

УДК 549.26:551.21

## СИЛИКАТНО-МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СФЕРУЛЫ И ПРОБЛЕМА МЕХАНИЗМА ИГНИМБРИТОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЯКУТИНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ)

© 2012 г. А. В. Гребенников, С. А. Щека, А. А. Карабцов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
690022 Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159,  
e-mail: greandr@hotmail.com

Поступила в редакцию 03.06.2009 г.

Детальное минералого-геохимическое и петрологическое изучение изверженных пород Якутинской вулканоструктуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Приморье) выявило широкое развитие в них силикатно-металлических образований (“шариков”). Это позволяет по-новому подойти к оценке механизма специфических большеобъемных “горячих” эксплозий. Металлическое ядро (состав колеблется от малоуглеродистых чугунов до когенига), окружается симплектитом, состоящим из кварца, магнетита и кремнеземисто-калиевого стекла (без Na), что позволяет рассматривать все образование как силикатно-металлическую сферулу. Результаты анализов газовой фазы пород приводят к выводу о ее водородно-метановом составе. Расчет реакций окисления этих газов показал, что процесс протекает со значительным сокращением объема и выделением тепла. Это позволяет предполагать, что механизм “горячих” игнимбритовых эксплозий обусловлен обрушением кровли очага в зону взрыва и формированием кальдеры обрушения с выбросом расплава и его последующим распылением на поверхности. Этому способствуют значительный перегрев магмы и насыщенность ее водородом, что сопровождается падением вязкости на несколько порядков даже для таких высококремнеземистых расплавов.

### ВВЕДЕНИЕ

Игнимбритовые извержения являются одним из грандиозных и в то же время зловещих явлений природы, не менее опасных для человечества, чем столкновение Земли с космическими объектами. Огромные массы (тыс. км<sup>3</sup>) выброшенного при эксплозиях материала, высокие температуры не только лав, но и пеплов, явления их спекания на земной поверхности указывают на специфический характер механизма игнимбритовых извержений. Проблеме подобных извержений уделяется большое внимание с начала XX века в связи с тем, что продукты их с одной стороны покрывают огромные площади Италии, Японии, Калифорнии, Новой Зеландии, Камчатки, Приморья и других регионов, а с другой — их образование связано с разрушительным типом извержений, неоднократно приводившим к экологическим катастрофам на Земле. Термин игнимбрит (огненный дождь) ввел в 30-х годах прошлого столетия П. Маршалл [Marshall, 1935], чей классический труд по игнимбригам Новой Зеландии не утратил своего значения до наших дней, особенно в наблюдательной части. Им же выделены и основные геолого-петрографические особенности игнимбритов: 1 — исключительно однородные структуры пород с признаками флюиальности; 2 — интенсивное спекание вулканического материала,

вплоть до прослоев вулканического стекла; 3 — отсутствие конкретных вулканических аппаратов (конусов), свидетельствующее о трещинном характере эксплозий. Этот автор, признавая выброс материала в распыленном нагретом состоянии, допускает его литификацию не обычным спеканием с образованием вторичного расплава — фьямме, а “склеиванием” (adhesion) нагретых частиц. В работах, посвященных проблемам игнимбритообразования, представлены самые различные, зачастую противоречивые взгляды не только на происхождение, но и на механизм извержений игнимбритовых магм. Высказанные по этому поводу мнения можно объединить в три основные гипотезы: обычная туфовая [Заварицкий, 1947; Marshall, 1935 и др.], гипотеза лавового потока [Влодавец, 1961; Левинсон-Лессинг, 1928; Beck, Robertson, 1955; Kennedy, 1955; Lacroix, 1930 и др.] и связанная с ней теория ликвационного расщепления расплавов [Маракушев, 1979; Steiner, 1960] и гипотеза раскаленного пирокластического “ливня” [Rittmann, 1960].

Мы также считаем, что игнимбриты образованы из пирокластических потоков типа “палящих лавин”, выброшенных в виде очень подвижной газовой-жидкой эмульсии, состоящей из обрывков и капель расплава, частиц раскаленного пепла и другого пирокластического материала. Расширяющиеся газы придают потоку высокую подвиж-

ность. Газово-жидкая (расплавная), насыщенная кристаллами минералов, пеплом и редкими обломками пород, магматическая эмульсия палящей лавиной растекалась с огромной скоростью на десятки и сотни километров без разрыва сплошности извергнутого материала и, застыв, сохраняла своеобразный лавоидный облик.

Суммируя эти взгляды можно сделать вывод, что решение проблемы образования игнимбриотов тесно связано с выяснением роли и характера флюидного режима, а также спецификой продуктов извержений, что и является основной целью предлагаемой работы.

Изучение магматических образований богоспольского комплекса (ранний палеоген) Якутинской вулcano-тектонической структуры (ВТС) (Приморье), проведенное с применением современной аналитической техники, позволило получить оригинальные минералогические и изотопно-геохимические данные по их составу, установить наличие отчетливой вертикальной зональности в распределении последовательно сформированных покровов игнимбриотов и цикличности вулканических извержений [Гребенников, 2003; Grebennikov, Maksimov, 2006]. Эти исследования показали, что игнимбриитообразующие расплавы являлись высоко восстановленными. Помимо преобладания двухвалентного железа над трехвалентным в минералах игнимбриотов (исключительно ильменитовый состав Fe-Ti оксидов, низкая степень окисленности вулканических стекол, крайне железистый состав пироксенов и оливинов), об этом же убедительно свидетельствуют и обнаруженные авторами силикатно-металлические глобулы, содержащие самородное железо и когениит.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Микроанализ минералов и стекол проводился на электронном микроанализаторе JXA 8100 (Япония) с тремя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром INCA (OXFORD, Англия) в Дальневосточном геологическом институте и в Университете Шимане, Япония. Ускоряющее напряжение и ток на образцах — 15–20 кВ и  $2 \cdot 10^{-8}$  А, соответственно. Разрешение ППД — 137 eV. В качестве стандартов использовались неоднократно апробированные во многих лабораториях природные и синтезированные минералы. Для количественного анализа углерода образцы и эталоны напылялись золотом. При анализе металлической части сферулы установлено, что при напылении образцов графитом наблюдается прирост концентрации углерода 5–6 мас. %. Определение микро- и макроэлементов в породах в основном выполнено рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре Rigaku RIX 2000 (Университет Шимане, Япония). Часть силикатных анализов была выполнена в Дальневосточном

геологическом институте стандартным методом “мокрой” химии.

Рентгеноструктурные исследования проведены на аппарате APC-2 с монохроматизированным FeK $\alpha$  излучением с источником ИРИС и камерой РКД ( $d = 57.3$ ) фотометодом.

Для анализа газовой фазы минералов отбирались навески 100–200 мг мономинеральных фракций и стекла. Вскрытие навесок осуществлялось термическим методом (800–1000°C) в атмосфере чистого гелия с последующим определением H $_2$ , N $_2$ , CO, CH $_4$ , CO $_2$  и H $_2$ O на хроматографе ЛХМ-8МД.

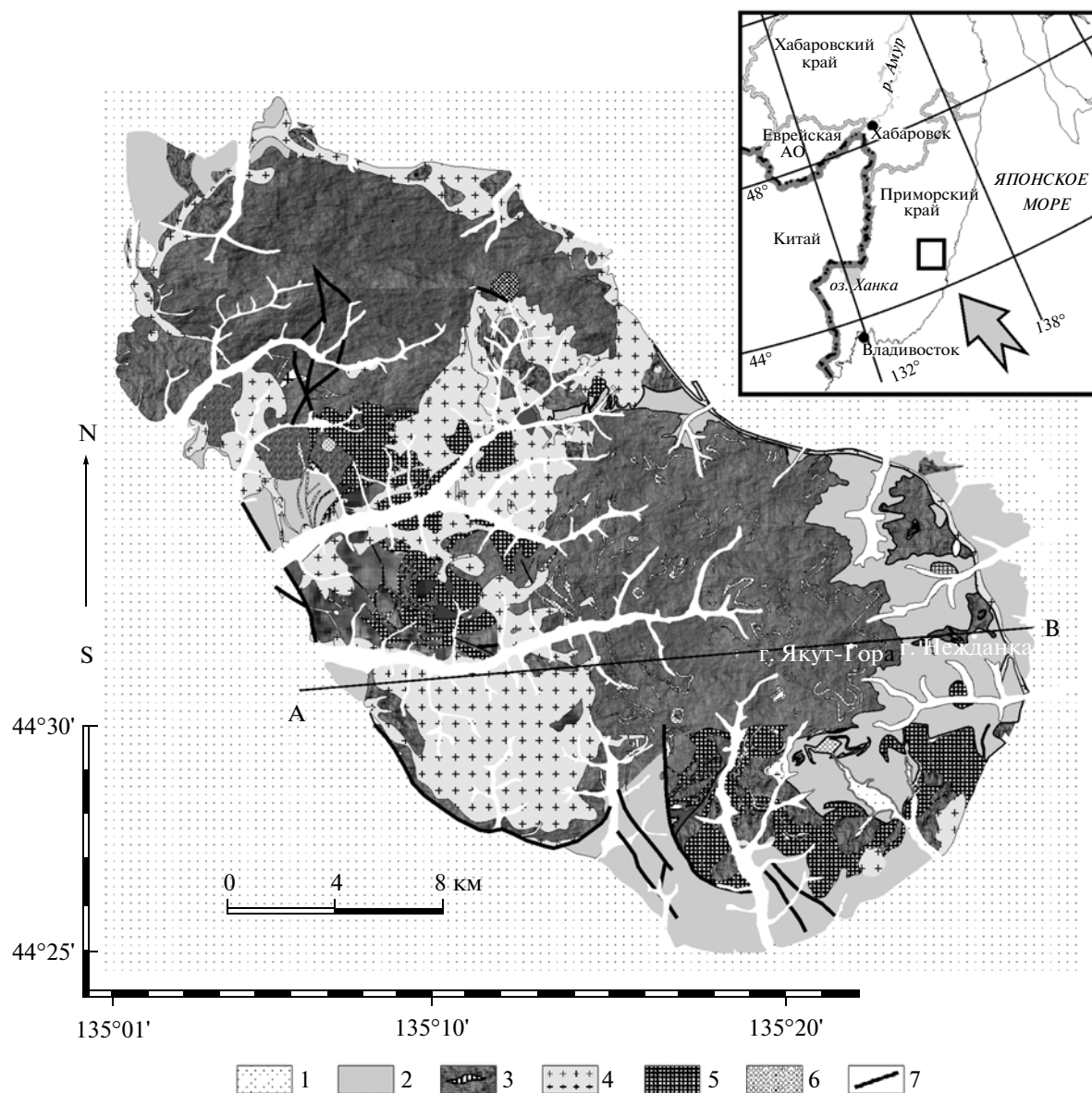
Выделение сферул проводилось как электромагнитной сепарацией из протолочек горных пород, так и отмывкой тяжелой фракции из элювия. Принадлежность сферул к первичному материалу подтверждена находками их непосредственно в шлифах и “сростками” с вмещающим игнимбриотовым стеклом.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

### *Краткая геологическая характеристика Якутинской ВТС*

Детальная геологическая, петрологическая и геохимическая характеристика Якутинской ВТС приведена ранее в ряде работ [Гребенников, 2003; Попов, Гребенников, 2000, 2001; Grebennikov, Maksimov, 2006], поэтому ограничимся краткими сведениями. Рассматриваемая структура располагается в тыловой (западной) части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [Вулканические ..., 1984]. Она вытянута в северо-западном направлении на 40 км и достигает в поперечнике 20 км (см. рис. 1). На современном уровне среза она со всех сторон ограничена прямолинейными и дуговыми разломами, круто падающими к ее внутренним частям, часто заполненными дайками риодацит-порфиров и субвулканическими телами гранитов. Структура морфологически представляет собой депрессию с глубоинной погружения фундамента до 2.5 км, в основании которой находятся интрузивы гранитного состава. В гравитационном поле она выражена интенсивным минимумом [Михайлов, 1989]. Западная и северо-западная части структуры в значительной степени эродированы до уровня приповерхностных магматических камер, выполненных субвулканическими гранитами. Вследствие этого стратифицированные образования отмечены только в южной и восточной части Якутинской ВТС.

В истории формирования вулканоструктуры выделяются два этапа. В первый (маастрихт) произошло накопление пирокластических отложений умеренно кислого состава, слагающих ее основание и отнесенных к сияновскому комплексу. Выходы этих пород наблюдаются в бортовых ча-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Якутинской ВТС.

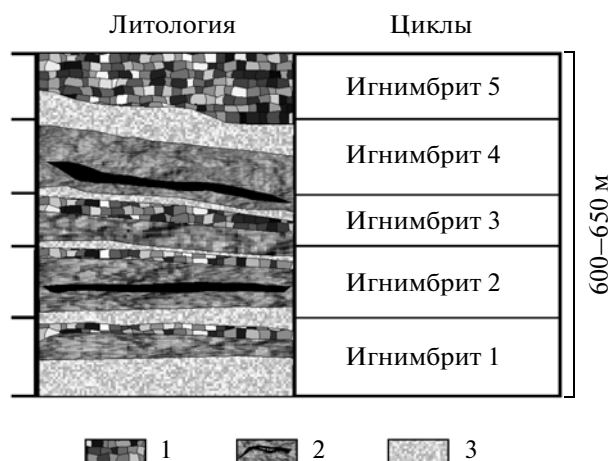
1 – терригенные породы фундамента; 2 – сияновский вулканический комплекс; 3–6 – богопольский вулканический комплекс: 3 – туфы различной степени спекания и игнимбриты с горизонтами вулканических стекол (покровы); 4 – граниты и риолит-порфиры (субвулканические тела); 5 – риолиты (брекчированные экструзивы); 6 – сферолитовые стекла (экструзивы); 7 – основные разломы. На врезке – географическое положение структуры. Разрез по линии А–В – на рисунке 7.

стях кальдеры и в эрозионных окнах среди толщ игнимбритов и туфов риолитов богопольского комплекса, сформированных во второй (данний-эоценовый) этап.

Богопольский комплекс объединяет покровные эффузивные и вулканогенно-обломочные (потоки, покровы, пачки), экструзивно-жерловые (некки, вулканические жерловины, экструзивные купола) и субвулканические фации (корни вулканов – дайки, штоки, лакколиты). В целом комплекс характеризуется высококремнеземистым со-

ставом магматических пород, широким развитием вулканических стекол и преобладанием игнимбритов и в различной степени спекшихся туфов. Следует подчеркнуть, что образования богопольского комплекса распространены только в пределах рассматриваемой ВТС и отсутствуют в ближайшем окружении.

В разрезе Якутинской ВТС выделяется (снизу вверх) пять пачек (далее в тексте соответственно игн. 1–5). Общая мощность отложений 600–650 м (см. рис. 2). В нижней части каждой пачки поро-



**Рис. 2.** Схематический разрез игнимбритового покрова.

1 – слабоспекшиеся туфы риолитов с редкими прослоями туфогенного алевритового материала; 2 – игнимбриды с различной степенью спекания с зонами массивного черного стекла; 3 – рыхлые туфы риолитов.

ды представлены литокластическими туфами риолитов, постепенно переходящими в более компактную зону спекания и далее – в собственно игнимбриды. Самая верхняя часть пачки опять сложена кристалл-, литокластическими отложениями. Согласно Rb-Sr изохронным определениям возраст покрова – 59.7–54.8 млн лет [Grebennikov, 1998].

Субвулканические фации комплекса представлены трещинными интрузивами, дайками и штоками риодацит-порфиров и субвулканических гранитов. Интрузии прорывают туфы риолитов и некоторые экструзивные тела. По данным Rb-Sr датирования, возраст интрузивных образований – 55.3 млн лет.

Экструзивно-жерловые купола могут быть подразделены на два типа. Первый тип представлен вытянутыми, плитообразными или изометричными экструзивами риолитов, в краевых частях имеющими эффузивный облик и переходящими на более низких гипсометрических уровнях в субвулканические гранит-порфиры. Ко второму типу относится ряд зональных экструзивных куполов (г.г. Нежданка, Ключ Березовый), сложенных в центре сферолитовыми риолитами и перлитами, по периферии иногда переходящими в короткие и мощные лавовые потоки. Их возраст составляет 52.9 млн лет [Grebennikov, 1998].

### Петрография и минералогия пород

Полевые исследования показали, что фациальное разнообразие стратифицированных вулканогенно-обломочных пород Якутинской ВТС

определяется различными стадиями эксплозивного процесса игнимбриобразования. В составе сводного геологического разреза выделено пять пачек игнимбритов (игнимбрит 1–5, снизу вверх), имеющих сложное строение. Плохо сортированные и относительно рыхлые литокластическими и кристаллолитокластическими туфами (далее – собственно туфы) слагают верхние части игнимбритового покрова. Ниже они переходят в более компактную зону пород различной степени спекания и затем в собственно игнимбриды. Самые нижние части потока представлены лито-, кристаллокластическими туфами. Фено-, ксенокристы и ксенолиты неравномерно распределены в основной массе. Данное распределение фациальных разновидностей игнимбритов характеризует каждый из пяти установленных циклов, за исключением второго и четвертого (игн. 2 и 4), где среди собственно игнимбритов наблюдаются горизонты и линзы массивных черных перлитов.

Спекшиеся туфы обладают массивной текстурой и сложены однородными кластами (около 0.5 мм), состоящими из угловатых зерен кварца (15–20 об. %), гипидиоморфных кристаллов КПШ (15 об. %), олигоклаза (5 об. %), измененных темноцветных минералов (0.5–1 об. %) и фрагментов мелкокристаллических туфов. Следует отметить, что по мере перехода к типичным игнимбридам породы приобретают более монолитный характер. Спекание породы устанавливается только под микроскопом и выражено в появлении на границе соприкасающихся обломков полоски сплавления и наличие гялиновых, аксиолитовых и эвтакситовых структур связующей массы. Основное отличие туфов от собственно игнимбритов выражается в отсутствии в них фьямме и твердофазовых деформациях обломков стекол.

Иногда среди игнимбритовых покровов отмечаются маломощные прослойки “рыхлых” пепловых туфов. Последние характеризуются витрокластической структурой с округлыми и рогульчатыми кластами вулканического стекла (7–10 об. %, 0.5 мм) и зернами кварца (5–7 об. %), санидина (5 об. %), олигоклаза (2–3 об. %). Аксессуары – ортит (0.6 мм), ильменит (0.3 мм) и очень редкие шарики самородного железа (0.1 мм). Темноцветные минералы (0.5–1 об. %) обычно полностью хлоритизированы и равномерно распределены среди пеплового матрикса.

Игнимбриды состоят из плотной основной массы сильно растянутых и причудливо деформированных пепловых частиц флюидальной текстуры. В связующей первоначально пепловой массе заключены фенокристаллы минералов и фьямме. Последние ориентированы по флюидальности. Игнимбриды содержат кварц, санидин, плагиоклаз, феррогиперстен ( $\text{Ca}_3\text{Mg}_{27}\text{Fe}_{70}$ ), феррогенденбергит ( $\text{Ca}_{44}\text{Mg}_2\text{Fe}_{38}$ ) в игн. 2 и 4 или

ферроавгит ( $\text{Ca}_{41}\text{Mg}_{21}\text{Fe}_{38}$ ) в игн. 1, 3 и 5, биотит, железистую роговую обманку и фаялит. Среди аксессуаров преобладают ортит, ильменит, циркон и апатит. Магнетит крайне редок. Минеральный состав несколько варьирует в каждой пачке. Флюидальная текстура подчеркнута волнообразно изгибающимися полосками, в которых обломки вулканического стекла ориентированы параллельно этим линиям в матриксе. Характерной чертой игн. 1 и 3 являются многочисленные обломки нижележащих осадочных и вулканических пород, которые редки в игн. 2 и 4, что связано с преобладанием в первых рыхлых взрывных продуктов (см. рис. 2). Наконец, следует подчеркнуть особенность всех разновидностей игнмбритов – катаклаз вкрапленников и заливчатые очертания зерен.

Фьямме – продолговатые, сплюснuto-вытянутые образования линзовидной формы с пламевидными окончаниями (расщепленные или линзовидно-выклинивающиеся), размером по длинной оси 0.5–6 см, по короткой – 1–2 мм, редко 3–9 мм. Фьямме обычно не раскристаллизованы и состоят из вулканического стекла более темных оттенков, чем стекло основной массы. Иногда они слабо и неравномерно девитрифицированы, что при большом увеличении подчеркивает их флюидальность, выражающуюся в чередовании абсолютно черного и слегка девитрифицированного более светлого стекла. Содержание кристаллокластов во фьямме несколько ниже, чем в основной массе. Они представлены катаклазированными полевыми шпатами, кварцем и биотитом, причем фьямме избирательно обогащены последним. Характерно, что и обломки полевых шпатов, и чешуйки биотита имеют ориентировку, соответствующую ориентировке фьямме.

Граниты и риодацит-порфиры слагают субвулканические тела и являются лейкократовыми крупнопорфировыми породами, содержащими, главным образом, кварц, калиевый полевой шпат ( $\text{Or}_{57-58}\text{An}_{0.6-0.8}$ ), олигоклаз ( $\text{An}_{14-18}\text{Or}_{9-11}$ ) и биотит ( $\text{fe}^* = 73-79$ ). Ортопироксен, циркон, ортит и ильменит присутствуют в аксессуарных количествах. Структура гранит-порфиров типично гипидиоморфнозернистая. Для риодацитов характерны постепенные переходы от мегапорфировых до микропорфировых разновидностей. Первые характеризуются порфировой структурой с калиевым полевым шпатом ( $\text{Or}_{65}\text{An}_{1.2}$ ), альбитизированным плагиоклазом ( $\text{Or}_{0.8}\text{An}_{0.1-26}$ ), кварцем, биотитом ( $\text{fe}^* = 66-70$ ) и нацело хлоритизированным пироксеном. В аксессуарных количествах присутствуют амфибол, ильменит, ортит и циркон. По мере перехода к афировым риодацитам количество биотита уменьшается вплоть до полного исчезновения. Наблюдаются постепенные переходы от порфировой до афировой структур.

Экструзивы (г. Нежданка) сложены тремя основными типами пород: вулканическими стеклами перлитового состава и кластолавами риолитов по периферии тела, сферолитовыми риолитами – в центре. Фенокристаллы представлены кварцем, плагиоклазом ( $\text{An}_{18-24}\text{Or}_{9.4}$ ), и санидином ( $\text{Or}_{63-68}\text{An}_{1.2}$ ). Ортит, ильменит и шарики самородного железа содержатся в аксессуарных количествах.

Состав пород Якутинской ВТС (см. табл. 1) приближается к среднему составу риолита по Дэли, занимая промежуточное положение между петрохимическими типами Лассен-Пик и Сан-Франциско. Вулканические стекла (фьямме и основная масса) являются в основном более кремнеземистыми, чем валовый состав тех же пород и характеризуются повсеместным преобладанием натрия над калием (см. табл. 2). Дефицит суммы в РМА (2–4 мас. %), отражает перлитовый состав стекол. Главной особенностью всех пород является их высококремнистый и высокоглиноземистый корунднормативный состав, что определяется относительным дефицитом сильных катионов (Ca, Na, K), формирующих нормативную полевошпатовую молекулу.

Сравнительный геохимический анализ эффузивных и интрузивных пород Якутинской ВТС [Гребенников, Максимов, 2006] позволяет условно разделить их на две группы. В первую входят субвулканические граниты и “высоко”-кремнеземистые игн. 2 и 4, во вторую – дайки порфировых риодацитов и “низко”-кремнеземистые игн. 1, 3 и 5. Первые характеризуются более натровыми (Na/K) и более железистыми (Fe/Mg) составами. В них несколько понижены содержания Ti, Ca и Mg. Породы этой группы обогащены Sc, Rb, Y, Nb, Sn, Cs тяжелыми РЗЭ, Ta, Pb, U. Их характерной особенностью является низкое содержание Sr, Ba и Eu и, соответственно, некоторое обогащение радиогенным стронцием ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7074-0.7081$ ) в сравнении с игн. 1, 3 и 5 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7066-0.7072$ ). Парные отношения индикаторных редких элементов K/Rb (116–197), Ti/Zr (1.6–5.4) ниже, а Rb/Sr (2.1–239) выше, чем в группе “низко” кремнеземистых пород.

Следует отметить специфику химизма пород зонального экструзива Нежданка (см. табл. 1). Сферолитовые риолиты центральной части, для которых предполагается ликвационное расслоение, характеризуются повышенной калиевостью – K/(K+Na) – 51.8 ат. %. Вулканические стекла краевой части – более натровые K/(K+Na) – 26.2 ат. % и менее кремнеземистые. В них несколько выше содержания кальция и железа [Гребенников, 2003].

Характерной особенностью рассматриваемых вулканических пород является присутствие в стеклах сферолитовых образований с металлическим железом. Анализ литературных данных убедительно

**Таблица 1.** Представительные составы вулканических пород Якутинской ВТС

Компонент	Игн. 1 риодацит	Игн. 2, риодацит	Игн. 3, риодацит	Игн. 4, риодацит	Игн. 5, риодацит	Экструзив (край), Перлит	Экструзив (центр), риолит сфероли- товый	Дайка, риодацит порфири- вый	Шток, гранит
	AV-15/2	AV-23/1	AV-23/3	AV-23/7	AV-23/10	AV-24/1	AV-24/5	AV-25	AV-28/6
SiO <sub>2</sub>	69.64	72.49	72.47	71.56	72.55	72.55	77.68	70.24	78.08
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.14	0.28	0.18	0.19	0.10	0.09	0.00	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.74	13.22	13.87	13.64	14.13	12.24	12.60	14.78	12.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.23	0.52	0.29	0.10	1.31	1.01	0.00	2.82	0.18
FeO	1.22	1.03	1.91	1.42	0.64	0.15	0.45	0.45	0.91
MnO	0.03	0.05	0.05	0.04	0.02	0.01	0.00	0.09	0.02
MgO	0.23	0.16	0.23	0.18	0.21	0.04	0.05	0.71	0.04
CaO	2.20	0.88	1.21	0.97	0.84	0.74	0.16	1.49	0.42
Na <sub>2</sub> O	3.38	3.65	3.47	3.82	3.34	4.05	2.97	4.52	3.51
K <sub>2</sub> O	3.40	4.21	4.37	3.97	4.53	2.18	4.85	3.96	4.93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.02	0.07	0.03	0.02	0.00	0.00	0.15	0.04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.09	0.28	0.30	0.40	0.30	1.83	0.10	0.24	0.00
п.п.п.	4.32	2.98	2.21	3.29	1.64	4.89	0.72	0.70	0.00
Сумма	99.80	99.63	100.73	99.60	99.72	99.79	99.67	100.15	100.74
Q	39.60	36.80	36.34	35.60	38.00	45.27	43.37	28.82	38.80
Or	24.93	28.20	29.80	27.09	30.16	14.95	30.18	27.03	30.31
Ab	35.47	35.00	33.87	37.32	31.84	39.78	26.45	44.15	30.89
K/(K+Na) ат. %	39.83	43.15	45.31	40.61	47.16	26.15	51.80	36.57	48.03

свидетельствует, что подобные глобулы имеют земное происхождение и распространены достаточно широко. Они встречены в самых различных геологических обстановках: в эруптивных брекчиях Приазовского массива [Цымбал и др., 1985], в гранитоидах Алтая [Баженов и др., 1991], в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья [Рудашевский и др., 1987], в вулканитах Южного Сихотэ-Алиня [Филимонова и др., 1989], в продуктах эксгаляций Толбачинского вулкана [Главатских, Генералов, 1996], в пирокластических осадках кальдерного озера Баромби Мбо (Западный Камерун) [Cornen et al., 1992], в вулканогенных породах Курило-Камчатской островной дуги [Сандиминова и др., 2003]. Наконец, подобные глобулы известны и в таких проблематичных образованиях, как тектиты [Tektites, 1963]. В.М. Хоссейни и В.Л. Русиновым [1999] показано, что сферолоидные выделения приурочены к цилиндрическим каналам, ориентированным в жерле кислых экструзивов вертикально.

Подобные образования были обнаружены авторами в элювии и протопочках всех разновидностей пород Якутинской ВТС. Наибольшее их ко-

личество отмечено в экструзивных сферолитовых риолитах г. Нежданка.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Минералогия силикатно-металлических сферул

Рассматриваемые микрообразования имеют сферическую форму и глянцевую поверхность (см. рис. 3). Размеры их колеблются в пределах 0.1–0.2 мм. Иногда к ним приварены фрагменты вмещающего стекла, но чаще от поверхности сферул ответвляется “ножка”, связывавшая их с вмещающим расплавом. В сколах видна крупная пористость. Их внутреннее строение показано на рис. 4 а–г. Во всех случаях в ядре сферулы располагается одна крупная или несколько мелких округлых пор, к которым примыкает металлическая “капля”, которая, в свою очередь, окружается симплектитом кварца, стекла и магнетита. Последнее подтверждено рентгеноструктурным анализом (см. табл. 3). Вокруг пор и на краях сферул структура симплектита становится тонкозернистой, что, видимо, связано с дегазацией и охлаждением расплава. “Капли” на контакте с сим-

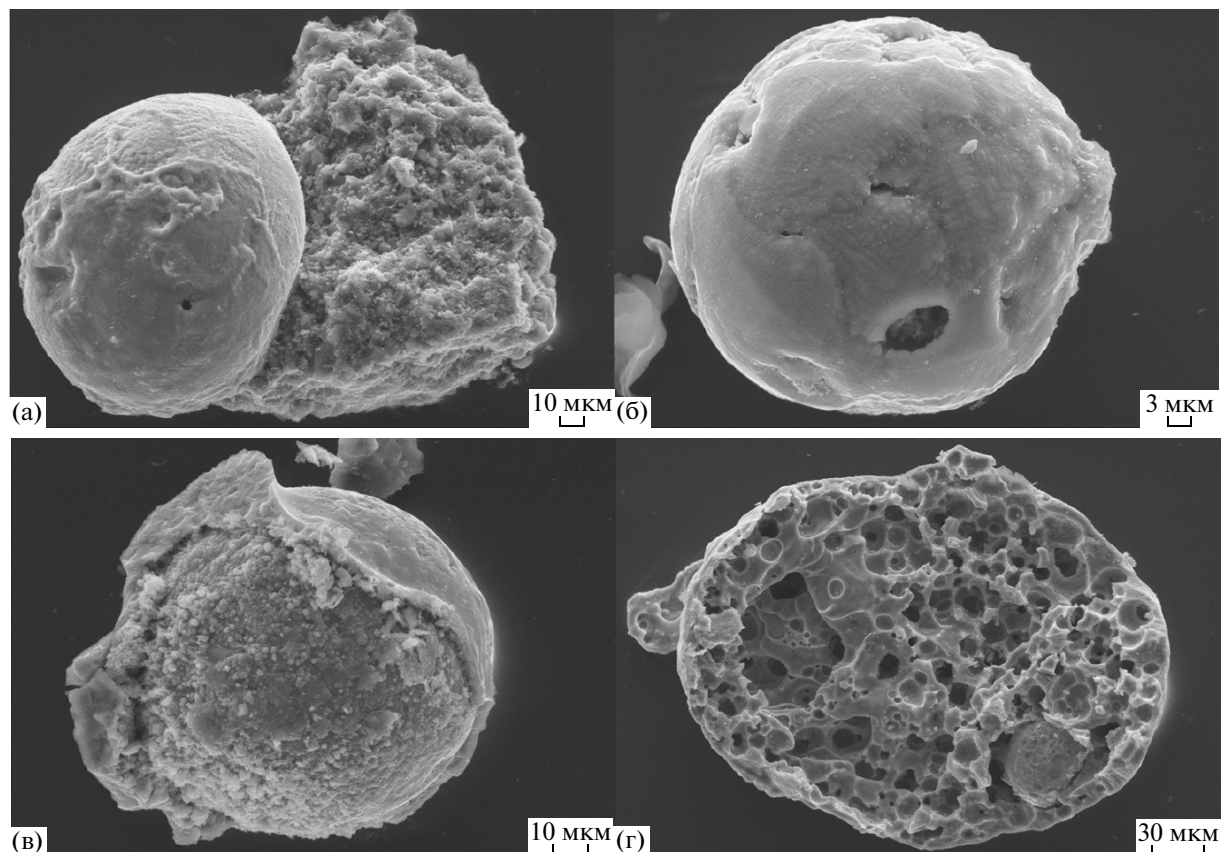


Рис. 3. Морфология и внутреннее строение магнитных сферул. EVO 50-XVP (Германия). Вторичные электроны.

плектитом окаймляются выдержанной по мощности каемкой стекла (см. рис. 4а, в).

Травлением HCl и рентгеновским микроанализом установлена неоднородность в распределении углерода в металлической части сферул с колебанием отношения Fe/C ат. % от 3 до 9 (см. табл. 4). Некоторые “капли” гомогенны по составу (№№ 4а1–4; 4б1–4) и в них появляются примеси Ni. В негетерогенных существенна примесь Mn (№№ 4в17–18), содержания которого достигают 6 мас. % в округлых углублениях железистой матрицы (№ 4а). В этом случае в них появляются примеси P и S, что, видимо, связано с соевыми пленками газовых пор. Следует также отметить, что в низкоуглеродистых разностях устанавливается устойчивая примесь кремния при отсутствии Al, Na и K, что свидетельствует о наличии силицида железа. Состав каемки на контакте с симплектитом (№№ 4в10–11) ввиду малой мощности можно оценить лишь качественно – помимо Fe и C (из “капли”), присутствуют K, Al и Si, что может характеризовать калиевое стекло. В симплектите удалось проанализировать магнетит (см. табл. 5, № 4а7) и силикатную часть. Магнетит оказался высокомарганцовистым и свободным от примесей других элементов (Ti, Cr, V, Al, Mg), что

не свойственно высокотемпературным магматическим магнетитам [Щека и др., 1980] и позволяет связывать его появление с распадом ликвационного кремне-железистого расплава. Состав силикатной части определен площадным ( $5 \times 6$  мкм) сканированием и точечными анализами (см. табл. 4, 5). Согласно первому методу силикатная часть симплектита имеет кварц-полевошпатовый состав. После исключения расчетом магнетита (согласно его состава – № 4а7 и при допущении присутствия 1% FeO и 0.06% MnO в силикатной части) устанавливается (см. табл. 6), что валовый состав симплектита включает около 80% магнетита, а силикатная составляющая представляет собой кварц (60%) и калишпат (40%), при полном отсутствии альбита. Такой же состав имеет и каемка вокруг всей сферулы (№ 4в10, 4в11). В точечных анализах силикатной части появляется Na вплоть до составов стекол, близких к составу игнимбритов (см. табл. 4, № 4в15–16). Такие участки приурочены к краям симплектита или к разрывам его сплошности и, возможно, отражают процесс металлизации игнимбритового расплава вокруг газовых пор. При этом доля магнетита снижается до 66–67%.



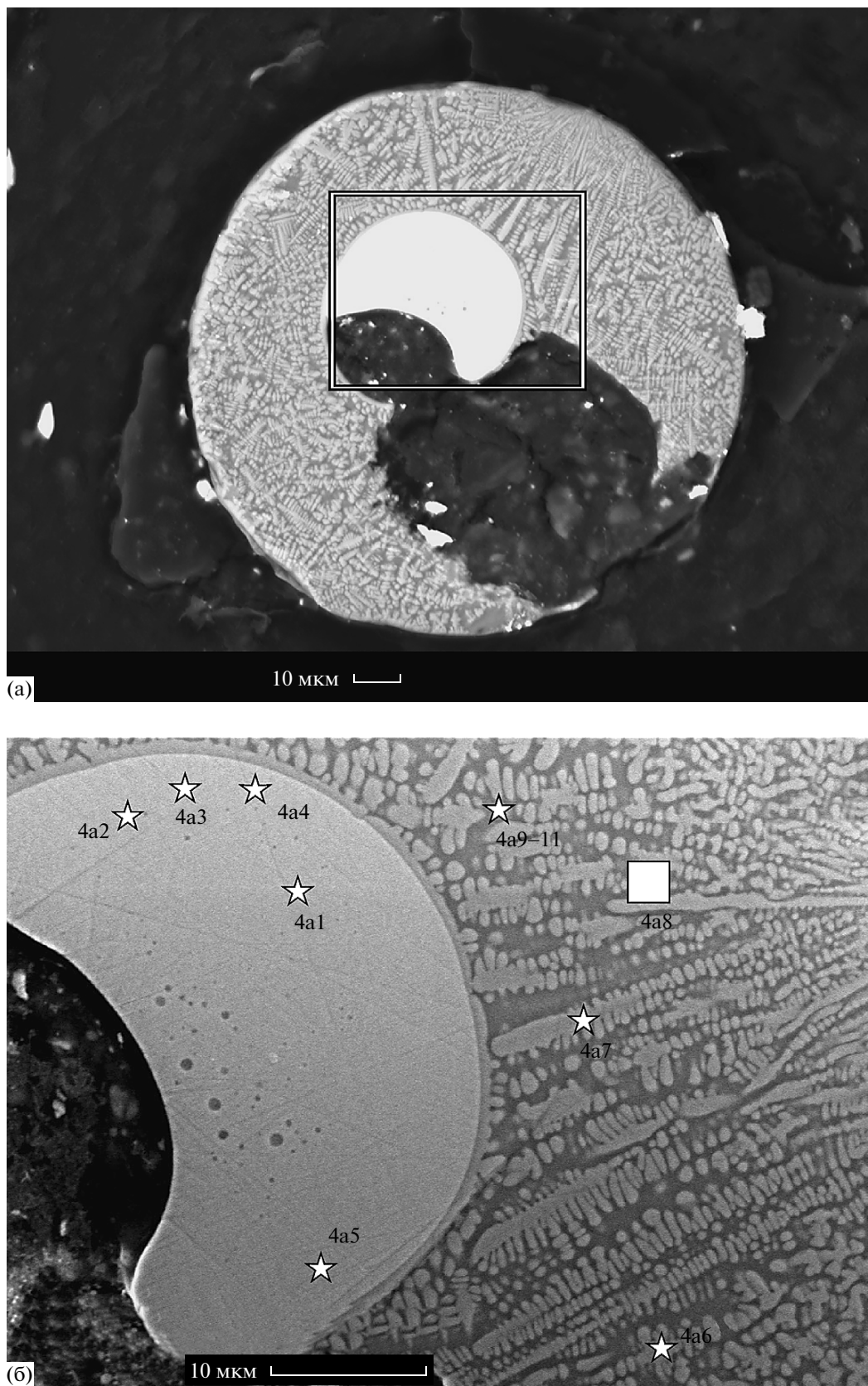


Рис. 4. Силикатные металлические сферулы с точками анализа. JXA-8100 (Япония). Вторичные электроны.



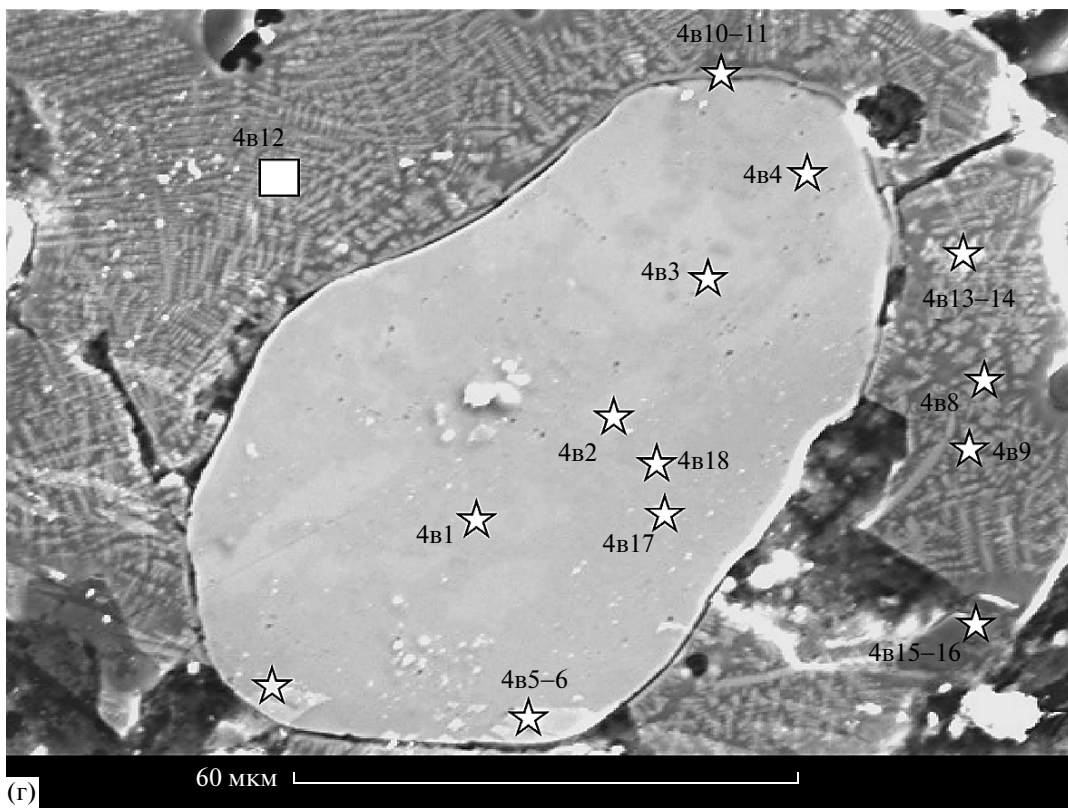


Рис. 4. Окончание.

Таблица 2. Представительные составы вулканического стекла Якутинская ВТС

Компонент	Игнимбриг 1			Игнимбриг 4			Экструзив г. Нежданка (край) Перлит (стекло)			Экструзив г. Нежданка (центр) Риолит сферолитовый					
	фьямме	матрикс	матрикс	фьямме	матрикс	матрикс	фьямме	матрикс	матрикс	75.67	74.57	73.30	77.53	77.83	77.84
SiO <sub>2</sub>	77.70	77.35	77.59	77.68	77.68	77.68	76.57	76.17	76.74	77.49	77.49	73.30	77.53	77.83	77.84
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.03	0.07	0.03	0.03	0.04	0.02	0.07	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.17	12.46	12.19	12.32	12.32	12.32	12.38	12.36	12.18	12.41	12.41	12.13	12.44	12.22	12.58
FeO*	1.06	0.87	0.88	1.00	1.00	1.00	1.07	1.03	0.99	1.15	1.15	0.40	0.96	1.00	1.00
MnO	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.06	0.04	0.04	0.00	0.05	0.12	0.04
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02
CaO	0.54	0.35	0.44	0.44	0.44	0.44	0.39	0.81	0.46	0.47	0.47	0.89	0.25	0.23	0.21
Na <sub>2</sub> O	4.01	4.29	3.68	3.53	3.53	3.53	3.84	3.70	3.63	3.72	3.72	3.21	3.31	3.28	3.38
K <sub>2</sub> O	2.98	3.12	2.84	2.89	2.89	2.89	2.20	2.31	2.38	2.26	2.26	1.12	2.34	2.44	2.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04
Сумма	98.54	98.47	97.69	97.95	97.95	97.95	96.61	96.46	96.52	97.57	97.57	91.10	96.95	97.22	97.63
SiO <sub>2</sub>	78.85	78.55	79.42	79.31	79.31	79.31	79.25	78.97	79.51	79.42	79.42	80.46	79.96	80.06	79.72
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.03	0.07	0.03	0.03	0.04	0.02	0.07	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.35	12.65	12.48	12.58	12.58	12.58	12.81	12.82	12.62	12.72	12.72	13.32	12.84	12.57	12.89
FeO*	1.07	0.89	0.90	1.02	1.02	1.02	1.11	1.06	1.03	1.18	1.18	0.44	0.99	1.02	1.02
MnO	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.06	0.04	0.04	0.00	0.05	0.12	0.04
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02
CaO	0.55	0.36	0.45	0.44	0.44	0.44	0.41	0.84	0.48	0.48	0.48	0.98	0.25	0.23	0.22
Na <sub>2</sub> O	4.07	4.36	3.77	3.61	3.61	3.61	3.98	3.84	3.76	3.82	3.82	3.53	3.41	3.37	3.46
K <sub>2</sub> O	3.03	3.16	2.91	2.95	2.95	2.95	2.28	2.39	2.47	2.32	2.32	1.23	2.41	2.51	2.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Q	44.39	41.70	47.77	48.67	48.67	48.67	49.29	49.18	49.98	50.21	50.21	58.72	53.50	53.32	52.46
Or	19.02	19.62	18.28	18.64	18.64	18.64	14.52	15.41	15.69	14.86	14.86	8.08	15.37	15.97	16.10
Ab	36.59	38.68	33.95	32.69	32.69	32.69	36.20	35.41	34.33	34.93	34.93	33.20	31.14	30.71	31.44

Примечание. Рентгеновский микроанализ. Аналитики А.А. Карабцов и Н.И. Екимова (ДВГИ). FeO\* – суммарное железо.

Таким образом, изученные “шарики” по минералогии, морфологии и составу представляют типичные двойные силикатно-металлические сферулы, образование которых связывается с процессом металлизации силикатного расплава под влиянием восстановленных газов [Маракушев, 1979; Олейников и др., 1985].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше материалы показывают, что в проблеме игнимбритового вулканизма важны два аспекта: 1 – каковы вариации состава игнимбритовых расплавов и их причины?; 2 – в чем специфика механизма игнимбритовых извержений?

По первому вопросу существуют многочисленные точки зрения [Влодавец, 1961; Заварицкий, 1947; Левинсон-Лессинг, 1928; Маракушев, 1979; Beck, Robertson, 1955; Kennedy, 1955; Lacroix, 1930; Marshall, 1935; Tektites, 1963; Rittmann, 1960; Steiner, 1960 и др.]. Это и явления расщепления (ликвации) первичного расплава на две (и более) несмешивающиеся жидкости под влиянием различных флюидов, и флюидно-гравитационное расслоение расплавов. Наконец, многочисленные представления о значительной роли процессов ассимиляции вмещающих пород и явлениях спекания (вплоть до плавления) нагретого пеплового материала. Реальность процессов ликвации в петрогенезисе надежно доказана не только природными наблюдениями, но и многочисленными экспериментами [Маракушев и др., 2003; Щека и др., 1999; Roedder, 1951 и др.]. Но если явления жидкостной несмесимости в таких системах, как силикат-сульфид, силикат-карбонат, силикат-металл не вызывают сомнений, то в природных силикатных расплавах объяснение, например, появления, так называемых, глобулярных пород на основе этого механизма в ряде случаев вызывает затруднения. Тем не менее, как будет показано ниже, в игнимбритовом вулканизме явления ликвации имеют место, но роль их ограничена.

Процессы дифференциации (кристаллизационной, эманационной) накладывают свой отпечаток на формирование вещественной неоднородности расплава не только в зонах его генерации в глубинных условиях, но и в промежуточных камерах. Покажем это на примере Якутинской вулканоструктуры, отнюдь не претендуя на универсальность предлагаемого варианта.

По химическому составу магматические образования Якутинской структуры разделены нами на две группы – “высоко” и “низко”-кремнеземистую. Это наглядно отражается на рис. 5, где к первой группе отнесены составы игн. 2 и 4, гранитов и зональных экструзивов. При этом сферолитовые риолиты центральных частей экструзивов

Таблица 3. Дебаеграмма валового состава сферулы

№	d/n	I	Фаза
1	3.300	10	Q
2	2.920	3	Sp
3	2.500	9	Sp, Q
4	2.224	1	Q
5	<u>2.090</u>	7	Sp
6	1.811	4	Q
7	<u>1.705</u>	1	Sp
8	1.664	1	Q
9	1.595	5	Q
10	1.468	7	Sp, Q
11	1.368	6	Q
12	1.314	1	Sp
13	1.269	1	Sp, Q
14	1.224	1	Q
15	1.193	1	Q
16	1.177	1	Q
17	1.150	1	Q
18	<u>1.091</u>	1	Sp, Q
19	<u>1.045</u>	2	Sp, Q
20	1.012	3	Q
21	<u>0.986</u>	1	Sp, Q

Примечание.  $a_0$  ср – 8.36 Å. Подчеркнуты линии расчета  $a_0$ ; Sp – магнетит, Q – кварц.

объединяются с гранитами, а краевые стекловатые части близки составу игнимбритов (2 и 4). В верхней части графика с суммой (FeO, CaO, MgO,

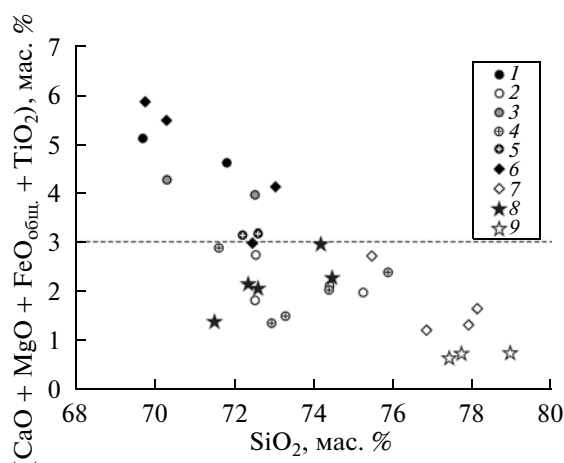


Рис. 5. График изменения кремнеземистости и основности пород Якутинской ВТС.

1–5 – игн. 1–5; 6–7 – стекловатые (6) и сферолитовые (7) риолиты экструзива г. Нежданка; 8–9 – дайки риолит-порфиров (8) и штоки гранитов (9)

Таблица 4. Химический состав металлической части сферул

№ точки анализа	C	Si	Mn	Fe	Ni	Сумма	Ме: С ат.
4a1	$\frac{7.47}{27.10}$			$\frac{92.16}{71.91}$	$\frac{1.34}{0.99}$	$\frac{100.97}{100.00}$	2.69
4a2	$\frac{6.87}{25.58}$			$\frac{91.79}{73.50}$	$\frac{1.21}{0.92}$	$\frac{99.87}{100.00}$	2.91
4a3	$\frac{6.46}{24.46}$			$\frac{91.52}{74.56}$	$\frac{1.27}{0.98}$	$\frac{99.25}{100.00}$	3.09
4a4	$\frac{7.31}{27.13}$			$\frac{90.02}{71.85}$	$\frac{1.35}{1.02}$	$\frac{98.68}{100.00}$	2.69
4б1	$\frac{4.58}{18.16}$			$\frac{95.37}{81.37}$	$\frac{0.57}{0.47}$	$\frac{100.52}{100.00}$	4.51
4б2	$\frac{4.12}{16.58}$		$\frac{0.55}{0.49}$	$\frac{95.75}{82.93}$		$\frac{100.42}{100.00}$	5.03
4б3	$\frac{4.10}{16.69}$			$\frac{94.62}{82.82}$	$\frac{0.59}{0.49}$	$\frac{99.31}{100.00}$	4.99
4б4	$\frac{4.15}{16.78}$		$\frac{0.48}{0.43}$	$\frac{95.13}{82.79}$		$\frac{99.76}{100.00}$	4.96
4в1	$\frac{3.17}{12.90}$	$\frac{0.33}{0.57}$	$\frac{0.83}{0.74}$	$\frac{97.94}{85.79}$		$\frac{101.93}{100.00}$	6.71
4в2	$\frac{2.38}{10.17}$	$\frac{0.30}{0.55}$	$\frac{0.91}{0.85}$	$\frac{96.47}{88.43}$		$\frac{99.77}{100.00}$	8.78
4в3	$\frac{3.84}{15.41}$	$\frac{0.30}{0.51}$	$\frac{0.87}{0.76}$	$\frac{96.57}{83.32}$		$\frac{101.28}{100.00}$	5.46
4в4	$\frac{3.57}{14.52}$	$\frac{0.24}{0.42}$	$\frac{0.59}{0.52}$	$\frac{96.76}{84.54}$		$\frac{100.93}{100.00}$	5.86
4в5	$\frac{5.80}{22.51}$	$\frac{0.11}{0.18}$	$\frac{0.05}{0.04}$	$\frac{92.23}{76.99}$		$\frac{98.08}{100.00}$	3.42
4в6	$\frac{6.92}{25.65}$	$\frac{0.11}{0.18}$	$\frac{0.07}{0.06}$	$\frac{92.35}{73.65}$		$\frac{99.34}{100.00}$	2.87
4в7	$\frac{6.64}{25.00}$	$\frac{0.31}{0.49}$	$\frac{0.83}{0.68}$	$\frac{90.51}{73.26}$		$\frac{97.98}{100.00}$	2.96
4в17	$\frac{4.56}{18.48}$	$\frac{2.18}{3.05}$	$\frac{4.12}{3.65}$	$\frac{85.74}{74.82}$		$\frac{94.78^*}{100.00}$	4.25
4в18	$\frac{5.00}{20.42}$	$\frac{2.92}{3.88}$	$\frac{5.93}{5.29}$	$\frac{80.21}{70.41}$		$\frac{91.90^*}{100.00}$	3.71

Примечание. В числителе мас. % в знаменателе ат. %. \* – +P (0.36%); \*\* – +P(0.40%) + S(0.25%).

TiO<sub>2</sub>) более 3 мас. % размещаются точки составов игн. 1, 3 и 5 и даек риодацит-порфиров. При этом последние, являясь "стекловатыми" аналогами гранитов, имеют с ними общий тренд, отмечая тем самым дифференциацию расплава при раскристаллизации в интрузивных условиях.

В целом же, главные особенности химизма пород структуры сводятся к вариациям соотноше-

ний трех основных оксидов – SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O. На прилагаемой диаграмме (см. рис. 6) содержания этих оксидов выражены в виде нормативных молекул кварца (Q), альбита (Ab) и калишпата (Or). Здесь же нанесены данные экспериментальных исследований для H<sub>2</sub>O-насыщенной гранитной системы при P – 0.3–4 кб. Из диаграммы следует, что валовые составы (фенокристы, ксенокри-

**Таблица 5.** Химический состав силикатной части сферул с примесью магнетита (мас. %)

№ точки анализа	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	K/(K+Na) ат.
4a7	2.18		88.66	1.80			92.64	
4a8*	15.00	1.42	77.40	0.83		0.53	95.17	1.00
4б7*	16.62	1.93	75.78	1.01		0.78	96.12	1.00
4в12*	16.75	2.36	77.52	0.85		0.93	98.42	1.00
4в10	24.46	2.55	64.32	1.36		2.05	94.74	1.00
4в11	11.00	1.21	79.43	0.98		0.78	93.40	1.00
4a10	27.62	2.27	66.45	1.33	0.85	1.16	99.67	0.47
4б14	26.83	2.95	66.73	1.38	1.01	1.17	100.07	0.43
4б15	27.58	2.97	63.71	1.28	0.77	1.19	97.49	0.51
4в15	80.53	10.77	0.91		2.69	5.73	100.64	0.58
4в16	81.96	10.28	0.94		2.39	5.57	101.13	0.61
AB-24/5**	77.68	12.60	0.45		2.97	4.85	99.67	0.52
AB-24/6**	77.40	12.82	0.31		1.38	6.54	99.62	0.76

Примечание. \* – сканирование (5 × 6 мкм); остальные – точечные анализы, \*\* – сферолитовые риолиты Якутинской ВТС.

**Таблица 6.** Расчетный химический состав силикатной части сферул за вычетом магнетита (мас. %)

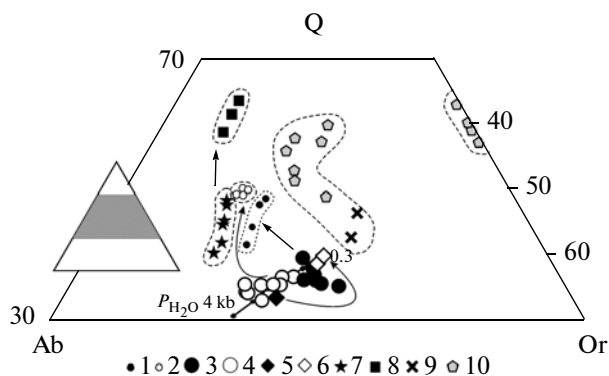
№ точки анализа	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Mt/(Or+Ab+Q) мас. %
4a8	87.55	8.29	1.00	0.06	0.00	3.10	100.00	82
4б7	85.05	9.89	1.00	0.06	0.00	4.00	100.00	80
4в12	82.69	11.66	1.00	0.06	0.00	4.59	100.00	79
4в10	83.27	8.69	1.00	0.06	0.00	6.99	100.00	69
4в11	83.78	9.22	1.00	0.06	0.00	5.94	100.00	86
4a10	85.68	7.03	1.00	0.06	2.64	3.59	100.00	67
4б14	83.08	9.12	1.00	0.06	3.12	3.62	100.00	67
4б15	83.93	9.04	1.00	0.06	2.34	3.63	100.00	66

Примечание. Mt – магнетит, Or – ортоклаз, Ab – альбит, Q – кварц.

сты + стекло) пород всех циклов игнимбритовых извержений, а также граниты, располагаются вдоль полосы, несколько вытянутой вдоль оси Ab-Or, т.е. они характеризуют K-Na дифференциацию с обогащением остаточной жидкости Ab компонентой. Интересно отметить, что эта область занимает на экспериментальной кривой водонасыщенного гранитного расплава интервал 1–2 кб, что, видимо, характеризует определенные барические условия магм. Аналогичное распределение кремнекислоты и щелочей (по данным зондовых анализов) отмечается для стекол матрикса и фьямме (см. табл. 2). Фьямме, вне зависимости от типа игнимбригов, характеризуются более натровыми составами (см. рис. 6). В то же время, в сравнении с валовыми составами фьямме обогащены Ab и Q компонентами, характеризуя тем самым общую Or → Ab → Q эволюцию первичного расплава. При

этом стекла из “высоко”-кремнеземистых игнимбригов – более натровые и кремнекислые, а из “низко” – более калиевые. Это в свою очередь свидетельствует о том, что фьямме являются не выплавками или ликватами, а представляют собой остаточный дифференцированный в направлении Or → Ab → Q расплав. Та же закономерность характерна и для периферической зоны экструзива г. Нежданка. Указанные области составов стекол вытянуты вдоль оси Ab-Q, отражая крайнее насыщение SiO<sub>2</sub>.

В пределах сферул выделяются две области составов силикатной части (расплава) – Q-Or и Q-Or-Ab. В соответствии с экспериментальными данными [Roedder, 1951] они, видимо, характеризуют две несмешивающиеся жидкости – железистую калиевую и кремнеземистую натрово-калиевую.



**Рис. 6.** Химический состав пород Якутинской ВТС с экспериментальными данными для гранитных водонасыщенных систем — от 0.3 до 4 кб [Tuttle, Bowen, 1958].

1 — игн. 1, фьямме и матрикс (РМА); 2 — игн. 4, фьямме и матрикс (РМА); 3 — игн. 1 и 3 (вал); 4 — игн. 2 и 4 (вал); 5 — риолит-порфиры, дайка (вал); 6 — граниты (вал); 7 — монолитные стекла, экструзив (вал); 8 — монолитные стекла, экструзив (РМА); 9 — стекло из хондры (РМА); 10 — расчетные составы силикатной части хондр. РМА — рентгеновский микроанализ, вал — валовый анализ.

Все выше сказанное показывает, что состав магм Якутинской ВТС в целом эволюционировал в направлении  $Or \rightarrow Ab \rightarrow Q$ , т.е. с накоплением кремнезема и натрия и снижением доли калия. Приведенные данные свидетельствуют, что циклические изменения состава игнимбритовых расплавов обусловлены в большей степени процессами флюидно-силикатного кластерного расщеления первично-гомогенного расплава. Частичная раскristализация его в верхних частях очага в направлении  $Or \rightarrow Ab \rightarrow Q$  приводит к появлению остаточного расплава, эволюционировавшего в направлении  $Ab \rightarrow Q$ , что находит отражение в стекле матрикса. Процесс неоднократно циклически повторялся (в условиях Якутинской структуры на протяжении 6 млн лет [Grebennikov, Maksimov, 2006]) от I цикла к заключительным экструзиям с последовательным прогрессирующим накоплением кремнезема (см. рис. 6). Чередование циклов, как будет показано далее, может быть вызвано сменой водного режима метаново-водородным.

Отличительными особенностями игнимбривого вулканизма являются масштабность (для Якутинской ВТС около  $300 \text{ км}^3$ ) и высокая температура пеплового материала ( $890^\circ\text{C}$  по оценкам П. Маршалла), что свидетельствует, о каком-то необычном механизме подобных извержений. Первое, что отмечается при изучении кайнотипных игнимбригов — их высокая восстановленность. Так, прецизионный анализ стекол показывает, что степень окисления железа ( $Fe^{+3}/\Sigma Fe$ ) в них низка (15–30 ат. %), хотя она вероятно еще

ниже, поскольку остывание пород протекало в поверхностных условиях в контакте с атмосферой. Эта величина сравнима с величинами в толеитовых базальтах, где основными флюидными компонентами являются  $H_2$  и  $CH_4$ , и намного ниже, чем в “окисленных” флюидных системах щелочных базальтоидов с их углекислотно-галоидным составом летучих [Shcheka, 2004]. Подтверждением сказанному являются: аномальная железистость Fe–Mg силикатов, преобладание ильменита при редкости магнетита и, наконец, повсеместное появление силикатно-металлических сферул, содержащих в ядре самородное железо (когенит).

Металлическая часть сферул, окружающая газовую пору, имеет состав от малоуглеродистого чугуна ( $Fe_9C-Fe_5C$ ) до когенита ( $Fe_3C$ ). Это позволяет предполагать, что восстановителем (“металлизатором”) силикатного расплава является смесь  $H_2-CH_4$  (доля  $CO_2$  при фугитивности кислорода Fe–FeO ничтожно мала). Как указывалось ранее, окружающий металлическую фазу магнетит-стекло-кварцевый симплектит, возможно, представляет промежуточный продукт “металлизации” (по реакции  $MeO + H_2 = Me + H_2O$ ) вмещающего силикатного расплава в контакте с газовой “пузырем”. Нужно отметить, что состав расплава в симплектите резко отличается от состава вмещающего расплава (см. рис. 6), что характерно для сферолитов экструзий, для которых предполагается ликвационный механизм образования.

По главным параметрам состава и режима флюидных компонентов все силикатные расплавы разделяются на два принципиально различных типа — полевошпатовые (кварц-гиперстен-нормативные) и фельдшпатоидные (т.е. недосыщенные  $SiO_2$ , щелочные). Для первых характерен “восстановленный” метан-водородный состав летучих, для вторых — “окисленный” галоидно-фосфорно-углекислотный [Shcheka, 2004]. Если наличие малоподвижных  $CO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Cl_2$ ,  $F_2$  в расплаве уверенно фиксируется присутствием их в газовой-жидких, солевых и расплавных включениях в минералах, то водород, в силу чрезвычайно высокой подвижности, по мере снижения термодинамических параметров покидает расплав или окисляется до воды [Слободской, 1981]. Его присутствие в расплавах выражается в пониженной окисленности железа в минералах и стеклах полевошпатовых пород наряду с частым появлением в них самородного железа. Инструментальными исследованиями установлено [Слободской, 1981; Cruikshank et al., 1973 и др.], что наблюдаемые при современных извержениях газовые факелы нередко вызваны горением водорода, а доля углеводородов невелика. На основе изучения газов отобранных непосредственно из магматических расплавов вулкана Плоский Толбачик (Камчатка) И.А. Меняйловым с соавторами [1980] показано,

**Таблица 7.** Состав газовой фазы из минералов Якутинской ВТС и некоторые параметры флюидного режима при их кристаллизации

Компонент	Игн. 1, риодацит	Игн. 2, риолит	Игн. 3, риодацит	Игн. 4, риолит	Игн. 5, риодацит	Экструзив, перлит	Экструзив, риолит, сферолито- вый	Экструзив, риолит, сферолито- вый
	Kfs	Kfs	Kfs+Q	Kfs+Q	Kfs+Q	Kfs	Pl	Pl
H <sub>2</sub>	9.24	16.47	1.03	5.80	0.00	0.97	1.10	1.21
N <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
CO	5.55	10.34	1.08	3.05	0.36	0.47	0.40	0.63
CH <sub>4</sub>	0.31	0.47	0.03	0.12	0.29	0.42	0.63	0.23
CO <sub>2</sub>	2.89	4.91	0.42	1.73	0.65	1.04	0.96	0.61
H <sub>2</sub> O	82.01	67.81	97.43	89.30	98.70	97.09	96.92	97.29
V, см <sup>3</sup> /кг	2087.10	1011.40	7411.20	1629.80	3032.30	2612.80	3025.50	2062.60
CO <sub>2</sub> /CO	0.52	0.47	0.40	0.56	11.80	2.21	2.40	0.98
H <sub>2</sub> O/H <sub>2</sub>	8.87	4.11	94.59	17.57	-	100.09	88.10	80.40
C/H	0.05	0.09	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.07
lgfO <sub>2</sub> <sup>CO</sup>	-16.68	-19.08	-16.93	-18.92	-15.59	-20.55	-20.50	-21.28
lgfO <sub>2</sub> <sup>HO</sup>	-14.45	-17.17	-12.39	-16.02	-	-16.87	-16.99	-17.06
lgfO <sub>2</sub>	-14.87	-17.51	-13.05	-16.42	-12.71	-17.88	-18.11	-17.78
T°C	900	800	900	800	900	700	700	700

Примечание. Kfs – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Q – кварц.

что в их составе преобладает водород (63–93 об. %), который при снижении температуры и в контакте с воздухом окисляется до воды, образующей фумаролы. Доля других газов незначительна – CO<sub>2</sub> – 2–10%; O<sub>2</sub> – 0.36–5%; CH<sub>4</sub> + CO < 1–2%. В пользу высоких отношений H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O в близповерхностных условиях некоторых вулканических систем свидетельствует также факт выделения большого количества водорода из термальных источников – “Голубых озер” в пределах гидротермально-магматической системы Баранского [Знаменский, Никитина, 1985].

Наконец, отметим, что, по мнению авторов, при исследованиях процесса игнимбриобразования уделяется неоправданно мало внимания аналогиям их с тектитам. Тем не менее, по большинству признаков они весьма близки [Tektites, 1963]. При высокой кремнеземистости (72–79% SiO<sub>2</sub>) тектиты также недосыщены щелочами. Содержание воды в них ниже 0.01%, а содержание водорода в газовой фазе – 35–41 об. % при отсутствии трехвалентного железа. Как правило, они несут микросферулы металлического железа. Для стекол характерна высокая тонкая (≤1 мкм) пористость, причем инструментально определенное давление в порах оказалось ниже 10<sup>-3</sup> ат. Последнее, наряду с более мафическим составом (обогащение Ti, Cr, Ni, Mg, Fe, Ca), позволило

Э.П. Изоху [Изох, Ле Дых Ан, 1983] высказать предположение, что тектиты поставляются эксплозиями вулканов в космический вакуум на одном из спутников планет-гигантов Солнечной системы. Как известно сейчас, подобные вулканы – существующая реальность. Этим самым авторы хотели подчеркнуть, что окислительно-восстановительные условия образования заведомо земных игнимбриитов и космических тектитов во многом схожи.

Для оценки возможного состава летучих компонентов расплавов Якутинской ВТС был выполнен хроматографический анализ термических вытяжек из минералов игнимбриитов всех пяти циклов извержений (см. табл. 7). Полученные результаты, вероятно, не отражают первичный (ювенильный) состав газов, но они позволяют сделать некоторые качественные оценки. Термодинамические расчеты показывают, что полученные газовые смеси неравновесны для реальных P-T параметров. Причины этого рассматривались ранее неоднократно. Основная из них – термическая вытяжка включает валовый состав (первичные, сорбированные, примесно-минеральные, вторичные составляющие) газов. Тем не менее, полученные результаты показывают, что примеси воздушного (азотного) компонента близки к нулю. Несмотря на потерю водорода при дегазации,



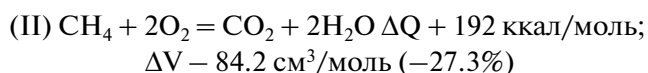
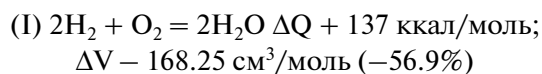
**Таблица 8.** Молекулярные объемы газов ( $T = 700^\circ\text{C}$ ;  $P = 1$  кб)

Газ	$V, \text{см}^3/\text{моль}$
$\text{H}_2$	97.70
$\text{O}_2$	100.45
$\text{H}_2\text{O}$	63.80
$\text{CO}_2$	95.77
$\text{CO}$	109.80
$\text{CH}_4$	106.70

Примечание. Значения рассчитаны по программе “Селектор” [Карпов, 1981] для реальных газов.

отношения С/Н крайне низки, т.е. примесь  $\text{CH}_4$  в первичном газе не превышала первых процентов. Результаты также показывают, что в I, II и IV циклах значительна доля водорода (см. табл. 7), а в III и V, и заключительных экструзиях водород окислен до воды. Объяснение этому можно найти в строении разреза Якутинской ВТС (см. рис. 2), где в составе “водородных” циклов преобладают игнимбриты, а среди “окисленных” велика доля рыхлых туфов. Это, видимо, связано с окислением газовой компоненты последних как под влиянием кислорода воздуха при остывании на поверхности, так и под влиянием воды, образовавшейся при взрыве гремучей смеси. Таким образом, из сказанного выше, следует, что основным газовым компонентом игнимбритов является водород.

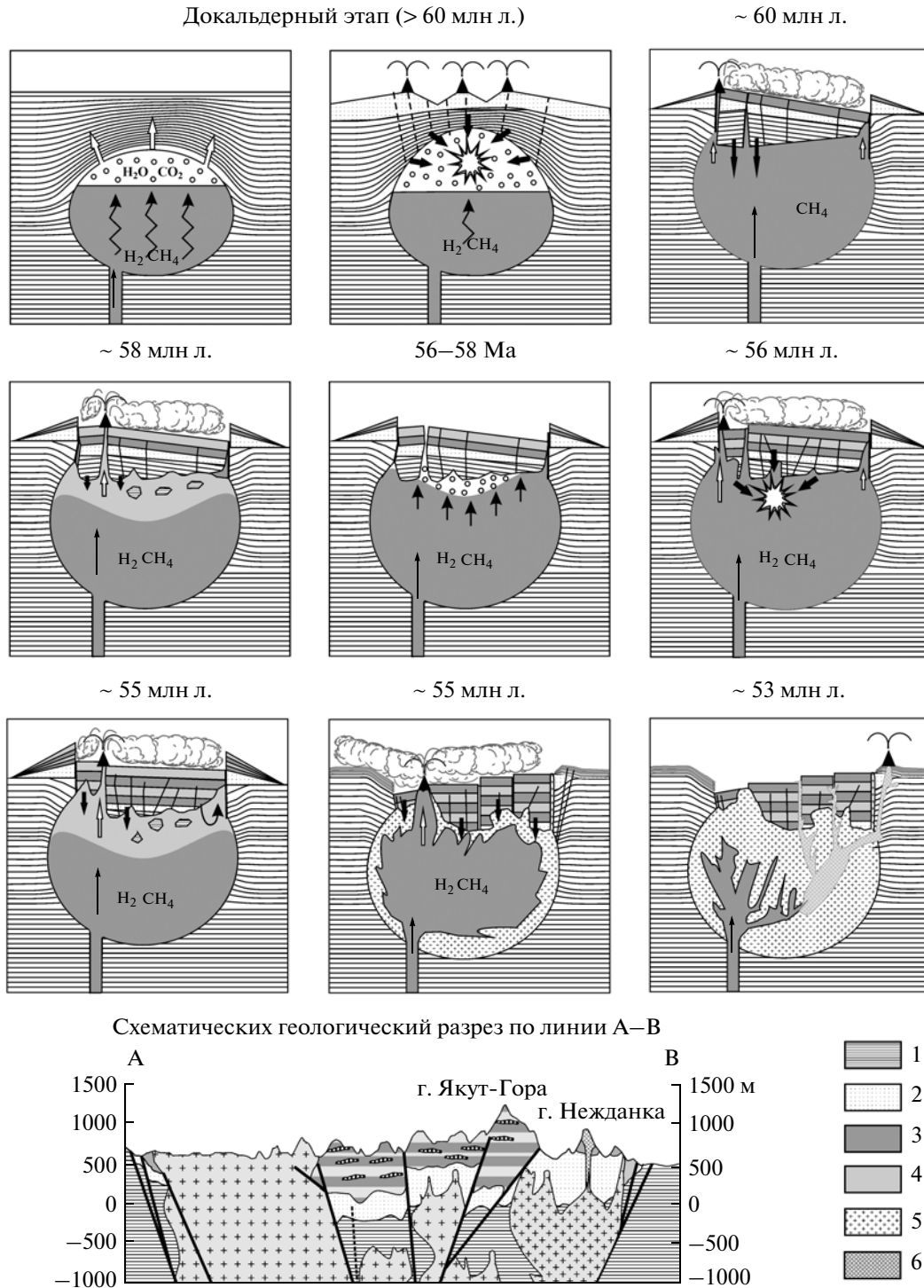
Исходя из этого, выполнен расчет объемных эффектов возможных газовых реакций окисления-восстановления. Предварительно по программе “Селектор” [Карпов, 1981] рассчитаны молекулярные объемы реальных газов для условий  $P = 1$  кб,  $T = 700^\circ\text{C}$ , т.е. для условий предполагаемого промежуточного очага (см. табл. 8). При этом возможны следующие реакции:



Как видно из уравнений, реакции протекают со значительным сокращением объема. Ранее было показано, что доля углеродного компонента незначительна, действующим агентом процесса фактически является реакция взрыва гремучей смеси (I). При низких  $P$  и  $T$  она стимулируется шокowymi агентами (искрой, вспышкой, скачком давлений), а при температуре выше  $600^\circ\text{C}$  смесь  $2\text{H}_2 + \text{O}_2$  вспыхивает произвольно [Некрасов, 1962], т.е. реакция реальна в условиях промежуточного очага Якутинской ВТС. Значительное сокращение объема пространства в апикальной части очага в момент взрыва должно вызывать

мгновенный выброс магмы к поверхности по подводящим каналам с одновременным образованием кальдеры проседания. Высокий (+137 ккал) экзотермический эффект реакции (I) и насыщенность расплава водородом ведут к его перегреву до  $1300^\circ\text{C}$  по замерам на водородном факеле вулкана Плоский Толбачик (устное сообщение О.Н. Волынца), где также обнаружены указанные сферулы [Главатских, Генералов, 1996] и разжижение на несколько порядков [Персииков и др., 1986]. Это способствует выбросу и распылению жидкого расплава. Сгустки (адгезия, коалесценция) его частиц реализуется в виде фьямме.

Модель процесса игнимбритообразования Якутинской ВТС может быть представлена в следующем виде (см. рис. 7). Внедрение глубинных высокотемпературных расплавов в верхние части земной коры приводит к частичному плавлению вмещающих пород и образованию промежуточного очага кремнекислой магмы. Подобный очаг мог достигать значительных размеров за счет постоянного поступления тепла и флюидов из глубинного очага. Гомогенный расплав (состав его может быть отождествлен с составом игн. I) оказывается в закрытой системе на уровне более высокой фугитивности кислорода в контакте с более холодными породами. Поскольку градиенты температур и летучих компонентов наиболее контрастны в области взаимодействия между магмой и вмещающими породами, то насыщенная летучими компонентами зона формируется именно в верхней (головной) части магматической колонны. Уменьшение температуры снизу вверх, благодаря кондуктивной или гидротермальной конвекции охлаждения, компенсируется увеличением содержания водорода и других летучих компонентов. Температура ликвидуса расплава понижается, приводя к уменьшению в нем количества фенокристаллов вверх по направлению магматической колонны. Подобная зональность в распределении температур и состава летучих компонентов неразрывно связана с обогащением расплава теми или иными компонентами. Последнее обуславливает направление его кристаллизации в порядке  $\text{Og} \rightarrow \text{Ab} \rightarrow \text{Q}$ . Это сопровождается обогащением остаточного расплава сначала Na, затем  $\text{SiO}_2$  компонентой. Медленный подток водорода и метана из глубинного очага будет приводить к его окислению как за счет восстановления  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  по реакциям:  $\text{FeO} + \text{H}_2 \rightarrow \text{Fe} + \text{H}_2\text{O}$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2 \rightarrow 2\text{Fe} + 3\text{H}_2\text{O}$ ;  $2\text{FeO} + \text{CH}_4 \rightarrow 2\text{Fe} + \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ , так и за счет более высокой общей  $f\text{O}_2$  (по сравнению с глубинными областями очага на этом уровне). При этом в гомогенном расплаве в “водородных порах” выделяются железисто-силикатные “капли” (промежуточные фазы восстановления железа), которые, в свою очередь, распадаются на металлический и силикатный компоненты. Модель подобного процесса подтверждена экспери-



**Рис. 7.** Предполагаемая динамическая модель игнимбритового вулканизма Якутинской ВТС.

1 – терригенные породы фундамента; 2 – верхнемеловые вулканогенные образования сияновского комплекса; 3 – “основные” игнимбритообразующие расплавы и их производные; 4 – “кислые” игнимбритообразующие расплавы и их производные; 5 – граниты и риолит-порфиры (субвулканические тела); 6 – перлиты и сферолитовые стекла (экструзивы).

ментами Э. Реддера [Roedder, 1951], проводившимися при буфере Fe-FeO с использованием металлического железа, вокруг которого формировались несмешиваемые калиевые кремнекислый и высокоже-

лезистый расплавы. В последнем железо при кристаллизации выделялось в виде “окисленной” фазы – магнетита, что, в нашем случае, видимо, обусловлено взаимодействием сферулы с более

окисленным вмещающим расплавом. Ликвационный характер силикатной части микрообразований подтверждается ее постоянным контрастным высококалийным составом во всех изученных образцах. Это соответствует и данным В.Б. Наумова с соавторами [Naumov et al., 1993], изучивших расплавные включения в кварцевых фенокристаллах игнимбриитов Кураминских гор (Тянь-Шань). В них также отчетливо наблюдается ликвационное расслоение на высококремнеземистый калиевый расплав и железистые (аналогичные описанным в данной работе) глобулы.

По-видимому, высоко восстановленный характер флюидов определял появление столь специфических — крайне железистых парагенезисов минералов и самородного железа. Чередование условно “низко”-кремнеземистых и “высоко”-кремнеземистых риолитов, отличающихся спецификой петрогеохимических и минералогических характеристик, комплементарно сочетается с периодически возникающей, за счет генерации связанного флюидизированного расплава в головной части колонны, зональностью магматической камеры. Концентрирование во флюидизированном расплаве щелочей и когерентных им компонентов с большими ионными радиусами и обеднение двухвалентными щелочноземельными катионами (Ca, Ba, Sr, Mg) объясняет также и возникновение переохлажденных силикатных жидкостей (вулканических стекол, гиалоигнимбриитов).

Возможный механизм образования Якутинской ВТС, по мнению авторов, может быть представлен в следующем виде. Присдвиговый режим в пределах Восточного Сихоте-Алиня в палеогене [Геодинамика ..., 2006] обусловил подъем глубинных газовых потоков, имеющих высоковосстановленный (водородный) состав, декомпрессионное плавление корового материала и зарождение очага высокофлюидизированного кремнекислого состава. На начальных стадиях зарождения кальдеры вулканическая активность проявлялась в виде незначительных извержений “рыхлой” пирокластике (плинианский тип извержений по R. Smith [1979]). Разрастание промежуточного магматического очага в близповерхностных условиях вызвало образование открытых трещин отрыва во вмещающих породах на значительной площади. По этим разрывам произошла ассиметричная просадка блоков пород (наиболее значительная в юго-западной части структуры) и поступление воздуха в головную часть промежуточной камеры, где давление на несколько порядков ниже атмосферного. При постоянном подтоке водорода из глубинного очага в промежуточный силикатный расплав должен разжижаться (понижение вязкости на несколько порядков) и насыщаться водородом. При достижении определенного давления и температуры выше 700°C соотношение объемов водорода и кислорода могло достигнуть

2 : 1, то есть соответствовать составу “гемучего газа”, что привело к взрыву этой смеси во всем объеме промежуточного очага. Данный процесс протекает по типу цепной реакции и является экзотермическим, сопровождаясь громадным уменьшением объема газовой смеси. Это сопровождалось дальнейшей просадкой крышки магматической камеры (в Ю–З направлении) с формированием кальдеры обрушения. В силу практической несжимаемости жидкостей перегретый жидкий расплав по законам гидродинамики выбрасывался вверх по ослабленным зонам. При небольшом диаметре магмопроводников, скорость истечения расплава могла быть значительной. При этом выделение тепла и генерация огромных объемов водного флюида при окислении водорода повышало смачиваемость частиц и фрагментарных обломков приводя к явлениям последующего спекания в монолитные массы. Поскольку продуктом описанной реакции является вода, в составе анализируемых в настоящее время газов будет наблюдаться ее преобладание, о чем и свидетельствуют анализы газовой фазы изученных игнимбриитов [Гребенников, 2003].

Цикличность игнимбриитовых извержений в Якутинской ВТС (игн. 1 — игн. 5) отражает изменение объема и длительность каждого цикла с появлением, в зависимости от стадии, “высоко”, или “низко”-кремнеземистых порций игнимбриитообразующих расплавов зональной магматической камеры. При этом все продукты извержений располагаются исключительно в пределах ВТС.

Полученные характеристики подтверждают реальность предлагаемого механизма игнимбриитовых извержений Якутинской ВТС. Отметим, что хотя подобный механизм и не охватывает всего многообразия явлений игнимбриитообразования, но принципиальное отличие вакуумных “горячих” игнимбриитовых эксплозий от выброса “холодного” материала крышки очага за счет возрастания давления летучей фазы, бесспорно. Наконец, основные аспекты предлагаемой модели полностью подтвердились экспериментальными данными [Yamamoto et al., 2008], которые показали интенсивную фрагментацию и выброс насыщенного газом и сжатого до 2.6 МПа расплава при его декомпрессии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Детальное изучение силикатно-металлических сферул из игнимбриитов Приморья наряду с другими фактами показало вероятность участия в составе флюидной компоненты игнимбриитовых расплавов водорода и метана. Периодичность протекания окислительно-восстановительных реакций в них определяет цикличность игнимбриитовых извержений.

2. Циклические изменения минерально-химического состава игнимбритовой магмы в процессе вулканизма вполне удовлетворительно объясняются процессами флюидно-силикатного расслоения флюидонасыщенного кислого расплава в промежуточном очаге, при участии восстановленных флюидов. При этом распределение  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  в стеклах фьямме и вмещающего матрикса аналогичное таковым для “высоко”-кремнеземистых игнимбритов апикальной и “низко”-кремнеземистых глубинных частей магматической камеры свидетельствует о том, что фьямме не могут быть продуктом ликвации расплава или сплавления пеплового материала, а являются производными остаточного расплава после дифференциации первичного расплава в направлении  $\text{Og} \rightarrow \text{Ab} \rightarrow \text{Q}$ .

3. Предполагается, что коренным отличием игнимбритовых извержений от других вулканических эксплозий является значительное сокращение объема надочагового пространства в момент взрыва соответствующих газовых смесей и обрушение кровли очага. Это должно сопровождаться образованием многочисленных магмопроводников и выбросом расплава из очага по узким каналам с одновременным формированием кальдеры обрушения.

4. Значительный экзотермический эффект реакций окисления-восстановления и насыщение водородом приводят к перегреву и разжижению высококремнеземистой магмы, что благоприятствует ее выбросу к поверхности и пульверизации в виде эмульсии.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ДВГИ О.В. Авченко за расчет молекулярных объемов газов, С.О. Максимова и В.К. Попову за консультации и плодотворные дискуссии, а также рецензентам Е.И. Сидорову, А.М. Курчавову и чл. корр. РАН В.Г. Сахно за критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке региональной программы “Дальний Восток” РФФИ – ДВО РАН 06-08-96012, 06-05-96159, и гранта ДВО РАН 12-III-A-08-155.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженов А.И., Полуэктова Т.И., Новоселов К.Л.* Ферротитанистые оксидные глобулы из гранитоидов Элекмонарского массива // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 50–57.
- Влодавец В.И.* О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами // Труды лаборатории вулканологии. АН СССР. 1961. Вып. 20. С. 11–23.
- Вулканические пояса Востока Азии / Отв. ред. А.Д. Щеглов. М.: Наука, 1984. 504 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Главатских С.Ф., Генералов М.Е.* Когенит из минеральных ассоциаций, связанный с высокотемпературными газовыми струями БТТИ (Камчатка) // ДАН. 1996. Т. 346. № 6. С. 796–799.
- Гребенников А.В.* Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулканоструктуры (Приморье) / Автореф. дисс. ... канд.-та геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 33 с.
- Заварицкий А.Н.* Игнимбриты Армении // Известия АН СССР. Сер. геол. 1947. № 3. С. 3–17.
- Знаменский В.С., Никитина И.Б.* Гидротермы центральной части острова Итуруп (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 44–65.
- Изох Э.П., Ле Дых Ан.* Тектиты Вьетнама: гипотеза кометной транспортировки // Метеоритика. 1983. Вып. 42. С. 158–169.
- Карнов И.К.* Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 248 с.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Армянское вулканическое нагорье // Природа. 1928. № 5. С. 429–491.
- Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г. и др.* Космическая петрология. М.: Наука, 2003. 389 с.
- Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 264 с.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шанарь В.Н.* Геохимические особенности эксгальций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.
- Михайлов В.А.* Магматизм вулcano-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток, 1989. 164 с.
- Некрасов Б.В.* Курс общей химии. 14-е изд. М.: Госхимиздат, 1962. 121 с.
- Олейников Б.В., Округин А.В., Томшин М.Д. и др.* Самородное металообразование в платформенных базах. Якутск, 1985. 188 с.
- Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Польской С.Ф. и др.* Взаимодействие водорода с магматическими расплавами // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Наука, 1986. С. 48–70.
- Попов В.К., Гребенников А.В.* Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье // Тихоокеанская геология. 2001. № 3. С. 47–54.
- Попов В.К., Гребенников А.В.* Проблемы игнимбритового вулканизма // Вестник ДВО РАН. 2000. № 4. С. 3–13.
- Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. и др.* Самородные металлы и карбиды в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Минералогический журнал. 1987. Т. 9. № 4. С. 71–82.
- Сандимирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н.* Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник Краунц. 2003. № 1. С. 135–140.
- Слободской Р.М.* Элементоорганические соединения в магмогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981. 134 с.
- Филимонова Л.Г., Арапова Г.А., Боярская Р.В. и др.* О типоморфных особенностях магнитных сферул орогенных вулканитов Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 78–84.

- Хоссейни В.М., Русинов В.Л.* Жидкостная несмесимость в дацитовых лавах гор Таром (северо-западный Иран) // ДАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 107–110.
- Цымбал С.Н., Татаринцев В.И., Гаранин В.К. и др.* Закаленные частицы из эруптивной брекчии зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом // Записки ВМО. 1985. Вып. 2. Ч. 114. С. 224–228.
- Щека С.А., Пятков А.Г., Вржосек А.А. и др.* Парагенезисы микроэлементов магнетита. М.: Наука, 1980. 147 с.
- Щека С.А., Вржосек А.А., Гребенников А.В. и др.* Еще раз о ликвации природных силикатных расплавов // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 81–92.
- Beck A., Robertson E.F.* Geothermal steam for power in New Zealand // N. Z. Dep. Sci. Industr. Res. Bull. 1955. № 117. P. 15–20.
- Cornen G., Bandet Y., Giresse P. et al.* The nature and chronostratigraphy of Quarternary pyroclastic accumulations from Lake Barombi Mbo (West-Cameroon) // J. of Volcanology and Geothermal Research. 1992. № 51. P. 357–374.
- Cruikshank D.P., Morrison D., Lennon K.* Volcanic gases: hydrogen burning at Kilauea Volcano, Hawaii // Science. 1973. V. 182. № 4109. P. 277–279.
- Grebennikov A.V.* The ignimbrites of the Yakutinskaya volcanic depression, Primorye, Russia // Anatomy and textures of ore-bearing granitoids of Sikhote Alin (Primorye Region, Russia) and related mineralization // International field conference in Vladivostok, Russia: 1–12 September 1998. Extended Abstract. Vladivostok, 1998. P. 25–31.
- Grebennikov A.V., Maksimov S.O.* Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia // J. of Miner. and Petrol. Sci. (Jap.). 2006. V. 101. № 2. P. 69–88.
- Kennedy G.S.* Some aspects of the role of water in rock melts // Geol. Soc. Amer. Bul., Spec. Paper. 1955. Paper 62. P. 489–504.
- Lacroix A.* Les roches hyperalcalines du massif du Fantale et du Col de Balla (Abyssinie) // Mem. Soc. Geol. France. 1930. V. 6 (14). P. 89–102.
- Marshall P.* Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district // Trans. Roy. Soc. N. Z. 1935. V. 64. P. 323–366.
- Naumov V.B., Solovova I.P., Kovalenker V.A. et al.* Immiscibility in acidic magmas: evidence from melt inclusions in quartz phenocrysts of ignimbrites // Europ. J. of Miner. 1993. V. 5. P. 937–941.
- Rittmann A.* Vulkane und ihre Tatigkeit. Stuttgart: Aufl., 1960. 336 p.
- Roedder E.* Low temperature liquid immiscibility in the system  $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$  // Amer. Mineral. 1951. V. 36. P. 282–286.
- Shcheka S.A.* The plates, plumes, fluids and magmatism / Ed. / A.I. Khanchuk. Metallurgy of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins. Proceedings of the Interium IAGOD Conference, Vladivostok, Russia: 1–20 September, 2004. Vladivostok: Far Eastern Geological Institute. 2004. P. 379–381.
- Smith R.* Ash-flow magmatism // Geological Society of America. Special Paper 180. 1979. P. 5–27.
- Steiner A.* Origin of ignimbrite of the North Island, New Zealand; a new-petrogenetic concept // N. Z. Geol. Surv. Bull. 1960. 68 p.
- Tektites / Ed. / O'Keefe J. A. Chicago: University of Chicago Press, 1963. 36 p.
- Tuttle O.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$  // Geological Society of America Memoir 74. 1958. 153 p.
- Yamamoto H., Takayama K., Ishikawa K.* Model experiment on magma fragmentation in explosive volcanic eruption // J. of Miner. and Petrol. Sci. (Jap.). 2008. V. 103. № 3. P. 192–203.

## Silicate–Metallic Spherules and the Problem of the Ignimbrite Eruption Mechanism: The Yakutia Volcano-Tectonic Structure

A. V. Grebennikov, S. A. Shcheka<sup>†</sup>, and A.A. Karabtsov

Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Prospect Stoletiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 690022 Russia  
e-mail: greandr@hotmail.com

**Abstract**—In the course of detailed mineralogical, geochemical, and petrological studies of ignimbrites in the Yakutia volcanic structure of the Eastern Sikhote–Alin volcanic belt (Primorye) silicate–metallic formations (small balls) were found to occur widely. This suggests a new approach to the evaluation of the mechanism that is responsible for the formation of specific large-volume “hot” explosions. The metallic nuclei (whose compositions vary from low-carbon cast iron to cohenite) are surrounded by symplectite, which consists of quartz, magnetite, and siliceous–potassic glass (without Na); thus, the entire formation can be considered as a siliceous–metallic spherule. Based on analyses of the gas phase, the spherules consist of hydrogen and methane. The calculation of oxidation reactions that involve these gases shows that the process entails a significant decrease of volume and heat release. This suggests that the mechanism of “hot” ignimbrite explosions consists of the collapse of the roof of the magma chamber into the explosion zone and the formation of a collapse caldera with the ejection of the melt and its subsequent dispersion on the surface. This is facilitated by significant overheating of magma and its saturation with hydrogen, which is accompanied by a sharp decrease in viscosity by several orders of magnitude, even for such highly siliceous melts.