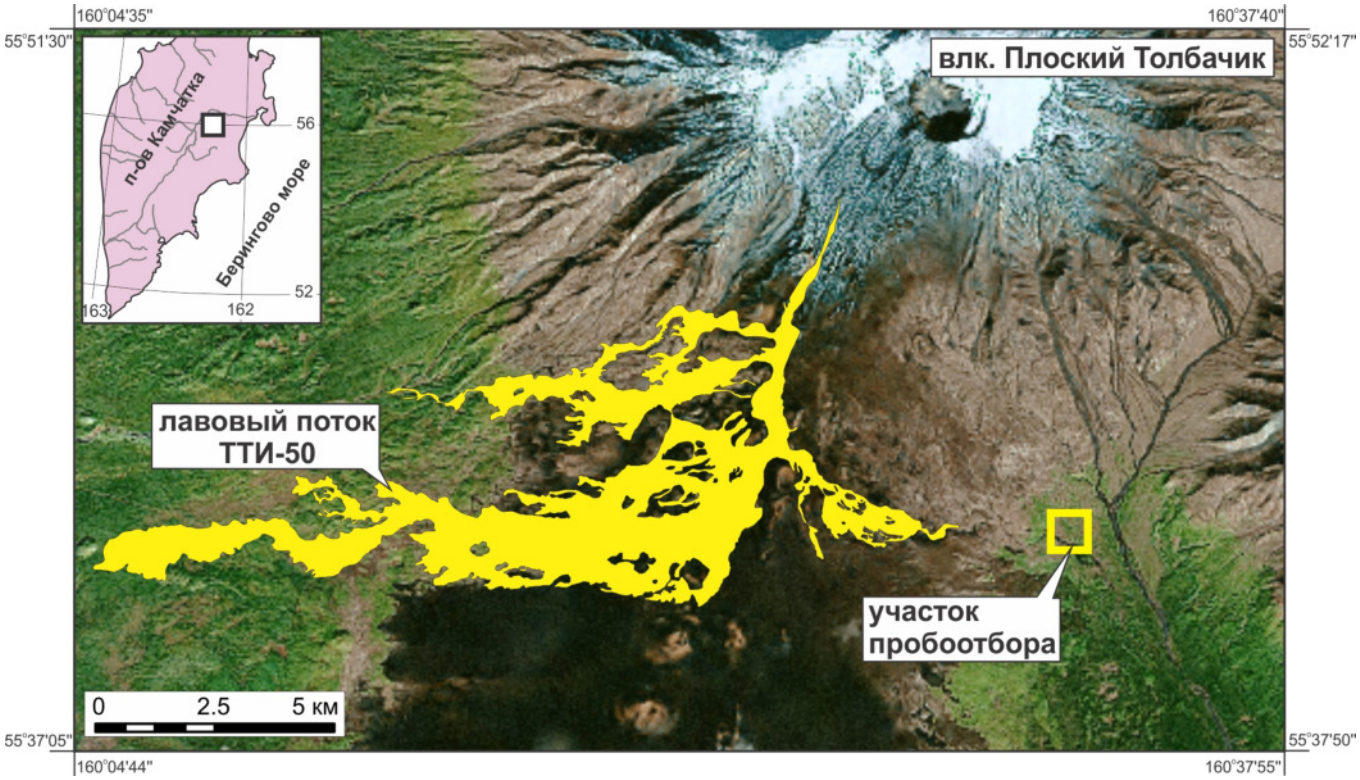


Рис. 1. Схема расположения участка отбора проб в районе полевого стационара Толуд (р. Толуд)

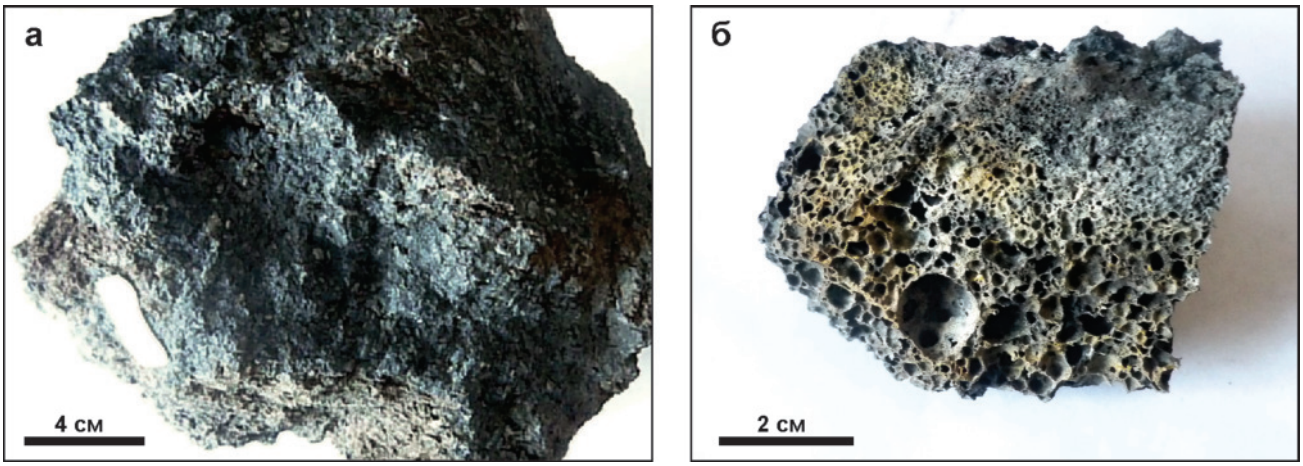


Рис. 2. Базальты района верховья р. Толуд: а — массивной текстуры, плотные, б — пористые

Самородное железо (Fe) встречается в виде пластинок или проволочек длиной до 0,5 мм, иногда с побежалостью, а также в виде бесформенных и уплощенных зёрен стально-серого цвета (рис. 6).

Самородный алюминий (Al) серебристо-белого цвета в виде уплощенных вытянутых спиралевидных или нитевидных выделений удлинением до 5 мм. Поверхность зёрен обычно блестящая, реже — тусклая. Выделения алюминия аналогичной морфологии характерны для базальтов ТТИ (рис. 7 а) и верховья р. Толуд (рис. 7 б).

Самородная медь (Cu) Форма выделений — мелкие (до 0,35 мм) уплощенные проволочки или комковатые зёрна, цвет желтый до золотистого (рис. 8).

Карбид кремния SiC,- муассанит, представлен зёрнами неправильной формы размером до 0,15 мм (рис. 9 а), цвет которых варьирует от бесцветного до голубого.

Корунд (Al_2O_3) в пробах базальтов ТТИ и базальтах верховья р. Толуд встречается в двух разновидностях: розовый и синий прозрачный и молочно-белый непрозрачный в виде обломков неправильной формы и изометрических шариков. Розовый и синий корунд образует сколки до 0,2 мм. В пробах базальтов ТТИ он распределен крайне неравномерно, и количество его кристаллов может варьировать от единиц (или полного отсутствия)

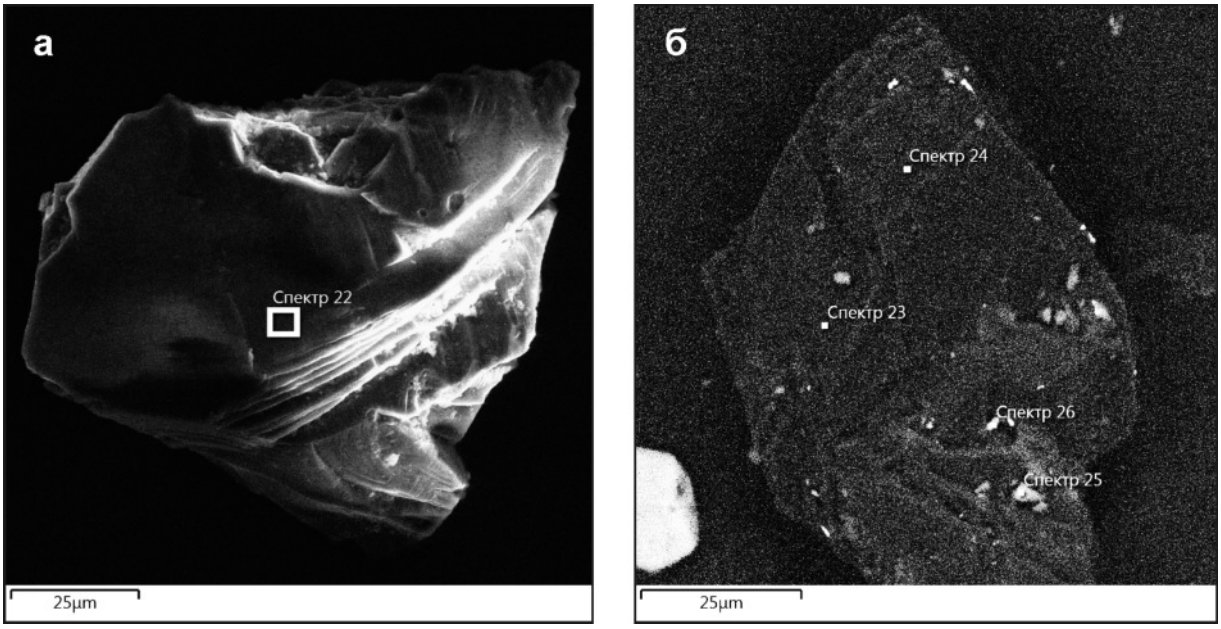


Рис. 3. Морфология кристаллов алмаза. Изображение в отраженных электронах, РЭМ VEGA-3: а — сколок алмаза с зеленоватым оттенком, б — уплощённый бесцветный алмаз.

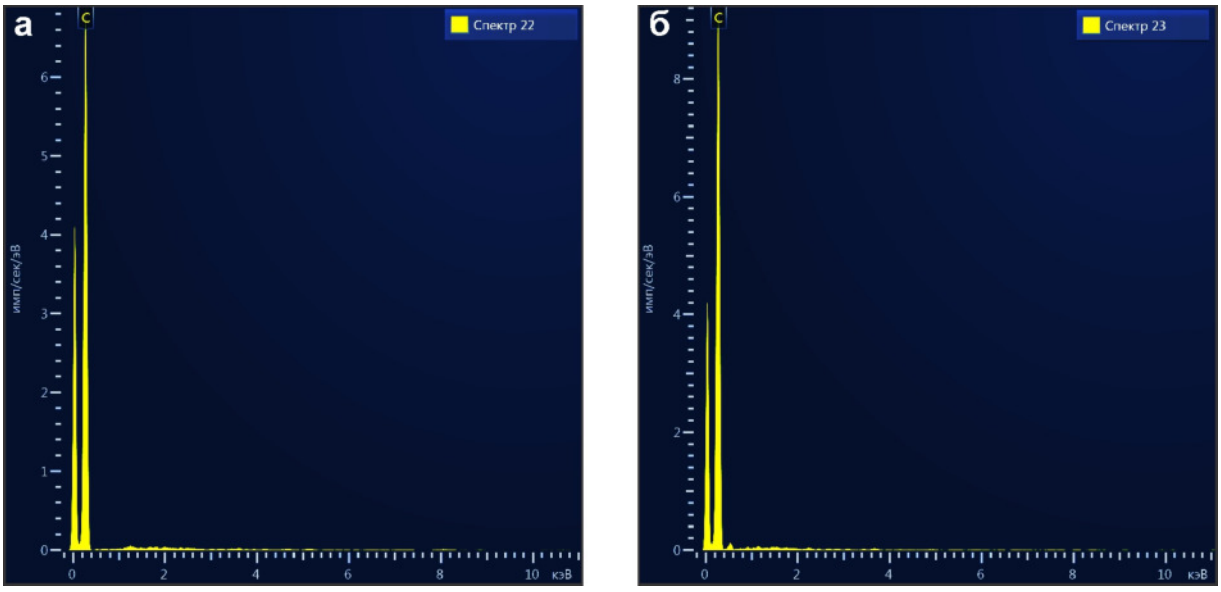


Рис. 4. Рентгеновские спектры алмазов. ЭДС «X-MAX 50»: а — алмаза с зеленоватым оттенком, б — бесцветного алмаза.

до нескольких десятков зёрен в разных образцах, отобранных в пределах одного участка.

Вторая разновидность молочно-белого мелкозернистого корунда с включениями барита, представлена обломками неправильной формы до 2,0 мм (рис. 10).

Значительно больший интерес вызывает разновидность скрытокристаллического молочно-белого корунда, повышенное содержание которого в пробах ТТИ, по нашим наблюдениям, практически всегда сопутствует одновременному присутствию алмаза. Он встречается также в двух разновидностях: комковатые матовые и зёрна с глянцевым блеском (рис. 11а, 11б). Размер зёрен составляет в среднем 0,05 мм (максимальный 0,1 мм).

Обсуждение результатов

До сих пор является дискуссионным вопрос о генезисе алмазов вулкана Толбачик [1, 5, 6], несмотря на то, что находки алмаза в вулканических породах далеко не первые на Камчатке — алмазы выделялись из базальтов Ичинского вулкана [10] и авачитов Авачинского вулкана [2, 6, 9]. В то время, общепризнанной являлась точка зрения глубинного происхождения алмазов, хотя авторами высказывались предположения о возможности их

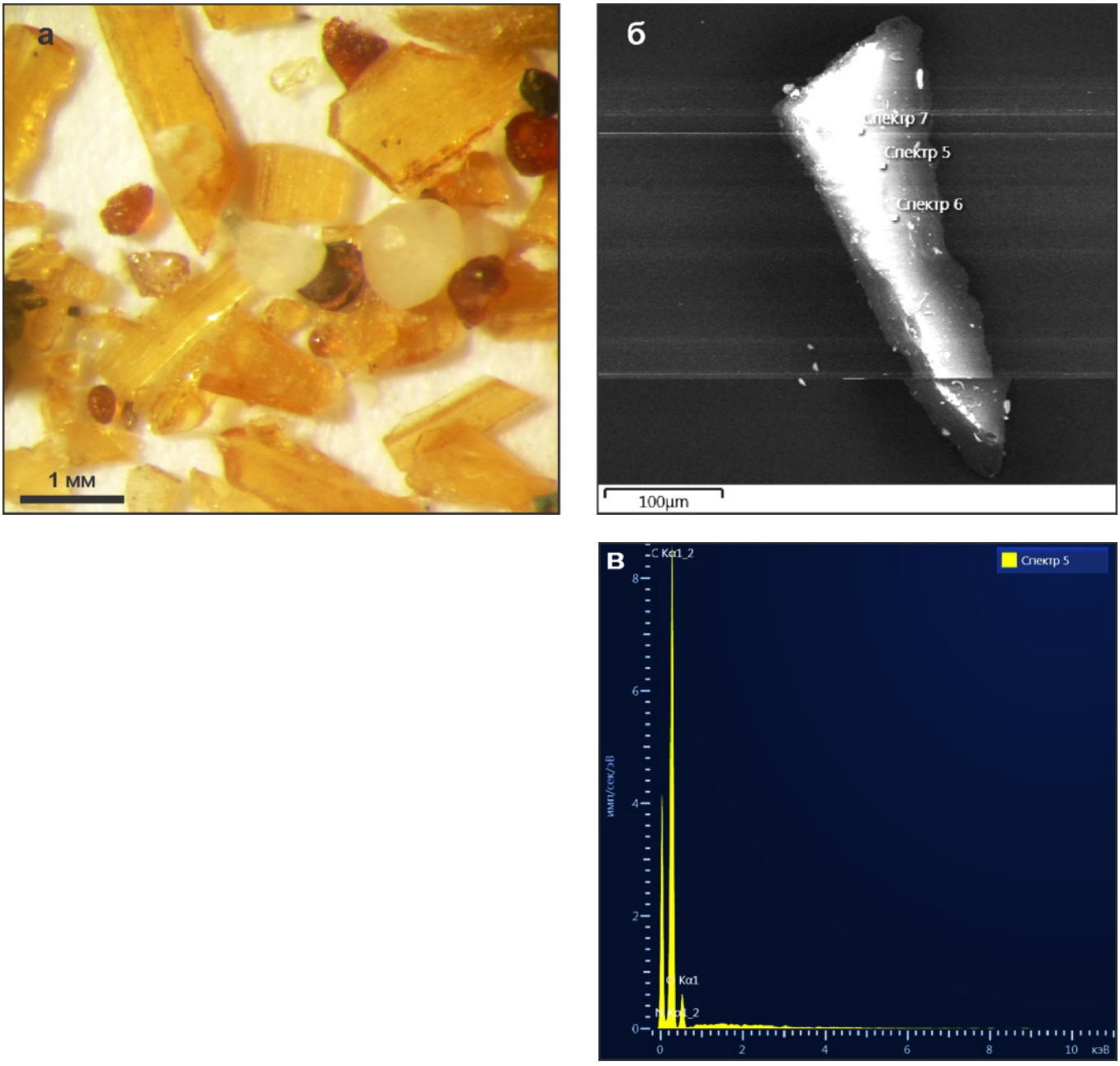


Рис. 5. Частицы органических соединений из базальта ТТИ и базальта верховья р. Толуд: а – янтареподобные частицы из базальта ТТИ, б – снимок пластинчатой частицы из базальта верховья р. Толуд на РЭМ VEGA-3, в – рентгеновский спектр органического соединения верховья р. Толуд. Снят на ЭДС VEGA-3.

кристаллизации из углеводородсодержащих газов. На этот механизм, применительно к образованию алмаза в высокомагнезиальных порфировых базальтах — «авачитах» указывали А. И. Горшков с соавторами [6].

О химической обстановке среды минералообразования, в которой образовались кристаллы алмаза при извержениях вулкана Плоский Толбачик, свидетельствует также, присутствие муассанита, самородного железа и самородного алюминия, которые указывают на восстановительные условия [8].

Так как алмазоносный образец был найден в 8 км от эпицентра извержения и не мог быть выброшен взрывом на такое расстояние (разброс вулканических бомб был в радиусе 300 метров). Доставить в потоке лавовой реки так же невозможно, температура лавы 1200 °С, большая часть минералов могла сгореть, алмазы и органика точно. А все выделенные минералы: алмазы, самородные металлы, органические соединения, молочно-белые корунды, карбид кремния — муассанит находились вместе, на одном образце, это говорит о том, что

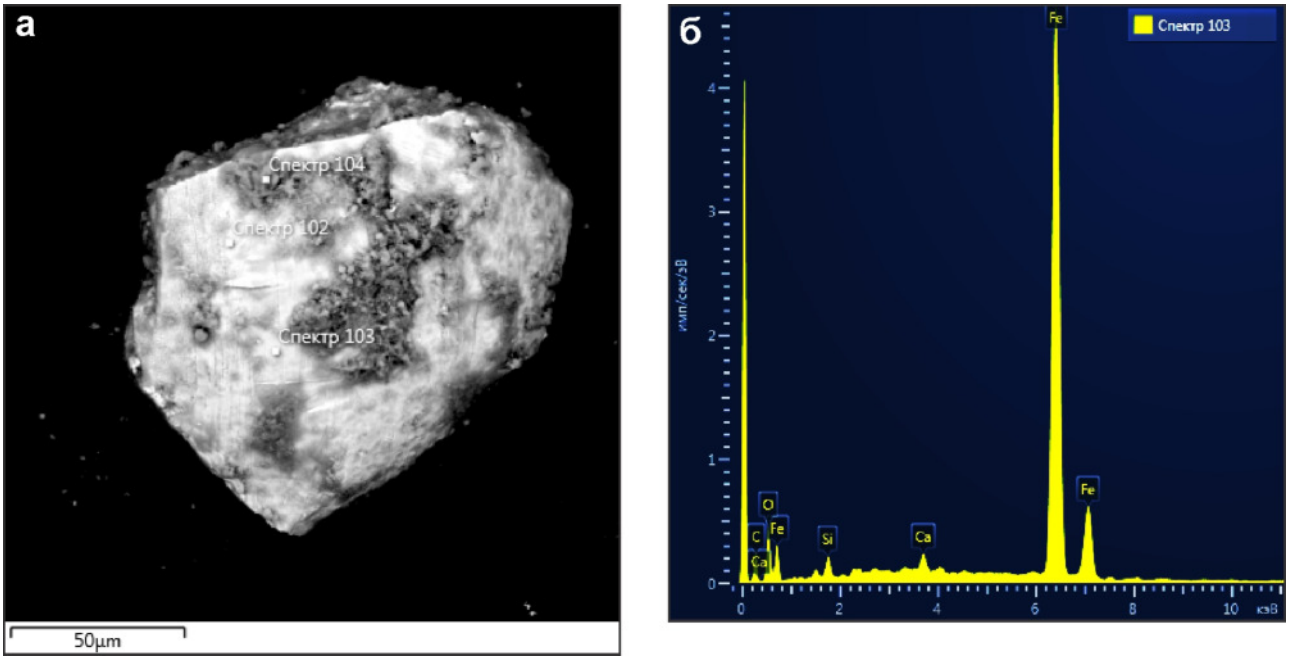


Рис. 6. Самородное железо: а — изометричное зерно (отраженные электроны, РЭМ VEGA-3), б — рентгеновский спектр (Снят на ЭДС X-MAX 50) самородного железа верховья р. Толуд

они образовались в одних и тех же или близких условиях и в одно время.

Таким образом, можно утверждать, что кристаллизация данных минералов происходила непосредственно в остывающем лавовом потоке, на границе лава — корочка или зона закалки и поверхность, из газово-флюидной смеси, при участии химических транспортных реакций.

Химические транспортные реакции — это реакции, при которых твёрдое или жидкое вещество A, взаимодействуя по обратимой реакции с каким-либо газообразным веществом B, образует только газообразные продукты, которые после переноса из одной температурной зоны в другую разлагаются с выделением вещества A.

$$iA_{(тв,\ ж)} + kB_{(г)} \rightleftarrows jC_{(г)}\ [13].$$

Так на поверхности отдельных образцов ТТИ зафиксированы плёнки оксида железа и меди. Такие образования могли выступать в качестве катализатора или подложки, роль которых считается основополагающей для начала процесса кристаллизации алмаза, что подчеркивалось в работе [6].

В ходе анализа акцессорных минералов и корочек лавы базальта верховья р. Толуд, без напыления, на сканирующем микроскопе (СЭМ) «VEGA 3» с энергетическим спектрометром «X-MAX 50», установлено присутствие углерода. Аналогичное присутствие углерода в виде плёнок и твёрдых углеродсодержащих фаз наблюдалось при исследовании корочек базальтов и акцессорных минералов ТТИ (рис. 1).

Янтареподобные образования (рис. 5а) исследовались методом инфракрасной спектроскопии в ИВиС ДВО РАН на инфракрасном спектрофотометре с Фурье-преобразованием IRAffinity в интервале волновых чисел 400–4000 $см^{-1}$, с разрешением 2 $см^{-1}$, число сканов 80.

На ИК спектрах фиксируются интенсивные полосы поглощения, характерные для алкильных соединений: $\nu_{as}(CH_3)$ 2960 $см^{-1}$, $\nu_s(CH_3)$ 2873 $см^{-1}$, $\nu_{as}(CH_2)$ 2927 $см^{-1}$, $\nu_s(CH_2)$ 2856 $см^{-1}$, $\delta_s(CH_3)$ 1388 $см^{-1}$, $\delta_{as}(CH_3)$, $\delta_s(CH_2)$ 1458 $см^{-1}$. Присутствуют карбонильные и карбоксильные группы, не исключая сложных эфиров: $\nu(C{=}O)$ 1731 $см^{-1}$, $\nu(C{-}O)$ 1279 $см^{-1}$ и карбоксилатов. Вероятно наличие незначительного количества ароматических соединений, что видно по слабым плохо разрешенным полосам ок. 1610, 1040 $см^{-1}$. Сильная полоса $\nu_{as}(COC)$ 1123 $см^{-1}$ характерна для алифатических простых эфиров, полоса ок. 1070 $см^{-1}$ — для валентных колебаний $\nu(C{-}O)$ спиртовой группы. Последняя (или близкая) полоса может быть отнесена также к колебаниям $\nu(CN)$ первичной аминогруппы. При этом присутствуют полосы, типические для алкеновых фрагментов: $\nu(C{=}C)$ 1654 $см^{-1}$. Вероятно наличие аминосоединений с поглощением $\nu(NH)$ в области 3350–3400 $см^{-1}$. В той же области лежат валентные колебания OH^- группы, могущей относиться к спиртам (ок. 3330 $см^{-1}$) и молекулярной воде. Полосы серусодержащих соединений не обнаруживаются [12].

Тем самым образец представляет собой смесь алифатических и, возможно, ароматических соединений: карбонильных и карбоксильных, сложноэфирных, оксисоединений с примесями аминов.

Источником углерода, по нашему мнению, является глубинный магматический газ и продукты

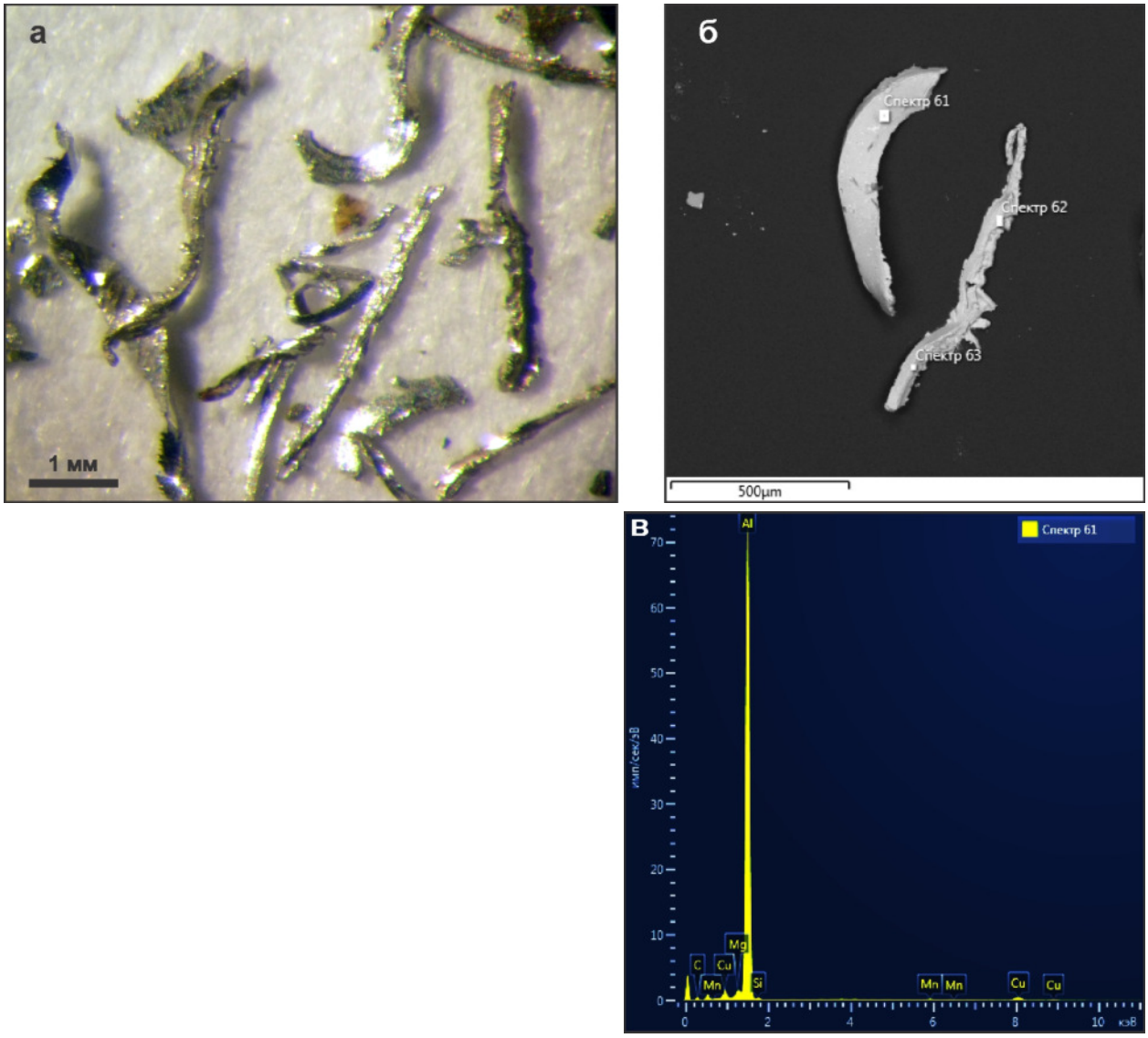


Рис. 7. Выделения самородного алюминия: а — в базальтах ТТИ, б — в базальтах верховья р. Толуд (отраженные электроны), в — рентгеновский спектр самородного алюминия (Снят на ЭДС X-MAX-50), верховья р. Толуд

разложения углеводородов органического происхождения (битум, уголь, нефть и др.) из осадочного чехла [3].

Отсутствие ксенолитов глубинных пород и высокобарических минералов в продуктах извержения вулкана Плоский Толбачик (ТТИ) и базальтах более раннего извержения, верховья р. Толуд, при этом находки — алмаза, самородных металлов, органических соединений, указывают на их образование при относительно низких температуре и давлении из газово-флюидной смеси при участии химических транспортных реакций.

Процесс образования алмазов вулкана Плоский Толбачик похож на синтез алмазов, получаемых искусственным способом, а возможность низкобарического газофазного синтеза алмаза неоднократно подтверждалась во многих экспериментальных работах [4, 7, 14], поэтому, скорее всего, алмазы вулкана Плоский Толбачик, будут иметь близкие физические характеристики с искусственными алмазами.

Выводы

1. Находка алмазов в более ранних базальтовых потоках лавы вулкана Плоский Толбачик, служит доказательством того, что извержения с подобной акцессорной минерализацией — не однократное и не уникальное явление для этого вулкана.

2. Минералами-спутниками алмаза в лавах вулкана Плоский Толбачик являются корунд, карбид кремния — муассанит, самородные металлы и органические соединения.

3. Синтез алмаза происходил при относительно низких температуре и давлении в восстановительных условиях из углеродсодержащих газов, при участии химических транспортных реакций в остывающем лавовом потоке.

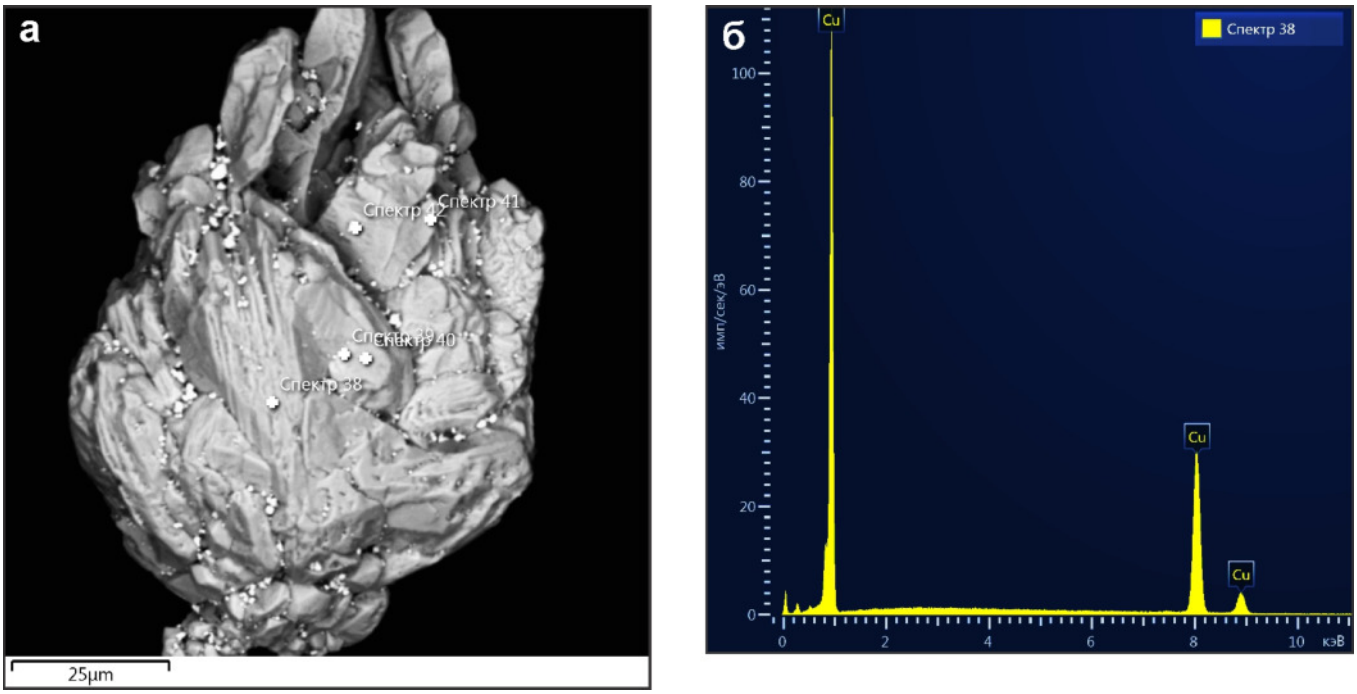


Рис. 8. Выделения самородной меди: а — снимок сростка самородной меди (отраженные электроны — СЭМ), б — рентгеновский спектр (ЭДС X-MAX-50) сростка самородной меди.

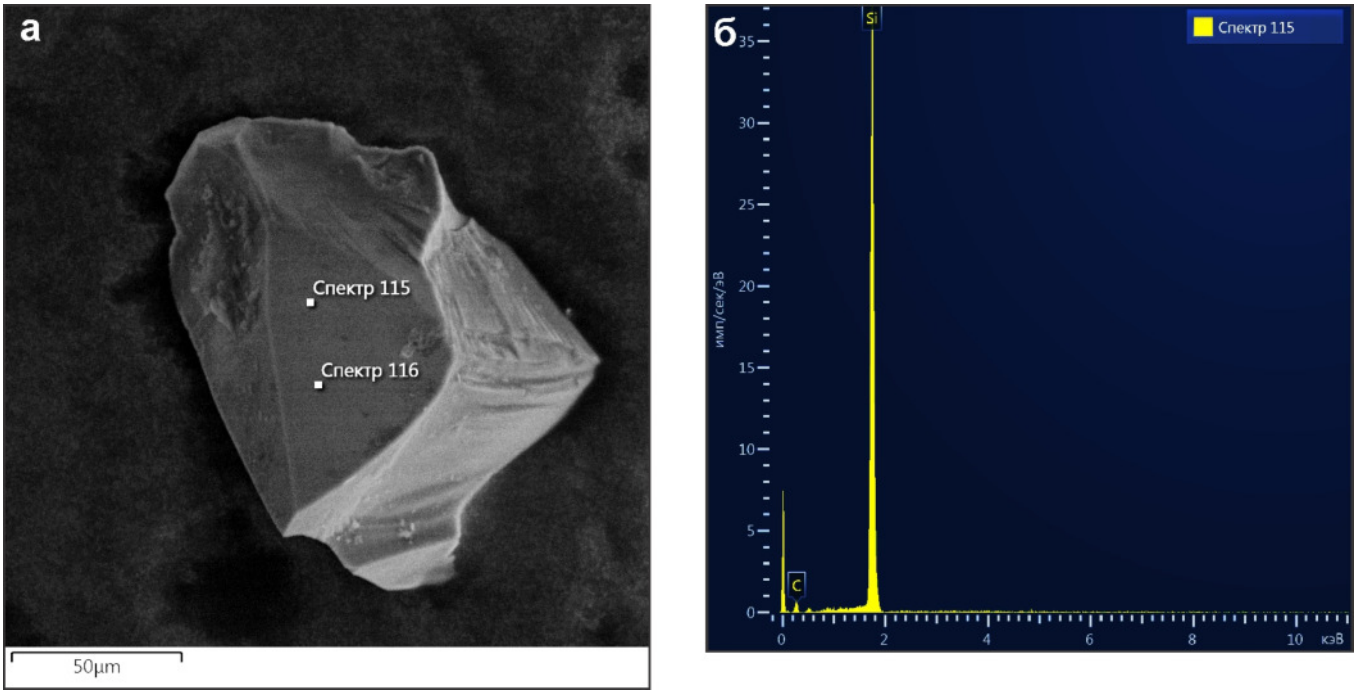


Рис. 9. Карбид кремния — муассанит базальтов верховья р. Толуд: а — морфология кристалла в отражённых электронах СЭМ, б — рентгеновский спектр кристалла карбида кремния — муассанита, ЭДС VEGA-3.

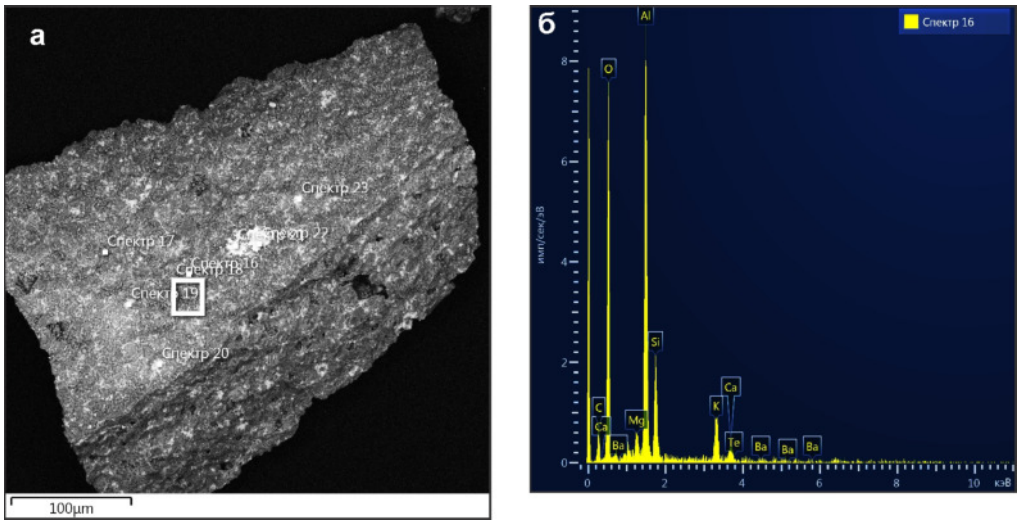


Рис. 10. Кристаллы молочно-белого корунда изображение в отражённых электронах, СЕМ: а — из базальтов верховья р. Толуд, б — из алмазосодержащих базальтов ТТИ, в — рентгеновский спектр молочно-белого корунда, верховья р. Толуд, ЭДС «VEGA-3»

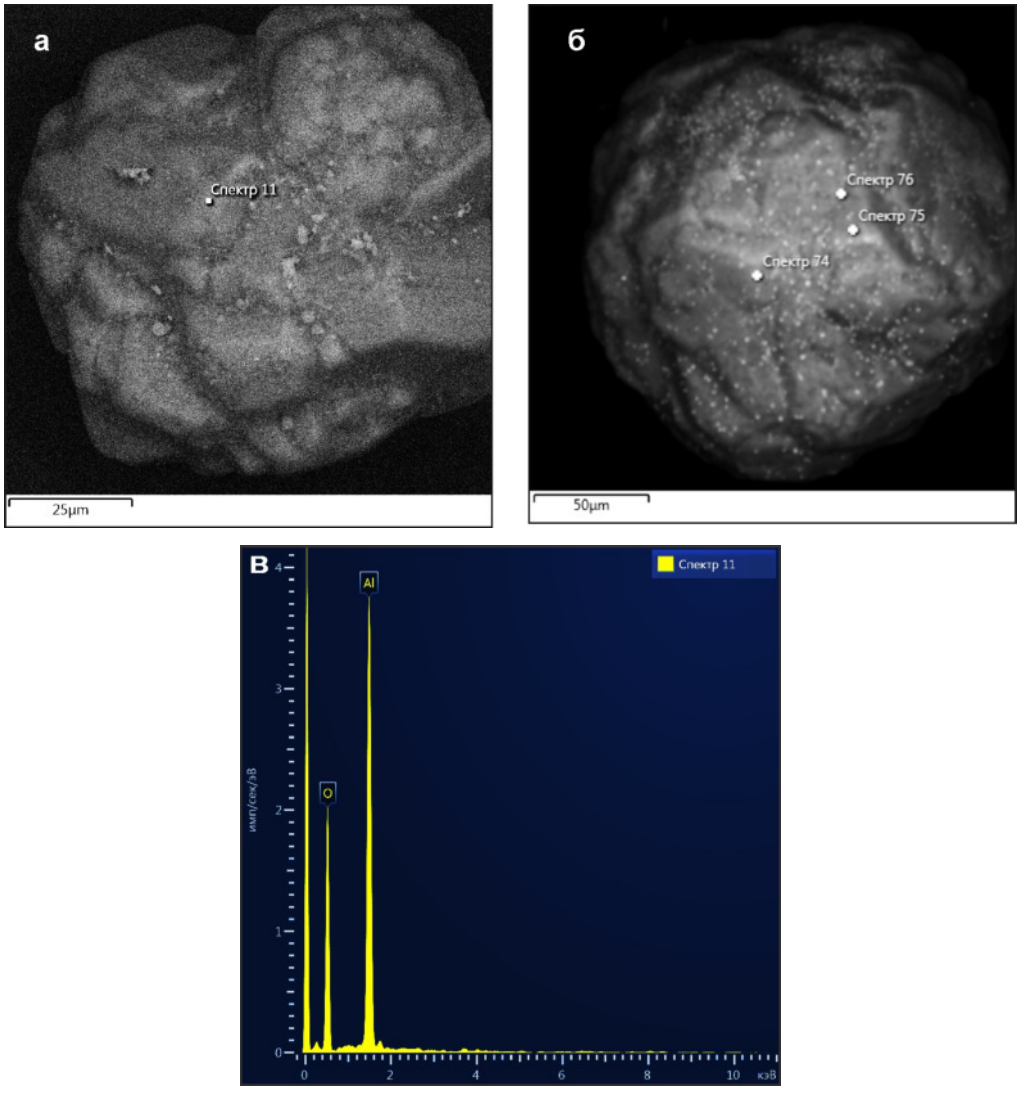


Рис. 11. Обломок корунда неправильной формы, ТТИ: а — морфология обломка корунда изображение в отражённых электронах, СЕМ, б — рентгеновский спектр обломка корунда, ЭДС «VEGA-3».

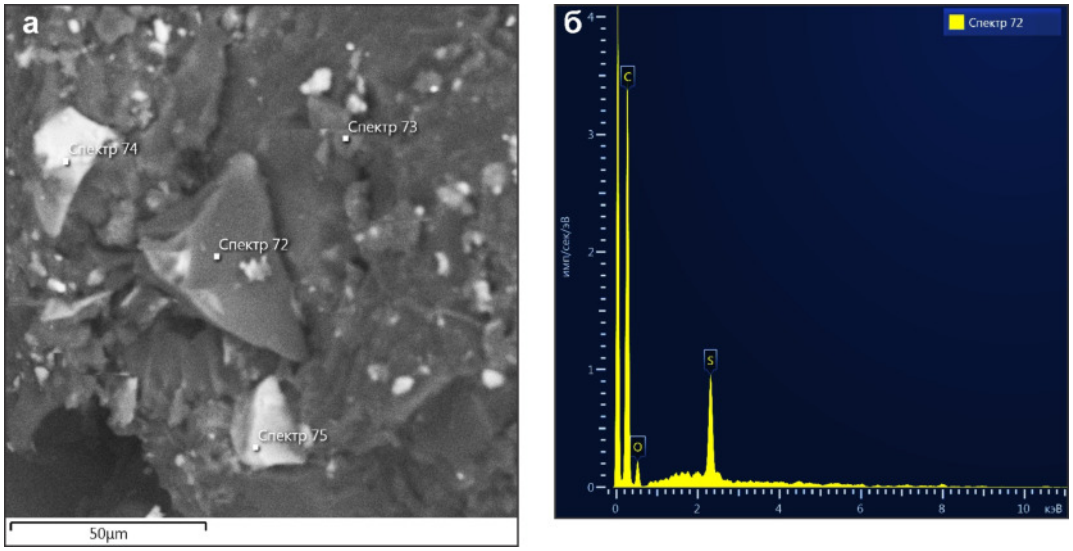


Рис. 12. Фрагмент лавовой корки базальта ТТИ с углеродсодержащими фазами: а — снимок в отражённых электронах СЭМ, б — рентгеновский спектр твёрдой углеродсодержащей частицы, снят на ЭДС «X-MAX 50».

Авторы выражают благодарность за полезные советы и обсуждения д.г.м.н Г. А. Карпову, к.х.н. А. В. Сергеевой, к.х.н. А. В. Наумову, к.г.-м.н. А. П. Максимову, за помощь в редактировании статьи к.ф.-м.н. С. Б. Самойленко. Особую благодарность за советы, обсуждения и предоставленную литературу Ю. Д. Кузьмину.

Список литературы

1. *Аникин Л.П., Сокоренко В.С., Овсянников А.А. и др.* Находка алмаза в лавах Толбачинского извержения 2012–2013 гг. // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 20–23.
2. *Байков А.И., Аникин Л.П., Дунин-Барковский Р.Л.* Находка карбонадо в вулканитах Камчатки // ДАН СССР. 1995. Том. 343. № 1. С. 72–74.
3. *Васильев В.Г., Ковальский В.В., Черский Н.В.* Происхождение алмазов «Недра» Москва, 1968. С. 259.
4. *Гаранин В.К., Дигонский С.В., Кудрявцева С.П.* Модель образования природного алмаза в аспекте его синтеза. Модель газофазного образования алмаза // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. №1. С. 20–24.
5. *Гордеев Е.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др.* Алмазы в лавах Трещинного Толбачинского извержения // ДАН. 2014. Том. 454. №2. С. 204- 206.
6. *Горшков А.И., Селивёрстов В.А., Байков А.И. и др.* Кристаллохимия и генезис карбонадо из меланократовых базальтоидов вулкана Авача на Камчатке // Геология рудных месторождений. 1995. Том. 37. №1. С. 54–66.
7. *Дерягин Б.В., Федосеев Д.В.* Рост алмаза и графита из газовой фазы. М.: Наука, 1977. С. 116.
8. *Карпов Г.А., Мохов А.В.* Микрочастицы самородных металлов, сульфидов и оксидов в андезитовых пеплах Карымского вулкана // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 19–35.
9. *Кутыев Ф.Ш., Иванов Б.В., Овсянников А.А. и др.* Экзотические лавы Авачинского вулкана (авачиты) // ДАН СССР. 1980. Том. 335. № 5. С. 1240–1243.
10. *Кутыев Ф.Ш., Кутыева Г.В.* Алмазы в базальтоидах Камчатки // ДАН СССР.1975. Том. 321. № 1. С 183–186.
11. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы горных пород. «Недра» Москва,1979 С. 296.
12. *Сильверстейн Р., Басслер Г., Моррил Т.* Спектрометрическая идентификация органических соединений. Пер. с англ. М.: Мир. 1977. С. 590.
13. *Шефер Г.* Химические транспортные реакции. — М.: Мир. — 1964. С. 128.
14. *Эверсол В.Г.* Синтез алмаза // Патент США № 3030187 от 17,04 1962 заявлено 23 июля 1958 г.
15. *Карпов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П., Флёров Г.Б., Петровский В.А.* Новый генетический тип алмазов в ассоциации с самородными металлами в продуктах Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. докл Проблемы и перспективы современной минералогии (Юшкинские чтения-2014). Минералогический семинар с международным участием. Сыктывкар, Республика Коми Problems and perspectives of modern mineralogy (Yushkin Memorial Seminar — 2014). Proceeding of mineralogical seminar with international participation. (Syktyvkar, Komy Republic, Russia: 19–22 May 2014) 2014 С. 128–131

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 551.231

Л. П. Вергасова[1], М. А. Назарова[1], С. В. Москалёва[1], А. Б. Белоусов[1], М. Г. Белоусова[1], С. К. Филатов[2]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683 006;e-mail: nazarovamar@mail.ru*

[2] *Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург*

Минералого-вещественный состав продуктов эксгаляционной деятельности лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения в период их становления (2014 г.)

Представлены результаты комплекса взаимоконтролирующих минералогических методов исследований продуктов фумарольной деятельности лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН (Камчатка 2012–2013 гг.) в период их становления спустя год после окончания эксплозивно-эффузивной деятельности.

Введение

Минералогические исследования продуктов фумарольной деятельности 2014 г. являются продолжением работ, начатых в 2013 г. связи с необходимостью комплексного изучения Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН (ТТИ). В работе [1] были представлены предварительные результаты минералогического изучения продуктов деятельности фумарол лавовых потоков в период их становления, совпавшем по времени с эксплозивно-эффузивной деятельностью ТТИ. В настоящем сообщении речь пойдёт о периоде становления лавовых потоков спустя почти год после окончания эруптивной деятельности ТТИ.

Исследовались образцы минеральных новообразований эксгаляций лавовых потоков в пределах Толудского лавового поля (рис. 1)[3].

Визуально, по сравнению с эксплозивно-эффузивным этапом ТТИ, остывание лавовых потоков здесь, спустя год после окончания извержения, не сопровождалось значительным отделением газов. Минеральные новообразования, приуроченные к выходам вулканических эксгаляций, встречались намного реже. Это были, в основном, белые, желтовато-белые и, в исключительных случаях, зелёные налёты и налёты, окрашенные в голубые тона. В структурном плане продукты вулканических эксгаляций Толудского лавового поля имели скрытокристаллический, тонкодисперсный, тонкозернистый облик. В редких случаях — встречались в виде кристаллических накоплений. Мощность эксгаляционных отложений на поверхности лавовых потоков варьировала от незначительной (рис. 2) до 1 см. Отложения, приуроченные к провалам, на стенках «окон» — обрушений лавоводов (рис. 3) достигали внушительных размеров по площади (до 1 м^2 и более). Особняком в отношении морфологических особенностей находятся новообразования из горячих пещер (сбор А. Б. Белоусовых и М.Г.), агрегаты которых имеют вид сталактитов и сталагмитов (рис. 4), что можно отнести к явлению карста [2]. В основе их возникновения лежит химический процесс растворения продуктов деятельности фумарол лавовых потоков с выносом растворённого вещества с места образования и дальнейшего отложения на внутренних стенках лавоводов в виде натёчных образований. Диаметр сталактитов достигал более 5 см.

Изучались пробы новообразований, отобранные со стенок «окон» — обрушений лавоводов (провалов), из горячих лавовых пещер, а также из трещин на поверхности лавовых потоков. При идентификации минералов фумарол был использован комплекс взаимоконтролирующих методов — макроскопия, химический анализ, рентгеновский анализ (XRD-7000, Shimadzu), инфракрасная спектроскопия (ИКС, IRAffinity-1, Shimadzu) и электронная микроскопия (SEM, TESCAN «Vega3» с энергетическим спектрометром X-MAX50, Oxford).

Предварительно все образцы просматривались под бинокуляром. Значительная часть налётов (в основном, белого, молочно-белого цвета) оказалась растворимой в воде, что позволило применить к ним химический анализ методом водной вытяжки (табл. 1).

С целью определения основных минеральных фаз был использован метод порошковой дифрактометрии в сочетании с ИКС. По данным рентгеновских исследований (табл. 2 и рис. 5) в большинстве проб наиболее интенсивные линии межплоскостных расстояний принадлежат тенардиту. В подчинённом количестве установлен ещё один сульфат, $KNaSO_4$ (см. табл. 2). На инфракрасных спектрах этих проб (рис. 6) полоса 617 см$^{-1}$ отно-

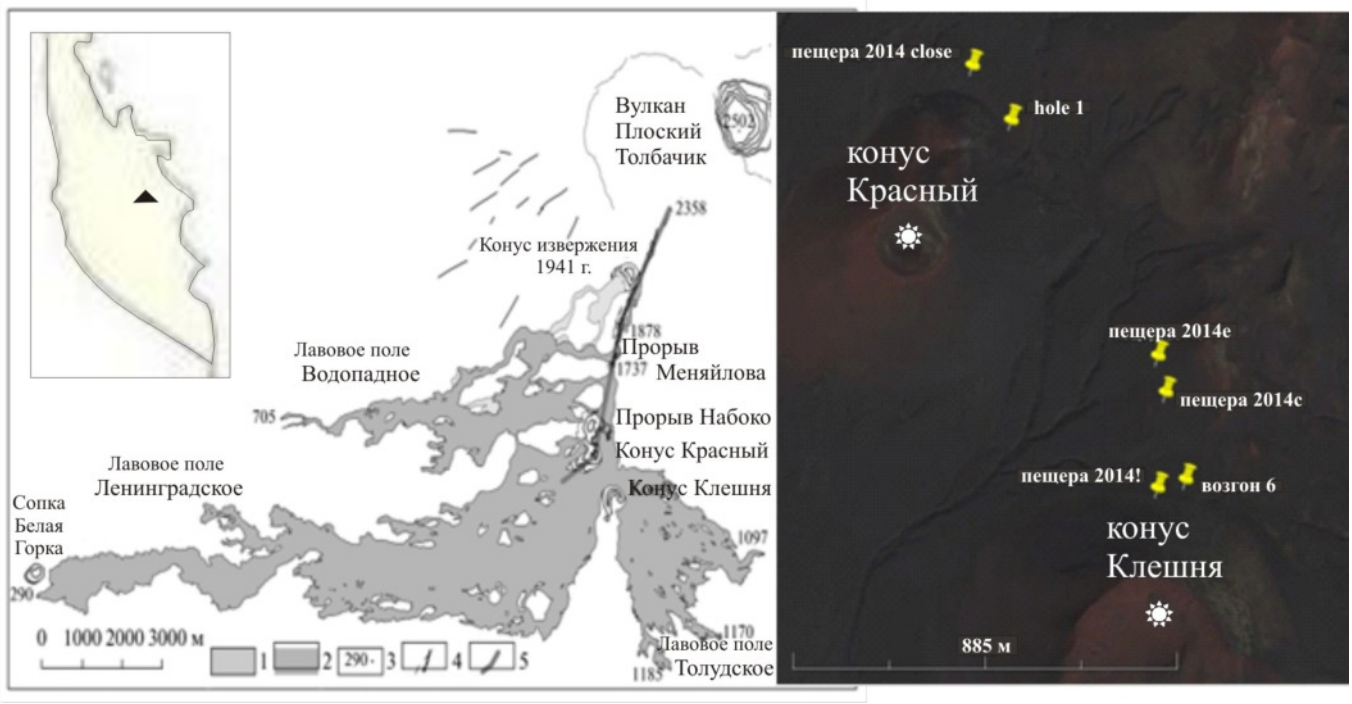


Рис. 1. План расположения трещинной зоны эксплозивных жерл и лавовых потоков ТТИ 2012–2013 гг. [3]. На правом снимке представлена схема мест отбора некоторых проб по данным А. Б. Белоусовых и М.Г.;



Рис. 2. Трещины на поверхности лавового потока. Фото Л. П. Вергасовой;

сится к S – O связям деформационных колебаний, а полоса 1111 $см^{-1}$ — к S – O связям валентных колебаний. Частоты поглощения полученных спектров соответствуют данным тенардита — 618; 638; 1095; 1135 $см^{-1}$[7]. Анализы водных вытяжек из проб (см. табл. 1) не противоречат результатам рентгеновских исследований. Химические анализы показывают малые количества K_2O, MgO, CaO, Cl, присутствие которых обязано примесям (см. результаты исследований электронной микроскопии).



Рис. 3. Белые налёты новообразований на стенках «окон» — обрушений лавоводов. Фото Л. П. Вергасовой;

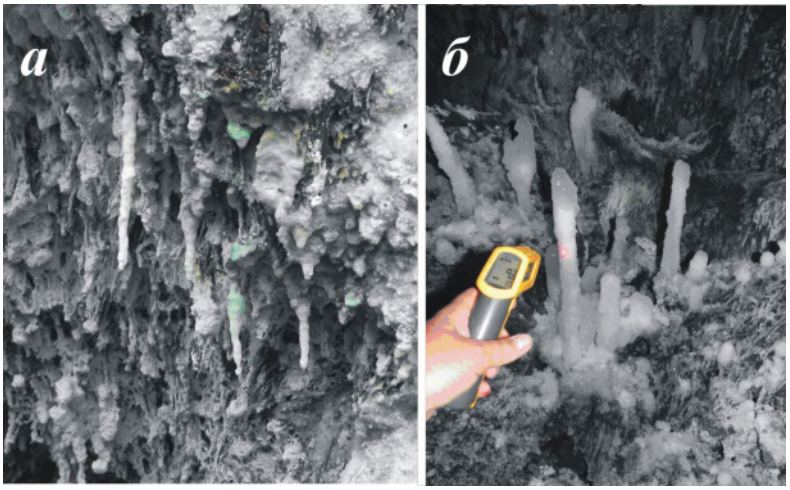


Рис. 4. Агрегаты новообразований в виде сталактитов (а) и сталагмитов (б) из горячих пещер. Фото А. Б. Белоусовых и М.Г.;

Таблица 1. Химический состав водных вытяжек из проб минеральных новообразований (в мг/л).

Наимен. образцов	ТТИ-1-2014(Б)	ТТИ-2-2014(Б)	ТТИ-3-2014(Б)	ТТИ-4 -2014(Б) сталагмит	ТТИ-5 -2014(Б) сталактит	ТТИ-7-2014(Б)	ТТИ-8-2014(Б)
pH	5,74	5,62	5,32	5,38	4,88	3,76	5,18
HCO_3^-	6,10	6,10	6,10	4,88	4,88	0,00	<0,05
F^-	0,38	0,34	<0,19	<0,19	0,30	<0,19	0,19
Cl^-	4,26	4,26	4,26	5,68	5,68	<0,05	1,42
SO_4^{2-}	230,40	268,80	278,40	307,20	288,00	278,40	268,80
Сумма А	241,14	279,50	288,76	317,76	298,86	278,40	270,41
Na^+	100,40	122,40	103,30	123,32	95,38	56,94	73,30
K^+	6,22	2,98	18,35	9,80	36,66	86,14	119,30
Ca^{2+}	4,00	4,80	4,00	3,20	3,20	2,40	1,70
Mg^{2+}	1,46	1,46	1,90	2,43	6,32	3,65	0,65
Fe^{2+}	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Fe^{3+}	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
NH_4^+	0,35	<0,1	<0,1	<0,1	0,60	0,30	0,36
Al^{3+}	<0,1	<0,1	0,40	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Сумма К	112,43	131,64	127,55	138,75	142,16	149,43	195,31
H_3BO_3	<0,28	<0,28	<0,28	<0,28	<0,28	<0,28	<0,28
H_2O — при 105° С	16,20	0,60	4,80	<0,01	4,96	<0,01	<0,01
Минерализация	353,57	411,14	416,31	456,51	441,02	427,83	465,72
Место отбора, T, ° С	Пещера 2014!, $T = 38°$ С.		Пещера 2014c		Пещера 2014e	Пещера 2014close, $T = 80$–$210°$ С.	Трещина, $T = 360°$ С.

Примечание.
В. В. Аналитик Дунин-Барковская (АЦ ИВиС ДВО РАН). Навеска 250 мг на 500 мл. В нерастворимых остатках (н.о.) проб установлены (см. ниже результаты электронно-микроскопических исследований): ТТИ-7/2014(Б) — частицы окисленного (красно-бурого цвета) шлака с чёрными блестящими чёрными включениями (до 10 мкм), содержащими Fe, Ti *(магнетит, титаномагнетит, ильменит), а также фазы, содержащие углерод; ТТИ-8/2014(Б) — тенорит; в н.о. остальных проб определены сульфиды* Fe *(пирит).*

Таблица 2. Дифрактометрические данные проб новообразований в сопоставлении с данными рентгенографической картотеки PDF-2 (26-1425; 20-0927).

ТТИ-1–2014(Б)	ТТИ-2–2014(Б)	ТТИ-3–2014(Б)	ТТИ-4–2014(Б)	ТТИ-5–2014(Б)	ТТИ-7–2014(Б)	ТТИ-8–2014(Б)	Тенардит $Na_2(SO_4)$ (26–1425)	$KNaSO_4$ (20–0927)
d(*I*)	*d*(*I*)	*d*(*I*)	*d*(*I*)	*d*(*I*)	*d*(*I*)	*d*(*I*)	*d*(*I*)	*d*(*I*)
					6,36 (6)			
					4,96 (7)			
						4,85 (6)		4,85(6)
4,66 (51)	4,65(50)	4,66(73)	4,66(82)	4,66(60)	4,66 (14)		4,65(71)	
		4,16(8)	4,15(4)					
		4,06(17)	4,06(6)		4,07(25)	4,02 (34)		4,02(35)
3,83 (11)	3,83(14)	3,84(16)	3,84(12)	3,84(11)		3,88 (4)	3,83(17)	
		3,69(10)	3,70(6)		3,66(31)	3,58 (35)		3,59(16)
					3,35(16)			
3,18 (52)	3,18(47)	3,18(51)	3,18(47)	3,18(42)	3,18(22)		3,18(52)	
3,07 (74)	3,07(39)	3,07(41)	3,07(57)	3,07(40)	3,08(10)		3,07(55)	
		2,97(9)	2,96(3)		2,93(86)			
						2,89(60)		2,89(68)
2,83 (6)		2,86(6)			2,83(100)			
2,78 (100)	2,78(100)	2,78(100)	2,78(100)	2,79(100)	2,78(35)	2,80(100)	2,78(100)	2,80(100)
						2,71(5)		
2,64 (61)	2,642(51)	2,645(69)	2,646(68)	2,645(63)	2,65(16)	2,615(6)	2,647(52)	2,61(6)
						2,523(11)	2,52(<1)	
					2,44(27)	2,434(7)		2,43(9)
		2,381(6)	2,38(3)		2,39(3)	2,389(37)	2,35(7)	2,393(16)
2,328(37)	2,327(28)	2,328(38)	2,330(44)	2,330(33)	2,33(19)	2,307(17)	2,327(25)	2,302(12)
2,209(8)	2,208(5)	2,205(6)	2,208(5)	2,206(5)	2,173(4)		2,212(6)	
					2,036(45)	2,009(48)		2,011(56)
1,993(4)			1,992(4)	1,990(5)				
1,918(4)	1,917(4)	1,918(3)					1,919(3)	
1,890(6)	1,890(5)	1,892(6)	1,892(6)	1,894(5)			1,893(3)	
1,863(59)	1,862(47)	1,863(43)	1,864(34)	1,864(39)	1,863(11)	1,863(4)	1,865(36)	
1,845(6)	1,836(7)	1,839(7)	1,841(7)	1,840(6)	1,847(9)	1,826(4)	1,841(5)	1,819(6)
1,798(7)	1,797(6)	1,797(7)	1,798(7)	1,800(7)		1,791(18)	1,800(4)	1,794(6)
1,678(27)	1,678(17)	1,678(18)	1,679(17)	1,680(16)	1,679(5)		1,681(13)	
1,661(17)	1,661(12)	1,662(17)	1,663(14)	1,662(13)	1,654(13)		1,663(8)	
					1,637(12)	1,630(14)		1,634(21)
						1,617(17)		1,618(21)
1,603(7)	1,603(7)	1,604(6)	1,604(6)	1,605(5)			1,606(4)	
1,588(4)							1,590(1)	1,579(4)
1,551(22)	1,551(15)	1,552(20)	1,552(25)	1,552(16)	1,552(3)		1,553(10)	
1,509(4)		1,509(4)	1,511(4)				1,512(2)	1,511(15)
1,496(10)	1,496(7)	1,497(6)	1,497(5)	1,497(5)	1,464(7)	1,509(11)	1,498(5)	
		1,427(7)				1,443(4)		1,443(8)
						1,402(12)		1,402(16)
1,427(7)	1,427(7)		1,428(6)	1,428(6)	1,417(10)		1,427(5)	
	1,385(5)	1,385(5)	1,385(5)	1,385(4)	1,400(5)	1,376(5)	1,386(2)	1,377(4)
	1,322(7)	1,322(9)	1,322(7)	1,322(6)			1,323(4)	
	1,295(10)	1,295(11)	1,295(9)	1,295(9)	1,298(3)		1,296(4)	
	1,278(10)	1,278(8)	1,277(6)	1,278(6)	1,276(8)	1,261(6)	1,279(4)	1,261(9)

Примечание. Дифрактометр XRD -7000, съёмки проходили в режиме непрерывного сканирования, излучение CuK_a, *напряжение 30 кВ, ток 30 мА, интервал углов* 2θ *6–80°. Скорость сканирования* 1°/*мин, шаг сканирования* 0,05°, *экспозиция в точке 3 секунды. При съёмке используется система поликапиллярной оптики. Аналитик М. А. Назарова (ИВиС ДВО РАН).*

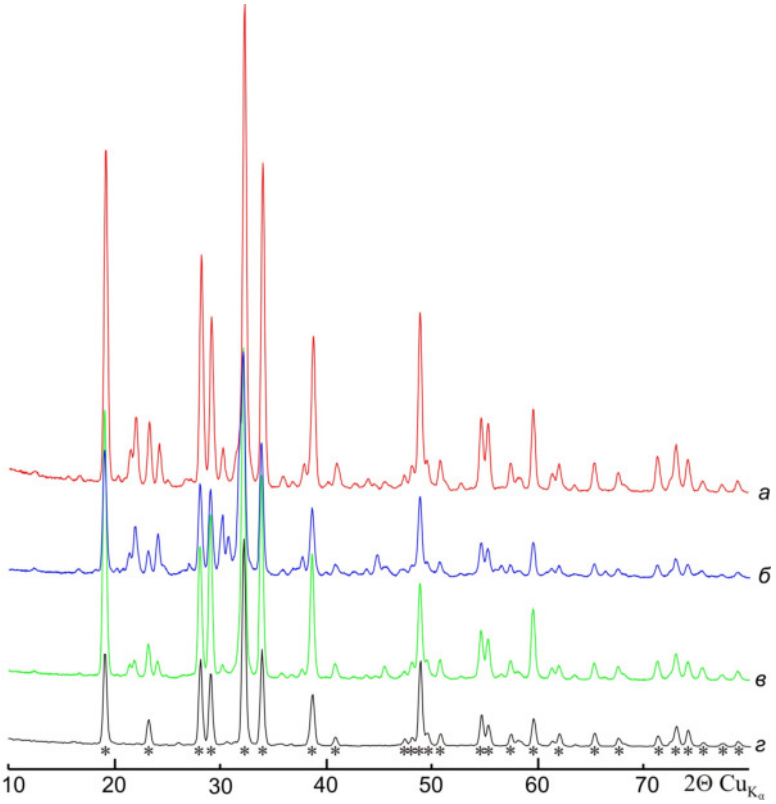


Рис. 5. Дифрактограммы проб новообразований ТТИ-2014 (Б): а — 3; б — 5; в — 4; г — 2. Основные линии тенардита отмечены звездочкой (*);

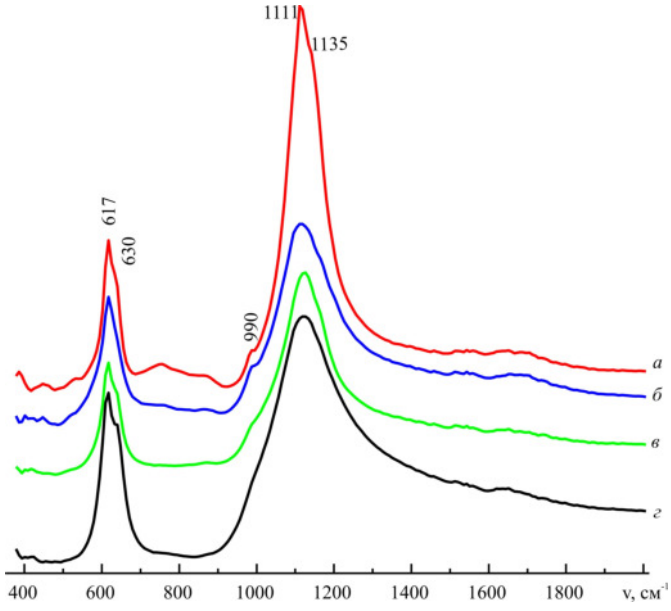
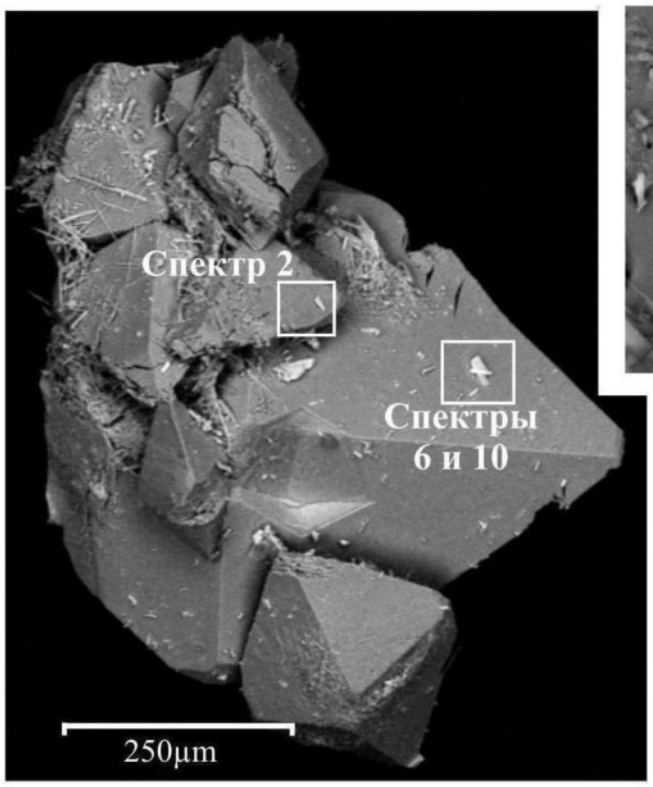


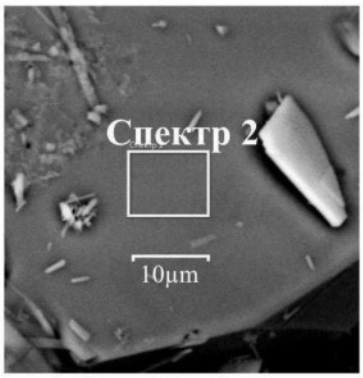
Рис. 6. Инфракрасные спектры проб новообразований ТТИ-2014 (Б): а — 3; б — 5; в — 4; г — 2;

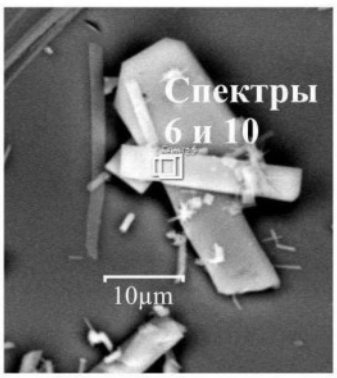
Вблизи трещин неглубокого заложения (см. рис. 2) с нижней стороны, отслоившейся от основной массы поверхностной корки лавового потока, можно было встретить рыже-бурые, рыжие маломощные тонкодисперсные налёты фтористого минерала ральстонита (табл. 3), образовавшегося при взаимодействии фтор содержащих газов с окружающими породами. Среди частиц изменённой фазы встречались обогащённые включениями (до 2 мкм) со значительным содержаниями Ba (до 25% мас.), а также очень мелкими включениями (⩽1 мкм), содержащими (в % масс.): Ti (до 6), Ni (до 8), Cr (до 14), Mn (до 1). Высокая активность фтора способствует выносу всех тёмноцветных компонентов из лавы, в связи с чем может происходить также осветление породы с замещением, в зависимости от температуры, основной массы породы минералами кремнезёма — опалом или кристобалитом.

Морфология индивидов минералов фумарол изучалась на сканирующем электронном микроскопе, позволяющем также проанализировать пропорции элементов. На рис. 7а, б, в представлено изображение кристаллов исследуемой пробы ТТИ-1/2014 (Б), имеющих дипирамидальный облик, характерный для кристаллов тенардита [4]. Другой сульфат, встречающийся в подчинённом количестве, представлен большей частью виде скелетных форм кристаллов (рис. 8). Из примесей в нём установлен в значительных количествах тенорит.

В единственной пробе зафиксировано присутствие медистой кристаллической фазы изумрудно-зелёного цвета, которая по данным микроскопических исследований, как нам представляется, сохранилась будучи закапсулированной в скрытокристаллической фазе другого состава (изменённая внешняя фаза) бледно голубого цвета (рис. 9 а, б,







Элементы Вес. %	Спектры		
	2	*6*	*10*
O	44,05	39,57	40,29
Na	33,52	5,02	6,22
S	21,64	19,47	19,68
K		20,47	20,49
Ca		10,77	10,87
Cu		0,79	0,51
Сумма	99,22	96,09	98,05

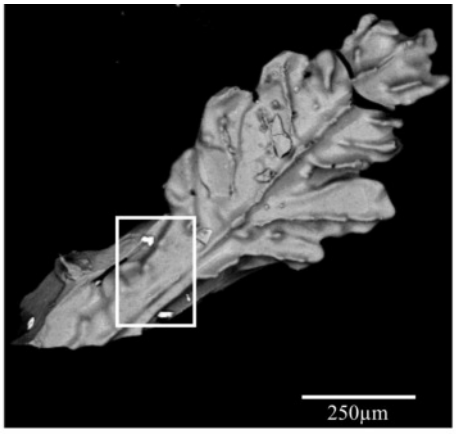
Рис. 7. СЭМ — изображение тенардита (ТТИ-1–2014(Б)): а — кристаллы тенардита дипирамидального облика; б и в — примесные фазы в тенардите;

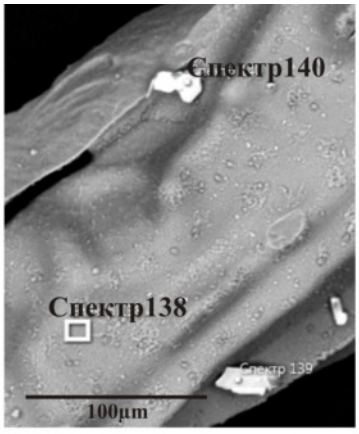
Таблица 3. Дифрактометрические данные пробы ТТИ-11-2014(Ф) новообразований в сопоставлении с литературными данными [6].

№	2θ (card)	*d* (card)	2θ (exp.)	*d* (exp.)	*hkl*	Phase name
1	15,49	5,7215	15,383(11)	5,755(4)	111	Ralstonite
2			29,11(3)	3,065(3)	032	
3	29,90	2,9880	29,806(14)	2,9951(14)	311	Ralstonite
4	31,27	2,8608	31,163(10)	2,8677(9)	222	Ralstonite
5	39,64	2,2735	39,60(3)	2,2738(17)	331	Ralstonite
6	44,80	2,0229	44,72(3)	2,0249(14)	422	Ralstonite
7			46,03(9)	1,970(4)	523	
8	47,68	1,9072	47,512(19)	1,9121(7)	511	Ralstonite
9	52,22	1,7519	52,104(19)	1,7539(6)	440	Ralstonite
10	62,13	1,4940	61,92(5)	1,4973(10)	622	Ralstonite

в, г). Интерес представляет наличие во внутренней кристаллической зоне (спектр 128) фазы, обогащённой углеродом.

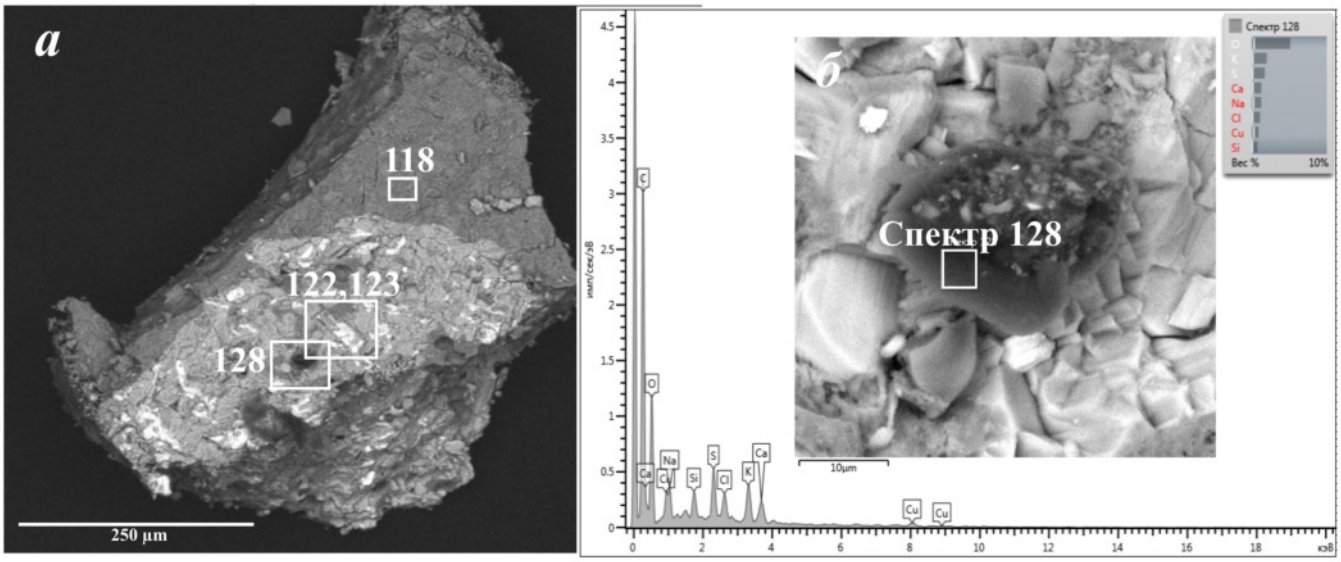
На рис. 10 представлены результаты электронно-микроскопического изучения минеральных фаз, обнаруженных при изучении под бинокуляром нерастворимых остатков водных вытяжек (см. табл. 1) из проб новообразований. Обращает на себя внимание факт обнаружения в нерастворимых остатках водных вытяжек из проб с сульфатами Na, K частиц шлака с оксидными формами рудных минералов (см. примечание к табл. 1) в отличие от более восстановленных форм рудных — сульфидов Fe (пирит, рис. 10) в тенардитах. Образование пирита можно представить как результат взаимодействия железа из лав с газами группы серы.

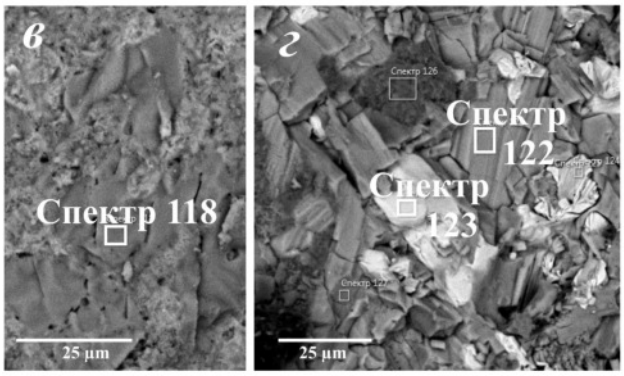




Элементы	Спектры	
Вес.%	*138*	*140*
O	34,29	10,10
Na	11,18	7,29
S	17,19	3,41
K	20,89	2,80
Cu	0,80	52,13
Сумма	84,35	75,73

Рис. 8. СЭМ — изображение агрегата скелетных кристаллов сульфата Na, K (проба ТТИ-8–2014(Б));





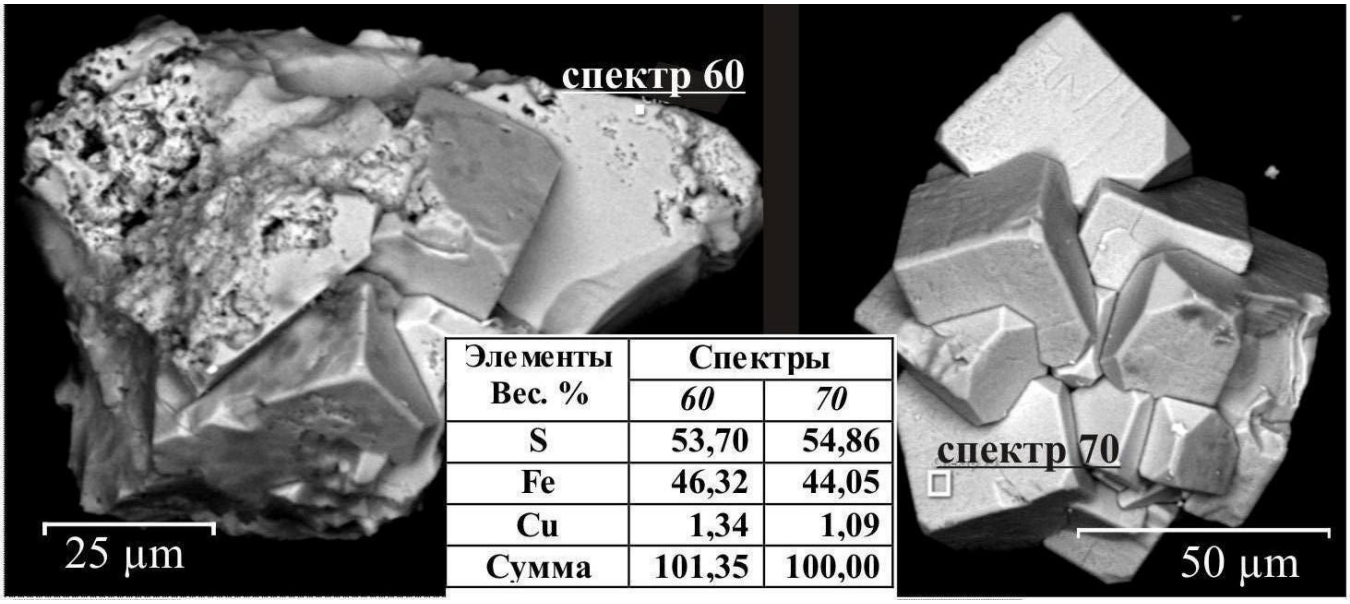
Элементы	Спектры		
Вес %	*118*	*122*	*123*
O	37,16	31,98	19,56
Na	12,03	1,21	
S	18,52	14,69	
K	25,70	13,22	
Cu		27,28	77,69
Сумма	93,41	88,38	97,25

Рис. 9. СЭМ — изображение пробы с медистой кристаллической фазой изумрудно-зелёного цвета;

На рис. 11 а, б, в, г изображены минеральные фазы, встречающиеся в виде редких находок. Это самородный селен и самородный алюминий.

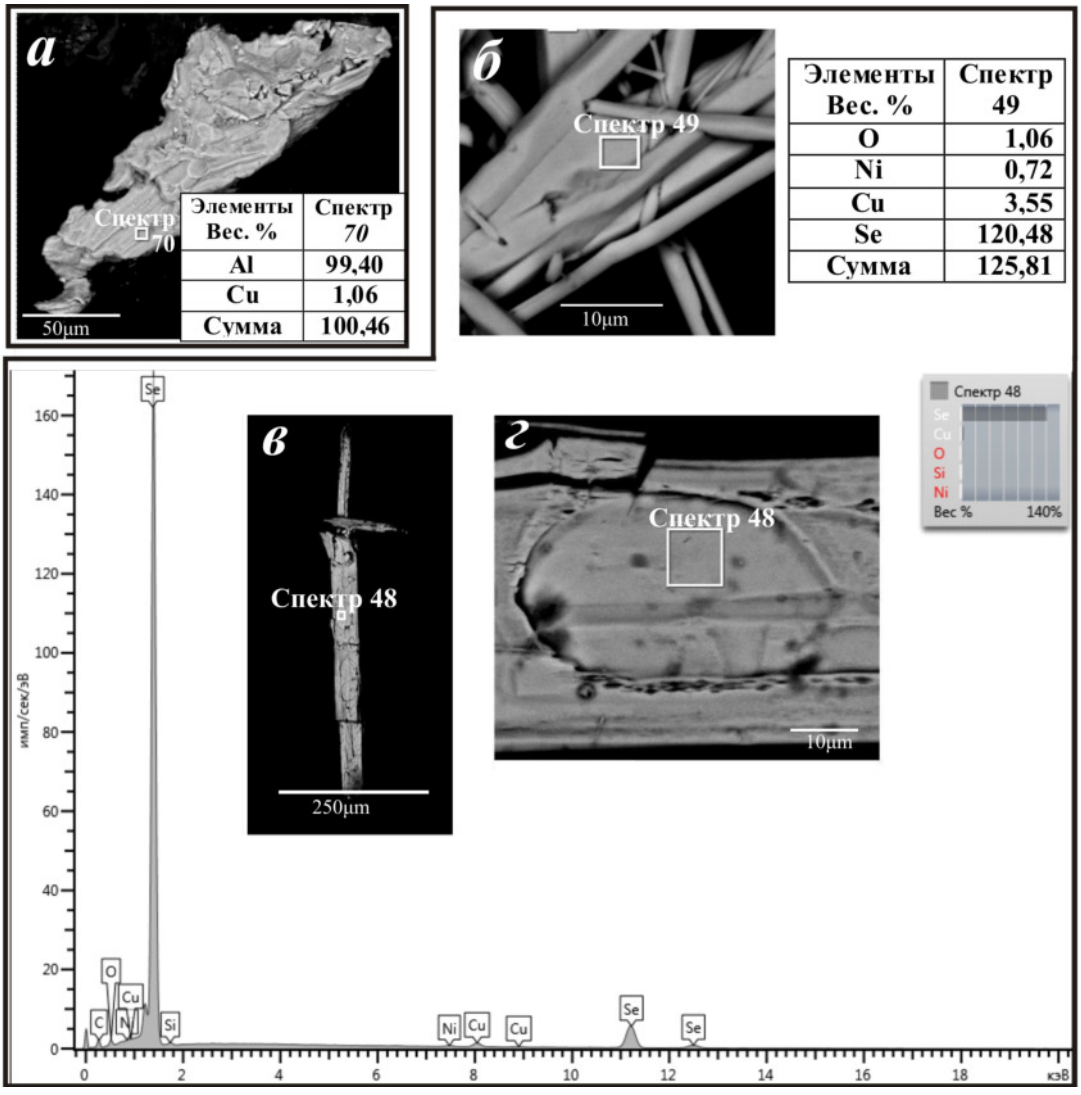
Выводы.

Предварительные результаты по изучению состава продуктов деятельности вулканических газов лавовых потоков спустя год после окончания извержения свидетельствуют об однообразии их минерального состава. Ведущим минералам является тенардит Na_2SO_4. В подчинённом количестве встречается ещё сульфат Na, K, ральстонит $Na_x(Mg_xAl_{2-x})(F,OH)_6 \cdot yH_2O$, а также ангидрит $CaSO_4$ и продукт его гидратации гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, часто сопутствующие минералу тенардиту; из медистых соединений, предположительно, эвхлорин $KNaCu_3O(SO_4)_3$. В намного подчинённом количестве установлены тенорит CuO, а также галит



Элементы Вес. %	Спектры	
	60	*70*
S	53,70	54,86
Fe	46,32	44,05
Cu	1,34	1,09
Сумма	101,35	100,00

Рис. 10. СЭМ — изображение сульфидов Fe (пирит);



Элементы Вес. %	Спектр 70
Al	99,40
Cu	1,06
Сумма	100,46

Элементы Вес. %	Спектр 49
O	1,06
Ni	0,72
Cu	3,55
Se	120,48
Сумма	125,81

Рис. 11. СЭМ — изображение самородных: а — алюминия; б, в, г — селена.

NaCl. Везде повсеместно фиксируется присутствие Cu. В виде единичных зёрен и единичных находок обнаружены, соответственно, сульфиды Fe (пирит?), а также самородный Se, самородный Al и углеродистые фазы неизвестного состава. Из микроэлементов в новообразованных минеральных фазах зафиксированы: Mg, Al, Ba, Pb, Zn. Минералообразование сопровождается интенсивным окислением лав и локальным фторметасоматозом.

Список литературы

1. *Вергасова Л. П., Карпов Г. А., Филатов С. К., Москалёва С. В., и др.* Об эксгаляционной минерализации лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения им 50-летия ИВиС ДВО РАН // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 27–28 марта 2014 г. (электронный вариант)
2. *Гвоздецкий Н. А.* Карст. М.: Из-во Мысль, 1981. 214 с.
3. *Двигало В. Н., Свирид И. Ю., Шевченко А. В.* Аэрофотограмметрические исследования Нового Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.// Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. 2014. С. 58–62.
4. *Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К.* Система минералогии. Том II, полутом 1, М.: Из-во ИЛ, 1953, 773 с.
5. *Самойленко С. Б., Мельников Д. В., Магуськин М. А., Овсянников А. А.* Начало нового трещинного Толбачинского извержения в 2012 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. № 20. С. 20–22.
6. *Effenberger H, Kluger F.* Ralstonite: a contribution to the knowledge of composition and crystal structure // Neues. Jahrbuch fur Mineralogie. Monatshefte 1984 (1984) 97–108.
7. *Menke H.* Mineralspektren, tt. I,II. 1962, 1966.

УДК 550.341.5

А. В. Кирюхин, А. Ю. Поляков, П. О. Воронин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail avkiryukhin2@mail.ru

Новые данные по изотопному составу вод Авачинско-Корякского бассейна

Приводятся новые результаты изотопных измерений вод (δD, δ18O), Авачинско-Корякского бассейна и конденсата из фумарол Авачинского вулкана, отобранных во время полевого сезона 2014 г. Анализ образцов проводился при помощи анализатора изотопного состава воды IWA-35EP в ИВиС ДВО РАН.

Введение

Авачинско-Корякский вулканогенный бассейн площадью 2530 км^2 включает пять четвертичных вулканов (два из которых Авачинский (2750 м абс.) и Корякский 3456 (м абс.) активны), суббассейны вулканогенно-осадочных неоген-четвертичных отложений мощностью до 1,4 км. Бассейн расположен в депрессии, сформированной в верхней части фундамента мелового возраста, характеризующейся низким температурным градиентом 24о/км.

Вложенный артезианско-вулканогенный бассейн (АВБ) включает водоносный комплекс водно-ледниковых образований: голоценовые аллювиальные отложения, верхнеплейстоцен-голоценовый морской и аллювиально-морской горизонты, верхнеплейстоценовый ледниковый и водно-ледниковый комплекс, водоносный голоценовый пролювиальный и делювиально-пролювиальный комплекс. Корякский и Авачинский вулканы (Q_{3-4}) сложенные андезибазальтами и базальтами — формируют область питания подземных вод вулканогенного бассейна.

В полевой сезон 2014 г. был продолжен регулярный отбор проб вод (АВБ), так же при помощи оригинального, изготовленного в лаборатории тепломассопереноса прибора был осуществлен отбор проб газа и конденсата из фумарол Авачинского вулкана, для химического и изотопного анализа (рис. 1., рис. 2.), Изотопные измерения производятся при помощи анализатора изотопного состава воды IWA-35EP компании Los Gatos Research США,[1].

Источники водного питания и разгрузки в вулканогенном бассейне

Результаты изотопных измерений вод Авачинско-Корякского бассейна за 2009–2013 г. опубликованы в [1], данные за 2014 г. публикуются впервые. Значительных изменений по сравнению с аналогичными данными за предыдущие годы не отмечается и хорошо ложатся на линию метеорных вод (рис. 3)



Рис. 1. Прибор с автономным питанием, для отбора проб газа и конденсата из фумарол. (изготовлен А. Ю. Поляковым)



Рис. 2. Отбор проб газа и конденсата из фумаролы Авачинского вулкана

Судя по значениям δD ($-128 \div -120‰$) область водного питания для Корякских Нарзанов, Изотовских источников, Пиначевских источников и скважин Быстринского месторождения пресных под-

[1]http://www.lgrinc.com/analyzers/overview.php?prodid = 16 &type = isotope

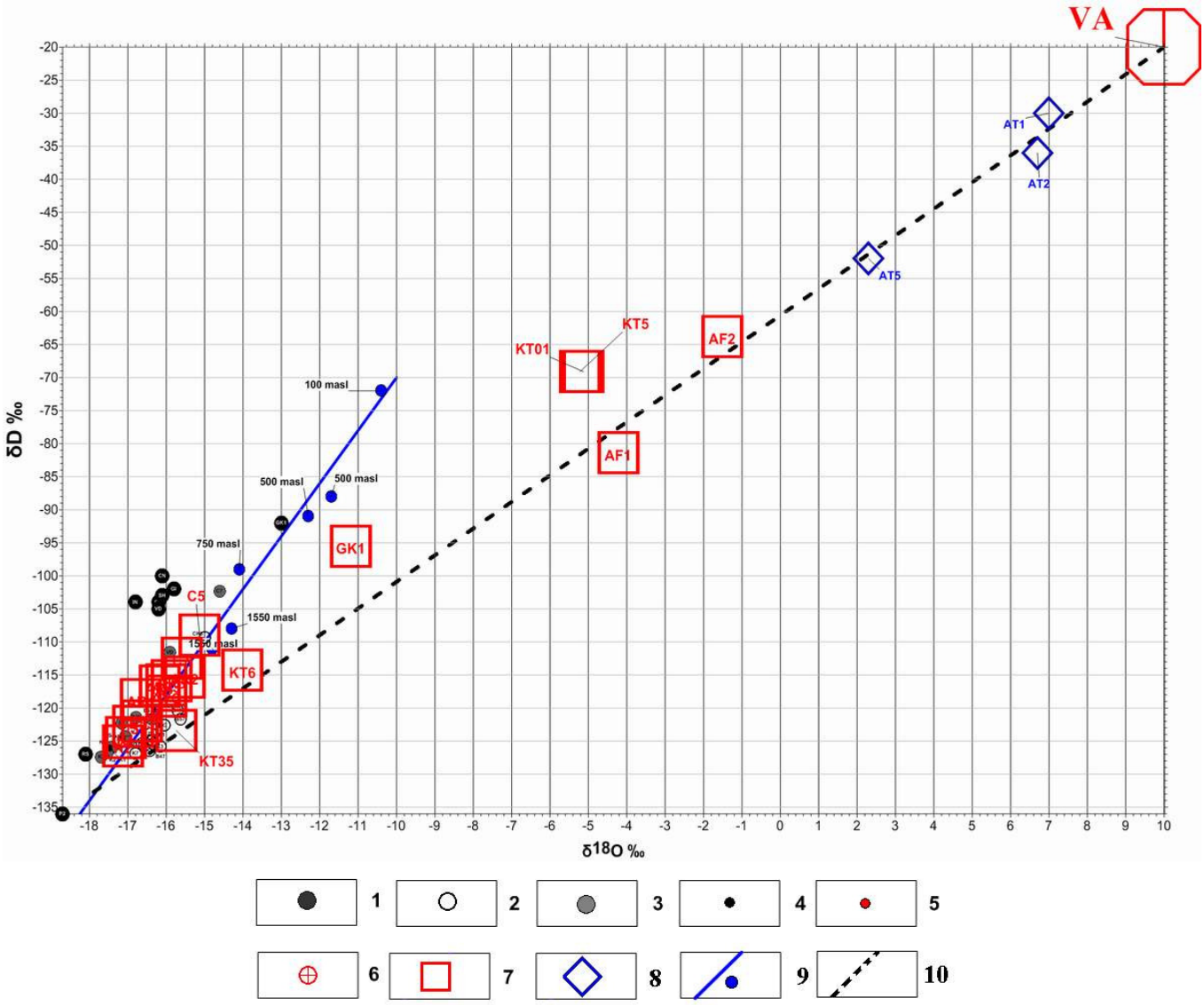


Рис. 3. (3–1 и 3–2) Изотопный состав воды (δD и $\delta^{18}O$). Условные обозначения: Год тестирования: 1 — 2009, 2 — 2010, 3 — 2011, 4 — 2012, 5 — 2013, 6 — 2013; 7 — 2014; 8 — Таран (1994); 9 — образцы метеорной воды (с высотой н. у. м.) и метеорная линия; 10 — линия смешения метеорной и магматической воды. Пробы отобраны А. В. Кирюхиным. Анализ выполнен В. А. Поляковым (2009), Е.О. Дубининой (2010). Пробы 2011, 2012, 2013 и 2014 г.ов проанализированы П. О. Ворониным и А. Ю. Поляковым на изотопном анализаторе LGR IWA 45EP. Термальные минеральные источники: K1, K2, K3, K7, K8 — Корякские Нарзаны, KT — Кеткинские скважины, IS — Изотовский, VD — Водопадный, CN, CH — Чистинские Нарзаны, Va — Вакинский, N3 — Налычевские (Лужа-3), GI — Грифон Иванова, NK — Налычевский котёл, ZR — Желтореченский, P1, P2 — Пиначевские. Холодные источники: C5 и C7. AVC — холодный источник на Авачинском вулкане на высоте 2166 м. Реки: AR-река Авача (Елизово), RS — река Правая Шумная. Скважины: GK1 — Пиначевская, B47, B57, B48, B53 — Быстринское месторождение пресных подземных вод (вблизи скв. 53). AF, AT — фумаролы Авачинского вулкана; VA — область магматической воды, по Ю. А. Тарану. Названия источников даются по М. А. Петрову.

земных вод находится на отметках 1800–2500 м абс. По гипсометрическому положению это могут быть лишь склоны Корякского и Авачинского вулканов, покрытые ледниками. Область водного питания для группы Изотовских, Чистинских нарзанов находится на отметках 800–1500 м абс., что соответствует положению центральной части Пиначевского экструзивного массива с вулканами Арик и Ааг.

В 2014 г. были отобраны пробы конденсата из двух фумарол Авачинского вулкана. Для сравнительного анализа, нами были использованы данные Ю. А. Тарана[2] которым в 1994 г. был исследован изотопный состав вулканических газов из фумарол Авачинского вулкана. По его результатам эти газы характеризовались диапазоном изотопного состава, отражающим смесь воды магматического и ме-

теорного происхождения ($-58‰ < \delta D < -30‰$, $-0{,}1‰ < \delta^{18}O < +7‰$).

Результаты наших измерений, с его данными с высокой степени корреляции (0,995759) ложатся на одну линию (линию смешения магматической (андезитовой по Ю. А. Тарану[2]) и метеорных вод.

Стоит отметить, что на эту линию, также ложатся данные по Кеткинским скважинам.

Выводы

1. Данными изучения изотопного состава (δD, $\delta^{18}O$) подтверждено водное питание термоминеральных источников (Корякских Нарзанов, Изотовского и Пиначевских) и скважин Быстринского месторождения пресных подземных вод за счёт таяния ледников Корякского и Авачинского вулканов (выше +1800 м абс.).

2. По результатам опробования Авачинских фумарол в августе 2014 г. их состав формируется в результате смешения метеорной воды (35–48%) и магматической (андезитовой) воды (52–65%)

3. По данным измерения изотопного состава воды Кеткинских скважин ложатся на линию смешения метеорной и магматической воды.

Авторы благодарят ООО «МИРА[2] за добросовестную поддержку поставленного им оборудования.

Список литературы

1. *Кирюхин А. В., Манухин Ю. Ф., Федотов С.А и др.* Геофлюиды Авачинско-Корякского вулканогенного бассейна, Камчатка. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2015 № 4 С. 306–320
2. *Taran, Y. A., Connor, C. B., Shapar et al.* Fumarolic activity of Avachinsky and Koryaksky volcanoes, Kamchatka, from 1993 to 1994. // Bull Volcanol. 1997 Vol. 58 P. 441-448.

[2]http://www.scientific-technology.ru/

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК :550.82

А. В. Кирюхин[1], С. А. Федотов[1], П. А. Кирюхин[2]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

[2] *ООО «Эксиджен Сервисис», Санкт-Петербург*

Геомеханическая интерпретация локальной сейсмичности, предшествовавшей извержению Толбачинского вулкана 27 ноября 2012 г.

По данным из каталога локальных землетрясений КФ ГС РАН в районе Толбачинских вулканов выделяется 22 плоско-ориентированных кластера землетрясений, предшествующих извержению вулкана 27 ноября 2012 г. Выявленные плоскости интерпретируются как трещины гидроразрыва при инжекции магмы. Исходя из указанной интерпретации, извержению Толбачинского вулкана предшествовало внедрение серии даек запад-север-западного простирания в диапазоне глубин -4 — +3 км абс. в зоне к юго-востоку от постройки вулкана Плоский Толбачик в условиях доминирования вертикальных напряжений. Это привело к смене геомеханического состояния: возрастанию горизонтальных напряжений север-восток-северного направления и формированию условий для инжекции силлов (0 км абс.) и магмовыводящей дайки север-восток-северного простирания.

Введение

Последнее трещинное извержение на южном склоне Толбачинского вулкана началось 27 ноября 2012 г. и продолжалось в течение 9-ти месяцев. Это извержение существенно обновило ландшафт вулкана после Большого Трещинного Толбачинского Извержения 1975–1976 [1]. Геодеформационные изменения в процессе извержения 2012–2013 гг. оценивались с использованием повторных радарных спутниковых съёмок (interferometric synthetic aperture radar (InSAR)), при этом использованы данные Canadian Space Agency's RADARSAT-2 и Italian Space Agency's COSMO-SkyMed [2]. По климатическим условиям (снежный покров) сравнение интерферограмм возможно только для съёмок августа-сентября 2012 и 2013 гг. 3D геомеханическая модель описывает наблюдаемые за рассматриваемый интервал времени (год) деформации как результат горизонтального растяжения в результате внедрения радиальной дайки Толбачинского вулкана (угол падения 80° в запад-север-западном направлении) [2].

Измерения параметров открытых трещин в районе извержения в сентябре 2013 г. показывают преобладание трещин северо-запад-северного простирания, а также выявлены полигональные открытые трещины на склонах конуса Клешня (к югу от основного эруптивного центра). Полигональные открытые трещины указывают на условия радиального растяжения, что возможно при значительном превышении вертикального стресса над горизонтальным (Sv > Shmax = Shmin, [3]). Таким образом, хотя геомеханическая модель с одной дайкой может объяснить суммарный геодеформационный эффект, но она вряд ли адекватно описывает последовательность внедрений магматических тел, предшествующих извержению 27 ноября 2012 г.

В связи с этим рассмотрим возможности использования данных по локальной сейсмичности для восстановления последовательности инжекции магмы перед извержением Толбачинского вулкана.

Использование параметров трещин гидроразрыва при инжекции флюидов для оценки напряженного состояния резервуара

Данные по нагнетанию (инжекции) флюидов в скважины на нефтяных, газовых и геотермальных месторождениях широко используются для оценки напряженного состояния массива. Многочисленные экспериментальные данные показывают, что плоскость трещины гидроразрыва ориентируется перпендикулярно к оси минимальных напряжений. Для описания напряженного состояния горного массива используются три главных напряжения: вертикальный стресс (Sv), максимальный горизонтальный стресс (Shmax) и минимальный горизонтальный стресс (Shmin) [3]. Применительно к инжекции магмы в питающей системе вулкана можно предполагать, что в условиях горизонтального растяжения земной коры (рифтовые зоны, грабены, Sv > Shmax > Shmin) преимущественно будут формироваться дайки, в зонах горизонтального сжатия земной коры (горсты, Shmax > Shmin > Sv) — более благоприятные условия для внедрения силлов. Необходимо также учитывать, что инжекция магмы может вызывать изменения напряженного состояния в окрестности вулканического аппарата в процессе подготовки и извержения вулкана, т. е.

Таблица 1. Выделенные кластеры землетрясений и параметры аппроксимирующих плоскостей. X, Y, Z — координаты центров кластеров.

№ кластера	Угол падения град	Азимут падения град.	X м	Y м	Z м абс	DD/MM/YY HH:MM	Число землетрясений в кластере
18	80	137	588 041	6 185 570	-2369	25/11/12 10:56	8
19	25	230	589 355	6 185 175	-3256	25/11/12 20:29	27
20	44	148	588 412	6 185 393	-2422	25/11/12 22:00	19
21	32	250	588 749	6 185 321	-2893	26/11/12 1:12	28
22	58	74	588 183	6 185 916	-1727	26/11/12 6:06	27
23	77	209	587 489	6 186 380	-1887	26/11/12 6:59	31
24	62	6	588 037	6 185 744	-2536	26/11/12 9:29	17
25	42	112	587 506	6 185 373	-3030	26/11/12 15:12	9
26	46	233	587 490	6 186 646	-1162	26/11/12 17:02	11
27	52	138	588 833	6 185 808	-1454	26/11/12 18:50	20
28	27	245	589 936	6 184 132	-3135	26/11/12 19:51	17
29	61	53	587 366	6 185 779	-263	26/11/12 20:58	12
30	59	20	586 981	6 185 946	-818	26/11/12 23:04	12
31	62	208	589 346	6 185 416	-1780	26/11/12 23:16	13
32	63	18	587 227	6 186 504	-797	26/11/12 23:45	7
33	60	197	588 391	6 186 634	-2127	27/11/12 0:19	7
34	75	192	585 967	6 186 785	-2147	27/11/12 0:38	6
35	74	213	591 075	6 183 134	-1053	27/11/12 2:26	6
36	83	98	589 811	6 184 397	-1122	27/11/12 3:16	6
37	3	135	589 307	6 183 391	-177	27/11/12 3:55	9
38	55	300	583 378	6 183 079	302	27/11/12 5:35	6
39	7	196	583 269	6 181 414	-35	27/11/12 7:09	12

реализация инжекции магмы (дайка или силл) зависит от времени. Создание трещин гидроразрыва сопровождается микросейсмичностью, связанной с активизацией сдвиговых трещин в примыкающей к основной трещине гидроразрыва зоне. Поэтому можно предполагать, что ориентация плоскостей, аппроксимирующих кластеры микроземлетрясений совпадает с трещинами гидроразрыва при инжекции (внедрении) магмы.

Алгоритм выбора кластеров микроземлетрясений и их геометрические характеристики

По данным из каталога локальных землетрясений КФ ГС РАН в районе Толбачинских вулканов выделяется 22 плоско-ориентированных кластера землетрясений, предшествующих извержению вулкана 27 ноября 2012 г., критериями сравнения для включения нового объекта в кластер были выбраны 1) Близость по времени (1 сутки); 2) Близость по расстоянию в горизонтальной плоскости (до 6 км); 3. Близость к плоской ориентации (расстояние от объекта до плоскости не более 200 м). Далее анализировались только кластеры с числом элементов более 5.

В табл. 1 приводятся результаты выделения плоско-ориентированных кластеров землетрясений с учётом критериев, изложенных выше, а также структурно-геологические характеристики соответствующих плоскостей (угол падения, азимут падения, координаты центров кластеров, время реализации и число землетрясений).

Геомеханическая интерпретация: последовательность инжекции магмы 25 — 27 ноября 2012 г.

Выявленные плоско-ориентированные кластеры землетрясений интерпретируются как трещины гидроразрыва при инжекции магмы. Если это предположение справедливо, то извержению Толбачинского вулкана предшествовало около двадцати внедрений магмы (преимущественно даек запад-северзападного простирания) в диапазоне глубин $-4 \div +3$ км абс. в зоне к юго-востоку от постройки вулкана Плоский Толбачик (табл. 1 кластеры землетрясений 18–36, рис. 1). Это привело к смене геомеханического состояния: возрастанию горизонтальных напряжений север-восток-северного направления и формированию условий для инжекции двух силлов (0 км абс.) и магмовыводящей дайки

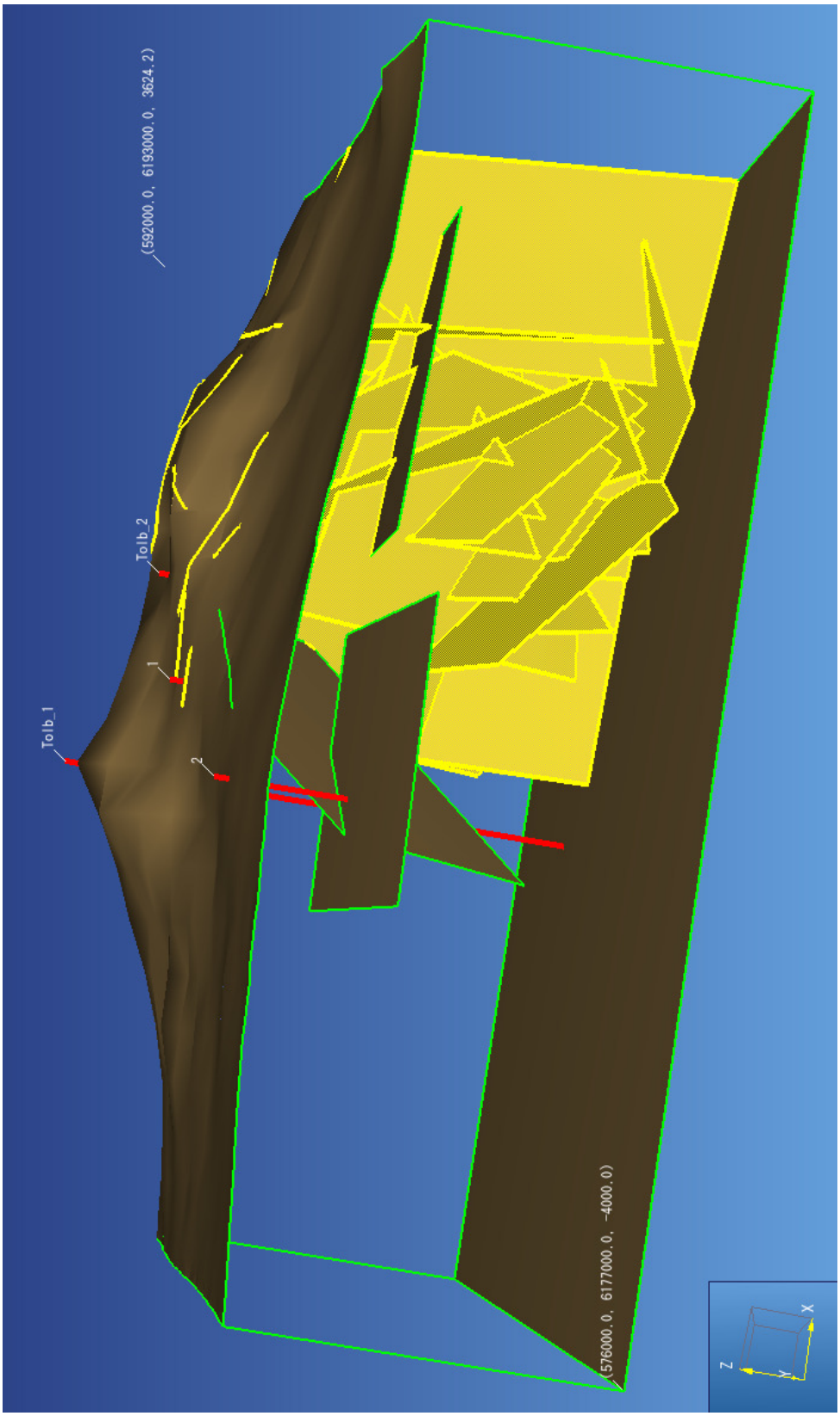


Рис. 1. Ориентация трещин гидроразрыва (по результатам интерпретации данных локальной сейсмичности КФ ГС РАН), предшествующих извержению Толбачинского вулкана 27 ноября 2012 г. Подсветкой выделены трещины гидроразрыва образовавшиеся на начальном этапе при доминировании вертикальных напряжений (геомеханические условия NF: Sv > Shmax > Shmin). Tolb_1 — Острый Толбачик, Tolb_2 — Плоский Толбачик, 1 — кратер Меняйлова, 2 — кратер Набоко.

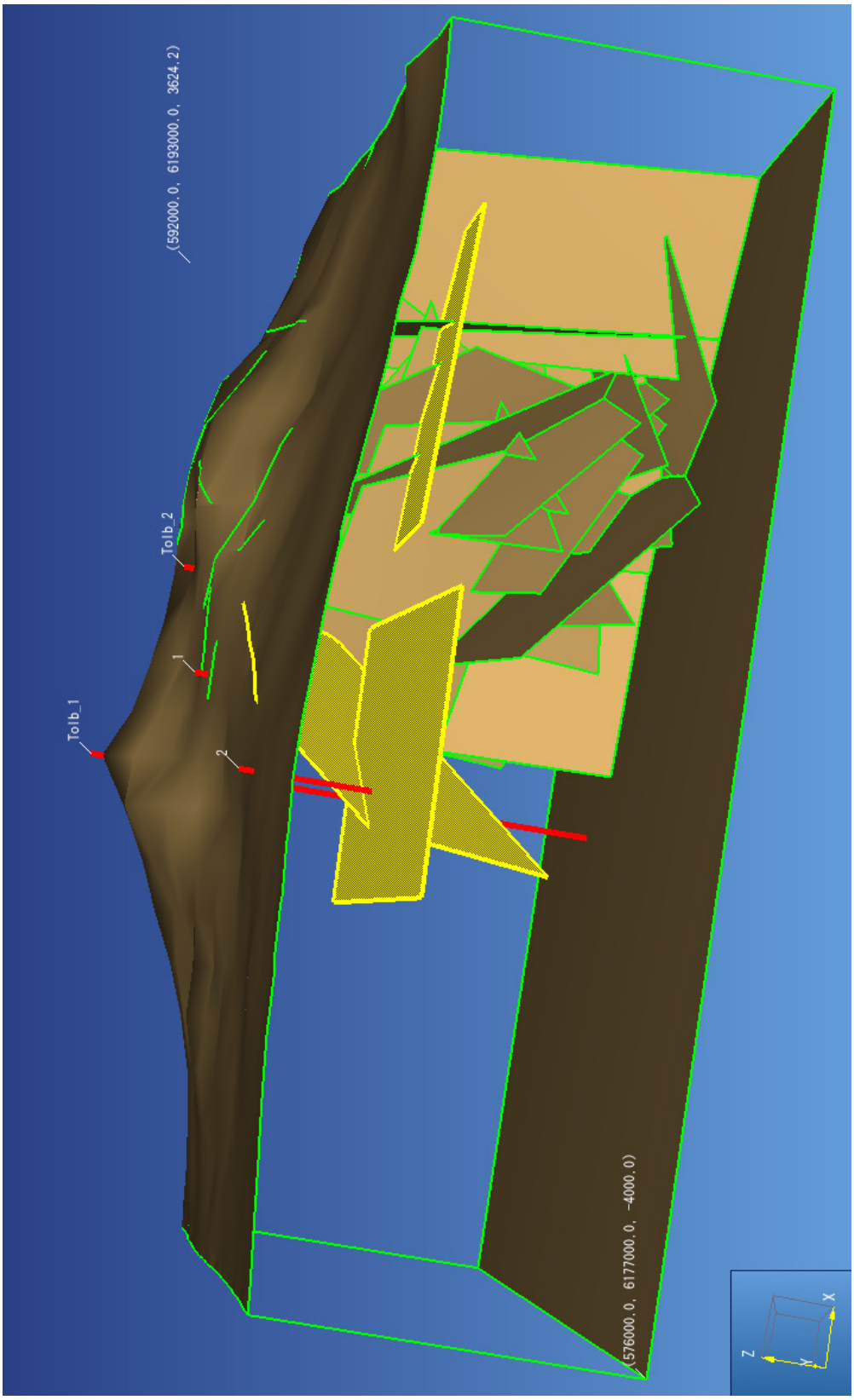


Рис. 2. Ориентация трещин гидроразрыва (по результатам интерпретации данных локальной сейсмичности КФ ГС РАН), предшествующих извержению Толбачинского вулкана 27 ноября 2012 г. Подсветкой выделены трещины гидроразрыва (два силла и магмовыводящая дайка) образовавшиеся непосредственно перед извержением при доминировании горизонтальных напряжений север-восток–северного направления (геомеханические условия: Shmax » Sv = Shmin). Tolb_1 — Острый Толбачик, Tolb_2 — Плоский Толбачик, 1 — кратер Меняйлова, 2 — кратер Набоко.

север-восток-северного простирания (табл. 1 кластеры землетрясений 37–39, рис. 2), в результате чего началось извержение Толбачинского вулкана 27 ноября 2012 г.

Работа выполнена при поддержке РФФИ по проектам 12–05-00 125 и 15–05-00 676.

Список литературы

1. *Fedotov S. A., Balesta S. T., Dvigalo V. N., Razina A. A., Flerov G. B., Chirkov A. M.* New Tolbachik Volcanoes in Active Volcanoes of Kamchatka. Vol. 1. Nauka Publishers, Moscow, 1991. P. 275–279. (in Russian)
2. *Lundgren P., Kiryukhin A., Milillo P., Samsonov S.*. Dike model for the 2012–2013 Tolbachik eruption constrained by satellite radar interferometry observations. J. Volcanology Geothermal Research. 2015. 35 p.
3. *Zoback, M.D.* Reservoir Geomechanics. Cambridge University Press, 2010. 448 p.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК

А. Г. Николаева, Г. А. Карпов, О. Ф. Карданова

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский e-mail: ocean@kscnet.ru*

Распределение редкоземельных элементов (La, Ce) и полиметаллов (Cu, Zn, Pb) в глинистых аргиллизитах и минеральных осадков Узон-Гейзерного геотермального района

На базе многолетнего комплексного опробования фаций аргиллизитов, минеральных осадков и изверженных пород Узон-Гейзерного геотермального района рассмотрено распределение в них двух редкоземельных элементов (La и Ce) и триады полиметаллов (Cu, Zn и Pb). Выявлены продукты деятельности гидротермальных процессов с повышенными содержаниями РЗЭ. Обнаружены критерии связи РЗЭ с содержанием окислов калия и кальция, а также тренды поведения полиметаллов в различных минеральных ассоциациях гидротермального происхождения. Сделаны некоторые генетические обобщения по поведению РЗЭ и триады полиметаллов в гидротермальном процессе.

Введение

Фации аргиллизитов, развитые практически повсеместно на всех термальных полях Узон-Гейзерного геотермального района, фиксируют участки с проявлением пропаривания пород гидротермами в зонах интенсивной трещиноватости, а также наличие зон современного сернокислотного выщелачивания. Формой проявления процессов аргиллизации на поверхности здесь являются парящие глинистые площадки, грязевые котлы и грязевые вулканчики (рис. 1).

Выходы высокотемпературных гидротерм сопряжены с образованиями гейзериты и карбонатов кальция. В термальных источниках и ручьях, вытекающих из термальных озёр формируются минеральные осадки (илы) сложного химического состава, включающего и частички глинистого материала.

Мы предположили, что в зависимости от кислотности-щёлочности среды, состава растворов, температуры и исходного состава пород формируются аргиллизиты и минеральные осадки с вполне определённым содержанием исследуемых элементов. Нашей задачей было найти критерии генетических связей содержаний РЗЭ и полиметаллов с конкретными продуктами гидротермальной деятельности.

В разные годы было опробовано более 20 термальных полей и термальных участков с многочисленными образованиями аргиллизитов и минеральных осадков в кальдерах Узон, Долине гейзеров, в верховьях р. Гейзерной и у южного подножья вулкана Кихпиныч (рис. 2).

Результаты исследований

В табл. 1 сведены данные анализов содержаний РЗЭ и триады полиметаллов в изученных глинах, а в табл. 2 — в изверженных порода, илах и минеральных осадках изучаемых районов.

Первое, что следует отметить — это более высокое содержание Ce, обычно превышающее содержание La в 1,5–2 раза. Наиболее высокие содержания РЗЭ отмечаются в пёстрых глинах Оранжевого поля и в глинах долго функционировавших грязевых вулканчиков, в составе которых наблюдается пониженное содержание Ca. На диаграмме $CaO/La + Ce$ отрисовались вполне закономерные поля вариаций содержаний РЗЭ в зависимости от содержания CaO (рис. 3). Очевидно, что поле максимально-высоких содержаний РЗЭ на диаграмме совпадает с полем развития изверженных пород среднего и, преимущественно, кислого состава — дацитов и риодацитов. Сюда же попадает и участок развития сульфидного мышьяково-сурьмяно-ртутного оруденения в кальдере Узон. В гейзеритах содержания РЗЭ, как правило, минимальны. Несколько повышенное их содержание отмечается лишь в гейзеритах, имеющих примесь глинистого или рудного вещества.

Менее чёткая картина распределения РЗЭ в глинах и продуктах деятельности гидротерм наблюдается на диаграмме $K_2O/La + Ce$ (рис. 4). Здесь также чётко выделяется поле повышенных содержаний РЗЭ в кислых изверженных породах с высоким содержанием K, но поле с повышенными содержаниями РЗЭ в продуктах деятельности гидротерм приходится, наоборот, на зону с пониженными содержаниями K.

Аналогичная картина наблюдается и на диаграмме $Cu + Zn + Pb/La + Ce$ (рис. 33). При этом, максимально — высокими содержаниями РЗЭ характеризуются минеральные осадки (гейзериты, карбонаты, часть глин) с минимальным содержанием суммы $Cu + Zn$.



(а) (б) (с)

Рис. 1. Поле развития глинистых площадок в кальдере Узон (а); грязевой котел “Художник” там же (б); старый грязевой вулканчик там же (в).

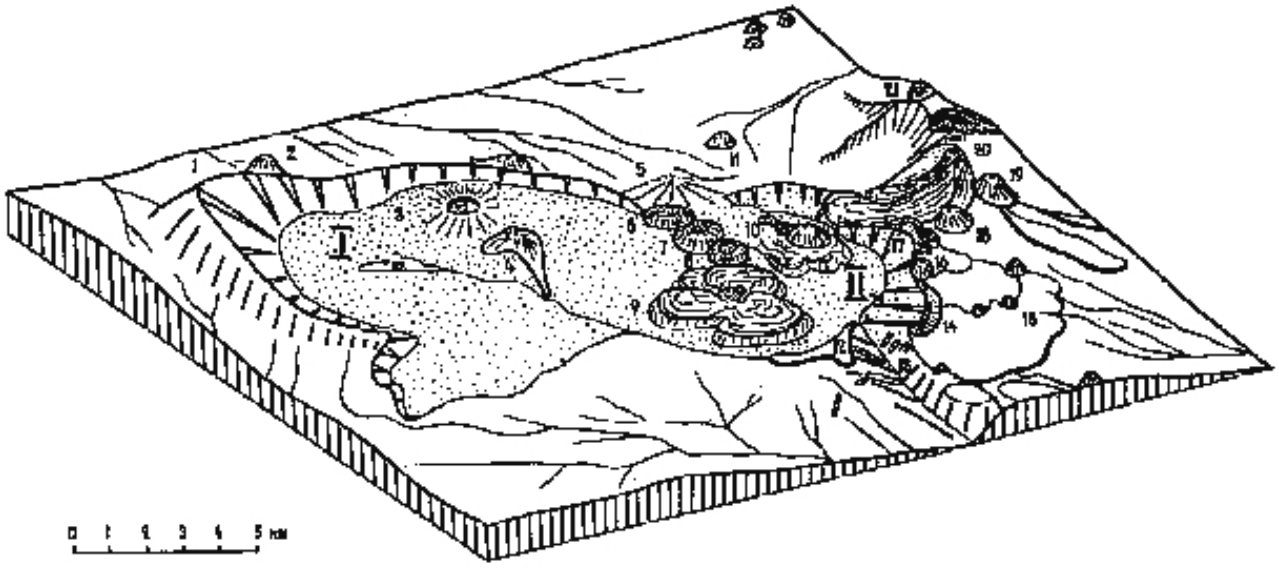


Рис. 2. Блок-диаграмма Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии по [10]. Квадратами с римскими цифрами внутри обозначены места наших исследований: I — кальдера Узон, II — Долина Гейзеров, III — влк. Кихпиныч.

Обсуждение полученных результатов

В сводке [12] на большом фактическом материале обосновывается идея о наличии генетических связей между составом магм и гидротермальными рудными месторождениями. В этой связи логично было предположить, что флюидная система, функционирующая в кальдере Узон, где наблюдается сульфидное мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденение [8], также могла обеспечить и поступление редкоземельных элементов. Проведённые нами исследования показали, что фиксируется хорошая зависимость содержаний РЗЭ от температуры, кислотности — щёлочности растворов, состава первичных пород, подвергшихся гидротермальной переработке. Можно вполне определенно утверждать о наличии корреляции содержаний в глинах Ca и K с содержанием La и Ce. Причём, наблюдается отчетливое фракционирование РЗЭ: во-первых, в растворах Ce всегда преобладает над La [9], что наследуется и новообразованиями — глинами, гейзеритами, карбонатами и рудными минералами. Во-вторых, отмечено повышенное поступление РЗЭ именно с глубинными гидротермами — дериватами растворов хлоридно-натриевого состава. Концентрирование РЗЭ в глинах связано, по нашему мнению, во-первых, с тем, что гидротермальному перерождению подвергались кислые разности пород, изначально имевшие высокие содержания РЗЭ, а, во-вторых, вследствие их длительной проработки гидротермами.

В зонах сернокислотного выщелачивания этот процесс усиливается за счёт образования наиболее агрессивных кислых растворов, способствующих переходу РЗЭ в жидкую фазу.Кроме того, постоянно поступают в глины и глубинные термы, несущие РЗЭ.

По сходству Узон-Гейзерной гидротермальной системы с месторождением гидротерм Вайотапу в Новой Зеландии [11] можно предполагать и однотипность распределения РЗЭ в продуктах Новозеландских гидротерм.

Таблица 1. Содержание макро- и микроэлемнтов в глинах гидротермалных систем Камчатки.

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Макроэлементы:		Микроэлементы				
			CaO	K_2O	Cu	Zn	Pb	La	Ce
			%		г/т				
Кальдера Узон									
1	7162/1	Грязевой в. у скв. К-4	0,296	0,240	46,000	60,000	20,000	26,000	34,000
2	7162/2	Грязевой в. у скв. К-4	0,300	0,258	45,000	37,000	20,000	20,000	31,000
3	7655	Грязевой в. у скв. К-4	0,214	0,150	37,000	52,000	26,240	18,000	36,000
4	7553	Тростниковый участок	1,780	1,720	35,000	48,000	28,000	4,000	39,000
5	7656а	Шурф на нефтяном участке	2,97	0,182	54,000	171,000	0,000	11,000	26,000
6	7549	оз. Восьмёрка	0,239	0,115	35,000	11,000	20,000	22,000	50,000
7	7172/2	Шурф у скв. К-4	1,340	0,617	46,000	58,000	16,000	18,000	30,000
8	7161	Старый гряз. вулк. (ВТП, II-уч.)	0,203	0,338	17,000	7,000	25,000	35,000	76,000
9	7164/1	Гряз. котел у оз. Восьмерка	0,271	0,379	30,000	28,000	18,000	18,000	48,000
10	7164/2	Гряз. Котёл "Опасный"	0,265	0,705	35,000	15,000	20,000	21,000	39,000
11	7165	Гряз. котел "Художник"	0,165	0,342	43,000	15,000	8,000	19,000	38,000
12	7166/1	г. Тридимитовая	1,890	0,331	81,000	108,000	23,000	23,000	35,000
13	7545	Скв. К-4	0,307	0,200	57,000	43,000	11,000	13,000	34,000
14	7547	Ист. рядом с гейзером Шаман	0,667	0,482	65,000	32,000	15,000	0,000	23,000
15	7548	оз. Фумарольное	1,340	1,110	35,000	45,000	30,000	11,000	36,000
16	7550	Оранжевое поле	0,182	0,119	133,000	9,000	11,000	7,000	21,000
17	7552	Гряз. котёл у смотровой площадки	0,406	0,451	55,000	17,000	20,000	3,000	28,000
18	7554	Западное терм. поле	0,250	0,187	101,000	22,000	3,000	4,000	18,000
19	7657	Гряз. Котел (ВТП, III-уч.)	0,090	0,073	48,000	100,440	24,600	8,080	16,100
20	7667	Оранжевое поле	0,156	0,137	51,000	20,460	31,160	29,290	53,200
21	7668		0,095	0,103	15,000	0,000	29,520	46,460	94,500
22	7669		0,106	0,119	26,000	5,580	57,400	56,560	108,500
23	7671		0,0973	0,0612	82,000	14,880	0,000	5,050	21,700
Верховья р. Гейзерной и южное подножье в. Кихпиныч									
24	82	ВГТП	1,960	0,480	41,000	48,000	11,000	5,000	34,000
25	83	ВГТП	1,570	0,360	70,000	55,000	12,000	3,000	25,000
26	896а	Старый Кихпиныч (ТП 2)	1,060	1,350	20,000	14,000	35,000	12,000	20,000
27	885	Сопка Ближняя	0,050	0,030	29,000	4,000	24,000	3,000	14,000
28	914б	Старый Кихпиныч (ТП 2)	0,300	0,770	40,000	37,000	31,000	7,000	34,000
29	357б	Южный Кихпиныч (ТП 18)	0,3	0,600	58,000	20,000	27,000	21,000	46,000
Кальдера Академии наук									
30	7286	Ист. 2 (руч. Горячий)	8,790	0,851	65,000	73,000	16,000	6,000	26,000
31	7287	Русло руч. Горячий у ист. 2	7,360	1,850	44,000	74,000	15,000	12,000	36,000
32	7296	Гейзер старый	5,610	0,968	60,000	86,000	15,000	15,000	33,000
33	7298	Котёл Адский	4,090	0,843	38,000	93,000	16,000	15,000	41,000
34	7300	Котёл Анна	2,210	0,654	30,000	89,000	16,000	20,000	44,000

Примечание. ВТП - Восточное термальное поле; ВГТП - Верхне-гейзерное термальное поле; ТП - термальное поле.

Таблица 2. Содержание макро- и микроэлементов в характерных породах, илах и минеральных осадках гидротермальных систем Камчатки

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Название породы	Макроэлементы: %					Микроэлементы: мкг/л					Источники данных
				SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Cu	Zn	Pb	La	Ce	
Кальдера Узон														
1	44	Западное поле	базальт	49,940	17,720	9,600	3,000	0,890	45,000	81,000	3,000	7,800	20,000	Ерощев-Шак и др., 1998
2	**5**	Г. Белая (экструзия)	дацит неизмен.	65,170	15,720	5,150	4,480	1,960	21,000	45,000	4,000	11,000	32,000	
3	3	Г. Белая (экструзия)	опалит	78,630	8,130	1,560	0,140	0,850	10,000	40,000	4,000	10,000	28,000	
4	30	Г. Белая (экструзия)	опалит	65,080	15,240	5,380	4,980	1,980	16,000	40,000	6,000	12,000	35,000	
5	33	Г. Белая (экструзия)	опалит	58,740	14,600	0,460	0,680	2,050	5,000	40,000	5,000	18,000	35,000	
6	7663	Район оз. Банного	псефитовый туф	54,000	2,340	0,094	0,010	0,116	88,000	132,060	25,000	32,320	104,258	наши данные
7	7690	Район скв. К-4	Гравелит (с сульфидами As, Sb, Hg, Fe)	45,900	12,900	2,630	2,820	0,556	142,000	190,000	0,000	6,000	23,000	
8	7171	Район гейзера Бурлящий	гравелит	52,300	13,400	3,730	1,900	0,782	36,000	89,000	15,000	17,000	26,000	
9	7168	Нефтяная площ. (шурф-2)	гравелит с глиной	42,500	16,900	1,380	1,260	0,424	59,000	143,000	5,000	14,000	24,000	
10	К-1/03	Оз. Дальнее	андезит	56,740	14,840	7,000	3,310	1,250	142,200	-	6,710	8,520	21,590	Гриб и др., 2003
11	11-91	Влк. Кихпиныч	базальт (толеитовый)	50,560	19,800	9,420	2,480	0,540	106,840	-	1,870	2,980	8,140	
12	7169	оз. Хлоридное	илы	30,100	21,000	0,250	0,685	0,187	82,000	33,000	7,000	4,000	22,000	наши данные
13	7650	оз. Банное		41,600	16,200	0,609	1,560	0,185	35,000	59,520	0,000	7,070	27,300	
14	7660	сток из оз. Хлоридного		33,300	13,600	0,171	1,660	0,085	54,000	35,340	13,000	12,120	23,800	
15	7680	сток из оз. Фумарольного		50,700	22,900	1,290	1,820	1,100	16,000	24,180	21,000	9,090	43,400	
16	7651/5	гейзер Шаман	гейзерит	48,500	12,800	1,170	1,360	0,515	38,000	117,180	5,000	27,270	65,800	
17	5582	шурф (Нефтяная площадка)	осадок на фильтре	71,350	11,210	0,643	0,583	0,472	65,000	42,000	1,000	5,000	4,000	
18	7654	ист. Термофильный	дресва (с Si)	85,200	2,500	0,288	1,020	0,111	8,000	3,720	0,000	1,010	20,300	
Долина гейзеров и верховья р. Гейзерной														
19	446-75	Гейзерная (экструзия)	андезит	61,100	15,610	5,640	3,910	1,890	38,500	-	6,950	13,650	34,170	Гриб и др., 2003
20	515-78		дацит	66,280	14,930	3,720	4,320	2,220	13,400	-	7,690	15,320	37,860	
21	312-74		риодацит	70,800	14,400	2,810	4,780	2,500	14,700	-	10,730	17,900	43,280	
22	12	гейзер Жемчужный	гейзерит	85,480	2,380	1,980	0,540	0,380	25,000	70,000	18,000	75,000	35,000	наши данные
23	12	гейзер Плащеница	гейзерит	85,480	2,380	1,980	0,540	0,380	21,000	11,000	21,000	16,000	15,000	
24	592	Южно-Кихпиныческое (ТП-18)	опалит	80,480	7,170	0,760	0,320	1,260	15,000	2,000	25,000	20,000	78,000	
25	372в	ВГТП	кальцит	0,120	-	47,600	0,210	0,080	36,000	103,000	15,000	9,000	20,000	
26	373а	поле (ТП-22)	кальцит	0,120	-	47,600	0,210	0,008	27,000	40,000	10,000	7,000	61,000	
27	378а	ист. Аверий	кальцит	0,150	-	55,520	0,400	0,220	29,000	3,000	18,000	4,500	62,000	
28	756а1	кратер влк. Старый Кихпиныч (ТП-2)	арагонит	8,920	3,320	41,120	0,720	0,240	24,000	11,000	2,000	4,500	103,000	

Таблица 2. Продолжение.

№	Номер	Место	Название	Макроэлементы:					Микроэлементы:					Источ-
				SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Cu	Zn	Pb	La	Ce	ники
п/п	пробы	отбора	породы	%					мкг/л					данных
Кальдеры Академии наук и Карымская														
29	1-00Л	КВЦ (фундамент - N_2)	базальт	53,390	14,600	7,100	3,050	1,240	244,000	92,000	3,810	12,990	12,740	Гриб и др., 2009
30	1024	Кальдера Карымская (зап. борт)	андезит	58,500	16,000	4,870	4,920	1,750	214,000	127,000	н.о.	7,160	16,000	Иванов, 2008
31	I-4497	Карымский вулкан	андезит (толеитовый)	62,400	15,700	4,990	4,580	1,700	28,000	74,000	-	12,000	29,600	Иванов, 2008
32	I-4499		андезит (известково-щелочной)	60,800	16,800	4,910	4,550	1,600	38,000	85,000	-	10,400	21,000	
33	20-99Л	Влк. Однобокий	андезибазальты	54,020	16,420	8,460	3,380	0,880	114,000	67,000	3,180	7,880	19,250	
34	34-00Л	Влк. Соболиный (экструзия)	риодацит	76,080	12,100	0,600	3,690	3,880	25,000	25,000	9,170	17,370	38,150	
35	К27-96	Кальдера Академии Наук	тефра базальтов (1996 г.)	51,360	19,430	9,940	2,580	0,840	105,000	142,000	1,960	6,630	16,370	Гриб и др., 2009
36	К7-04	Кальдера Карымская	дациты	67,360	13,900	3,100	4,280	2,330	21,000	46,000	7,470	14,470	32,580	
37	К10-96	Кальдера Академии Наук	пемзовые бомбы (1996 г.)	70,900	14,560	1,700	3,230	4,310	13,000	39,000	13,110	15,340	37,300	
38	ОК-05	Дно оз. Карымское (экструзия)	андезидациты	68,520	15,700	3,100	5,210	2,110	21,000	66,000	10,240	11,680	28,140	наши данные
39	К7а-05	Кальдера Карымская	ювен. шлак андезибазальтов	56,890	16,700	7,300	3,450	1,060	22,000	115,000	4,020	8,800	19,870	
40	7294	ист. Карбонатный	кальцит	-	-	-	-	-	34,000	6,000	3,000	0,000	58,000	
41	5563	Гейзер Стенка	гейзерит	90,120	2,745	0,459	0,367	0,184	37,000	3,000	22,000	11,000	27,000	наши данные
42	5560	район гейзера Старый	гейзерит	92,480	2,885	0,188	0,160	0,099	82,000	2,000	12,000	11,000	27,000	
Мутновский вулкан														
43	1/М	Влк.	базальт	50,070	19,250	9,750	2,450	0,310	110,000	87,000	-	-	-	Бортникова и др.,
44	2/М	Мутновский	андезит	59,520	17,520	6,980	3,350	1,430	63,000	55,000	-	-	-	2009
45	1/В	Восточная	базальт (толеитовый)	49,960	18,830	10,840	2,370	0,400	-	-	-	2,600	6,700	Волынец и др.,
46	2/В	Камчатка	базальт (известково-щелочной)	51,720	17,620	9,480	3,070	0,910	-	-	-	6,000	14,000	1990

Примечание. КВЦ - Карымский вулканический центр; ВГТП - Верхне-гейзерное термальное поле, ТП - термальное поле; нет данных.

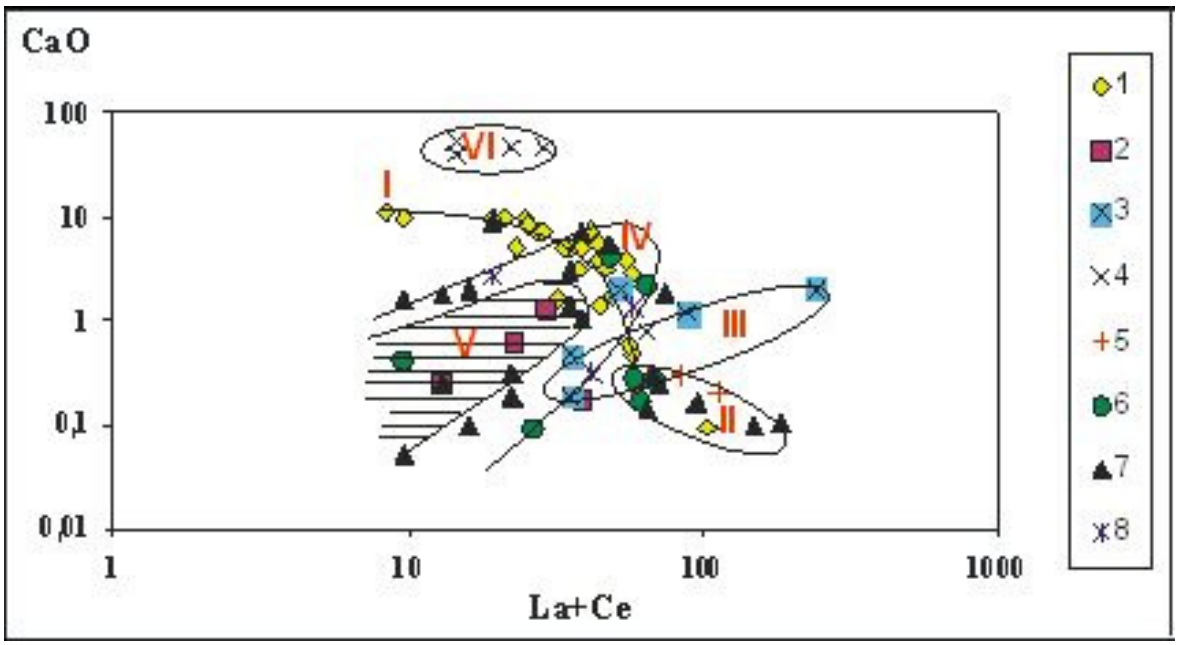


Рис. 3. Соотношение CaO (%) к La + Ce (г/т), нормализованного к хондриту, в различных породах Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии. Условные обозначения: 1 — породы (базальты, андезиты, дациты), 2 — илы, 3 — гейзериты, 4 — минеральные осадки, 5 — грязевые вулканчики, 6 — грязевые котлы, 7 — глины, 8 — зона оруденения.

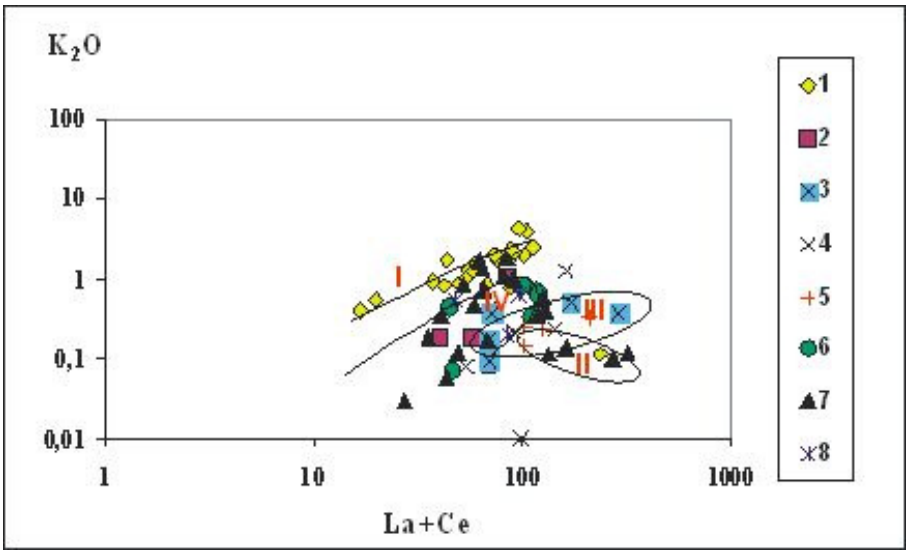


Рис. 4. Соотношение K_2O (%) к La + Ce (г/т), нормализованного к хондриту, в различных породах Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии. Условные обозначения те же, что и к рис. 3.

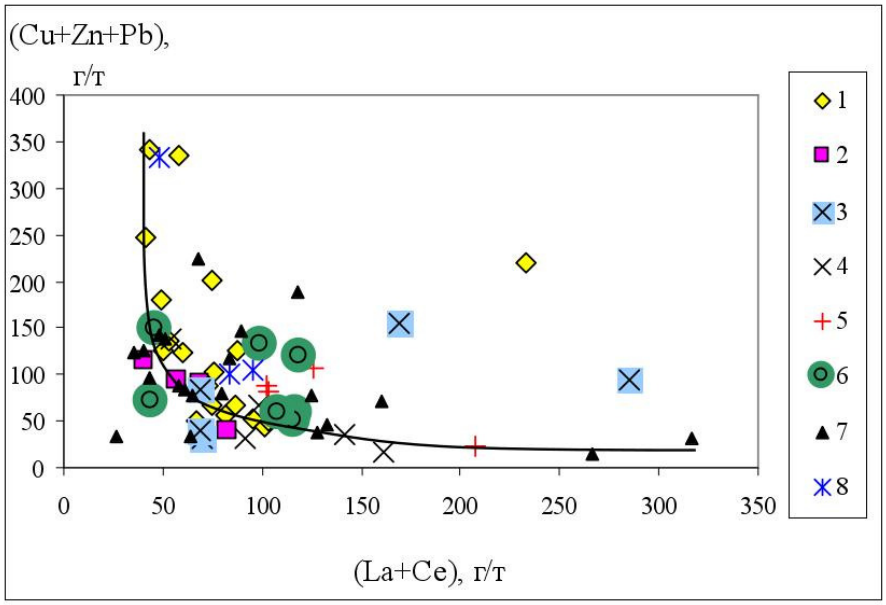


Рис. 5. Соотношение в (г/т) Cu + Zn + Pb к La + Ce, нормализованного к хондриту, в различных породах Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии. Условные обозначения те же, что и к рис. 3.

Работа выполнена при поддержке проекта CRDF Global — ДВО РАН «Геохимия редкоземельных элементов и полиметаллов в гидротермальных растворах и аргиллизированных метасоматитах современных термальных полей Камчатки» (RUG1–7086-РК-13).

Список литературы

1. *Бортникова С. Б., Гавриленко Г. М., Бессонова Е. П., Лапухов А. С.* Гидрогеохимия термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 26–43.
2. *Волынец О. Н., Антипин В. С., Перепёлов А. Б., Аношин Г. Н.* Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3–13.
3. *Гриб Е. Н., Перепёлов А. Б., Леонов В. Л.* Геохимия вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 11–28.
4. *Гриб Е. Н., Леонов В. Л., Перепёлов А. Б.* Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3–25.
5. *Дубинин А. В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука. 2006. 360 с.
6. *Ерощев-Шак В. А., Золотарёв Б. П., Карпов Г. А., Артамонов А. В.* Вторичные изменения базальтов и дацитов в кальдере Узон (Камчатка) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 195–206.
7. *Иванов Б. В.* Андезиты Камчатки. М.: Наука. 2008. С. 346–357.
8. *Карпов Г. А.* Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение // М.: Наука. 1988. 183 с.
9. *Карпов Г. А., Николаева А. Г., Алехин Ю. В.* Содержание и источники редкоземельных элементов в современных вулканогенных гидротермальных ситстемах Камчатки // Петрология. 2013. Том. 21. № 2. С. 1–14.
10. *Леонов В. Л., Гриб Е. Н.* Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
11. *Barley M. E., Groves D. J., Ho S. E., Phillips G. H.* Archaen and Tertiary volcanic-hosted gold mineralization and contrast // Intern. volcanol.congr.: Proc. of symp. 5: Volcanism, hydrothermal Sistems and related mineralization. Aucklend. 1986. С. 13–17.
12. *Hedenquist Jeffrey W., Lowenstern Jacob B.* The role of magmas in theformation of hydrothermal ore deposits // Nature. Vol. 370 №6490,18 august 1994. P. 519–527.

УДК 553.086

В. М. Округин[1], Ш. С. Кудаева[1], С. В. Москалева[1],
Т. А. Горностаева[3], П. М. Карташов[3], А. В. Мохов[3]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН; okrugin74@gmail.com; kudaeva.sharapat@gmail.com;*

[2] *Камчатский Государственный университет имени Витуса Беринга:*

[3] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

Самородное золото в продуктах ТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН

Трещинное извержение вулкана Плоский Толбачик (ТТИ) началось 27 ноября 2012 г. и продолжалось до 17 сентября 2013 г. За время извержения на дневную поверхность были вынесены огромные массы магматического вещества (объём извергнутого материала составил 2,2 км^3, площадь лавовых потоков — 45 км^2), в котором исследователями, включая авторов, обнаружено большое разнообразие «экзотичных» минералов [4, 6, 8, 9, 10]. Среди них — впервые для этого извержения — самородное золото. Самородное золото имеет исключительно мелкие размеры (5–15 мкм, в единичных случаях — до 25 мкм.) довольно простую форму частиц; по составу — две разновидности высокопробное (820–950) и электрум (550–750); присутствует в виде единичных зёрен и микровключений в других минералах (оксиды железа, кварц). В свою очередь оно содержит наночастицы редких, неизвестных раннее на Камчатке фаз.

Введение

Толбачинская зона шлаковых конусов (ТЗШК, Толбачинский дол) — огромная лавовая равнина — представляет собой уникальный объект для изучения процессов вулканогенного минералообразования [1, 2, 5, 7, 8, 9]. В результате детальных исследований продуктов Большого Трещинного Толбачинского извержения (БТТИ 1975–76 гг.) — одного из шести крупнейших трещинных извержений новой эры было обнаружено более 120 минералов и их количество продолжает увеличиваться с каждым годом [2].

Новое извержение, начавшееся 27 ноября 2012 г. и закончившееся в середине сентября 2013 г., открыло ещё более широкие возможности для изучения форм нахождения рудообразующих элементов на различных этапах развития вулканических (магматических) процессов (рис. 1).

Авторами проводились полевые исследования как во время активной стадии извержения, так и после его завершения (декабрь 2012 г. — сентябрь 2014 г.).

В образцах, отобранных в 2013–2014 гг. с поверхности лавовых потоков, в зоне больших лавовых котлов, при лабораторных исследованиях были обнаружены мелкие агрегаты самородного золота.

Следует отметить, что присутствие выделений самородного золота в продуктах извержения активных вулканов — факт достаточно известный. На вулканах Камчатки и Курил оно впервые установлено и детально изучено Л. П. Вергасовой, И. В. Чаплыгиным и другими исследователями [1, 11].

Частицы самородного золота были встречены в плюме вулкана Эребус (Антарктида), а также в аэрозолях и пробах снега, отобранных в его окрестностях. Размеры частиц из плюма достигали 20–60 мкм [12].

Самородное золото диагностировано в отложениях (сублиматах) кварцевых трубок, установленных в местах выхода высокотемпературных фумарол на некоторых активных вулканах мира. Наиболее детально оно изучено в сублиматах вулкана Колима (Мексика), где отлагается в узком температурном интервале (550–600° С). Самородное золото представлено пластинчатыми кристаллами треугольной и пятиугольной формы с размерами 5–40 мкм. Значительно реже — пентагональными призмами и октаэдрами. По своему химическому составу — химически чистое, без примесей серебра или других металлов [13].

На вулкане Кудрявый (о. Итуруп), в отличие от вулкана Колима, самородное золото встречается, преимущественно, в виде твёрдых растворов Au-Ag и Cu-Au-Ag как в природных фумарольных эксгалятах (продукты реакций фумарольный газ — изверженная горная порода), так и сублиматах кварцевых трубок. Здесь оно пользуется широким развитием, практически, на всех известных фумарольных полях с температурами 870° С, 650° С и 290–300° С [11].

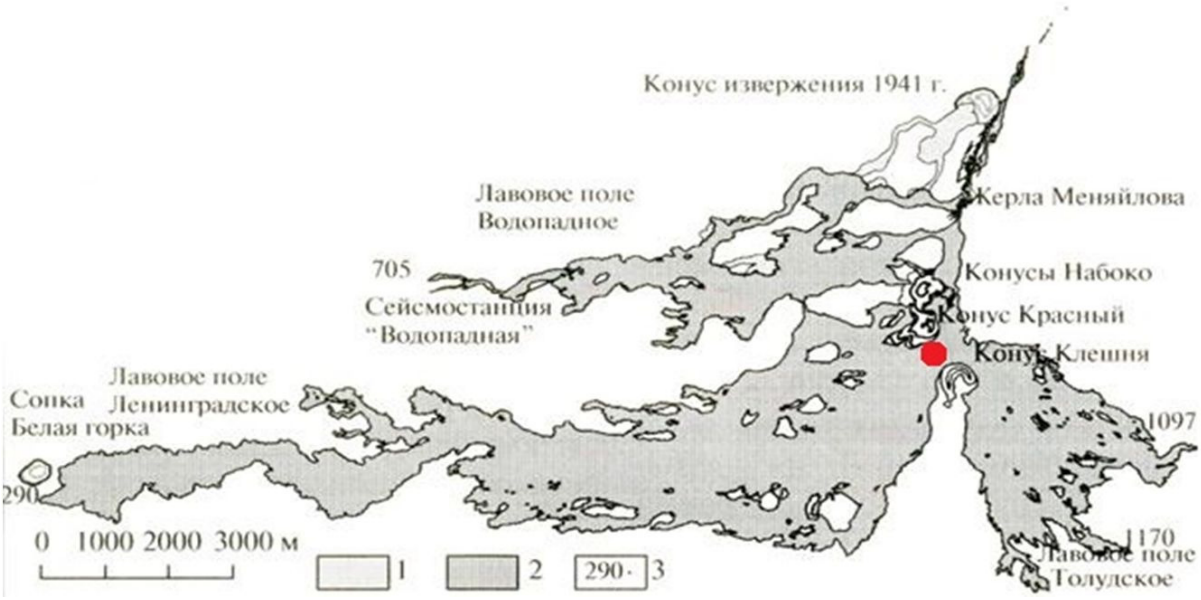


Рис. 1. Лавовое поле ТТИ имени 50-летия ИВиС ДВО РАН; красное — район отбора образцов в 2013–2014 гг. Карта по данным [4].

Объект исследований и каменный материал

Извержение произошло в Толбачинской региональной зоне шлаковых конусов, площадь которой составляет около 900 км^2 при протяжённости до 70 км. Ретроспективный анализ сейсмических данных позволил сотрудникам Камчатского Филиала Геофизической Службы РАН выявить аномалию сейсмического режима перед началом ТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН [5, 6, 9]. Извержение началось с образования на южном склоне вулкана Плоский Толбачик трещины длиной примерно 5 км, которая ориентирована на юго-юго-запад от перевала между вулканами Острый и Плоский Толбачик. ТТИ было сосредоточено в двух основных эруптивных центрах: — прорыв им. И. А. Меняйлова (2000 м), который функционировал в течение трёх дней; — прорыв им. С. И. Набоко (1500 м), где и была сконцентрирована основная активность вплоть до окончания извержения [3, 4, 5, 6].

Ведущая роль среди продуктов извержения принадлежит породам эффузивной фации. Лавы прорыва Меняйлова представлены глиноземистыми трахиандезибазальтами, — прорыва Набоко — более основными разностями. Макроскопически — это субафировые чёрные плотные образования с небольшим количеством вкрапленников плагиоклаза, оливина и пироксена [3, 4, 5].

Поверхность лавовых потоков, особенно в зоне лавовых котлов и у истоков лавовых рек, характеризуется своеобразными игольчатыми стекловатыми текстурами. Хрупкие с алмазным блеском, раковистым изломом, перистые до образований, схожих с рыбацкими иглами, они напоминают своеобразные развалы, сложенные наконечниками стрел и копий, изготовленных из чёрного вулканического стекла. При легком соприкосновении с ними они моментально теряют сплошность и распадаются на серию причудливых остроугольных режущих обломков (рис. 2,3). Такая поверхность обладает огромной сорбционной способностью, способствующей протеканию химических реакций в системе газ-порода с отложением значительных количеств разнообразных новообразований — с одной стороны, а с другой играет роль своеобразного «разделительного стола или промприбора», обеспечивающего гравитационное обогащение при ветровой эрозии. Сильные ветры, талые и дождевые воды переносят разнообразные по своему составу частицы как из кратера и «эксплозивной тучи» так лавовых озёр и колодцев — центров выделения вы-



Рис. 2. Общий вид поверхности лавовых потоков ТТИ имени 50-летия ИВиС ДВО РАН.

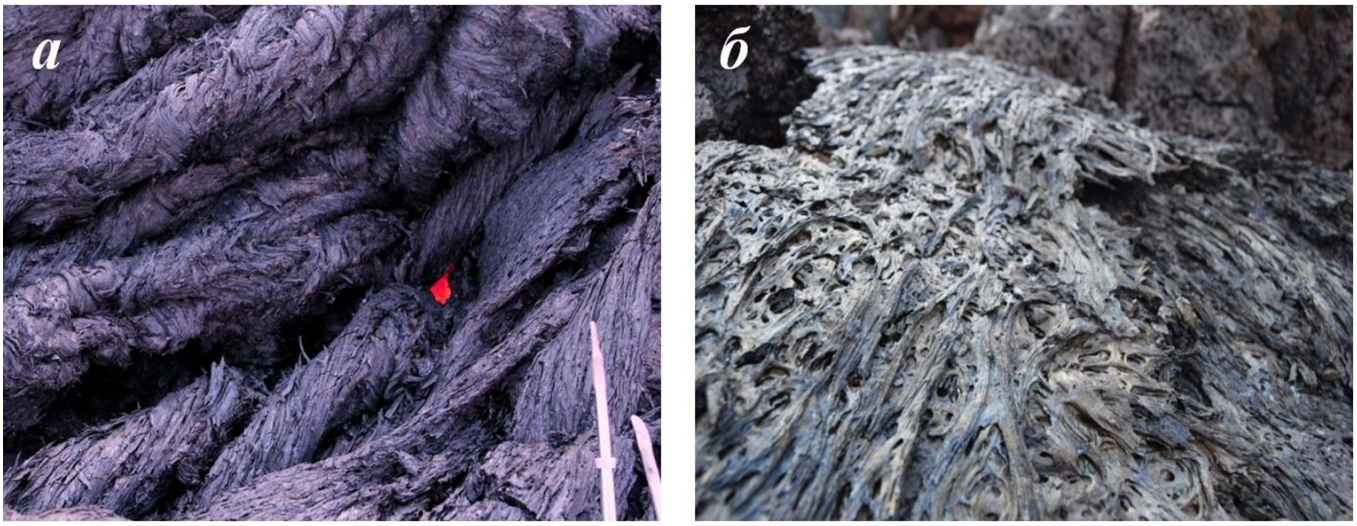


Рис. 3. Особенности строения поверхности лавовых потоков.

сокотемпературных магматических газов. Эти газы вступают в реакции с застывающими базальтами с образованием разнообразных возгонов, крайне неустойчивых при воздействии вышеназванных агентов эрозии.

Одна из отличительных особенностей ТТИ имени 50-летия ИВиС ДВО РАН — обилие минералов эксгаляций, которые отлагаются на поверхности лавовых потоков в местах выходов вулканических газов [7, 8, 9]. Именно вблизи от таких мест и были отобраны образцы игольчатых стекловатых лав, в которых было обнаружены частицы самородного золото (рис. 1, 2, 3, 4).

Это не первая находка самородного золота в региональной зоне шлаковых конусов. В своё время самородное золото было установлено в продуктах фумарольной деятельности БТТИ 1975–1976 гг. Л. П. Вергасовой, а затем И. В. Чаплыгиным [1, 2, 11].

Авторами мелкие зёрна и микрочастицы самородного золота были диагностированы в образцах, отобранных на разных стадиях извержения — активной магматической (февраль-май 2013 г.) и в самом начале постмагматической (17 сентября 2014 г. — завершение эксплозивно-эффузивной деятельности).

Методы исследований

Извлечение зёрен самородного золота проводилось двумя способами, в основу которых был положен гравитационный способ. А именно — встряхивание игольчатых стекловатых агрегатов над белым листом бумаги. Таким способом были выявлены первые золотины в коллекциях февраля-мая 2013 г.

Вторая находка самородного золота сделана в сходном материале (как и в случае первой находки), отобранном сентябре 2014 г. в зоне Главного лавового котла. Однако представительность этого материала была иной. По сути дела взята «минигрупповая проба». С поверхности застывших лавовых речек и разрушенного лавовода собраны игольчатые стекловатые агрегаты общим весом около 1,5 кг. Предпринимались все меры, чтобы исключить возможное «заражение» при опробовании, упаковке и доставке в ИВиС ДВО РАН для дальнейших исследований.

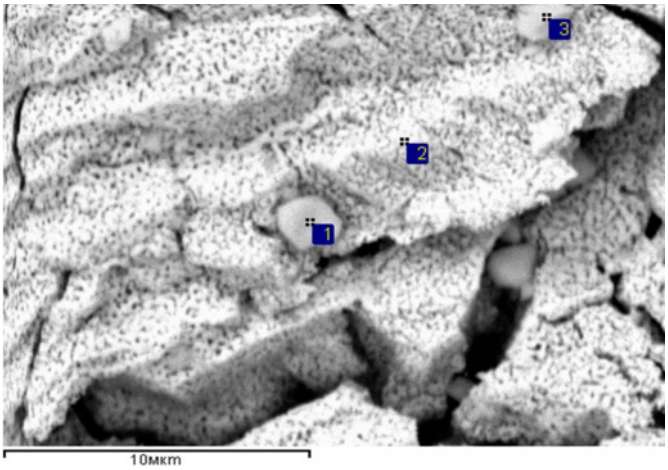


Рис. 4. Микроструктура самородного золота и включения сложных минеральных фаз (интерметаллид Au-Pb-Sb-Sn, табл. 1); 1,2,3 — аналитические точки. Фото BSE GSM 5610LV.

Таблица 1. Химический состав самородного золота и включений сложных минеральных фаз по данным SEM (рис. 2).

Элемент	Ag	Sn	Sb	Au	Pb	O	∑
1	1,9	9,98	14,05	20,28	43,15	10,64	100
2	8,86			91,14			100
3	6,9		2,3	82,23	7,25	1,32	100

В лаборатории вулканогенного рудообразования половина пробы была подвергнута гравитационному обогащению. Полученная таким способом а «тяжёлая» фракция (вес около 25 г) обработана плавиковой кислотой (HF), практически, до полного рас-

творения силикатной матрицы. Оставшийся после растворения «полиминеральный осадок» просматривался с помощью стереомикроскопа Stemi 2000 C (Carl Zeiss). Наиболее интересные частицы, минеральные зёрна отбирались и наклеивались на углеродную ленту для дальнейшего изучения.

Ещё раз следует сказать, что на всех этапах работ, начиная от опробования лавовых потоков и заканчивая электронно-зондовыми исследованиями, соблюдались все меры предосторожности для минимизации вероятного техногенного «заражения образцов».

Для изучения отдельных «мономинеральных» зёрен самородного золота, его срастаний и других минеральных агрегатов, их микроморфологии, микроструктуры и химического состава были применены методы классической минералогии, минераграфии и локального физико-химического анализа включающие такое современное оборудование как прецизионный стереомикроскоп Discovery V12 SteREO; последняя версия новейшего сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max 80 mm^2, сканирующий электронный микроскоп GSM 5610LV. Исследования выполнялись в лаборатории вулканогенного рудообразования, Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН и ИГЕМе РАН (П. М. Карташев, Т. А. Горностаева, А. В. Мохов).

Результаты исследований

Первая находка — серия зёрен самородного золота была выделена из стекловатых разностей базальтов, слагающих поверхность «свежих» (возраст 2–3 дня) лавовых потоков активной стадии извержения (февраль-май 2013 г.). Частицы самородного золота просто высыпались на лист белой бумаги при встряхивании над ним небольших образцов. Форма зёрен простая — изометричная или слегка вытянутая. Цвет «густо-желтый, тусклый» с зеленоватым оттенком. Размеры — 10–25 микрон, микроструктура — пористая. По составу это высокопробное (820–950) самородное золото (табл. 1). В отдельных золотинах обнаружены однородные микровключения соединений (интерметаллиды?) золота, свинца, сурьмы и олова (рис. 4, табл. 1). Минеральные фазы с таким химическим составом прежде на Камчатке не встречались.

Вторая находка частиц самородного золота сделана в, оставшемся после растворения в HF, «полиминеральном осадке» пробы, отобранной 17 сентября 2014 г. Методами микрозондового анализа в этом «осадке» определены самородное золото, циркон, корунд, кварц, оксиды железа, шпинелиды, единичные зёрна пирита и сфалерита (рис. 6).

Самородное Золото — мелкое с размерами не более 10–15 мк. Как правило, это отдельные свободные частицы (минеральные зёрна), в единичных случаях — срастания со сфалеритом (рис. 5). Встречены микровключения самородного золота (первые микроны) в оксидах железа и кварце. По составу соответствует электруму, пробность меняется от 550 до 750 (предварительные данные!!!).

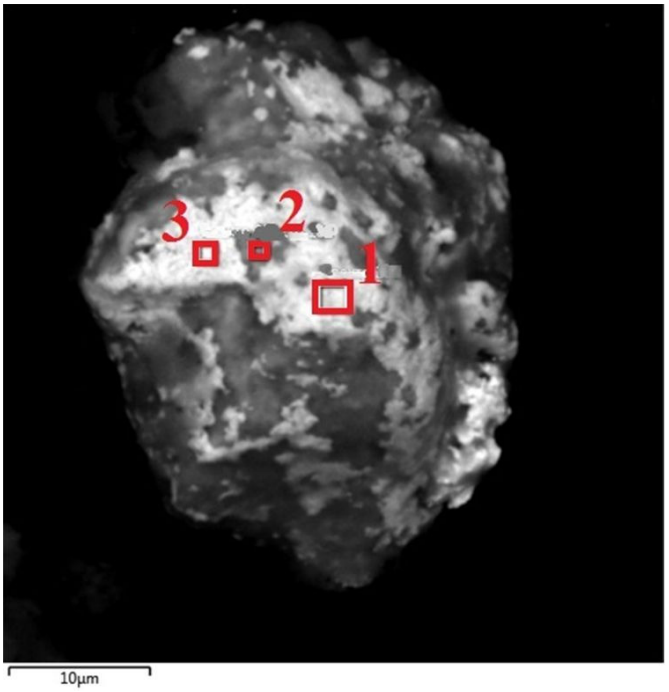


Рис. 5. Зерно сложной формы: самородное золото в срастании со сфалеритом. Фото BSE SEM Vega3 Tescan.

Выводы

Выявлен широкий спектр минералов, «нетипичных» для продуктов вулканических извержений: самородные металлы — золото, медь, олово, селен, железо; интерметаллические соединения — Cu-Sn-Sb-Pb; сульфиды — пирит, халькопирит, халькозин, гринокит [9, 10].

Интенсивное выделение газов и игольчатая сложная микроструктура поверхности лавовых потоков способствовали формированию значительных площадей отложению на них различных минеральных образований, среди которых авторами было обнаружено и самородное золото.

На вулкане Кудрявый самородное золото ассоциирует с сульфидами (сфалерит, галенит, молибденит и др.), кислородсодержащими соединениями (рутил, магнетит, ферберит и др.), хлоридами и сульфатами натрия и калия [11].

Появление самородного золота в ассоциации с Na-K сульфатами на вулкане Колима объясняется эволюцией магматического флюида. Предполагается, что золото переносится в виде либо сульфида (AuS), либо гидрида (AuH). При продвижении вулканического газа к поверхности газ встречается с кислородом атмосферы, в результате чего S или H взаимодействуют с O_2, с последующим отложением золота в самородном виде [11, 13].

Присутствие золота (в продуктах ТТИ имени 50-летия ИВиС) было установлено в конденсатах вулканических, талой воде снега, отобранного с поверхно-

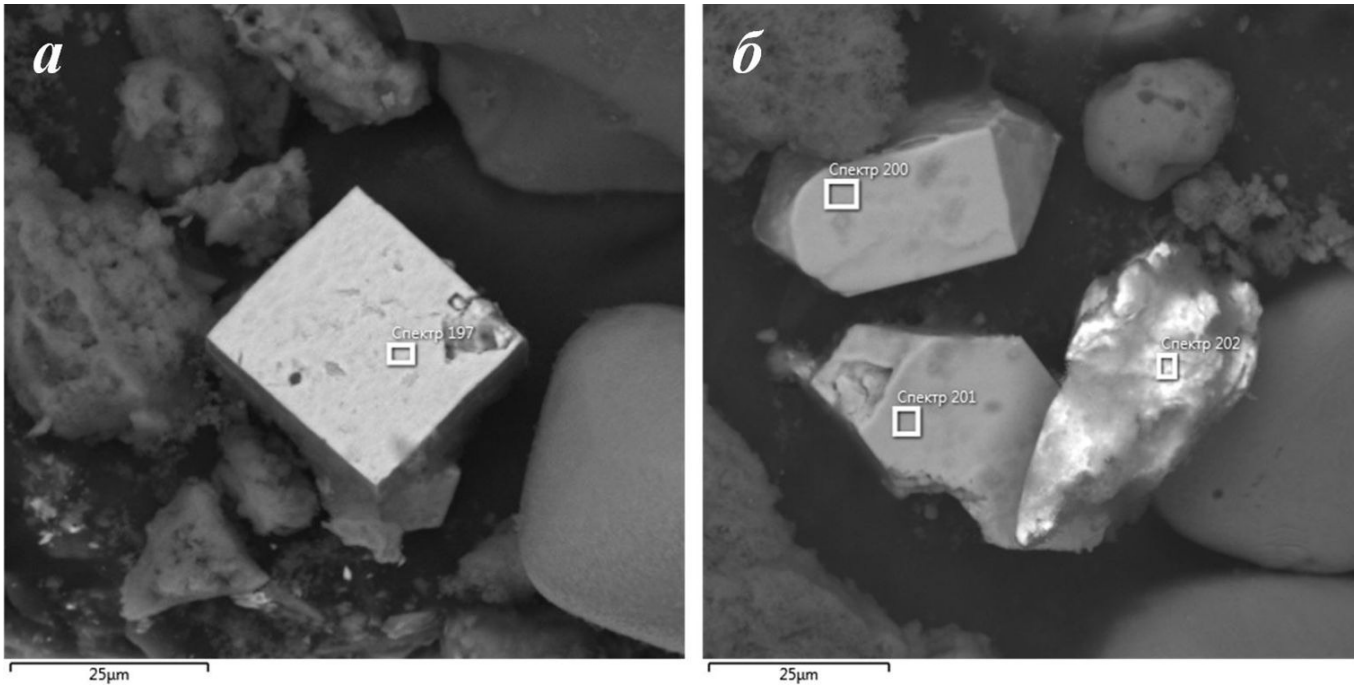


Рис. 6. «Агрегат оставшихся от растворения минералов»: а — идиоморфный кристалл пирита (FeS_2); б — зёрна циркона($ZrSiO_4$). Фото BSE SEM Vega3 Tescan.

сти лавовых потоков в непосредственной близости от лавового котла в феврале-марте 2013 [8, 9]. Минеральная ассоциация, в которой обнаружено самородное золото, сопоставима с таковой вулкана Кудрявый. В самородном золоте диагностированы микровключения интерметаллидов типа Cu-Sn-Sb-Pb. Сведения о наличии подобных фаз в рудах и минералах постмагматических стадий Камчатки в литературе отсутствуют. В то же время медь, олово, сурьма и свинец установлены в талых водах и конденсатах вулканических газов ТТИ [7, 8, 9, 10]. Пока это только три аргумента в пользу присутствия «первичного» самородного золота, образование которого как-то связано процессами ТТИ им. 50-летия ИВиС.

Авторы данного сообщения не ставили перед собой задачи изучения источника и форм переноса (газовый транспорт и т. д.) золота к месту его обнаружения. Основное внимание было обращено на «чистоту эксперимента» — доказательство, того что самородное золото действительно присутствует на поверхности лавовых потоков, вблизи лавовых котлов и лавоводах — источниках истечения высокотемпературных «магматических» газов. В процессе взаимодействия таких газов с уникальными по своим текстурно-структурным особенностям изверженными породами происходило (этот процесс продолжается) образование разнообразных минеральных сообществ — возгонов (эксгаляций).

Возможно, механизм образования золота в продуктах извержения ТТИ имени 50-летия ИВиС такой же, как и на вулкане Колима. Можно предположить, что образование золота происходит путём отложения из глубинных газов. Чтобы подтвердить (или опровергнуть) этот факт необходимо продолжение исследований

Самородное золото можно рассматривать в качестве типоморфного минерала твёрдых продуктов современной вулканической деятельности (фумарольных ассоциаций в частности) Курило-Камчатской островной дуги.

Авторы выражают благодарность В. В. Ящуку, А. В. Бьяченко, М. Е. Зеленскому, Н. А. Малик, В. В. Ананьеву, Я. Д. Муравьёву, А. М. Округиной, Е. В. Карташёвой, В. В. Куликову, А. А. Платонову, О. А. Зобенько, Е. Ю. Плутахиной, В. К. Карандашеву за помощь в проведении исследований.

Список литературы

1. *Вергасова Л. П., Старова Г. Л., Серафимова Е. К. и др.* Самородное золото вулканических эксгаляций шлаковых конусов Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 19-27.
2. *Вергасова Л. П., Филатов С. К.* Новые минералы в продуктах фумарольной деятельности Большого Трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 3-12.
3. *Волынец А.О, Мельников Д. В., Якушев А. И.* Первые данные о составе продуктов Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН (Камчатка) // Доклады Академии Наук, 2013. Том. 452. № 3. С. 303–307
4. *Волынец А. О., Мельников Д. В., Якушев А. И. и др.* Трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг.: первые данные о вариациях состава пород, вкрапленников и кристаллолапиллей плагиоклаза // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм

и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 32–37.

5. *Гордеев Е. И., Муравьёв Я. Д., Самойленко С. Б. и др.* Трещинное Толбачинское извержение в 2012–2013 гг. Первые результаты // Доклады Академии Наук, 2013 г. Том. 452. № 5. С. 562–566.
6. *Двигало В. Н., Свирид И. Ю., Шевченко А. В.* Первые количественные оценки параметров Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. по данным аэрофотограмметрических наблюдений // Вулканология и сейсмология. 2014. № 5. С. 3–11.
7. *Карпов Г. А., Кривовичев С. В., Вергасова Л. П. и др.* Оксисульфаты меди, натрия и калия на лавовых потоках Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 6. С. 22-30.
8. *Малик Н. А., Зеленский М. Е., Округин В. М., Чубаров В. М., Гембицкая И. М.* Эмиссия элементов эруптивными газами ТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 92–105.
9. *Округин В. М.* Вулканическая фантазия — месяц третий // Горный вестник Камчатки. 2013. В. 1 (23). С. 79–92.
10. *Округин В.М., Козлов В. В., Малик Н. А.,* Возможности сканирующей электронной и зондовой микроскопии при изучении форм нахождения меди в продуктах извержения Толбачинской зоны ареального вулканизма (Камчатка) // Тезисы докладов XIX Российского симпозиума по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твёрдых тел. г. Черноголовка. 2015. С. 46–47
11. *Чаплыгин И. В.* Рудная минерализация высокотемпературных фумарол вулкана Кудрявый (о. Итуруп, Курильские о-ва). Дис. к.г.-м.н.. М. 2009. 186 с.
12. *Meeker K.A., Chuang R. L., Kyle P. R., Palais J. M.* Emission of elemental gold particles from Mount Erebus, Ross Island, Antarctica // Geoph. Res. Lett. 18. 1991. P. 1405–1408.
13. *Taran Yu.A., Bernard A., Gavilanes J.-C., Africano F.* Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima volcano, Mexico // Appl. Geochem. 2000. Vol. 15. P. 337–346.

УДК 551.231

В. М. Округин[1], Н. А. Малик[1], С. В. Москалева[1],
Е. Ю. Плутахина[1], М. В. Чубаров[1], В. В. Козлов[3]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: okrugin74@gmail.com*

[2] *Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский,*

[3] *Oxford Instruments OM — Moscow Office, Москва, 105 005*

Новые данные о минералах в продуктах фумарольной деятельности Авачинского вулкана (2013–2014 гг.)

В статье приводятся новые данные о фазовом и химическом составе возгонов и сублиматов — одного из самых активных «домашних» вулканов Камчатки Авачинского — полученные в результате комплексных (с элементами мониторинга) исследований, выполненных в течение 2013–2014 гг. Изучение естественных (возгоны) и экспериментальных (сублиматы кварцевых трубок) отложений высокотемпературных фумарол с применением новейших методов физико-химического анализа, выполненное в лабораториях вулканогенного рудообразования, активного вулканизма, Аналитического центра ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский), ИПТМ РАН (г. Черноголовка) позволило: — подтвердить присутствие известных раннее минералов с детализацией их химического состава; — установить более широкий спектр химических элементов при аномально высоких концентрациях мышьяка, теллура, селена, свинца, меди, цинка, кадмия, висмута, молибдена, ванадия, таллия и выявить минеральные формы некоторых из них; — обнаружить новые, прежде не встреченные на вулкане, соединения таллия с йодом, йодом и свинцом; — установить первую для вулканов Камчатки минеральную форму рения — рений-содержащий оксид (?).

Введение

Авачинский вулкан — один из самых активных и доступных вулканов Камчатки. Он располагается в непосредственной близости от г. Петропавловска-Камчатского, что позволяет проводить, практически, круглогодичные исследования состава фумарольных газов и продуктов их реакции с вмещающими породами. В тоже время его специфическое географическое положение таит большую угрозу для краевого центра и его окрестностей (гг. Елизово, Вилючинск). Известно, что за исторический период произошло до четырнадцати извержений, пять из которых отнесены к числу сильных (1737, 1779, 1827, 1926, 1945 гг.) [6].

Авачинский вулкан представляет собой андезибазальтовый вулкан типа Сомма-Везувий, с закупоренным (во время извержения 1991 г.) лавовой пробкой кратером Молодого конуса [5]. Во время межэруптивных циклов он находится в состоянии постоянной фумарольной деятельности. Выходы газовых струй сконцентрированы по периферии лавовой пробки и вдоль кольцевых трещин, развитых вдоль северо-западной кромки кратера (так называемый «Серный гребень»). Максимальные температуры фумарол в 1974 г. не превышали 470° С.

В начале октября 2001 г. в результате фреатического взрыва вершинная часть конуса (лавовая пробка и склоны) была разрушена с образованием своеобразного тектонического рва с размерами: длина более 1 000 м, ширина 5–15 м и глубина до 17–20 м. В местах пересечения этой трещинной структуры с краями кратера появились новые фумарольные площадки, получившие названия — Восточная и Западная (рис. 1) [7]. Единичные замеры температур фумарольных газов, выполненные авторами в период с 2001 по 2012 гг. показали значения порядка 420–440° С. В 2013 г. во время режимных наблюдений были впервые обнаружены фумаролы с температурами 630–660° С [3]. В связи с этим в 2013–2014 гг. сотрудниками лабораторий активного вулканизма, вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН, КФ ГС РАН были организованы комплексные полевые и лабораторные исследования вершинной части вулкана, включающие: — визуальные (в единичных случаях аэровизуальные) наблюдения за состоянием фумарольной деятельности с замерами температур; — опробование газов с отбором конденсатов; — минералогическое картирование естественных фумарольных ассоциаций — твёрдых продуктов реакций в системе газ-порода (возгонов); — эксперименты с кварцевыми трубками, установленными в устьевые части наиболее высокотемпературных газовых струй для оценки форм нахождения химических элементов, переносимых в газовой форме (размеры трубок: длина 0,95–1,5 м

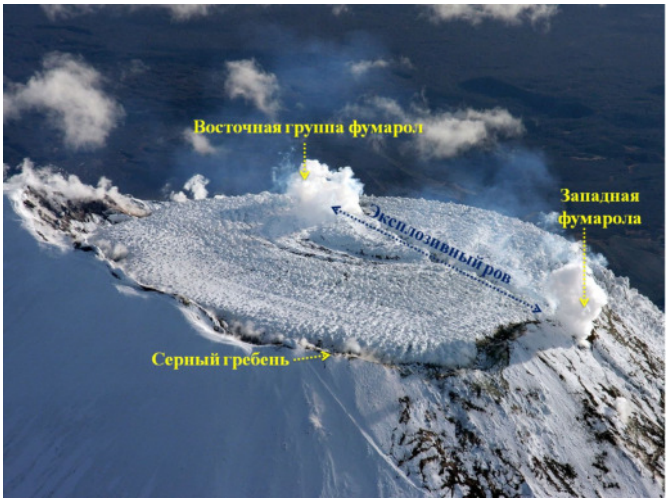


Рис. 1. Расположение фумарольных площадок на вершине Авачинского вулкана.

и диаметр 2–5 см). Такой метод экспериментальных исследований впервые применили Ф. Ле Герн и А. Бернард на вулкане Мерапи (Индонезия). Он приобрёл популярность и стал использоваться в частности на вулканах Момотомбо (Центральная Америка), Сент-Хеленс (Северная Америка), Вулькано (Средиземноморье) и других [1, 17]. На Камчатке такие эксперименты проводились в конце 90-ых годов прошлого столетия на вулкане Мутновский [1, 17].

Методы исследований

Основной метод полевых работ на фумарольных полях Авачинского вулкана (который пользовались авторы данного сообщения) — минералогическое картирование с отбором наиболее представительных образцов новообразований, конденсатов вулканических газов и талых вод.

В лабораторных условиях возгоны и сублиматы изучались по комплексной методике, разработанной в лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН, в основу которой положено: — макроскопическое описание образцов с отбором наиболее представительных и оригинальных разностей; — обогащение до состояния «монофракция»; — сложная схема пробоподготовки для получения наиболее полной характеристики минерального, химического состава оптическими и локальными физико-химическими способами диагностики.

Получение концентратов («монофракций») минералов производилось с помощью стереомикроскопов Leica *EZ* 4 *D* (Leica Microsystems) и Stemi 2000-C (Carl Zeiss). Особенности макростроения минеральных агрегатов и стекловатых фаз были выявлены с помощью современного прецизионного микроскопа Discovery V.12 (Carl Zeiss). Фазовый и химический состав возгонов и сублиматов изучался на приборах XRD-7000 MAXima (Shimadzu) и *S*4 Pioneer (Bruker) в АЦ ИВиС ДВО РАН г. Петропавловск-Камчатский, методами ICP-MS и ICP-AES в АСИЦ ИПТМ РАН (г. Черноголовка). Детальная

Таблица 1. Химический состав возгонов и сублиматов (по данным ICP, в ppb)

	Возгоны, мкг/г		Сублиматы, мкг/г	
Элемент	макс.	средн.	макс.	средн.
B	12.61	6.99	1752.50	1140.40
Na	12998.16	3265.90	70612.70	33028.30
K	193.61	39.67	44567.20	21333.10
Cu	53.85	15.63	5857.70	1459.50
Zn	*399.35*	*61.58*	*2804.20*	*1266.10*
As	78598.19	11934.27	776252.10	204745.70
Se	*4661.69*	*1709.17*	*63259.60*	*21327.20*
Rb	81.02	15.07	1593.10	457.70
Cd	331.98	70.69	2820.50	1029.70
In	*131.21*	*27.37*	*817.00*	*289.90*
Sn	834.79	142.23	678.80	289.10
Sb	*100.07*	*25.83*	*194.10*	*68.80*
Te	4439.91	841.86	40999.70	10703.40
Cs	98.68	17.09	400.30	102.40
W	*6.37*	*1.32*	*11.10*	*5.90*
Re	52.36	13.54	8255.50	1884.10
Tl	*203.75*	*56.49*	*5960.70*	*1379.90*
Pb	12851.99	1966.29	15935.40	4637.40
Bi	*299.75*	*66.37*	*3423.90*	*825.90*

характеристика микроморфологии, химического состава минералов и рентеноаморфных соединений, особенностей их внутреннего строения (в отдельных случаях до наноуровня) выполнена с помощью сканирующих электронных микроскопов Tescan Vega3 SEM и Tescan Lyra3 *FE* SEM (программное обеспечение AZtec).

Результаты исследований

Детально изучены морфология, фазовый и химический состав твёрдых продуктов фумарольной деятельности (возгоны, сублиматы, отобранные в 2013–2014 гг.). Методами РФА и ICP в них обнаружены аномальные концентрации бора, калия, натрия, железа, ванадия, меди, свинца, цинка, висмута, мышьяка, сурьмы, селена, теллура, молибдена, вольфрама, серебра, кадмия, индия, олова, цезия, рения, таллия, йода (табл. 1). Уточнен и расширен спектр минералов, слагающих возгоны и сублиматы (табл. 2) [2, 11, 12, 13, 14].

Таблица 2. Фазовый состав возгонов и сублиматов

Название	Формула	Возгоны	Сублиматы
Самородная сера	**S**	+	
α-кристобалит	SiO_2	+	
Лимонит	$Fe_2O_3*nH_2O$	+	
Гипс	$CaSO_4*2H_2O$	+	
Алуноген	$Al_2(SO_4)_3*17H_2O$	+	
Алунит	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	+	
Ангидрит	$CaSO_4$	+	+
Натроалунит	$NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	+	
Галотрихит-пикеренгит	$(Fe,Mg)Al_2(SO_4)*22H_2O$	+	
Эпсомит	$MgSO_4*7H_2O$	+	
Халькантит	$CuSO_4*5H_2O$	+	
Сассолин	$B(OH)_3$	+	
Барит	**$BaSO_4$**	+	+
Опал	SiO_2*nH_2O	+	
Гематит	α-Fe_2O_3	+	+
Магнетит	$FeFe_2O_4$	+	
Хадемит	$Al(SO_4)F*5H_2O$	+	
Годовикит	$NH_4(Al,Fe)*(SO_4)_2$	+	
Англезит	$PbSO_4$	+	+
Аурипигмент	**As_2S_3**		
Реальгар	**As_4S_4**	+	+
Антимонит	**Sb_2S_3 ?**		+
Пирит	**FeS_2**	+	+
Марказит	**FeS_2**	+	
Халькопирит	**$CuFeS_2$**	+	+
Галит	**NaCl**	+	+
Сильвин	KCl	+	+
Йодид таллия	**TlI**	+	+
Йодид таллия и свинца	**Pb_2TlI_5**		+
Re-содержащая фаза	**$KReO_4$**	+	+
Касситерит	SnO_2		+
Макконелит	$CuCrO_2$	+	
Купрошпинель	$CuFe_2O_4$	+	
Магнезиоферрит	$MgFe_2O_4$	+	
Тенардит-арканит	$(K,Na)_2SO_4$	+	+
Галенит	**PbS**	+	+
Висмутин	**Bi_2S_3**	+	+
Гринокит	**CdS**	+	+
Сфалерит	**ZnS**	+	+
Сфалерит-гринокит	**(Zn,Cd)S; Cd до 20-40%**		+
In-содержащий сфалерит	**(Zn,In)S; In до 14%**		+
Чаллоколлоит	**KPb_2Cl_5**		+
Котунит	**$PbCl_2$**		+
Ферберит	**$FeWO_4$**		+

Примечание: жирным шрифтом выделены наиболее распространённые минеральные фазы.

Возгоны. Минеральные агрегаты, называемые возгонами, слагают корки в приповерхностной зоне фумарольных площадок вокруг выходов газовых струй. Минеральный и химический составы этих продуктов реакций в системе газ-порода (андезибазальты пирокластической и эффузивной фаций) контролируются, главным образом, температурой. Верхняя часть корок обычно покрыта сульфатами, хлоридами, оксидами и самородной серой сложного химического состава. Нижняя часть — представлена опаловидным кварцем и кристобалитом, реже гипсом и ангидридом с переменными количествами оксидов железа, сульфатов щелочных металлов. Подложка — мелко-тонкообломочные, как правило, разности вулканитов в различной степени изменённых за счёт метасоматических процессов.

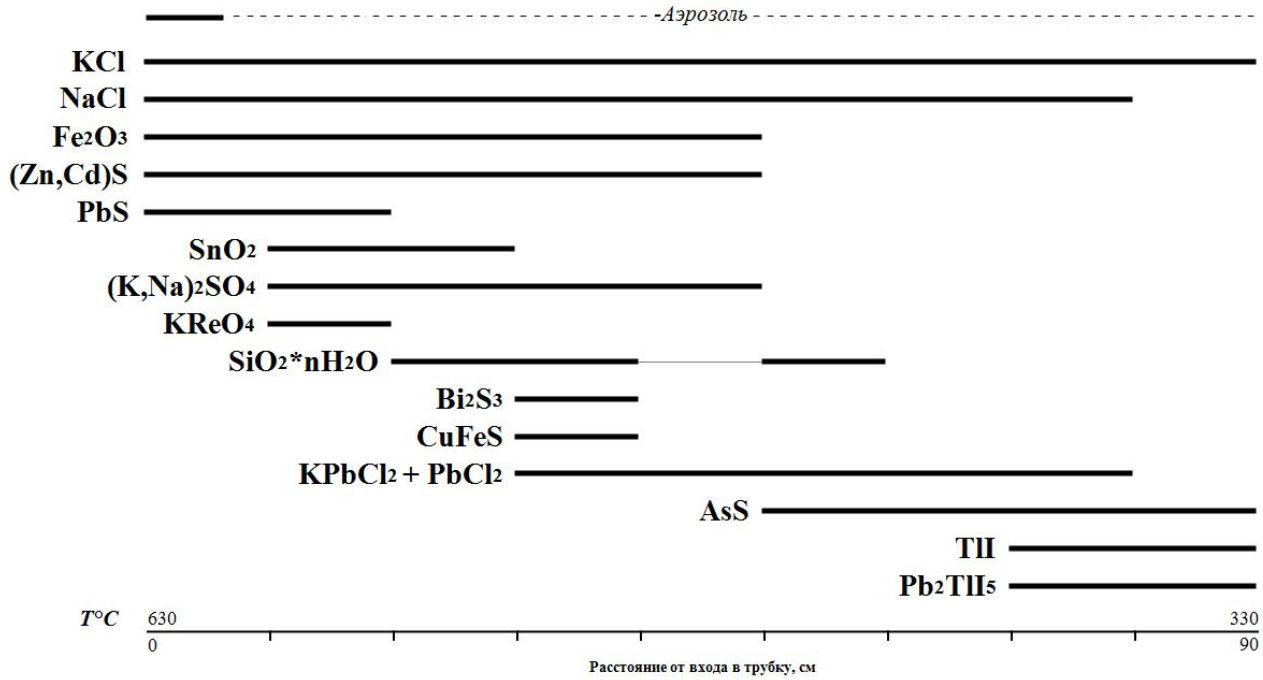


Рис. 2. Схема последовательности отложения сублиматов.

Самородная сера образует: — мелкокристаллические перистые и плотные агрегаты кристаллов, часто вместе с галотрихитом (при температурах менее 114° С); — инкрустации и натечные формы (при температурах 100–220° С). Преимущественным распространением пользуется самородная сера с ромбической структурой — как наиболее устойчивой формой (в природе существуют две модификации самородной серы: — моноклинная нестабильная, кристаллизуется при Т = 112,4–114° С; — ромбическая устойчивая — результат превращения моноклинной при снижении температуры до 95.6° С). Самородная сера отличается широкими вариациями концентраций мышьяка, селена и теллура [12].

Кроме, собственно, самородной серы, в возгонах диагностированы сульфиды мышьяка в виде натечных и почкообразных форм различных оттенков с преобладанием рыжего цвета. Количество мышьяка в них варьирует от 5 до 70%, условно можно выделить модификации, химический состав которых пересчитывается на теоретические формулы аурипигмента (As_2S_3) и реальгара (AsS).

Опаловидный кварц слагает серые пористые участки корок мощностью до 10 см, в пустотах часто встречаются тонкопластинчатые белые агрегаты барита, гипса, микрозёрна галенита, гематита.

Несмотря на незначительные изменения концентраций хлора в конденсатах и хлористого водорода в фумарольных газах, при минералогическом картировании установлено увеличение со временем количества хлоридов (сильвина и галита) в фумарольных корках. Такие минералы отличаются характерным обликом (цвет, габитус) — «пушистые» хрупкие белые агрегаты кристаллов.

Сублиматы. В минералогии отложений, накапливающихся на стенках в кварцевых трубках при протекании по ним высокотемпературных газов, выявлены элементы зональности, обусловленные температурным градиентом. В интервале температур ~ 500–630° С на внутренних стенках трубок осаждаются только твёрдые частицы аэрозоля, привнесённые потоком газа. Минеральный состав таких частиц — галит, сильвин, гематит, сульфиды. В области температур ~ 220–500° С происходит накопление основной массы оксидов, сульфатов и судьфидов. В низкотемпературной части < 220° С отлагаются рентгеноаморфные стеклообразные соединения серы, отличающиеся широкими вариациями мышьяка. Они преобладают по сравнению с остальными сублиматами (рис. 2).

Среди хлоридов диагностированы: — отдельные кубические зёрна галита с размерами до 10–15 мкм; — удлинённые зёрна сильвина до 1 мм и их скелетные срастания; — микрозёрна котунита и чаллоколлоита. Последние встречены в ассоциации с тенардитом и рентгеноаморфной мышьяковистой серой [10].

Сульфаты представлены минералами ряда тенардит-арканит (рис. 3), образующими плотную серую матрицу мощностью до 1,5 мм, на которой развивается рудная минерализация — зёрна гематита, сфалерита, гринокита, галенита, касситерита и других минералов (табл. 2). Сфалерит, минерал типа сфалерит-гринокита и гринокит образуют кристаллические агрегаты — срастания размером до 100 мкм,

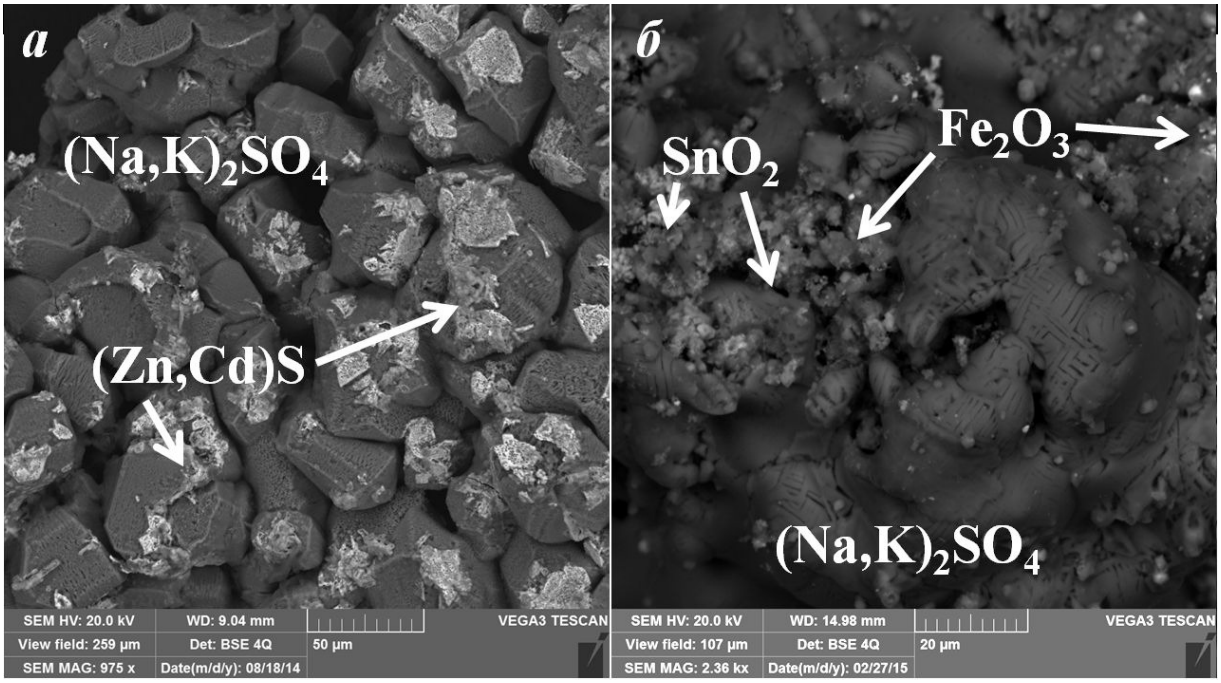


Рис. 3. а — формы выделения агрегатов K^- тенардита в срастаниях с мирабилитом и пластинчатыми кристаллами минералов типа гринокит-сфалерит; б — микрокристаллы касситерита и оксидов железа на матрице тенардит-арканита со сферическими формами выделения и характерной штриховкой. (Фото SEM Vega3, BSE).

ассоциирующие с тенардитом. В подавляющем большинстве случае в сфалерите установлено присутствие кадмия (до 20–30%. вес). Характерная особенность гринокита — наличие больших количеств индия (до 14%. вес).

Идиоморфные кубические и октаэдрические зёрна галенита на тенардит-арканитовой матрице слагают обособленную зону кольцевой формы в кварцевойой трубке. С помощью Tescan Lyra3 FE SEM изучена наноморфология граней этого сульфида свинца, на которых видны возможные структуры роста (рис. 4,5).

Первые находки. Впервые для Авачинского вулкана и активных вулканов Камчатки обнаружены рений-содержащие фазы, одна из которых может быть рассчитана на формулу KReO4 (рис. 7). Данные о наличии рения в продуктах современной вулканической деятельности на Камчатке были получены в 2013 г., при изучении состава талых вод снежного покрова лавовых потоков извержения ТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН [4, 9].

В бордово-рыжих натечных агрегатах As-S возгонов и рыже-чёрных рентгеноаморфных стёклам такого же состава установлены минералы таллия и йода: йодид таллия — TlI, йодид таллия со свинцом — Pb_2TlI_5.

Йодид таллия диагностирован как среди возгонов, так и в сублиматах. Он представлен хорошо огранёнными кристаллами кубического и октаэдрического габитуса с характерными следами «разъедания» на гранях и рёбрах при размерах 5–15 мкм. Отдельные агрегаты йодидов таллия достигают 150 мкм. Йодид таллия со свинцом Pb_2TlI_5 встречен пока только среди сублиматов в виде единичных удлинённых призматических кристаллов длиной до 15 мкм (рис. 6).

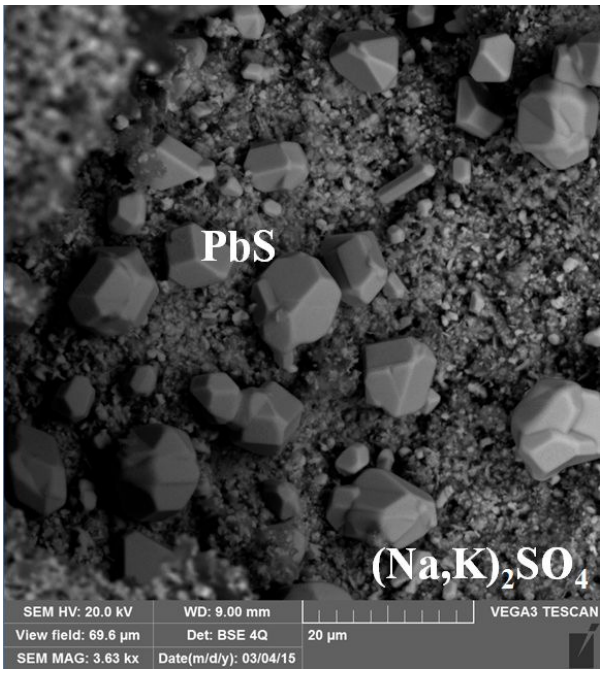


Рис. 4. Идиоморфные кубические и октаэдрические кристаллы галенита PbS на матрице K-тенардита $(Na,K)_2SO_4$ (Фото SEM Vega3, BSE).

Содержания таллия в валовых пробах фумарольных корок по данным РФА достигают 0,016 вес.%,

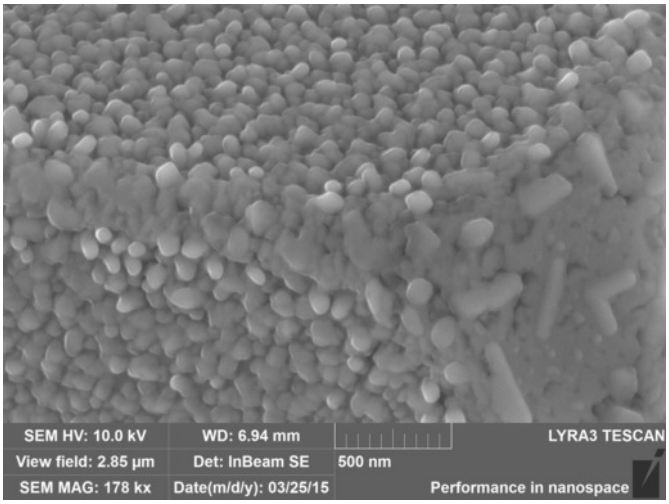


Рис. 5. Наноструктура поверхности кристалла галенита (Фото SEM Lyra3, BSE)

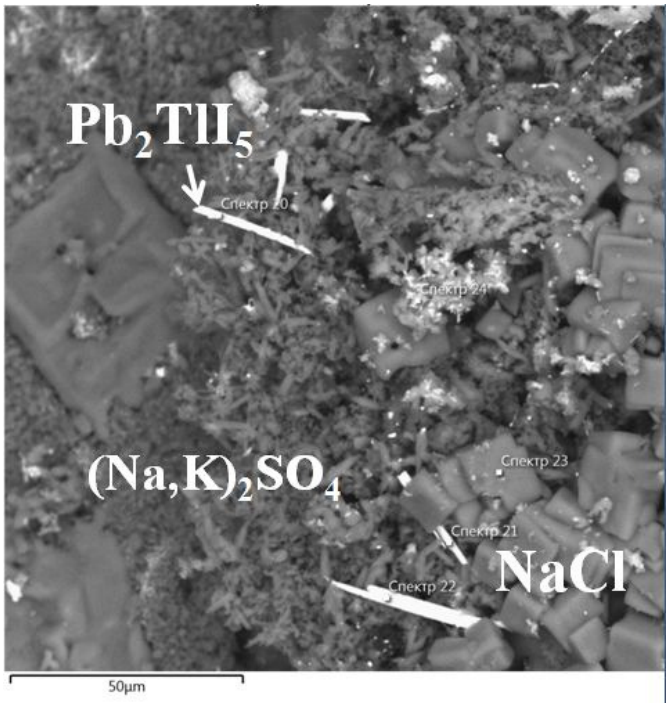


Рис. 6. Игольчатые кристаллы йодида свинца и таллия Pb_2TlI_5 на матрице тенардит-арканита $(Na,K)_2SO_4$ с кубическими формами галита NaCl. (Фото SEM Vega3, BSE).

а йода — до 0,11 вес.%. Максимальная концентрация таллия в сублиматах — 5961 ppb (по данным ICP).

Таллий-содержащие минералы были найдены в: — возгонах вулкана Плоский Толбачик (Камчатка) [19]; — кратере La Fossa (о. Вулькано, Италия) [16]; таллий-йод-содержащие фазы: — Мутновский вулкан (Камчатка, сублиматы, возгоны — новый минерал — мутновскит); — «горячая зона» штольни № 1 Родникового; — окисленных рудах Асачинского эпитермальных золото-серебряных месторождений [1, 15, 20].

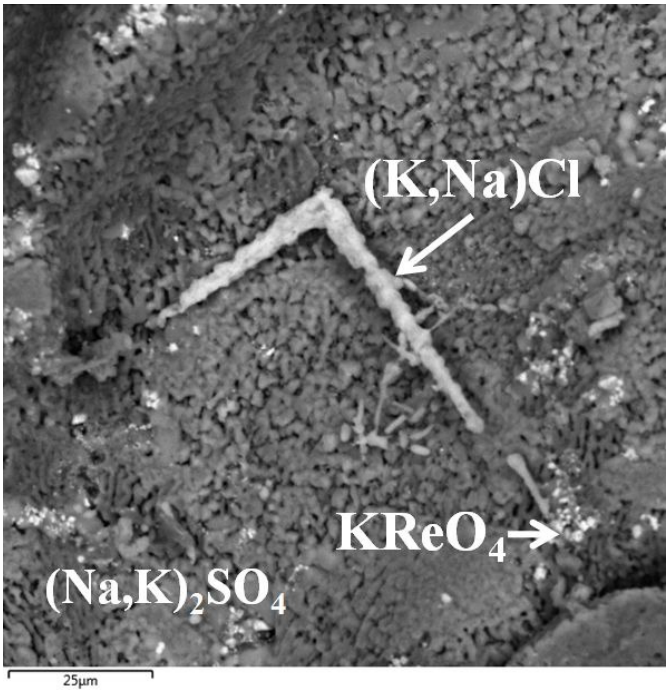


Рис. 7. «L»-образная форма галита NaCl и сильвина KCl в срастании с микрокристаллами рениевой фазы KReO4 на тенардит-арканита (Na,K)2SO4. матрице (Фото SEM Vega3, BSE).

Ферберит можно также отнести к числу новых неожиданных находок. Он встречен в сублиматах в виде идиоморфных пластинчатых кристаллов, ассоциирующих с касситеритом, индий-содержащим гринокитом, минералом типа-сфалерит-гринокита и гематитом (рис. 8).

Заключение

В настоящее время на фумарольных полях Авачинского вулкана происходит естественный вынос самых разнообразных химических элементов и их соединений. Он сопровождается образованием широкого спектра минералов и рентгеноаморфных фаз. Среди них авторами установлен ряд новых, ранее неизвестных соединений, как для этого вулкана, так и других вулканов Камчатки. Продолжение детальных комплексных в «режиме мониторинга» исследований позволит получить новые данные о химическом составе, формах переноса и накопления различных химических элементов, в первую очередь образующих руды цветных и благородных металлов. Результаты таких исследований будут способствовать: — дальнейшему развитию фундаментального учения о рудных месторождениях (вулканогенных, в частности); — разработке новых минералого-геохимических признаков среднесрочного прогноза вулканической активности; — оценке реальных масштабов выноса продуктов вулканической деятельности, их возможного негативного воздействия на окружающую среду.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ИВиС и КФГС В. В. Ящуку, Б. К. Пономареву,

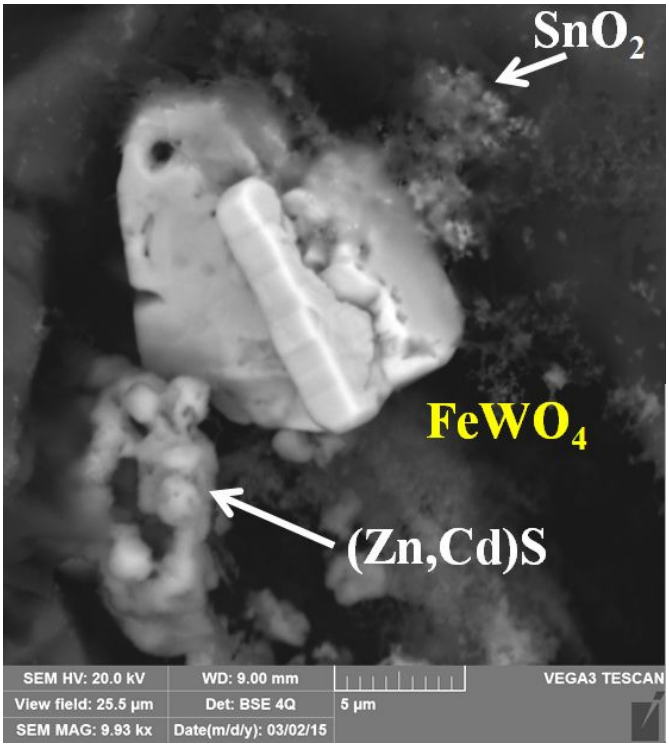


Рис. 8. Идиоморфный пластинчатый кристалл ферберита FeWO4 с характерными насечками в ассоциации с касситеритом SnO_2 и гринокит-сфалеритом (Zn, Cd)S на матрице тенардита Na_2SO_4 (Фото SEM Vega3, BSE).

А. Н. Биченко, Я. Д. Муравьёву за помощь в проведении полевых работ; В. В. Куликову, Р. Н. Куликовой, В. Ф. Лунькову, А. А. Платонову, Ш. С. Кудаевой, О. А. Зобенько, Д. А. Яблоковой всемерно способствовавших подготовке образцов для химико-аналитических исследований; аналитикам А. М. Округиной, М. В. Чубарову, С. В. Москалевой, Е. В. Карташёвой, Н. Ю. Курносовой, М. А. Назаровой, Н. И. Чебровой (ИВиС ДВО РАН), В. К. Карандашеву (ИПТМ РАН), В. Л. Косорукову (МГУ им. М. В. Ломоносова), М. А. Лукашевой (Представительство фирмы Tescan S-Petersburg), способствовавшим выполнению данного исследования.

Работа выполнена в соответствии с планами НИР ИВиС ДВО РАН; при финансовой поддержке Минобрнауки России, в рамках программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012–2016 г.

Список литературы

1. *Зеленский М. Е., Казьмин Л. А., Округин В. М.* Моделирование геохимических процессов на вулкане Мутновский (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 5. С. 37–50.
2. *Иванов Б. В., Флёров Г. Б., Масуренко Ю. П. и др.* Динамика и состав продуктов извержения Авачинского вулкана в 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 5–27.
3. *Малик Н. А., Зеленский М. Е.* О температуре и составе газа фумарол вулкана Авачинский в 2012–2013 г. // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 27–28 марта 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 94–97.
4. *Малик Н. А., Зеленский М. Е., Округин В. М. и др.* Эмиссия элементов эруптивными газами ТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 92–105.
5. *Масуренков Ю. П., Егорова И. А., Пузанков М. Ю. и др.* Вулкан Авачинский. Действующие вулканы Камчатки. Том. 2. М.: Наука, 1991. С. 246–273.
6. *Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Двигало В. Н. и др.* Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа и параметров будущих извержений). Часть II (1926–1991 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 3–23.
7. *Мелекесцев И. В., Селивёрстов Н. И., Сенюков С. Л.* Информационное сообщение об активизации в октябре 2001 г. вулкана Авачинский на Камчатке и проведённых исследованиях. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 79–80.
8. *Меняйлов И. А.* Зависимость состава вулканических газов от состояния вулканической активности и геохимический прогноз извержений // Бюлл. вулканол. станций. 1966. № 52. С. 42–48.
9. *Округин В. М.* Вулканическая фантазия — месяц третий // Горный вестник Камчатки. 2013. № 1 (23). С. 79–92.
10. *Округин В. М., Малик Н. А., Москалёва С. В. и др.* Применение сканирующей электронной и зондовой микроскопии для изучения продуктов современной вулканической деятельности. // Тезисы докладов. XIX Российский симпозиум по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твёрдых тел. Черноголовка, 2015. С. 444–445.
11. *Округин В. М., Малик Н. А., Плутахина Е. Ю.* Экспериментальное изучение распределения химических элементов на Авачинском вулкане (2013–2014 гг.) // Материалы XXXII Крашенинниковских чтений. Петропавловск-Камчатский, 2015. С. 261–266.
12. *Плутахина Е. Ю., Малик Н. А.* Новые данные о фумарольной сере Авачинского вулкана. // Материалы XII региональной молодёжной конференции. «Природная среда Камчатки». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 31–40.
13. *Серафимова Е. К.* Минералогия возгонов вулканов Камчатки. М.: Наука, 1979. 167 с.
14. *Серафимова Е. К., Овсянников А. А., Муравьёв Я. Д.* Вулканические эксгаляции вулкана Авачинский в постэруптивном процессе после извержения 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 4. С. 22–30.
15. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. под ред. Ханчука А. И. // Владивосток: Дальнаука, 2006. Том. 2. С. 573–981.
16. *Campostrini I., Demartin F., Gramaccioli C. M. et al.* Hephaistosite, TlPb2Cl5, a new thallium mineral from La Fossa crater, Vulcano, Aeolian Islands, Italy. // Canadian Mineralogist. 2008. Vol. 46. P. 701–708.

17. *Le Guern F., Bernard A.* A new method for sampling and analyzing volcanic sublimates. Application to Merapi volcano, Java // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1982. Vol. 12. P. 133–146.

18. *Okrugin V. M., Zelenskii M. E., Marynova V.*K. *et al.* Last news about volcanic activity in Kamchatka peninsula: Mutnovsky and Gorely volcanoes especially // Proceedings of the Second International Workshop on Global Change: Connection to the Arctic, 2001. Hokkaido University. 2001. P. 146–163.

19. *Siidra* O.*I., Vergasova L. P., Krivovichev S. V. et al.* Unique thallium mineralization in the fumaroles of Tolbachik volcano, Kamchatka Peninsula, Russia. I. Markhininite, $TlBi(SO_4)2$. // Mineralogical Magazine. 2014. Vol. 78. P. 1687–1698.

20. *Zelenski M., Balic-Zunic T., Bindi L. et al.* First occurrence of iodine in natural sulfosalts: The case of mutnovskite, Pb_2 AsS3(I,Cl,Br), a new mineral from the Mutnovsky volcano, Kamchatka Peninsula, Russian Federation // American Mineralogist. 2006. Vol. 91. P. 21–28.

УДК 553.3/.4:553.2

В. М. Округин[1], Д. А. Яблокова[1], С. В. Москалёва[1], Г. А. Рослый[3], Т. М. Философова[1], М. В. Чубаров[1], О. А. Зобенько[1], А. М. Округина[1], Е. В. Карташёва[1], К. О. Шишканова[1]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: okrugin@kscnet.ru*

[2] *Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683 032*

[3] *ООО «Геосервис», Петропавловск-Камчатский, 683 002*

Рудные минералы в осадочных породах Восточной Камчатки

Впервые изучены по разрезу параметрической скважины № 1 (Усть-Камчатск, УКПС1, глубина 3500 м) некоторые типоморфные особенности (размер, форма, микроструктура, химический состав) таких рудных минералов как пирит, сфалерит, халькопирит, сульфиды никеля и кобальта (?) магнетит и др. Применение классических методов минераграфии и петрографии в сочетании с новейшими физико-химическими позволило выявить химическую неоднородность агрегатов пирита, обусловленную неравномерным распределением мышьяка и марганца, образующих в них локальные концентрационные микрозоны и оригинальные сульфидные биоморфозы. В гравелитах и конгломератах встречены обломки кварца с минерализацией эпитермального типа. В ультраосновных породах обнаружены рудные минералы, характерные для сульфидных медно-никелевых (платиноносных?) руд. Сделано предположение о возможности существования в эоцене, выведенных на эрозионный срез коренных гидротермальных золоторудных месторождений, которые могли стать источником «древних» россыпей.

Введение

Создание сырьевой базы цветных и благородных металлов зависит от степени перспективности территории. Прогнозирование, поиски и оценка новых, прирост запасов уже известных эндогенных месторождений требуют применения самого широкого спектра методов геологоразведочных работ в сочетании с новейшими методами исследований. Один из эффективных инструментов для решения таких задач — учение о типоморфизме минералов. Типоморфные особенности рудных и жильных минералов содержат важную информацию о процессах развития рудообразующих систем, которые позволяет более достоверно оценивать генетические особенности месторождений и рудопроявлений, что, в конечном итоге, способствует разработке эффективных минералого-геохимических поисково-оценочных критериев и прогнозных признаков.

Однако в современной научной литературе практически нет данных, отражающих результаты детальных исследований рудных минералов в отложениях разновозрастных осадочных комплексов Восточной Камчатки. В определённой степени это было связано как со слабой обнаженностью района, так и задачами региональных геолого-съемочных работ. В 2013–2014 гг. в срединной части восточного побережья северо-восточнее пос. Усть-Камчатск была пройдена параметрическая (УКПС1) скважина глубиной до 3500 метров (рис. 1).

Авторы данного сообщения принимали участие в изучении керна и получили редкую возможность для детальных исследований рудных минералов, их типоморфных особенностей для реконструкции палеорудообразующих систем.

Краткие сведения о геологическом строении района

Северо-западную часть района занимает хребет Кумроч (650–812 м), северо-восточную — Тарховский и Столбовские хребты (160–830 м), в восточной и юго-восточной части располагается хребет Камчатского Мыса (1298 м). Действующие вулканы Шивелуч (3307 м), Ключевская сопка (4750 м), Безымянный (2882 м) и Ушковский (3943 м) расположены на расстоянии 70–150 км от района исследований.

В геолого-структурном отношении принадлежит Нерпичье-Столбовской депрессии северной части Тюшевского прогиба Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны (рис. 1).

Скважина пройдена в пределах площади на слабо всхолмленной равнине, окружающей озера Нерпичье, Култучное, Столбовое, характеризующейся очень сложным геологическим строением. Она на-

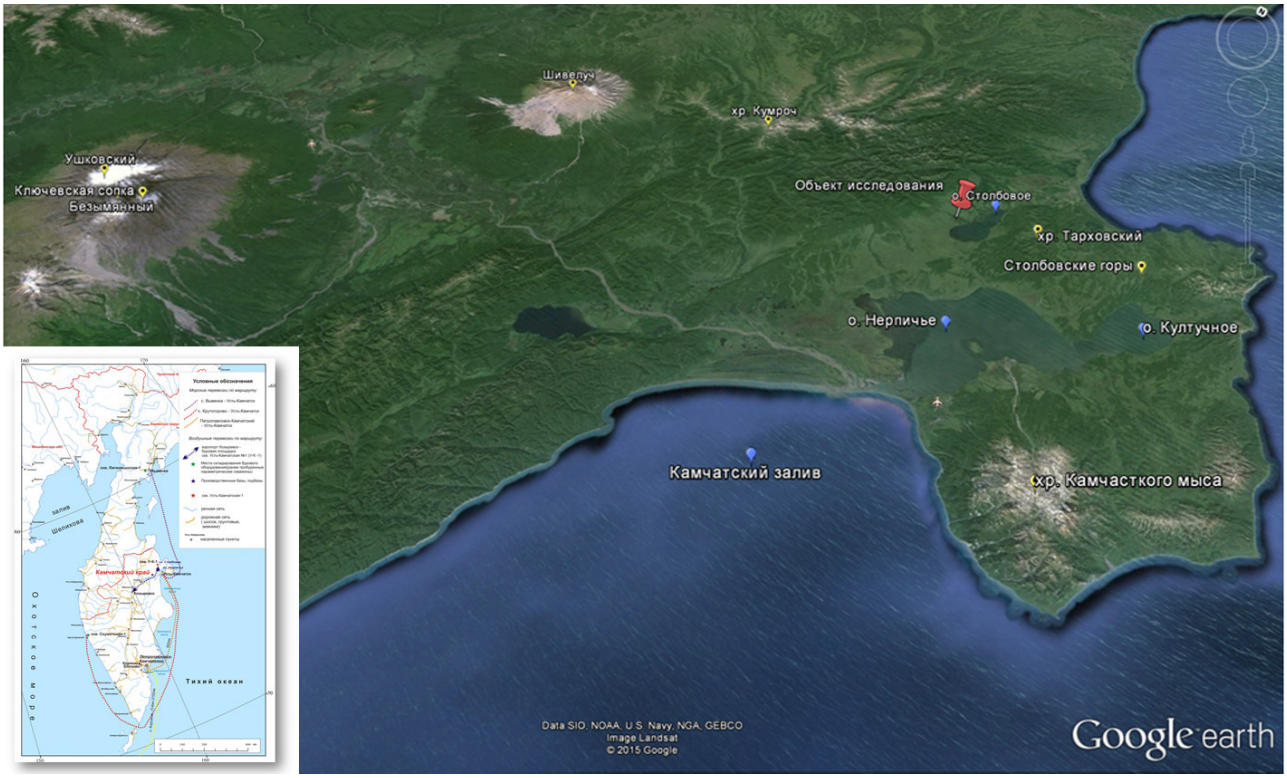


Рис. 1. Схема расположения объекта исследований.

ходится на сочленении двух структурно-формационных зон Кумрочско-Валагинской и Приокеанской. В каждой из этих зон выделяются свои свиты с характерными для них пачками преимущественно осадочных пород. Деформации, вызванные неотектоническими процессами, оказывают огромное влияние на геологическое строение [3]. Вертикальное и горизонтальное сжатия в Нерпичье-Столбовской депрессии продолжаются и в настоящее время.

УКПС1 вскрыла разрез мощностью более 3 500 м, сложенный преимущественно осадочными породами от аргиллитов, крупнозернистых песчаников до гравелитов (рис. 2). В стратиграфическом отношении они подразделяются на: — разновозрастные отложения ветловской серии (P_{1-2}vt); — нерасчлённые каменногорской (P_{1-2}km) и баклановской свит (P_2bk); — горбушенскую толщу (N_1gr), ольховской свиты (N_2-Q_1ol) (рис. 2).

Осадочные отложения прорваны магматическими породами основного (габбро) и ультраосновного (пироксениты) составов.

Нижняя часть разреза (нижняя толща интервал 3530–2540 м) сложена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников. По результатам биостратиграфического анализа эти отложения выделены в ветловскую свиту палеоцен-нижнеэоценового возраста. В интервале 3170–3080 м они прорваны дайкой (силлом?) магматических пород от основного до ультраосновного состава (габброидами) предположительно баклановского комплекса.

В интервале 2540–1980 м вскрыта — мощная пачка конгломератов с прослоями гравелитов. Выше в интервале 1980–1720 м разрез характеризуется переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и относительно мощной пачкой аргиллитоподобных глин. В целом, породы интервала 2540–1720 м отнесены к нерасчлененным отложениям каменногорской и баклановской свитам средне-верхнеэоценового возраста.

Интервал 1720–490 м представлен переслаиванием слабосцементированных аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов, валунно-галечных отложений. По микрофауне отложения сопоставляются с горбушинской свитой средне(?)-верхнемиоценового возраста.

В верхней части разреза — интервал 490–115 м залегают грубообломочные отложения из слабосортированных литологических разностей осадочных и вулканогенных пород, выделенных в ольховскую свиту верхнего плиоцен-эоплейстоцена.

Каменный материал

Каменный материал — керн (монолитные образцы с разной степенью трещиноватости и дробления) и шлам (рис. 3). Последний состоит из обломков с размерами от 10,0 мм до 1,0 мм и менее. Традиционная схема изучения шлама сводится к следующим операциям — предварительное описание с помощью бинокулярного микроскопа обломков горных пород. Обломки, как правило, загрязнены пылевидными частицами, «затёрты» вследствие разрушения

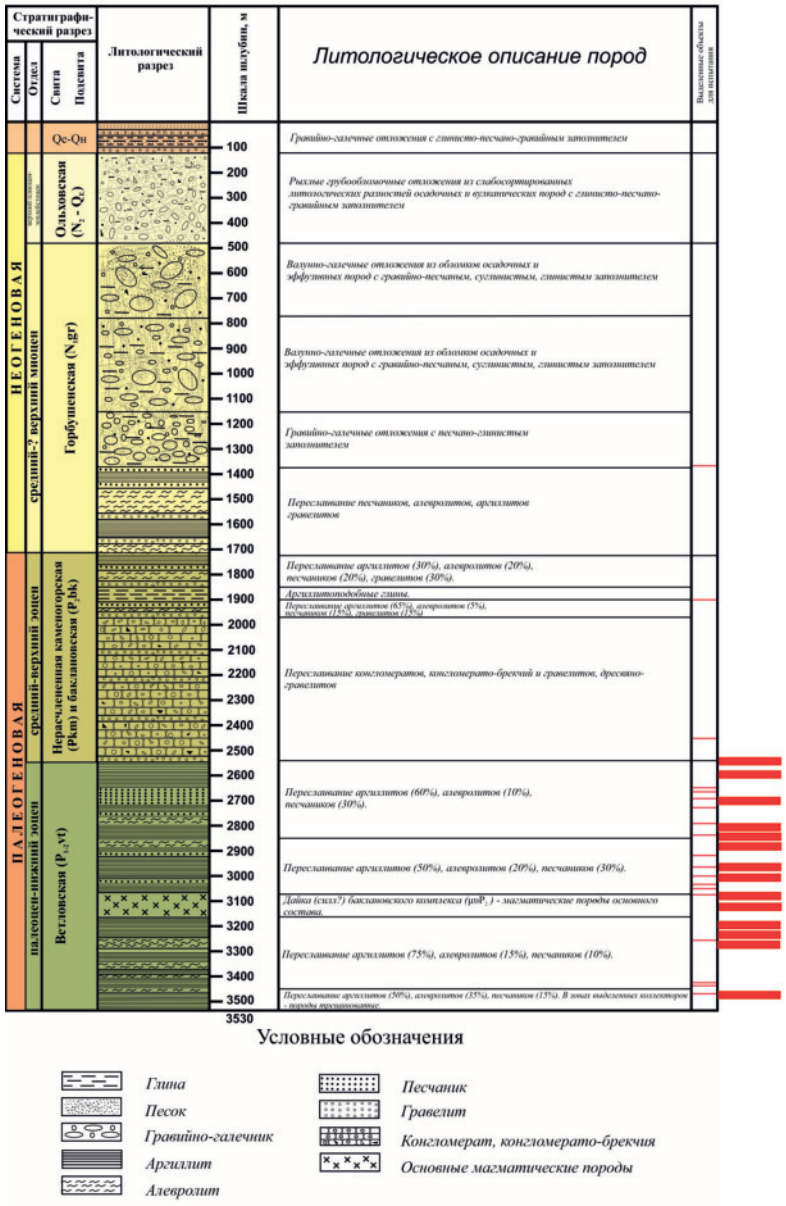




Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка скважины УКПС1. Красные жирные линии — местоположение наиболее представительного каменного материала обогащенного рудными минералами (глубина в метрах).

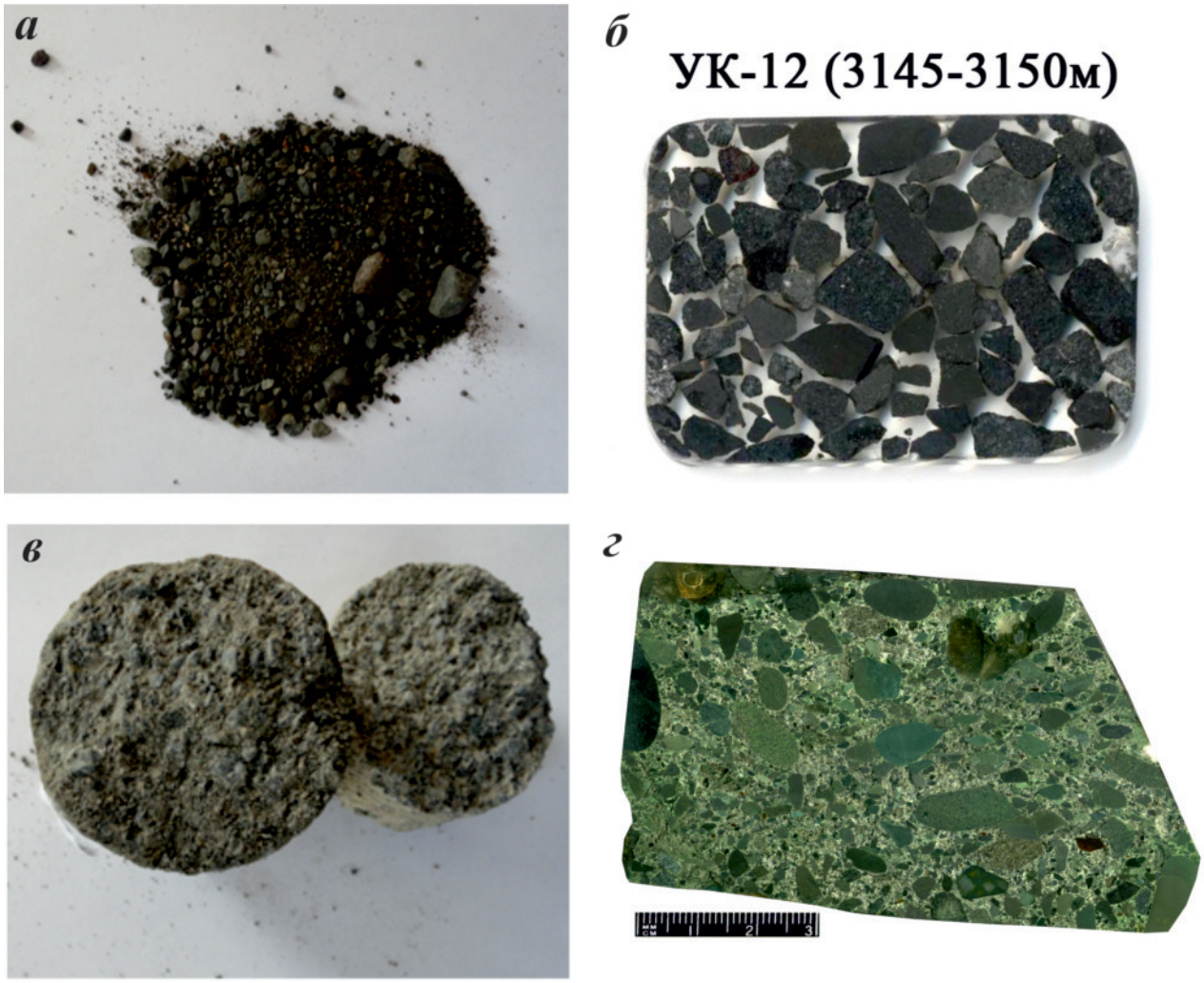


Рис. 3. Каменный материал: а — шлам в естественном состоянии, обр. УКПС1/1063, б — полированный штуф из шлама, обр. УКПС1/3145–3150; в — керн в естественном состоянии, обр. УКПС/1205; г — полированный штуф из керна, обр. УКПС1/2370–2375.

буровым инструментом первичной породы и последующей транспортировки промывочными растворами в шламоприемник. В них трудно, часто почти невозможно, выявить текстурно-структурные особенности исходных пород, строение минеральных агрегатов, диагностировать конкретные минералы. Шлам промывается, отбираются наиболее представительные и характерные обломки для изготовления шлифов, аншлифов и т. д.

При использовании такой схемы изучения исчезает информация о структурно-текстурных особенностях, минеральном составе пород, которые при проходке превращаются в шлам.

Авторами была применена, разработанная ранее методика изготовления искусственных полированных штуфов из многочисленных компонентов шлама, которые обеспечивали «представительность» интервала отбора. Навеска шлама весом 50 гр заливалась дистилированной водой, промывалась, высушивалась в сушильном шкафу при температуре 105° С, укладывалась в специальную форму и заливалась эпоксидным компаундом. Затем изготавливался полированный штуф.

В керне скважины УКПС1 по составу пород, размерности частиц, степени трещиноватости и катаклаза, литификации и метаморфизма выделены на следующие группы пород: — осадочные и магматические; — монолитные и трещиноватые (до тектонических брекчий с фрагментами зеркал скольжения); — от конгломератов и гравелитов до аргиллитов; — от «полулитифицированных» (дресва, «сыпучка») до фаций зелёных и углистых сланцев. Такое разнообразие пород, отличающихся своими физико-механическими и литилого-петрографическими свойствами, потребовало особых усилий на различных стадиях пробоподготовки для минералого-геохимических исследований.

Особые трудности при изготовлении полированных штуфов, аншлифов и шлифов вызывали осадочные породы средней части разреза (1945–2350 м),

сложенные рыхлой обломочной массой, размеры обломков которой составляли 0,01–3,50 мм. Они разрушались уже в процессе транспортировки. Их нельзя было распилить для изготовления полированных штуфов, не говоря уже о кондиционных шлифах и аншлифах. Необходимо было выполнить предварительную стабилизацию эпоксидным компаундом по специальной методике.

Использование методов электронно-зондового микроанализа с помощью сканирующей электронной микроскопии SEM, EMPA для изучения химического состава минералов, их фазовой неоднородности и особенностей распределения в них химических элементов предъявляет особые требования к качеству полировки анализируемого объекта. Качество полировки стандарта и анализируемого образца в этом случае прямо влияет на результаты исследований.

Современные прецизионные микроскопические методы изучения минералов в отражённом свете только тогда могут быть эффективными, когда аншлифы и другие препараты обладают высоким качеством полировки.

Методы исследований

Диагностика, отчасти, идентификации рудных минералов осуществлялась методами классической минералогии и минераграфии с применением современного оптического оборудования — прецизионные микроскопы Axioskop 40 (Carl Zeiss, Германия), Eclipse LV 100 pol (Nikon, Япония) с цифровыми камерами для фоторегистрации и последующего изучения их химического и фазового составов с помощью электронно-зондового микроанализа.

Аналитические работы производились в лаборатории вулканогенного рудообразования, Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский), Аналитическом сертификационном испытательном центре ИПТМ РАН (г. Черноголовка). Содержания в породах макро — и микроэлементов (Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Sr, Zr, Ba) определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), микрокомпонентный состав — методом индукционно связной плазмы (ICP-MS, ICP AES).

Изучение микроморфологии и микроструктуры, особенностей распределения элементов-примесей в рудных минералах было выполнено в лаборатории вулканогенного рудообразования (ИВиС ДВО РАН) на приборе Vega 3 Tescan, оборудованном энергодисперсионным X-max 50 mm^2 и волновым спектрометрами, программное обеспечение — AZtec (версия 2.4). Условия анализа: ускоряющее напряжение — 20 kV; ток зонда — 400 pA — 1 nA.

Результаты исследований

Рудные минералы (чёрные непрозрачные в проходящем свете, отличающиеся металлическим блеском на полированной поверхности) распространены по всему разрезу скважины. Среди них диагностированы сульфиды железа, железа и меди, цинка, кадмия, кобальта и никеля; шпинелиды железа и хрома; самородные (золото?); оксиды и гидрооксиды железа. Преимущественным развитием пользуются сульфиды (в преобладающих количествах — пирит). Они присутствуют повсеместно — от единичных зёрен, убогой вкрапленности и мелких линз до «слоистых тонкополосчатых сульфидных руд» (рис. 2).

Пирит — самый распространённый среди рудных минералов. Для него характерно разнообразие форм нахождения. Размеры зёрен меняются от 10 до 50 и более микрон (мкм). При этом их количества меняются от единичных обособлений, достигая 0,1% и более (до 1–2%) общего объёма породы. Он представлен идиоморфными кристаллами и агрегатами пентагондодекаэдрического, кубического и октаэдрического габитуса, которые образуют как редкую вкрапленность, гнёзда, линзы, сульфидные микрослойки, прожилки с размерами до 300 микрон (рис. 4). Одна из распространённых и оригинальных форм выделений пирита — своеобразные сферолоиды, представляющие собой срастания отдельных кристаллов пирита (пентагоны, кубы, октаэдры) в форме сферы (рис. 4). В некоторых случаях они близки по своей микроморфологии к сферолоидам, которые характерны для гидротермально изменённых пород, перекрывающих геотермальные резервуары Мутновского месторождения парогидротерм [4]. Наибольшего разнообразия морфологии (габитуса), микроструктуры, химического состава (однородность и неоднородность) он достигает на глубинах 2500–3100 метров. Установлены две разновидности пирита — однородный (близкий к стехиометричному) и неоднородный, как правило, зональный (за счёт локального концентрирования мышьяка и марганца в виде отдельных микроучастков — микрозон, ширина которых 1–5 мкм). Концентрации мышьяка в таких микрозонах у отдельных зёрен пирита достигают 4–5 вес. %. Количества марганца варьируют от 0,3 до 2,6 вес. % (табл. 1, рис. 6). Зёрна пирита, зональные по марганцу, напоминают Fe-Mn конкреции (рис. 6).

Присутствие микрофауны — характерная особенность осадочных пород разреза. В некоторых случаях её количество достигает 0,1% и тогда пирит образует псевдоморфозы (биоморфозы), отличающиеся удивительным микростроением (рис. 5).

Сфалерит — один из наиболее редких сульфидов. Он встречен как в осадочных, так и в магматических породах и представлен округлыми гнездами (до 5 мкм, линзовидными выделениями размером 10–15 мкм (рис. 7). Структура, как правило, кристаллическая, иногда с элементами зонального колломорфного строения.

Сфалериты отличаются содержаниями железа. Мелкие размеры единичных зёрен не позволили получить корректные микрозондовые анализы. Однако, в более крупных агрегатах (до 30 микрон)

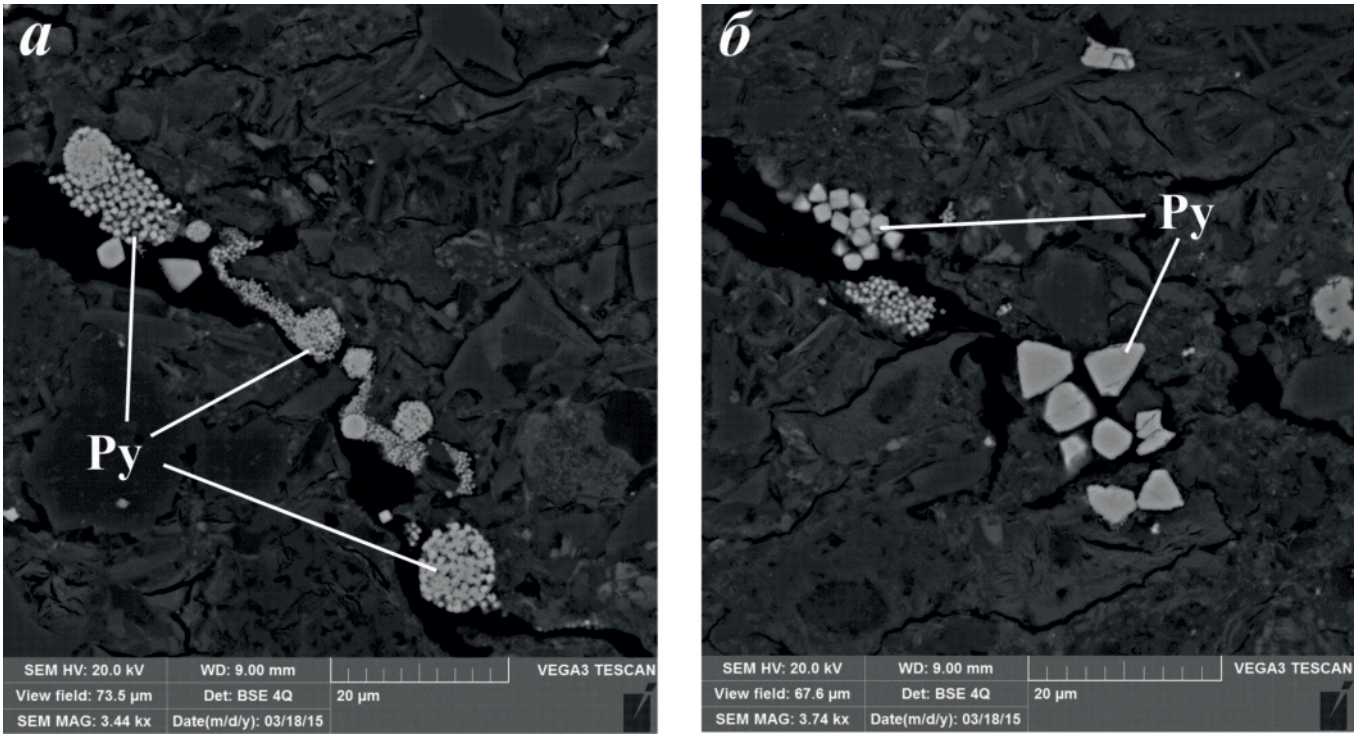


Рис. 4. Формы выделения пирита:а — агрегаты кристаллов (пентагоны, кубы) и сферолоидов, слагающие сульфидный прожилок; б — кристаллические зёрна, выполняющие свободное пространство в осадочных отложениях. Обр. УКПС1/2868,5–2876,5. *Py* — пирит. Растровый снимок в отражённых электронах (BSE), микроскоп Tescan Vega.

Таблица 1. Химический состав пирита по данным электронно-зондового микроанализа (вес. %)

Хим. элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Fe	46,14	46,42	45,46	46,12	46,19	46,05	44,09	45,23	44,88	45,19	43,27	42,38
S	51,59	49,11	50,25	50,18	50,12	51,85	53,53	51,68	52,83	52,61	53,61	52,94
As	1,06	4,07	3,29	2,36	2,46	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,88	1,47	0,61	0,30	2,72	2,58
сумма	98,59	99,49	99,00	98,66	98,77	98,40	99,51	98,38	98,32	98,10	99,61	97,90

Примечание: 1–6 — номера анализов с глубин 2868,5–2876,5 м, 7–12 — номера анализов с глубин 2545–2552 м. Анализы выполнены с помощью системы микроанализа на базе РЭМ Tescan Vega с ЭДС спектрометром Oxford Inst. AZtec X-Max50, ускоряющее напряжение 20кэВ.

обнаружены наиболее высокие концентрации железа (до 5,23 вес. %).

Халькопирит встречен в виде единичных кристаллов (не более 10 микрон), включений в пирите (не более 20 микрон) в гравелитах и габбро (рис. 8).

Самородное золото (?) обнаружено в кварцевой гальке гравелитов и конгломератов (интервал 2540–1720 м) в ассоциации с пиритом и микрофазами содержащими серу, серебро, мышьяк и теллур. Исключительно мелкие размеры при сложном строении рыхлой «сыпучей» матрицы не позволили пока произвести полноценные микрозондовые исследования, которые будут продолжены в будущем.

Магнетит распространен как в осадочных породах, так и в магматических, где представлен октаэдрическими кристаллами, кристаллическими сростками и агрегатами (рис. 8).

В ультраосновных породах диагностированы такие рудные минералы, как пентландит, халькопирит, пирит, хромшпинелиды (рис. 9). Они образуют собой единичную рассеянную вкрапленность с размерами зёрен не более 50 микрон.

Заключение

Рудные минералы пользуются повсеместным распространением. Их количества в отдельных случаях достигают 0,01–0,10–1,00–2,00%. Среди них диагностированы сульфиды — пирит, сфалерит, халькопирит, пентландит, гринокит; шпинелиды железа и хрома; самородные (золото?); оксиды и гидроок-

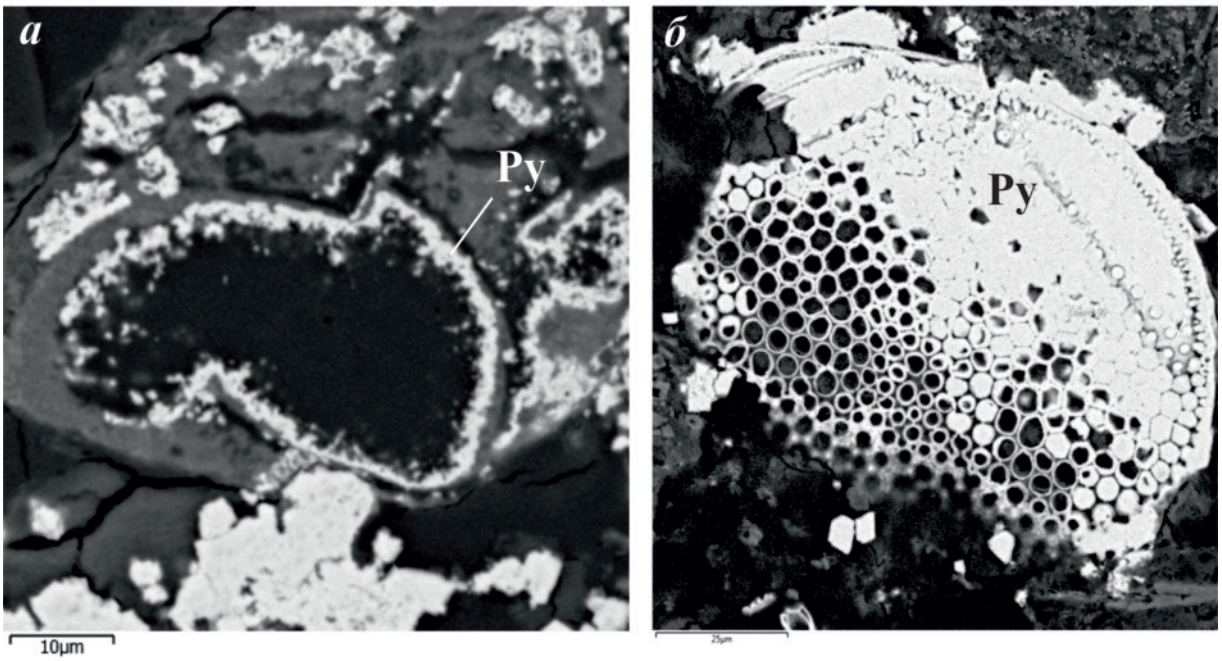


Рис. 5. Биоморфозы пирита: а — обр. УКПС1/2545–2552; б — 3260,8–3263,4. *Py* — пирит. Растровый снимок в отражённых электронах (BSE), микроскоп Tescan Vega

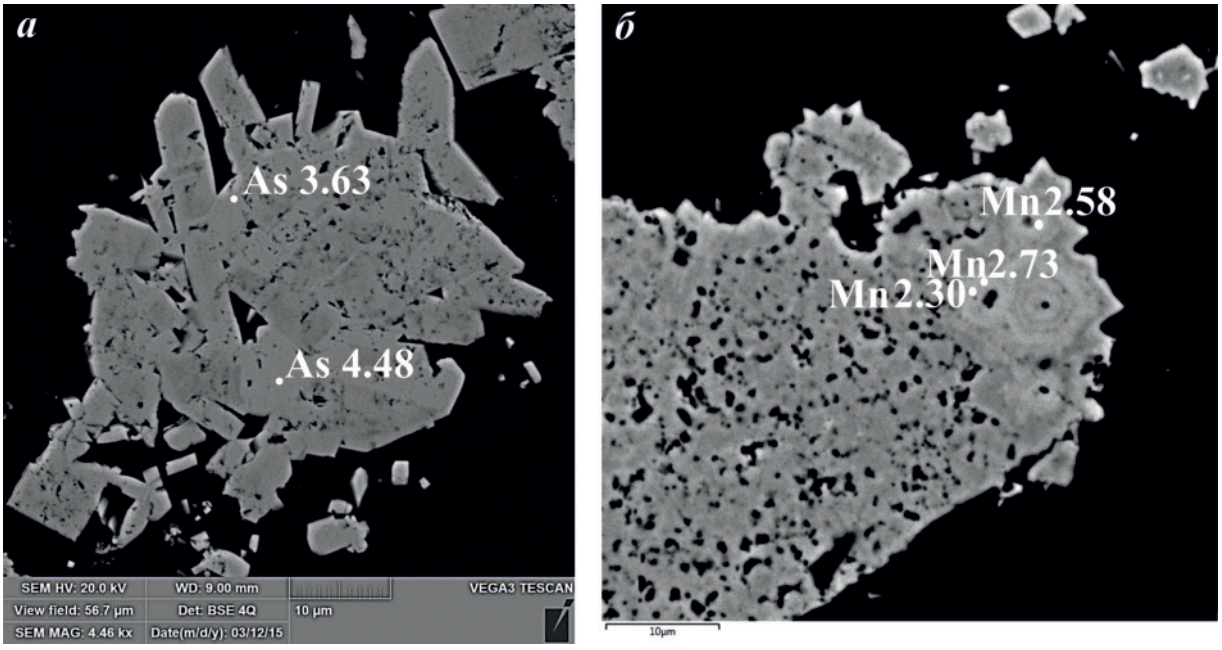


Рис. 6. Неоднородное строение пирита, обусловленное локальным обогащением отдельных зон (белое): а — мышьяком (As), обр. УКПС/2868,5–2876,5; б — марганцем (Mn), обр. УКПС/2545–2552. Растровый снимок в отражённых электронах (BSE), микроскоп Tescan Vega.

сиды железа. Они присутствуют в виде единичных кристаллов, образуют гнезда, линзы, микропрослои и прожилки.

Впервые для осадочных отложений Восточной Камчатки установлены агрегаты пирита, имеющие неоднородное химическое строение за счёт обогащения отдельных микрозон мышьяком и марганцем. Пирит осадочных пород Восточной Камчатки имеет определенное сходство с пиритом зон гидротермальных изменений над геотермальными резервуарами Мутновского месторождения парогидротерм. Химическая неоднородность пирита по мышьяку и марганцу была установлена в рудах золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское.

Таким образом, сульфидная минерализация в осадочных отложениях разреза носит полигенный и по-

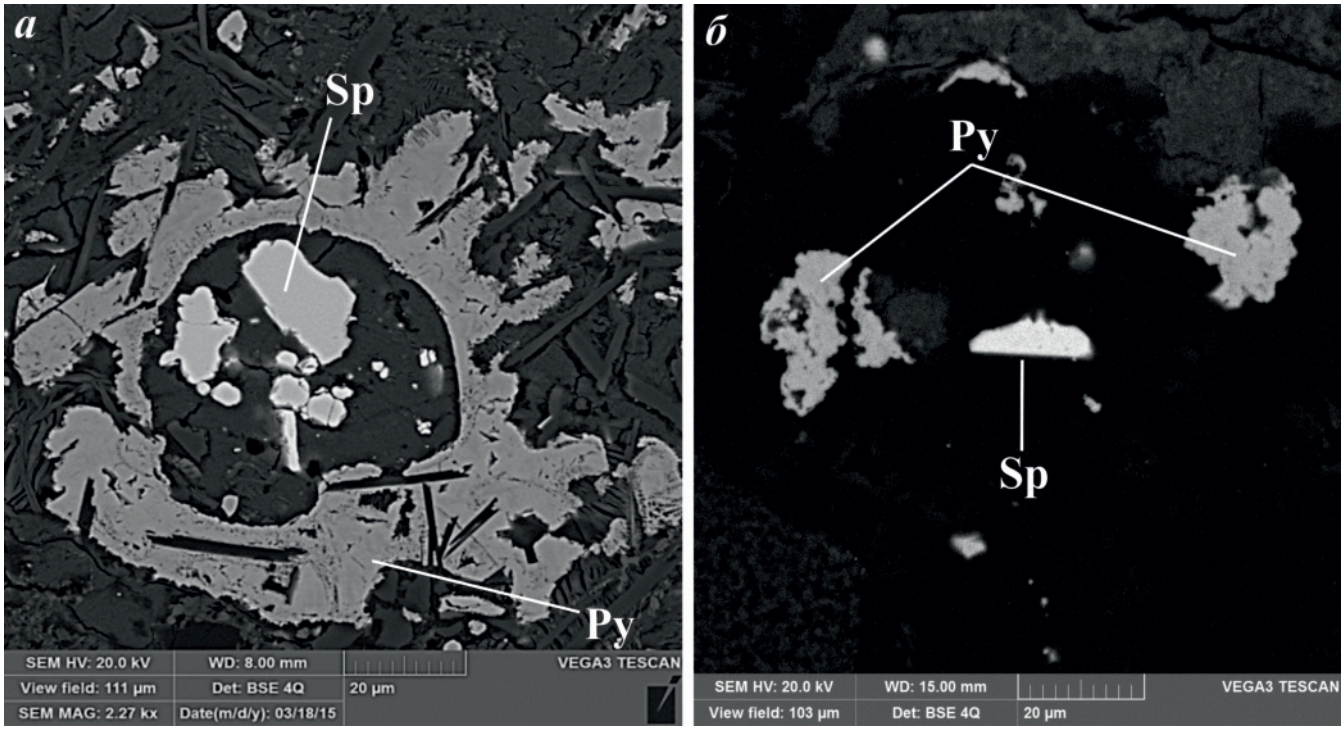


Рис. 7. Взаимоотношения агрегатов сфалерита и пирита: а — обр. УКПС1/2545–2552; б — обр. УКПС1/2962,5–2967. *Py* — пирит, *Sp* — сфалерит. Растровый снимок в отражённых электронах (BSE), микроскоп Tescan Vega.

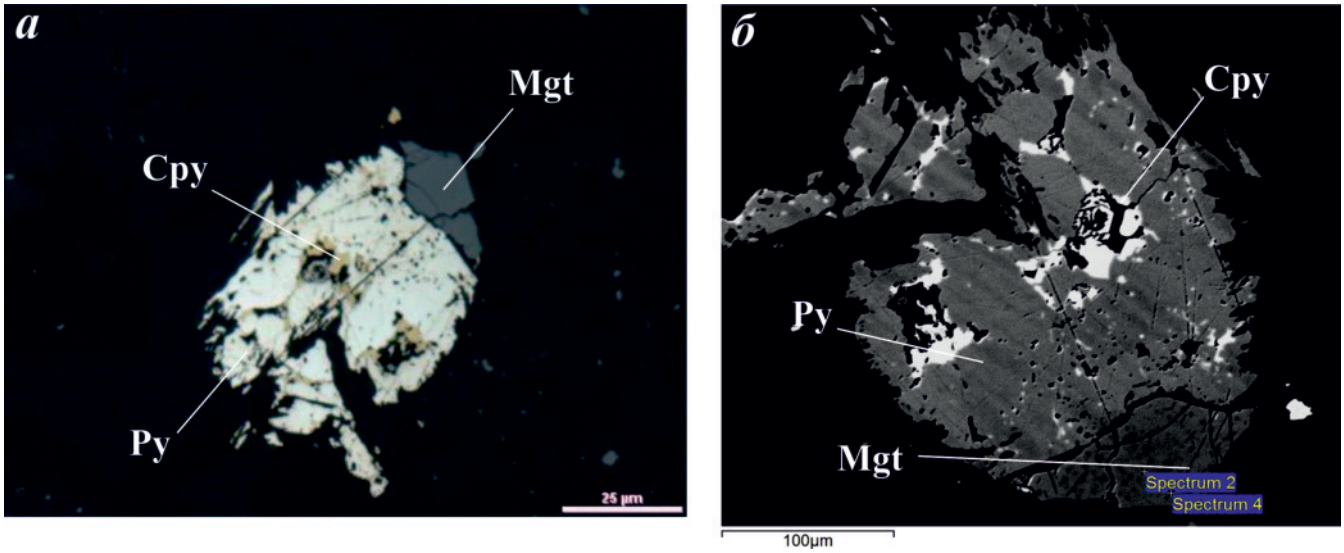


Рис. 8. Включения халькопирита в пирите, который ассоциирует с магнетитом. Обр. УКПС1/2545–2552. *Py* — пирит, Cpy — халькопирит, Mgt — магнетит. а — фото в отраженном свете, микроскоп Nikon LV100Pol; б — растровый снимок в отражённых электронах (BSE), микроскоп Tescan Vega.

лихронный характер. Нами выделяется: — сингенетичная, связанная, непосредственно, с процессами осадконакопления и литификации; — эпигенетичная, наложенная, обусловленная процессами гидротермальной деятельности, природа которой требует дальнейших исследований.

Обнаружение кварцевой гальки в конгломератах с реликтами минеральной ассоциации типа «Агинской» позволяет высказать предположение о возможности существования в эоцене коренных гидротермальных золото-серебряных месторождений. Будучи выведенными на дневную поверхность, они могли стать источником «древних» золотоносных россыпей.

Сульфидная медно-никелевая минерализация, наличие хромшпинелидов в магматических породах могут рассматриваться в качестве минералого-геохимических индикаторов присутствия в регионе ру-

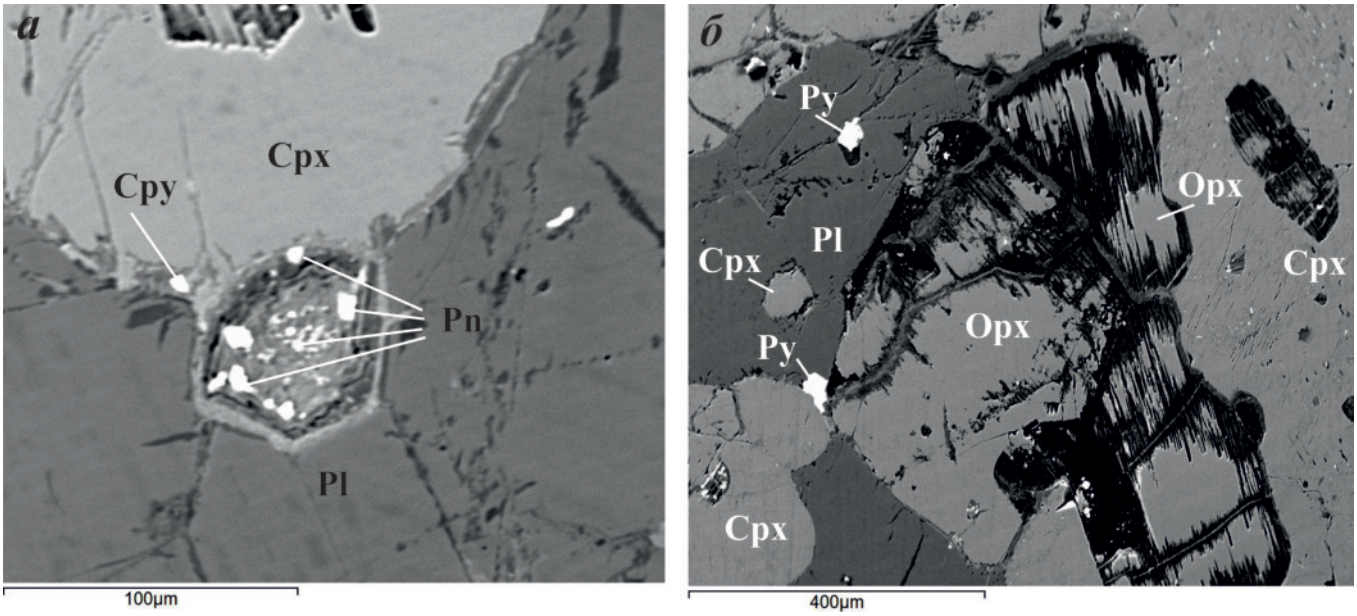


Рис. 9. Формы выделения рудных минералов в ультраосновных породах: а — пентландит и халькопирит; б — пирит. Обр. УКПС1/2400–2552. Opx — ортопироксены, Cpx — клинопироксены, *Pl* — плагиоклазы, *Py* — пирит, Cpy — халькопирит, *Pn* — пентландит. Растровый снимок в отражённых электронах (BSE), микроскоп Tescan Vega.

доносных интрузивных комплексов основного-ультраосновного состава, перспективных в отношении платиноидов.

Авторы благодарны руководству ЗАО «Геосервис» и лично Лидии Владимировне Михнюк за помощь и внимание, проявленные на всех этапах проведения исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержки Минобрнауки России (программа стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012–2016 гг.), ЗАО «Геосервис».

Список литературы

1. *Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж.* Пирит. Породообразующие минералы. М.: Мир. 1966. Том. 5. С. 148–165.
2. *Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж.* Сфалерит. Породообразующие минералы. М.: Мир. 1966. Том. 5. С. 189–202.
3. *Маргулис Л. С.* Восточно-Камчатский прогиб. Условия нефтегазоносности и первоочередные геологоразведочные работы на нефть и газ — Тектоника и нефтегазоносность континентальных окраин. С-Петербург.: ВНИГРИ, 2000, 475 с.
4. *Округин В. М., Яблокова Д. А.* Сравнительный анализ сульфидных сферолоидов золотоносных конгломератов Витватерсранда (ЮАР) и современных гидротермальных систем Камчатки // Вестник КРАУНЦ. 2013. №2 (22). С. 196–204
5. *Округин В. М., Яблокова Д. А., Андреева Е. Д., Шишканова К. О., Чубаров В. М., Философова Т. М., Москалёва С. В., Чернев И. И., Чубаров М. В.* Новые данные о пирите современных и палеогидротермальных систем Камчатского края // Тезисы докладов конференции. XVII ежегодная научная конференция, посвящённая Дню Вулканолога. Петропавловск-Камчатский: 27–28 марта 2014 г. С. 324–329.
6. *Рамдор П.* Рудные и минералы и их срастания. М.: Издательство иностранной литературы. 1962. 1132 с.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 553.078.2 +537.533.35

С. Н. Рычагов[1], А. В. Сергеева[1], М. С. Чернов[2], Т. М. Философова[1]

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: rychsn@kscnet.ru

[2] *Геологический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва*

Глобули различного состава в толще гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка): к вопросу об источниках фосфора и транспорте металлов

В разрезе толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля выделены горизонты, обладающие своеобразными физическими свойствами, химическим и минеральным составами отложений. Они приурочены к основанию толщи глин и включают большое количество (до 1–2 об.%) минеральных частиц шаровидной формы (глобулей) и их агрегатов: фосфатно-алюмосиликатно-сульфидных и кремнисто-карбонатно-сульфидных. Такие горизонты в толще глин и соответствующие глобули установлены впервые для геотермальных полей Южной Камчатки и не отмечены для других вулканических регионов. Они характеризуют область разгрузки глубинных щелочных хлоридно-гидрокарбонатных вод в зоне гипергенеза современной гидротермальной системы.

Введение

Гидротермальные глины образуют протяжённые толщи в областях четвертичного вулканизма и играют большую роль в строении гидротермальных систем [2–5, 11, 12]. Детальное изучение толщи глин термальных полей Южной Камчатки показало высокую изменчивость состава и свойств этих новообразований в зависимости от гидродинамического типа систем, времени воздействия гидротермально-метасоматических процессов на породы, физико-химических параметров геотермального теплоносителя [6–8]. Повышенный интерес вызывает зона перехода гидротермальных глин в жесткие грунты, в пределах которой могут протекать высокодинамичные минералорудообразующие процессы [8, 9]. Именно в такой зоне разреза гидротермальных глин на Восточно-Паужетском термальном поле (т/п) выделены горизонты, включающие минеральные образования шаровидной формы (глобули) различного состава и структуры. Исследованию этих горизонтов и глобулей и посвящена настоящая работа.

Характеристика термального поля

Восточно-Паужетское т/п расположено на склоне Камбального вулканического хребта и относится к восточному флангу Паужетского геотермального месторождения [1, 10]. Т/п находится на удалении до 2 км от эксплуатационных участков и, вероятно, характеризуется естественным термодинамическим и геохимическим режимами. Это обстоятельство имеет большое значение для понимания геотермальных и связанных с ними минералорудообразующих процессов, поскольку характеристики других т/п месторождения существенно изменились за время его эксплуатации (с 1966 г.) [10]. Восточно-Паужетское т/п локализовано на пологом склоне в долине рч. Лучший (правый приток рч. Быстрый). Центральный участок размером 120×60 м выделяется активной разгрузкой парогидротерм (рис. 1). На удалении 150–300 м от участка отмечаются отдельные термальные площадки. Общий размер поля составляет более 300×500 м. Разгружающиеся на дневной поверхности термальные воды слабокислые сульфатные с широким катионным составом, минерализация не превышает 0,5–0,8 г/л.

Строение толщи гидротермальных глин

Толща глин Центрального участка характеризуется малой мощностью (до 1,0–1,5 м), высокой неоднородностью химического и минерального составов, наличием большого количества жёстких или полуразложенных обломков андезитов: здесь в настоящее время происходит активная аргиллизация делювиальных отложений и, вероятно, коренных пород на глубине. На границе участка в блоке, отличающимся невысокими температурами грунтов и отсутствием термопроявлений на поверхности, вскрыт разрез глубиной 4,0 м (рис. 2). Толща глин имеет зональное строение. Глины верхнего горизонта (до 0,7 м) сложены каолинитом и алунит-ярозитовыми твердыми растворами, содержат гётит и другие гидроксиды железа, пирит, α-кварц, полевошпатные твёрдые растворы. В этой зоне сернокислотного выщелачивания выделяется слой



Рис. 1. Восточно-Паужетское термальное поле. Справа — Центральный (активный) участок, слева — остывающая (?) поросшая растительностью часть т/п. На границе участков (группа людей) пройдены шурфы в 2013 и 2014 гг. Фото С. Н. Рычагова, август 2014 г.

черно-красных (гематитизированных) глин с псевдоморфной обломочной структурой исходных пород — лав андезитов. Переходный слой к основной толще глин выделяется повышенным содержанием крупнокристаллического (до 1,5–2,0 мм) относительно равномерно рассеянного пирита. Основная толща (до глубины 245 см) представлена серыми от тугопластичных до скрытотекучих глинами, характеризуется наличием большого количества кремнезёма (корочек, линз и прожилков опала и α-кварца) и пирита (рассеянного или образующего жеоды и прожилки, часто мономинеральные). Эта толща мощностью 1,5 м сложена хорошо закристаллизованным каолинитом, α-кварцем, опалом, полевыми шпатами, пиритом, марказитом (следы). Далее выделяется чёткий горизонт мощностью 40 см тёмно-серых «сухих» (твёрдых) глин, сложенных каолинитом и смектитом в сопоставимых количествах, и включающих глобули, которые характеризуют минеральную ассоциацию первого типа (см. ниже).

На рис. 3 приведены инфракрасные спектры глинистых фракций. Видно как в толще с ростом глубины каолинит сменяется смектитом (начиная с глубины 3,0 м, каолинит фиксируется в виде следов, основным слоистым силикатом является смектит). Наиболее интенсивные, заметные полосы поглощения смектита расположены около 470, 535, 915, 1035, 1650, 3420, 3620 $см^{-1}$. У каолинита интенсивные полосы находятся около 470, 535, 700, 750, 795, 912, 940, 1010, 1035, 1115, 1650, 3620, 3650, 3670, 3700 $см^{-1}$. Низкотемпературной модификации SiO_2 принадлежат пики 780 и 800 $см^{-1}$, остальные пики α-кварца маскируются слоистыми силикатами. У каолинита и смектита есть ряд общих полос, происходящих от общих структурных фрагментов. В рассмотренном диапазоне это полосы (в $см^{-1}$) около 470 (d(SiOSi)), 535 (d(SiOMe)), 915 (d(Al(OH)Al)), 1035 (n(SiO_4)), 1650 (d(H_2O)), 3420 (n(H_2O)), 3620 (n(H_2O)). Низкотемпературная модификация кварца исчезает из глинистой фракции выше 13-го слоя, что не означает исчезновения этой фазы из мест отбора. Вероятнее всего, выше этого слоя α-кварц крупнее 2 мкм и не попадает в глинистую фракцию.

На интервале 300–325 см выделяются кремнисто-карбонатно-сульфидные отложения в виде пологопадающей жильной зоны: основная матрица сложена смектитом, содержит α-кварц, опал, полевошпатные твёрдые растворы вблизи состава альбита, пирит, другие сульфиды; выделяются прожилки и жеоды магнезиального кальцита. Эта зона содержит глобули, характеризующие минеральную ассоциацию второго типа (см. ниже). Основание разреза представлено лавами андезитов, полностью замещенными на агрегат смектит-опал-кварц-магнезиальный кальцит + пирит; отмечаются псевдоморфозы вторичных минералов по плагиоклазу; многочисленные прожилки сложены опалом. Исходя из особенностей состава, свойств и структуры толщи, мы полагаем, что в данном блоке Восточно-Паужетского т/п, в отличие от многих других т/п Паужетско-Камбально-Кошелевского района [6], гидротермальные глины сформировались за счёт перерождения коренных горных пород — лав андезитов.

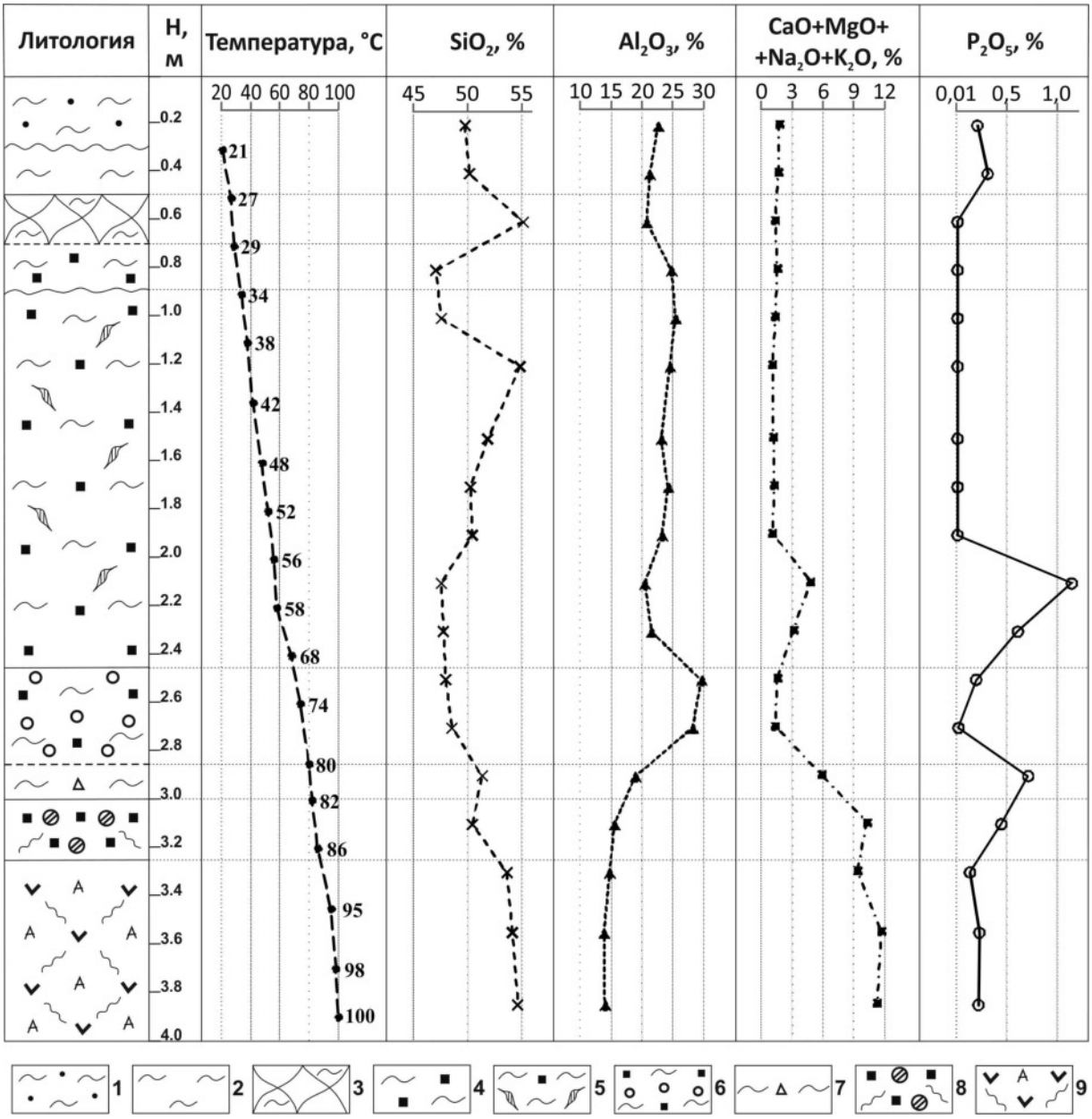


Рис. 2. Разрез толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля, построенный на основании проходки шурфов ВПП-1/13 и ВПП-1/14. 1–4 — зона сернокислотного выщелачивания: 1 — глины, образованные по переотложенным мелко-тонкообломочным делювиальным отложениям, 2 — типичные глины данной зоны, 3 — глины с псевдоморфной обломочной структурой лав андезитов, 4 — глины переходного слоя с высоким содержанием пирита; 5 — тугопластичные до скрытотекучих глины с большим количеством сульфидов и минералов кремнезёма; 6 — «сухие» (твёрдые) глины, включающие фосфатно-алюмосиликатно-сульфидные глобули; 7 — глины с обломками опала и кварца; 8 — кремнисто-карбонатно-сульфидная жильная зона, включающая аналогичные по составу глобули; 9 — жесткое основание разреза: аргиллизированные лавы андезитов с большим количеством прожилков (линз, жеод) опала, кварца и карбонатов.

Изменение температуры глинистых грунтов по разрезу отражает некоторые особенности минерального состава и физико-химических свойств толщи: наблюдается скачок температуры в основании горизонта тугопластичных глин, повышенный температурный градиент в слое «сухих» (твёрдых) глин и в основании кремнисто-карбонатно-сульфидной жильной зоны (см. рис. 2). В нижней части разреза существенно увеличивается и растёт с глубиной содержание Ca, Mg, Na, K (а также редких щелочных, редкоземельных, многих других элементов) и P, что, вероятно, связано с тем, что смектит является сорбентом многих металлов. Тенденция нарушается в горизонте тёмно-серых «сухих» глин, где падает концентрация щелочных элементов, возрастает — Al_2O_3 (до 30% против

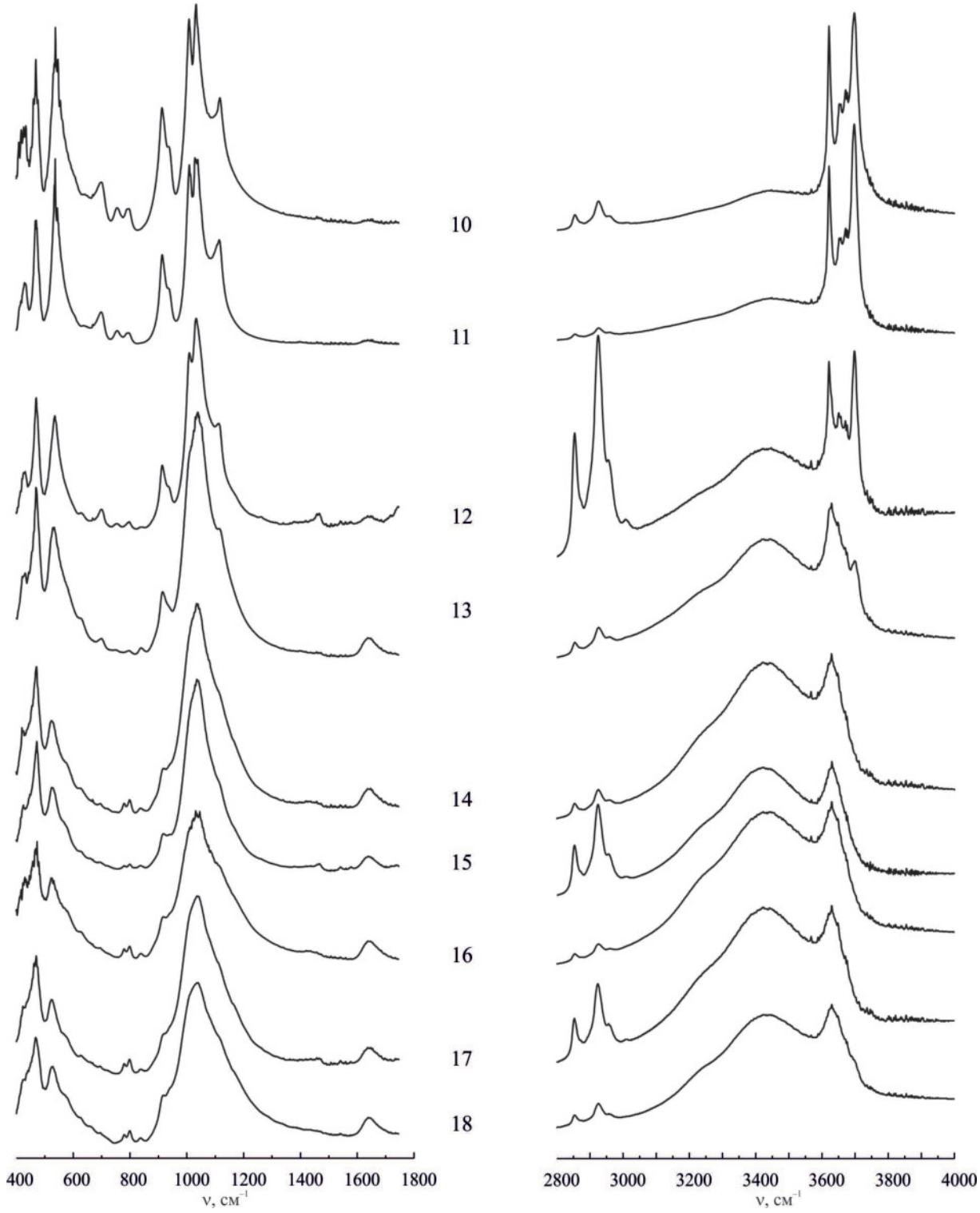


Рис. 3. Инфракрасные спектры глинистых фракций из разреза Восточно-Паужетского термального поля.

средних по толще 15–22%), содержание фосфора колеблется в широких пределах. Это обусловлено образованием специфических минералов в данном горизонте (см. ниже). Поровые растворы принципиально схожи с поверхностными термальными водами: кислые сульфатные с широким катионным составом, но средняя минерализация значительно выше (2,0–3,5 г/л). В отличие от поверхностных, поровые воды содержат высокие концентрации Cl (20–50, до 100–160 мг/л), обогащены редкими щелочами (до 3 мг/л), Ti (0,1–1,0 мг/л), металлами группы железа, цветными (Zn — до 20 мг/л), редкими и редкоземельными элементами (в частности, Sc — до 50–300 мкг/л). В основании толщи



Рис. 4. Фосфатно-алюмосиликатно-сульфидные глобули: морфология и размеры. Фото С. Н. Рычагова.

(300–400 см) преобладают нейтральные (до щелочных) сульфатно-гидрокарбонатные поровые воды, существенно возрастает содержание щелочных компонентов (в сумме до 0,8 г/л), растворённой ортокремниевой кислоты (0,5–1,1 г/л) и микроэлементов.

Состав и структура глобулей

Горизонт тёмно-серых «сухих» глин (интервал 245–285 см) включает глобули зеленовато-серого цвета размером от <0,1 мм до 5–7 мм. Они имеют почковидную структуру поверхности, образуют агрегаты сложной формы, но преобладают отдельные круглые частицы размером 1,0–2,5 мм (рис. 4). Содержание глобулей в горизонте составляет 1–2 об.%. Химический состав включает: P_2O_5 (24–27%), Al_2O_3 (23–24%), SiO_2 (20–23%); присутствуют K, Na, Mg, Ca, Mn, Fe, Sc, Cu, Ti, V, Zn, Cr; характерны высокие концентрации F (0,16 об.%). По данным рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии глобули состоят преимущественно из варисцита ($AlPO_4 \cdot 2H_2O$, пр. гр. *Pbna*) и метаварисцита (моноклинная модификация $AlPO_4 \cdot 2H_2O$). Кроме этого, в глобулях присутствуют каолинит, смектит, пирит, α-кварц, опал, отмечаются следы марказита (табл. 1). Сопутствующие фосфаты, идентифицирующиеся с меньшей надёжностью: паравоксит и флюеллит. Глобули могут иметь зональное строение: плотную тонкую оболочку и рыхлое ядро. Структура частиц неоднородна: выделяются относительно массивные участки (их состав в большей степени отвечает фосфатам и минералам кремнезёма + сульфиды) и фрагменты с листовато-чешуйчатой структурой (представленные, в основном, алюмосиликатами + сульфиды), рис. 5. Но чаще всего распределение и соотношение минеральных фаз сложное.

Кремнисто-карбонатно-сульфидные образования жильной зоны (интервал 300–325 см) включают близкие по составу субстрата глобули. Частицы белые и светло-серые, средним размером 2–10 мм,

Таблица 1. Минеральный состав глобулей горизонта «сухих глин» по данным ИК и РФА

Достоверно установленные минералы	Фосфаты, идентифицирующиеся с меньшей надёжностью
Варисцит ($AlPO_4 \cdot 2H_2O$, пр.гр. *Pbna*)	Паравоксит (водный фосфат железа и алюминия)
Метаварисцит (моноклинная модификация $AlPO_4 \cdot 2H_2O$)	Флюеллит (водный фторфосфат алюминия)
Смектит	
Каолинит	
Пирит	
α-кварц	
Опал	
Марказит	

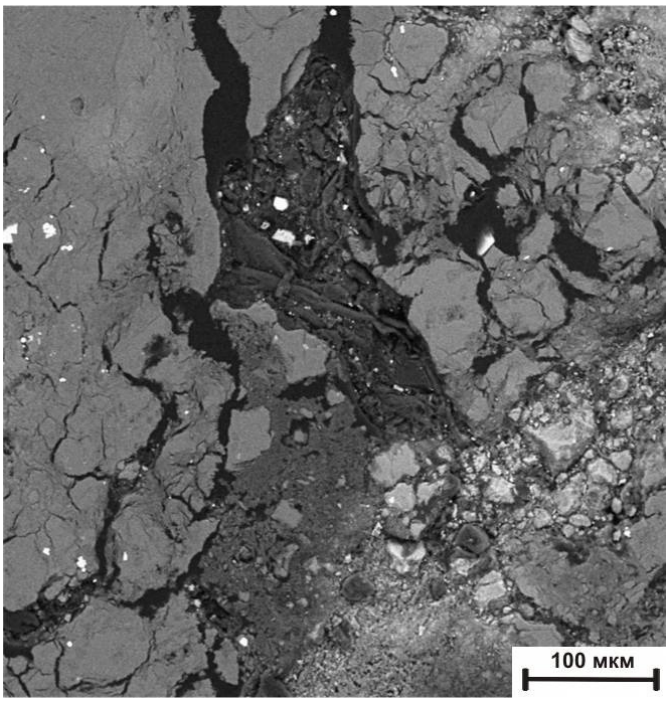


Рис. 5. Фрагмент строения фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной глобули. Светло-серая матрица отвечает по составу фосфатам, содержит микровключения алюмосиликатов и кристаллы сульфидов, разуплотненные участки (тёмно-серое) выполнены алюмосиликатами с сульфидами и микровключениями фосфатов. Изображение в отражённых электронах, полученное на СЭМ Vega3 TESCAN, оснащенном ЭДС (ИВиС ДВО РАН, оператор Т. М. Философова).

массивные, часто уплощенные. Преобладают не отдельные формы, а сложные агрегаты размером до 25–30 мм (рис. 6). Пирит образует крупные (до 1,5–2,5 мм) неравномерно распределенные по массе частиц вкрапленники или прожилки, се-



Рис. 6. Кремнисто-карбонатно-сульфидные глобули: морфология и размеры. Фото С. Н. Рычагова.

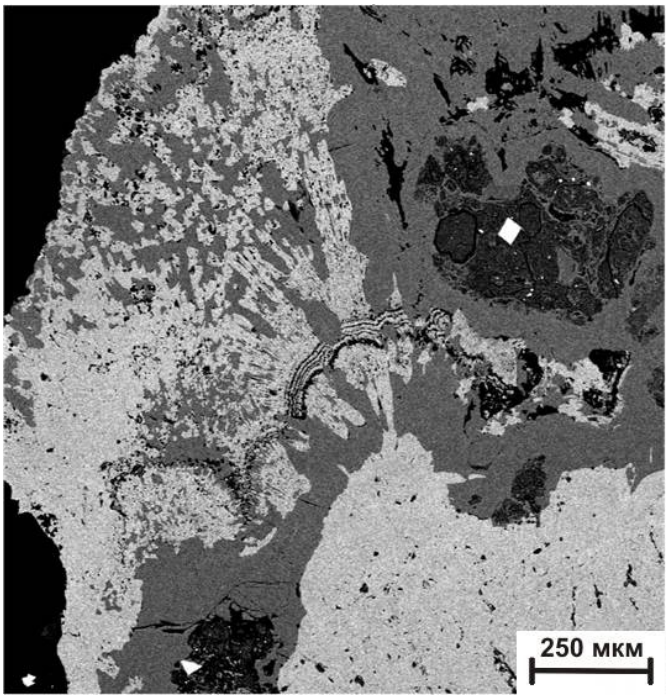


Рис. 7. Фрагмент строения кремнисто-карбонатно-сульфидной глобули: серое — кремнистая матрица, светлое — магнезиальный кальцит, черно-серые неоднородные по строению включения отвечают по составу алюмосиликатам и содержат кристаллы пирита и мелкие зёрна сфалерита. Изображение в отражённых электронах, полученное на СЭМ Vega3 TESCAN, оснащенном ЭДС (ИВиС ДВО РАН, оператор Т. М. Философова).

кущие глобули. В химическом составе преобладают CaO (33%) и SiO_2 (20%). Состав твёрдой фазы отличается повышенными концентрациями Sr (280 мг/кг). В фазовом составе агрегатов преобладают магнезиальный кальцит, опал и α-кварц, присутствуют смектит и пирит. Микростроение отражает развитие магнезиального кальцита по кремнистой матрице глобулей (рис. 7). Внутри глобулей выделяются разуплотненные, брекчиевидные участки, сложенные смектитом (по данным ИК-спектроскопии). Для кристаллов пирита, приуроченных к таким участкам, характерно дробление их краевых зон, наличие микротрещин и пустот внутри зёрен. Пирит содержит мелкие включения сфалерита.

Заключение

Таким образом, на Восточно-Паужетском т/п вскрыт разрез коренных горных пород (лав андезитов), полностью перерожденных в гидротермальные глины под воздействием высокотемпературного газо-гидротермального флюида. Наиболее вероятным источником флюида является близповерхностный магматический очаг Камбального вулканического хребта (резургентного тектоно-магматического поднятия четвертичного возраста), в зоне влияния которого образовалось т/п [10]. Эволюция поля (в течение голоцена?) привела к формированию мощной толщи гидротермальных глин, обладающих свойствами верхнего водоупора и теплоизолирующего горизонта. Это послужило дополнительным фактором образования разуплотненных, проницаемых для гидротермальных растворов, зон в подошве толщи и отложение в этих зонах специфических минеральных ассоциаций: фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной и кремнисто-карбонатно-сульфидной. Породы основания толщи интенсивно окварцованы и карбонатизированы, содержат повышенные концентрации многих металлов и находятся в области разгрузки щелочных хлоридно-гидрокарбонатных термальных вод, типичных для нижнего водоносного горизонта современной Паужетской гидротермальной системы. На влияние глубинного флюида указывают высокие содержания многих металлов (Li, Rb, Cs, Cu, Zn, Au, Sc, Th, U, др.) в основной массе гидротермальных глин, поровых растворах и глобулях. Источником фосфора могут служить вулканогенно-осадочные породы Верхне-Паужетской подсвиты, подстилающие лавы андезитов. Но наиболее вероятно его магматическое происхождение. В составе флюида содержатся соединения F и Cl, по-видимому, активно участвующие в транспорте ряда металлов (в т.ч. Al, Fe, Cu, Sc) в зоне гипергенеза современной гидротермальной системы.

Благодарности

Авторы глубоко признательны своим коллегам по Южнокамчатско-Курильской экспедиции (А. Р. Алешину, Р. Г. Давлетбаеву, Р. А. Кузнецову, В. А. Кириченко, А. А. Нуждаеву, А. С. Хафизову, Р. В. Январеву и другим) за помощь в полевых работах, сотрудникам аналитических служб ИВиС ДВО РАН (Е. В. Карташёвой, Н. Ю. Курносовой, Н. И. Чебровой, В. М. Рогулиной, С. В. Сергее-

вой, А. А. Кузьминой, В. В. Дунин-Барковской, Н. А. Соловьевой) и Института геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН (Г. П. Сандимировой, Е. В. Смирновой, М. И. Арсенюк) за большой объём аналитических исследований, а также всем специалистам, принявшим участие в обсуждении основных положений статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 13–05-00 262, 14–05-31 263, 14–05-00 708).

Список литературы

1. *Белоусов В. И., Сугробов В. М., Сугробова Н. Г.* Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.
2. *Ерощев-Шак В. А.* Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 131 с.
3. *Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
4. *Коробов А. Д.* Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. 50 с.
5. *Русинов В. Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
6. *Рычагов С. Н., Давлетбаев Р. Г., Ковина О. В.* Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–55.
7. *Рычагов С. Н., Соколов В. Н., Чернов М. С.* Гидротермальные глины как высокодинамичная коллоидно-дисперсная минералого-геохимическая система // ДАН. 2010. Том. 435. С. 806–809.
8. *Рычагов С. Н., Соколов В. Н., Чернов М. С.* Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. № 4. С. 378–392.
9. *Сергеева А. В., Рычагов С. Н., Чернов М. С.* Фосфаты гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка): характеристика и путь образования // Материалы ежегодной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», 2014. С. 306–310.
10. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
11. *Hemley J. J., Jones W. R.* Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis of hydrogen metasomatism // Econ. Geol. 1964. Vol. 59. № 4. P. 238–369.
12. *Reyes A. G.* Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1990. Vol. 43. P. 279–309.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 549.02+552.11+552.323.5

Д. П. Савельев[1], П. Ю. Плечов[2], Т. М. Философова[1]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*
e-mail: savelyev@kscnet.ru

[2] *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва*

Лимбургит из пикритового комплекса горы Шаромский Мыс (Восточная Камчатка)

Дана характеристика лимбургита (бесполевошпатовой высококальциевой породы семейства щелочных пикробазальтов) из пикритового комплекса г. Шаромский Мыс. Структуру породы определяют обильные крупные (до 2 мм) вкрапленники и гломеропорфировые сростки клинопироксена, погруженные в измененную основную массу, содержащую также футляровидные и расщепленные кристаллы клинопироксена, зёрна замещенного тальком и серпентином оливина и биотит. Состав клинопироксена вкрапленников и основной массы показывает эволюцию расплава при кристаллизации породы. Состав шпинелида, содержащегося в качестве включений в клинопироксене лимбургитов, резко отличен от шпинели пикритов. Геохимические параметры лимбургита сходны с таковыми для пикрита этого же района, чёткий тантал-ниобиевый минимум говорит об островодужном генезисе пород.

Вулканические комплексы, включающие пикритовые лавы, всегда привлекают особое внимание петрологов. Это связано с тем, что ультрамафиты являются индикатором особых условий магмогенеза, прежде всего — повышенных степеней плавления мантийных источников. Важным является также вопрос генетической связи пикритов с вмещающими породами меньшей магнезиальности.

На Восточной Камчатке ультрамафические вулканиты развиты на нескольких участках — в составе мел-палеогеновых островодужных образований в хребтах Тумрок и Валагинский, в р-не г. Шаромский Мыс [2–3, 7], а также в составе палеоокеанических комплексов на п-ове Камчатский Мыс и на Вахильском поднятии [5, 6] (рис. 1). В Восточных хребтах пикриты тесно связаны с вулканическими породами меньшей магнезиальности. Некоторые исследователи отмечают, что пикробазальты и гиаломеланефелиниты (авгититы) предшествуют появлению пикритов [4]. Состав пикритов Восточной Камчатки изучен достаточно детально, в то же время другим ультрамафитам уделялось значительно меньшее внимание. В нашей статье мы представляем результат изучения лимбургита (бесполевошпатовой высококальциевой породы семейства щелочных пикробазальтов), отобранного на одном из участков развития пикритов — в р-не г. Шаромский Мыс.

Гора Шаромский Мыс является северным окончанием Ганальского хребта, но во многих публикациях этот район отнесен к Валагинскому хребту [напр., 2], что отражает принадлежность района к геологическим структурам Валагинского хребта. Здесь развиты мел-палеогеновые вулканогенно-осадочные островодужные образования [2], на геологической карте они отнесены к валагинской серии [1].

Изученные нами породы были отобраны в тектонической зоне в борту ручья у западного подножия г. Шаромский Мыс, в обнажении преобладали обломки лав и туфов пикритов, заключенные в серпентинитовый матрикс. Порода D1447–4 имеет весьма экзотический химический, нормативный и модальный состав (табл. 1). По содержанию кремнезёма, щелочей и оксида магния порода может быть отнесена к низкотитанистым щелочным пикробазальтам или базанитам (рис. 2). От пород семейства пикритов она отличается меньшим содержанием MgO и гораздо большим содержанием CaO (рис. 38). Отношение CaO/Al_2O очень высокое (2,12) при высоком содержании K_2O (1,48 мас.% в пересчете на безводные 100%). В нормативном составе эти особенности проявляются в появлении нормативного ларнита и фельдшпатоидов.

В породе обильны крупные гломеропорфировые сростки (2–5 мм) кристаллов и отдельные вкрапленники (до 2 мм) клинопироксена, погруженные в основную массу (рис. 4а). Большинство вкрапленников клинопироксена содержат многочисленные включения шпинелида до 0,1 мм размером. В основной массе выделяются футляровидные и расщепленные кристаллы клинопироксена длиной до 1 мм в измененной, возможно, изначально стекловатой

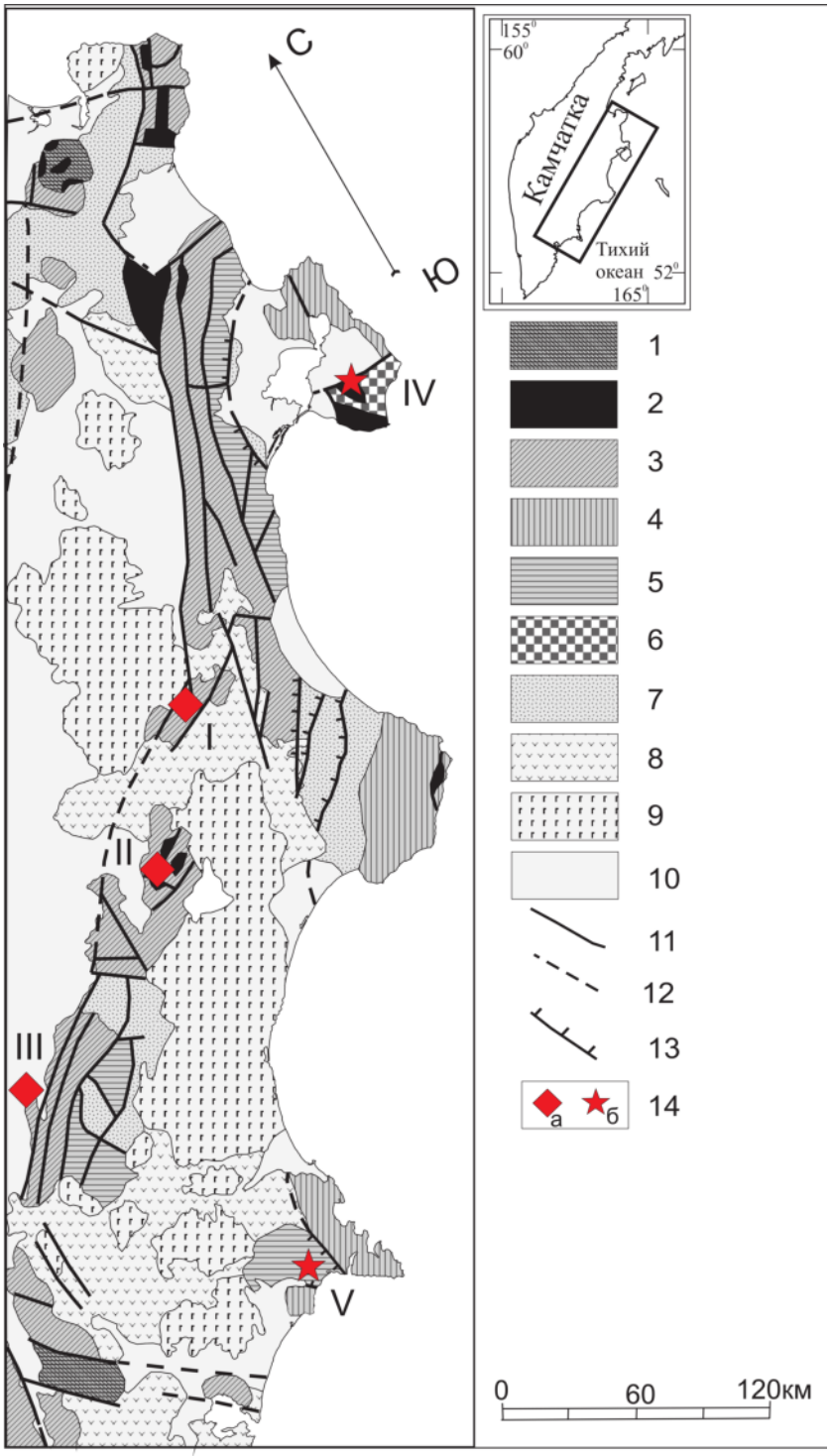


Рис. 1. Тектоническая схема Восточной Камчатки. 1–6 — мел-палеогеновые аккреционно-складчатые комплексы: 1 — выступы метаморфических пород, 2 — гипербазиты и габбро офиолитовой ассоциации, 3 — мел-палеоценовые аллохтонные образования Озерновско-Валагинской палеодуги, 4 — верхнемеловые-эоценовые образования Кроноцкой палеодуги, 5 — верхнемеловые-эоценовые образования ветловского аккреционного комплекса, 6 — меловые океанические образования смагинского комплекса; 7 — олигоцен-миоценовые молассовые образования Тюшевского и Литкенского прогибов; 8–9 — образования Восточно-Камчатского вулканического пояса: 8 — миоцен-плиоценовые и плиоцен-эоплейстоценовые комплексы, 9 — четвертичные вулканиты; 10 — рыхлые отложения четвертичных депрессий, 11–13 — разрывные нарушения: 11 — достоверные, 12 — предполагаемые под рыхлыми отложениями, 13 — надвиги; 14 — выходы пикритов Восточной Камчатки (I — хр. Тумрок, II — Валагинского хр., III — г. Шаромский Мыс, IV — п-ова Камчатский Мыс, V — Вахильского поднятия), а — островодужных, б — океанических.

матрице (рис. 4б-г). Оливин полностью замещен вторичными минералами (тальк и серпентин). В первоначальной породе он присутствовал в подчиненных количествах в виде небольших (0,2–0,3 мм) округлых зёрен. Мелкие поры (0,1–0,2 мм) распределены в породе относительно равномерно и заполнены вторичным карбонатом. При изучении породы на сканирующем электронном микроскопе в основной массе были определены также пластинки биотита до 0,1 мм длиной.

Петрографически и петрохимически порода отвечает лимбургитам (первое описание Rosenbusch, 1872), т. е. бесполевошпатовой вулканической породе, характеризующейся обилием вкрапленников авгита в первоначально стекловатой основной массе. Высокие даже для лимбургитов содержания кальция могут объясняться кумуляцией клинопироксена или вторичными процессами карбонатизации. В пользу второго говорит аномально высокое содержание в породе Sr.

Таблица 1. Содержание петрогенных окислов (в масс. %) и микроэлементов (в г/т) в ультрамафических породах г. Шаромский Мыс.
Петрогенные окислы определены методом XRF в аналитическом центре ИВиС ДВО РАН (аналитик Н. Ю. Курносова), FeO — суммарное железо; микроэлементы определены методом ICP-MS в ИПТМ РАН, г. Черноголовка (аналитик — В. К. Карандашев). 1 — лимбургит (образец D1447–1), 2 — пикрит (образец D1446).

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сум.
1	39,8	0,47	8,1	13,3	0,17	17,1	13,5	1,9	1,4	0,39	4,27	100,3
2	31,4	0,32	5,6	10,9	0,10	0,7	38,6	0,8	0,1	0,20	11,09	99,8

	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As
1	2,2	0,80	45,8	267	113	48,7	70,5	135,1	75,4	7,2	-
2	31,5	0,61	17,0	130	1403	50,5	1145	40,5	58,9	7,2	0,17

	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sb	Cs	Ba	La
1	45,7	920	11,0	30,3	0,46	0,23	0,062	0,15	0,93	324	5,4
2	4,1	134	5,9	21,9	0,47	0,24	0,030	0,083	1,08	14	3,1

	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm
1	14,3	2,2	11,0	2,9	0,92	2,7	0,39	2,2	0,41	1,2	0,16
2	9,1	1,4	6,8	1,6	0,45	1,4	0,21	1,2	0,23	0,67	0,09

	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pt	Tl	Pb	Bi	Th	U
1	1,1	0,16	1,0	0,024	0,18	0,010	0,26	5,1	0,034	0,69	0,42
2	0,60	0,092	0,66	0,026	0,051	—	0,015	0,58	—	0,47	0,39

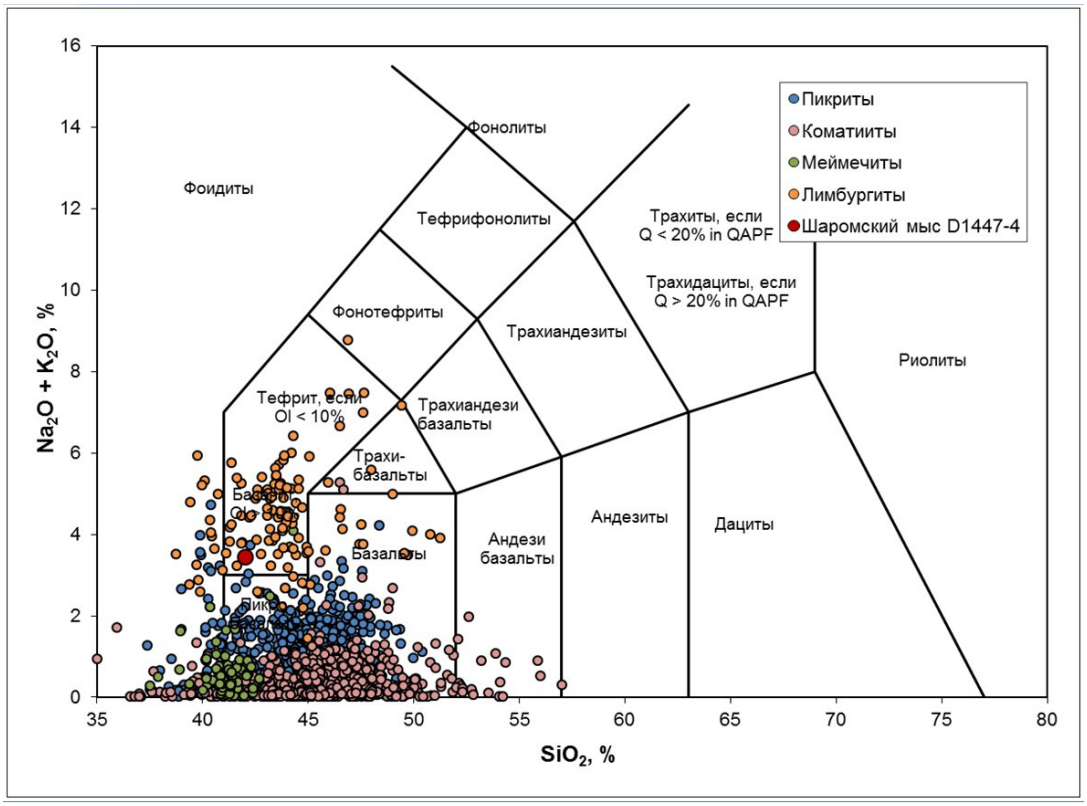


Рис. 2. Состав породы D1447–4 в сравнении с породами семейств пикритов и субщелочных пикробазальтов на диаграмме TAS. Выборка пикритов, коматиитов, меймечитов и лимбургитов по базе GeoRoc.

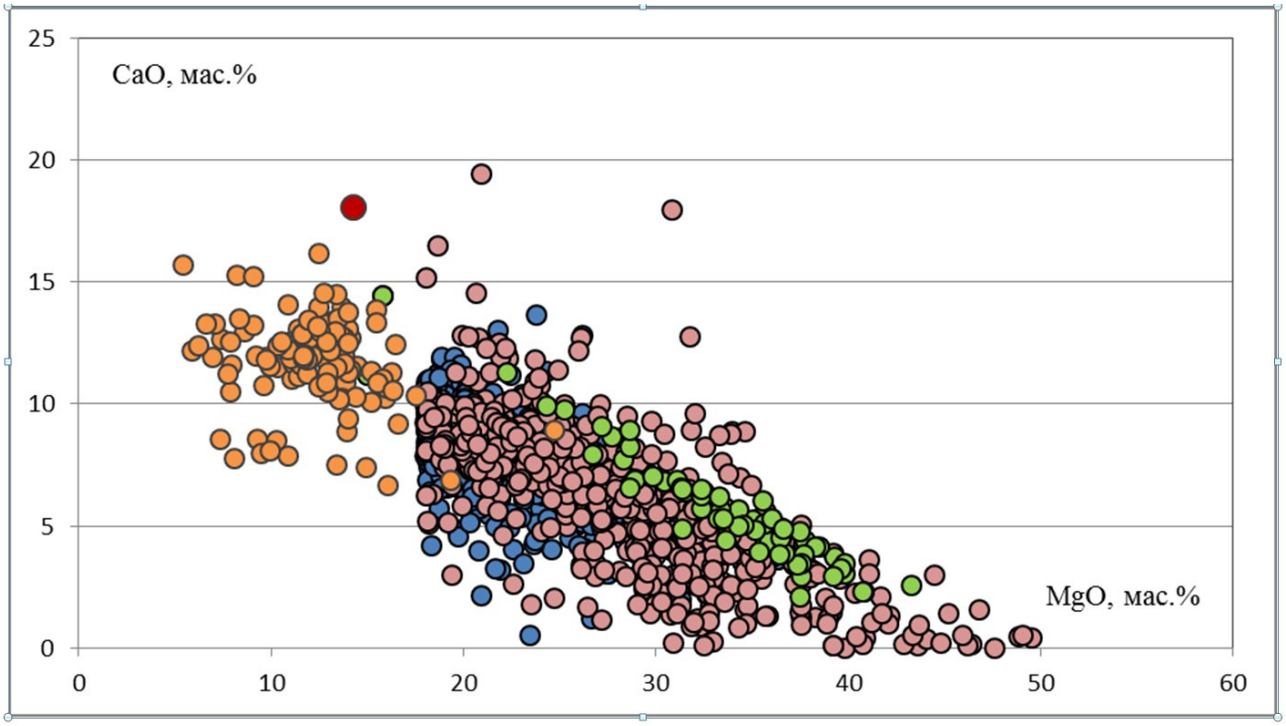


Рис. 3. Состав породы D-1447–4 в сравнении с породами семейств пикритов и субщелочных пикробазальтов на диаграмме MgO- CaO. Выборка пикритов, коматиитов, меймечитов и лимбургитов по базе GeoRoc. Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

Состав минералов был определён в ИВиС ДВО РАН на микроанализаторе «Camebax» с помощью ЭДС X-Max 80. Клинопироксены вкрапленников несколько более магнезиальные, чем клинопироксены основной массы ($(Mg/Mg + Fe^{2+}) = 0{,}81–0{,}88$ и 0,75–0,85, соответственно). Также вкрапленники несколько обеднены (по сравнению с клинопироксенами о.м.) Al_2O_3, Fe_2O_3 и TiO_2. В отличие от клинопироксенов пикритов, клинопироксены лимбургитов практически не содержат хрома, что согласуется с геохимией пород. Центр и край вкрапленников почти не отличаются по составу, слабая зональность проявлена в том, что некоторые зоны (не краевые, но и не самые центральные) обогащены SiO_2 и обеднены Al_2O_3 и TiO_2, что на изображении, сделанном в обратно рассеянных электронах, выражено в виде более темных узких полос (рис. 4г). Признаком изменения состава расплава в процессе кристаллизации породы является также то, что практически все крупные вкрапленники клинопироксенов содержат многочисленные включения шпинелидов (титаномагнетита), а в основной массе шпинелиды отсутствуют. Состав этих шпинелидов очень сильно отличается от шпинелей пикритов. Шпинелиды внутри клинопироксенов лимбургитов характеризуются очень сильной окисленностью, низкой хромистостью и глиноземистостью. Состав такой (среднее из 26 анализов): $TiO_2 = 2{,}3$; $Al_2O_3 = 6{,}28$; $Cr_2O_3 = 0{,}11$; $MgO = 4{,}80$; $Fe_2O_3 = 58{,}48$; $FeO = 26{,}33$; $MnO = 0{,}46$ (Fe_2O_3 рассчитано исходя из стехиометрии).

Сравнение мультиэлементного спектра лимбургита со спектром пикрита из того же района позволяет предположить происхождение их из единого мантийного источника (рис. 5). Чёткий Ta-Nb минимум говорит об островодужном генезисе пород, что согласуется с геохимическими данными по пикритам Восточных хребтов Камчатки [7]. Если обращать внимание только на элементы, устойчивые при вторичных процессах, то спектры очень близки, в частности, практически параллельны спектры РЗЭ. Резкое обогащение лимбургита K, Rb, Ba, Pb и Sr, возможно, связано с наложенным процессом, которым объясняется и очень высокое содержание Ca (кальциевый метасоматоз?). Но более вероятно, что высокие содержания крупноионных литофильных элементов в исследованном лимбургите связаны с геохимическими особенностями мантийного источника, как это показано для пикритов Восточных хребтов [3, 7]. При этом вторичные процессы уменьшают концентрации этих элементов в пикритах [3].

В изученном нами образце лимбургита анализ показал содержание платины 0,01% (табл. 1), при пороге чувствительности метода — 0,005%. Нельзя делать выводы по одному непредставительному анализу, но, возможно, это не случайная аномалия, а отражение связи ультрамафических пород Шаромского Мыса с массивами платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой формации, развитой на Камчатке.

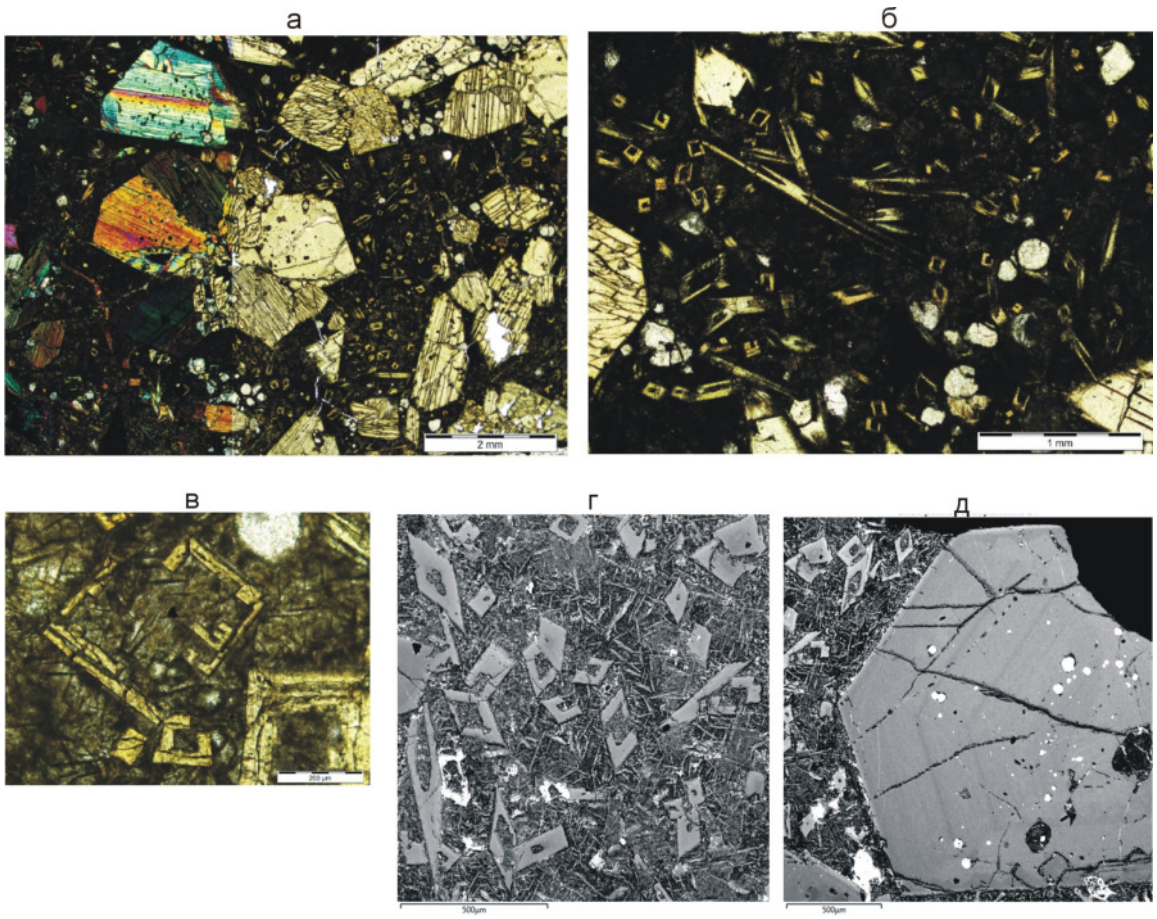


Рис. 4. Структура лимбургита: а-в — фотографии прозрачных шлифов под микроскопом (а — общий облик породы D1447–4, слева изображение в скрещённых николях, справа — при одном николе; б — структура основной массы породы, в — коробчатый кристалл клинопироксена в основной массе); г-д — фотографии в обратно рассеянных электронах (выполнена на сканирующем электронном микроскопе (SEM Vega 3 Tescan)), г — футляровидные кристаллы клинопироксена и микролиты биотита в основной массе, д — вкрапленник клинопироксена с включениями шпинелида.

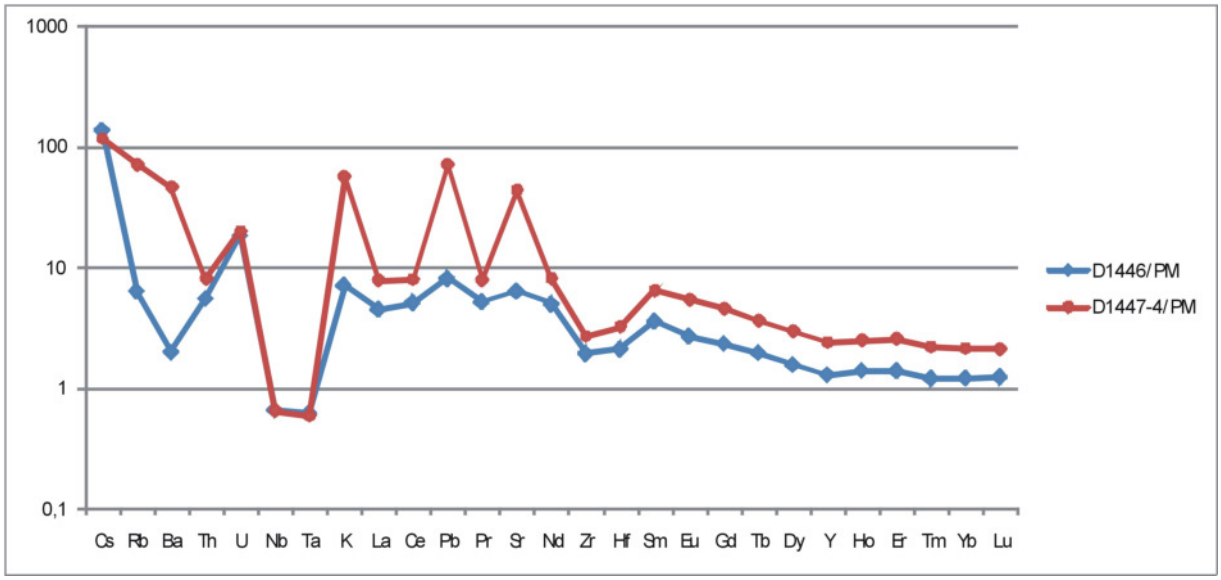


Рис. 5. Мультиэлементные спектры лимбургита и пикрита г. Шаромский Мыс. D1446 — пикрит, D1447–4 — лимбургит. Нормирование выполнено к составу примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток», проект № 15-I-2–045.

Список литературы

1. *Бояринова М.Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Восточно-Камчатская серия. N-57-XV. (Шаромы). М.: 1986. 71 с.
2. *Каменецкий В.С., Данюшевский Л.В., Зинкевич В.П. и др.* Новые данные о пикритах горы Шаромский Мыс (п-ов Камчатка) // Геохимия. 1991. № 4. С. 597–604.
3. *Каменецкий В.С., Соболев А.В., Карпенко С.Ф., Портнягин М.В.* Ультрамафический вулканизм Восточной Камчатки: геохимия и петрология. В сб.: Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. С. 156–196.
4. Магматические горные породы. Том. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 512 с.
5. *Савельев Д.П.* Плагиоклазовые пикриты п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 43–53.
6. *6. Савельев Д.П.* Меловые пикриты Восточной Камчатки: новые данные // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 118–123.
7. *7. Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.-L., Semet M.P.* Petrology and Geochemistry of Cretaceous Ultramafic Volcanics from Eastern Kamchatka // J. Petrology. 1995. Vol. 36. № 3. P. 637–662.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2015

УДК 549.3+553.2+552.323.6

Д. П. Савельев, Т. М. Философова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: savelyev@kscnet.ru

Благородные металлы и интерметаллиды в сульфидах из меловых пикритов п-ова Камчатский Мыс

В работе представлены результаты определений благородных металлов и их соединений в сульфидных глобулях из пикритов мелового офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс. Сульфидные глобули в пикритах имеют магматический генезис, состоят из пирротина, пентландита и сульфида со структурой распада твёрдого раствора (халькопирита с ламелями железо-никелевого сульфида), они наблюдаются как в виде сферовидных расплавных включений во вкрапленниках оливина, так и в виде разнообразных выделений до 0,3 мм в основной массе породы. При изучении сульфидов на сканирующем электронном микроскопе в них найдены микровключения Au, Au + Ag, Pd_2Sn, Pt, а также комплексные включения, содержащие перечисленные элементы и соединения, иногда с примесью As. Размеры микровключений не превышают 1,5 мкм. Благородные металлы выделились в виде самородной фазы до разделения сульфидной жидкости на медную, никелистую и железистую фазы.

Представленная работа является продолжением исследований петрологии и рудоносности пикритов из мелового офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс [1–2]. Понимание механизма образования рудных скоплений благородных металлов при эволюции магматических комплексов является актуальной задачей как для минерагенических, так и для петрологических исследований. Достаточно хорошо изучены рудоносные интрузивные комплексы трапповой формации, содержащие залежи сульфидных руд, богатых элементами группы платины (PGE), Au и Ag [напр. 3]. Также достаточно много данных получено по минералогии и геохимии PGE в мантийных перидотитах [напр. 5]. Значительно меньше изучены магматические сульфидные включения в вулканических породах мантийного генезиса, практически каждая находка PGE в них заслуживает внимательного изучения. Важность изучения поведения PGE в магматическом процессе связана также с решением такой важной петрологической проблемы, как идентификация материала земного ядра в продуктах вулканизма. Например, по содержанию и соотношению PGE путём моделирования процессов частичного плавления показано, что источник базальтов плато Онтонг-Джава включал до 0,5% материала внешнего ядра [4]. Попыткой подобраться именно к этой проблеме и является исследование PGE в породах плюмгенерированного офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс.

Плагиоклазовые пикриты найдены в зоне серпентинитового меланжа к востоку от Солдатского гипербазитового массива [1]. Сульфиды в них наблюдаются в виде сферических расплавных включений во вкрапленниках оливина и в виде каплевидных или бесформенных выделений размером до 0,3 мм в основной массе. Некоторые более крупные расплавные включения в оливинах являются многофазными, сульфидный шарик является одной из фаз. Строение сульфидных глобулей неоднородное, они состоят из пирротина, пентландита, халькопирита и фаз сложного состава со структурой распада [2]. Среди исследованных сульфидных образований крупнее 50 мкм практически не наблюдается мономинеральных выделений.

На данном этапе исследований основное внимание было уделено поиску и изучению микровключений благородных металлов в сульфидах. Из двух образцов плагиоклазовых пикритов было выделено 220 зёрен сульфидов размером 50–200 мкм. Зёрна были собраны в шашку, залиты эпоксидной смолой и отполированы. Судя по предыдущим нашим исследованиям [2], сульфидные включения в оливинах по составу не отличаются от выделений в основной массе, поэтому они изучались без разделения. Более детально были изучены сульфидные шарики, заключенные внутри неизменённых кристаллов оливина (рис. 1а, в). Они состоят из тех же железо-медно-никелевых сульфидов (рис. 1б, г), что доказывает их магматический генезис и полностью отвергает связь с постмагматическими процессами.

На сканирующем электронном микроскопе VEGA-3 с ЭДС X-MAX было изучено 220 зёрен сульфидов, около 50 зёрен содержали выделения благородных металлов размером 0,5–1,5 мкм, которые отличаются на фоне сульфидов более ярким свечением при сканировании в обратно рассеянных электронах. Всего найдено около 90 таких выделений благородных металлов и интерметаллидов.

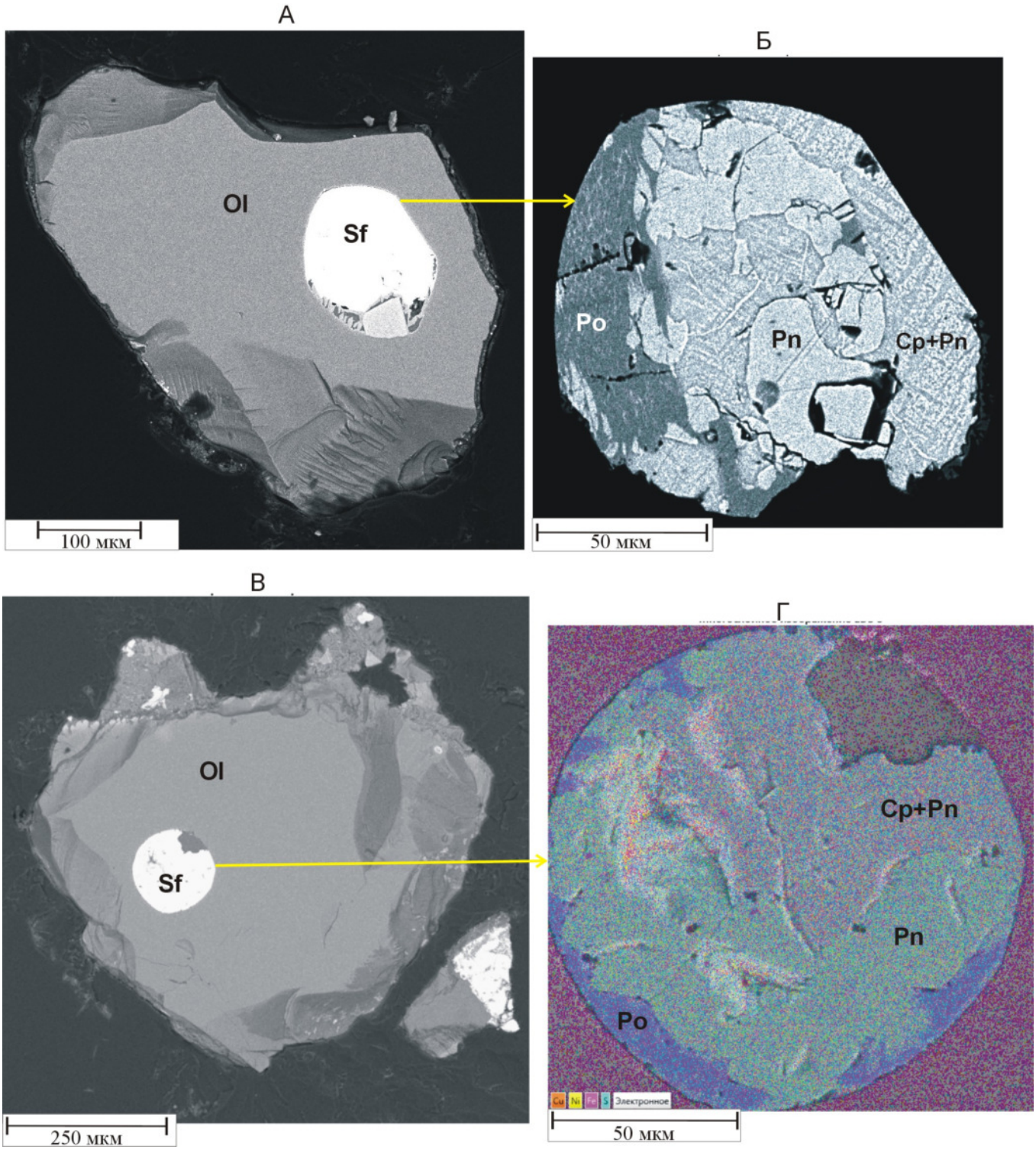


Рис. 1. Сульфидный шарик — расплавное включение в неизмененном кристалле оливина. Изображения выполнены на сканирующем электронном микроскопе (SEM Vega 3 Tescan) в обратно рассеянных электронах с разным контрастом (А-В) и с учётом характеристического рентгеновского излучения электронов (Г). Ol — оливин, Sf — сульфид, Pn — пентландит, Cp — халькопирит, Po — пирротин.

В основном зёрна сульфидов содержали 1–2 микровыделения, но одно из зёрен содержало 14 микровыделений (рис. 2), причём разного состава. Среди этих микровыделений преобладают зёрна паоловита (Pd_2Sn), Au + Ag в разных пропорциях (как с преобладанием серебра, так и с преобладанием золота) и Au без примеси Ag, а также комплексные выделения, в которых определены Pd + Sn + Au ± Ag ± As. Были найдены единичные выделения Pt и Pt + Au. Обнаружено также несколько выделений сложно-

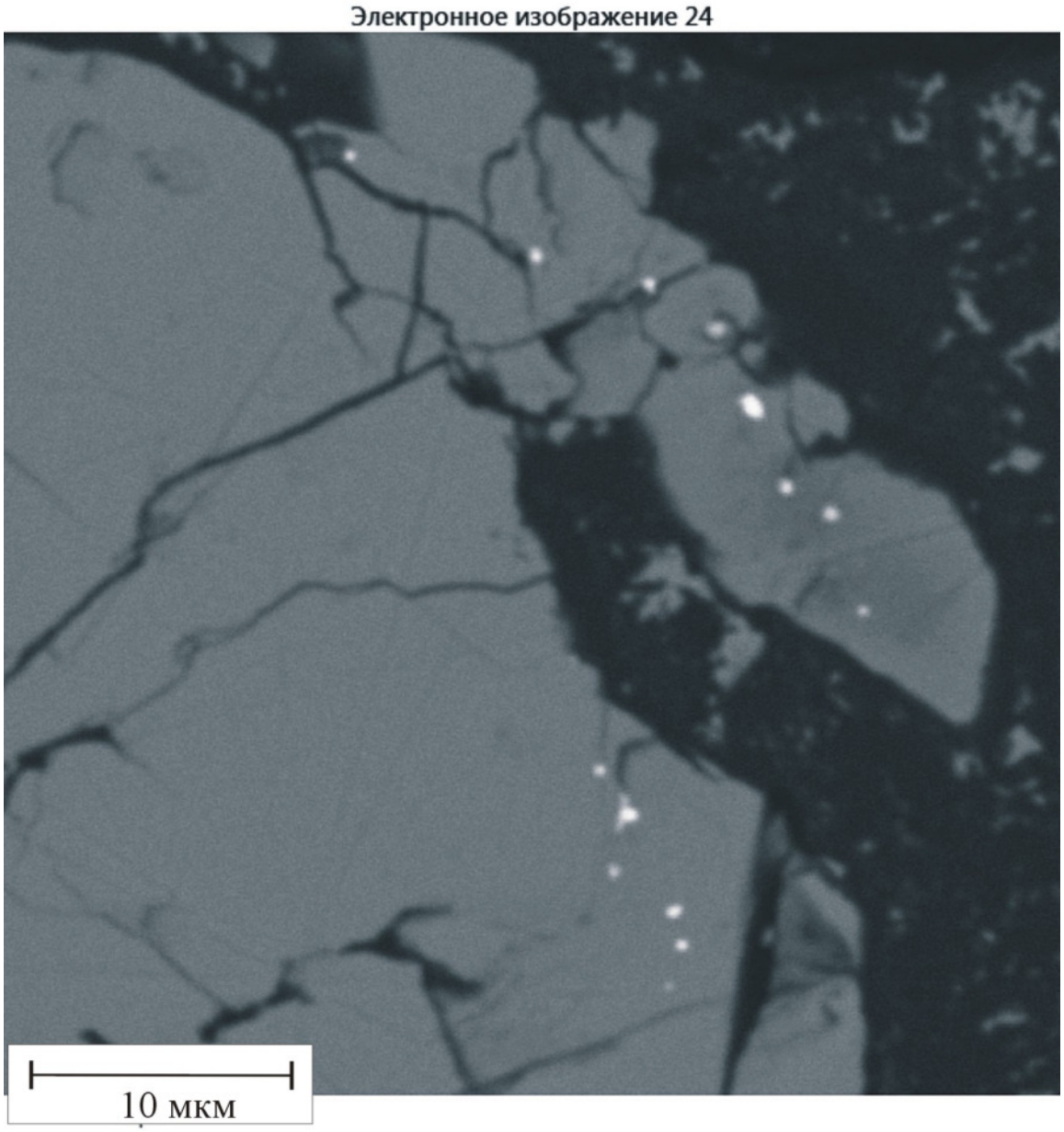


Рис. 2. Выделения золота и паоловита в сульфиде. Фото в обратно рассеянных электронах.

го состава — Pd + Sn + Pt + Au + Ag + As (рис. 3). В двух комплексных выделениях присутствует также Zn. Из-за маленьких размеров выделений и частичного захвата сульфидной матрицы при анализе не представляется возможным определить отдельные минеральные фазы таких выделений. Паоловит идентифицирован по отношению Pd : Sn (атомные %), которое близко к 2 в большинстве анализов микровыделений (в которых присутствует палладий), причём вне зависимости от количества сульфидной матрицы и наличия других компонентов (рис. 4).

Наличие выделений самородных металлов и интерметаллидов в сульфидных зёрнах не зависело от состава вмещающей сульфидной матрицы. Такие выделения были найдены и в пирротине, и в пентландите, и в сульфиде со структурой распада на пентландит и халькопирит. Из этого можно сделать вывод, что выделение самородной фазы благородных металлов происходило при остывании расплава после отделения сульфидной жидкости от силикатной, но до её распада на отдельные фазы.

Комплексный состав обнаруженных в сульфидах микровыделений говорит о насыщенности первичного расплава различными PGE, золотом и серебром, что не противоречит сделанному ранее предположению о примеси вещества земного ядра в мантийных источниках плюмгенерированных пикритов офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс [2].

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток», проект № 15-I-2–045

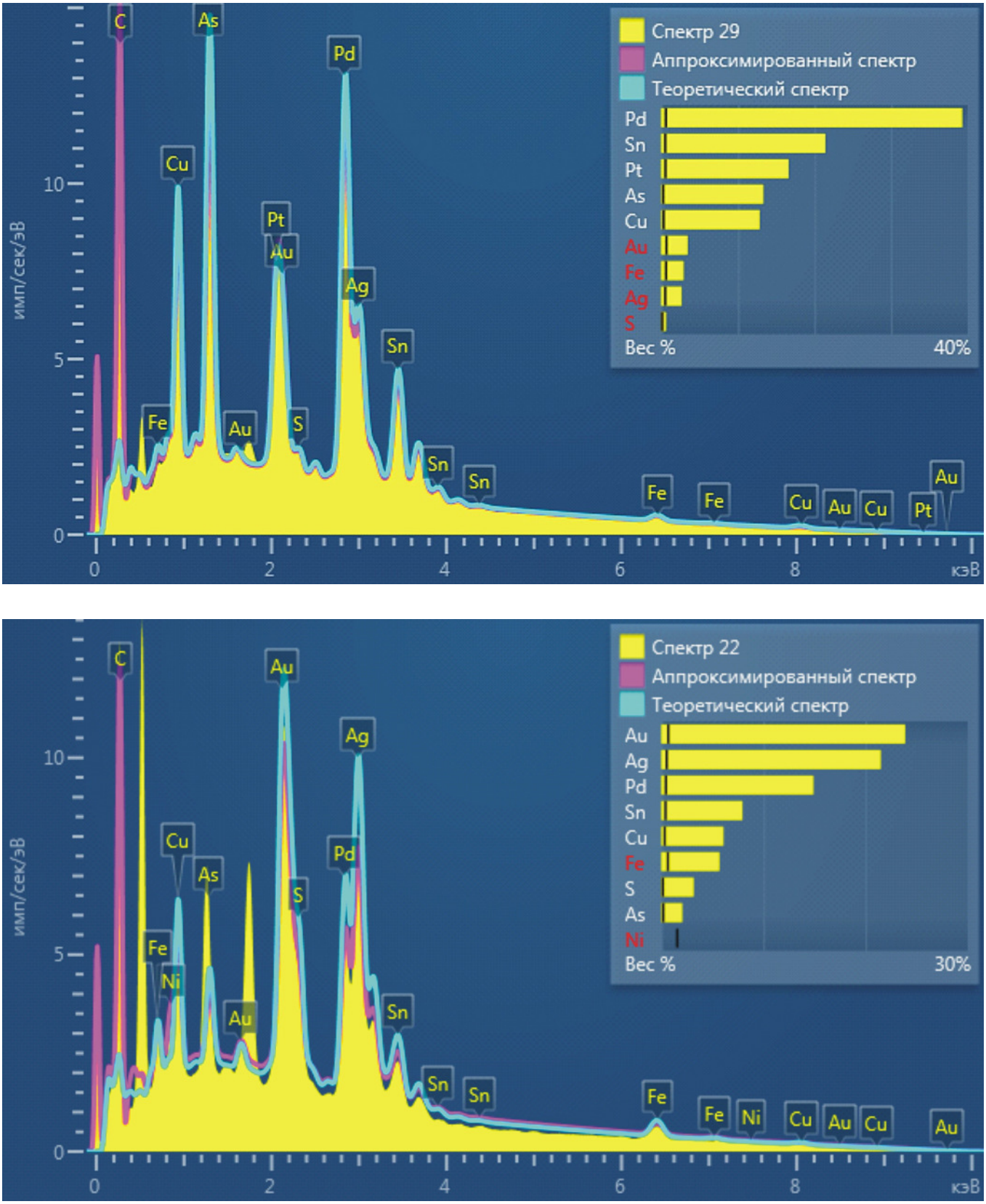


Рис. 3. Примеры спектров, полученных при анализе микровыделений сложного состава (а — микровыделение состава — $Pd_2Sn + Pt + As + Cu + Au + Ag$ почти без захвата сульфида; б — микровыделение, состоящее из Au + Ag и паоловита с примесью As и небольшим захватом сульфидной матрицы).

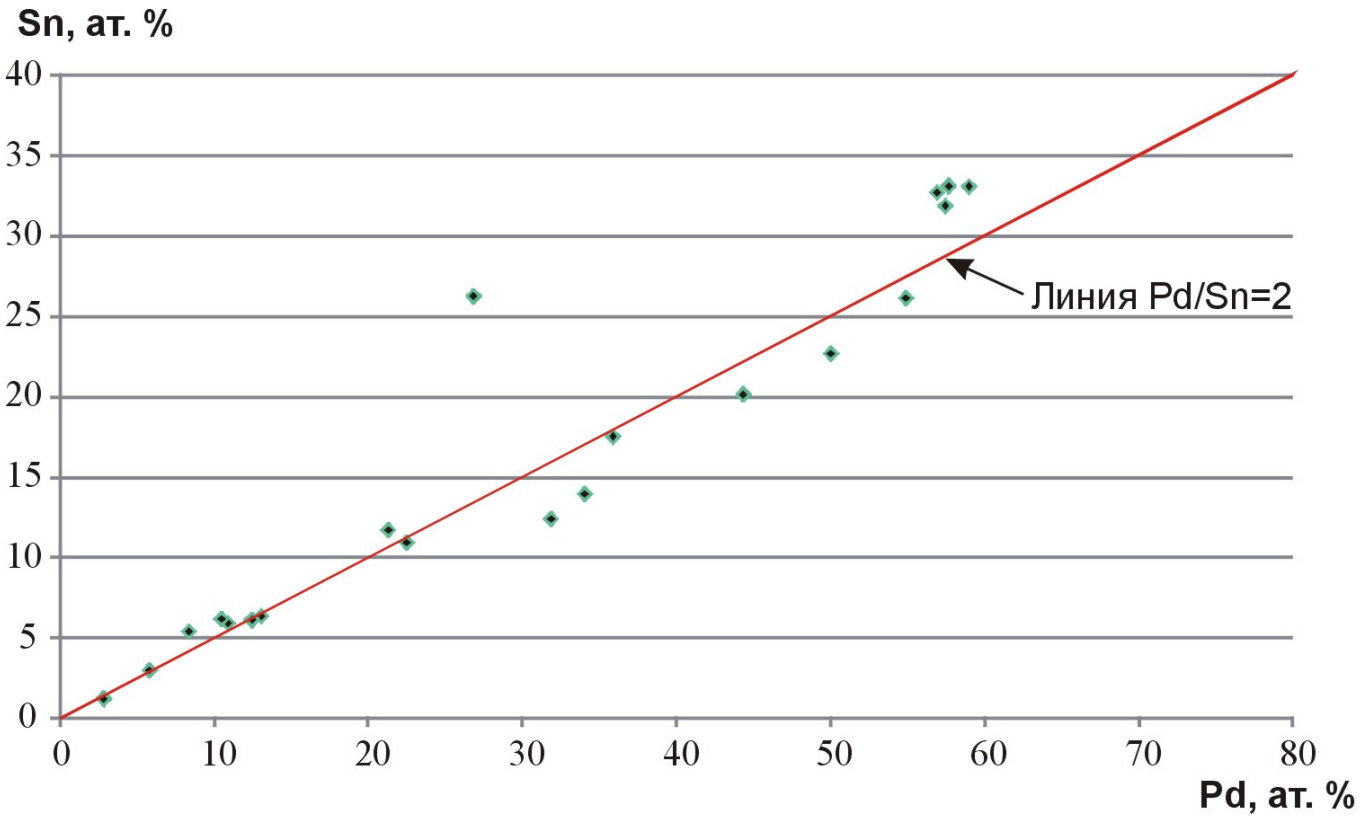


Рис. 4. Состав микровыделений, содержащих паоловит, на диаграмме Pd – Sn (атомные %).

Список литературы

1. *Савельев Д. П.* Плагиоклазовые пикриты п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2014. №4. С. 43–53.
2. *Савельев Д. П., Философова Т. М.* Магматические сульфиды в пикритах п-ова Камчатский Мыс // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 27–28 марта 2014 г. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 120–126.
3. *Спиридонов Э. М.* Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Том. 51. №9. С. 1356–1378.
4. *Ely J. C., Neal C. R.* Using platinum-group elements to investigate the origin of the Ontong Java Plateau, SW Pacific // Chemical Geology. 2003. Vol. 196. P. 235–257.
5. *Lorand J.-P., Luguet A., Alard* O. Platinum-group element systematics and petrogenetic processing of the continental upper mantle: A review // Lithos. 2013. Vol. 164. P. 2–21.

Именной указатель

Абкадыров И. Ф., 161
Ананьев В. В., 138, 214
Андреев В. И., 7
Аникин Л. П., 105, 214
Базанова Л. И., 138
Белоусов А. Б., 223
Белоусова М. Г., 223
Блох Ю. И., 105
Болдина С. В., 148
Бондаренко В. И., 105
Вергасова Л. П., 214, 223
Викулин А. В., 113, 116, 132
Волынец А. О., 12
Воронин П. О., 232
Воропаев П. В., 161, 170
Герус А. И., 116, 132
Гирина О. А., 16, 21, 26, 92
Гонтовая Л. И., 122
Горбач В. А., 7
Горностаева Т. А., 247
Грибоедова И. Г., 12
Гусева Н. В., 148
Демянчук Ю. В., 16, 21, 46, 176
Долгаль А. С., 105, 125
Долгая А. А., 132
Дрознин В. А., 32, 39
Дунин-Барковский Р. Л., 214
Ермаков В. А., 122
Ерёмина Т. С., 214
Ефстифеева А. С., 148
Жаринов Н. А., 46, 56
Жидков Г. В., 138
Зарубина Н. В., 125
Зобенько О. А., 261
Зубов А. Г., 138
Иваненко А. Н., 125
Иванов М. В., 125
Карданова О. Ф., 240
Карпов Г. А., 240
Карташов П. М., 247
Карташёва Е. В., 214, 261
Касимова В. А., 154
Кирюхин А. В., 232, 235
Кирюхин П. А., 235
Кляпицкий Е. С., 66, 75
Козлов В. В., 253
Коновалова А. А., 161
Копылова Г. Н., 148, 154
Кугаенко Ю. А., 161, 170
Кудаева Ш. С., 247
Леонов В. Л., 66, 75
Леонова Т. В., 75
Любушин А. А., 154
Магуськин К. М., 176
Магуськин М. А., 176
Малик Н. А., 84, 253
Маневич А. Г., 16, 21
Маневич Т. М., 16
Мельников Д. В., 16, 21
Михайлик Е. В., 125
Михайлик П. Е., 125
Москалева С. В., 247, 253
Москалёва С. В., 223, 261
Мохов А. В., 247
Муравьёв Я. Д., 16
Назарова З. А., 122
Назарова М. А., 214, 223
Николаева А. Г., 240
Новикова П. Н., 105, 125
Нуждаев А. А., 16, 21
Овсянников А. А., 138
Округин В. М., 247, 253, 261
Округина А. М., 261
Петрова В. В., 105
Пилипенко О. В., 105
Плечов П. Ю., 277
Плутахина Е. Ю., 253
Поляков А. Ю., 232
Рашидов В. А., 105, 125
Рогозин А. Н., 66, 75
Романова И. М., 92
Рослый Г. А., 261
Рылова С. А., 75
Рычагов С. Н., 270
Савельев Д. П., 277, 283
Салтыков В. А., 161, 170, 199
Самкова Т. Ю., 7
Сенюков С. Л., 122
Серафимова Ю. К., 207
Сергеева А. В., 270
Сидоров Е. Г., 214
Сокоренко А. В., 214
Таранова Л. Н., 154
Титков Н. Н., 170, 176
Трусов А. А., 105
Федотов С. А., 235
Филатов С. К., 223
Философова Т. М., 261, 270, 277, 283
Цуканов Н. В., 97
Чернов М. С., 270
Чирков С. А., 32, 39
Чубаров В. М., 214
Чубаров М. В., 253, 261
Шишканова К. О., 261
Яблокова Д. А., 261