

На правах рукописи

ГУДИН Александр Николаевич

**ПЕТРОЛОГИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ (СУЙСАРСКИХ)
ВАРИОЛИТОВЫХ ЛАВ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ,
ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ,
БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ**

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

Автореферат

**диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

Москва - 2011

Работа выполнена в Учреждении Российской академии наук Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук, профессор
Евгений Витальевич Шарков

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор
Виктор Сергеевич Попов

доктор геолого-минералогических наук
Валерий Федорович Смолькин

Ведущая организация:

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова (МГУ)

Защита состоится «19» января 2012 года в 13 час. 00 мин. на заседании диссертационного совета Д 002.122.01 в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН по адресу: 119017, Москва, Старомонетный пер., 35

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГЕМ РАН

Автореферат разослан «16» декабря 2011 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета
кандидат геол.-мин. наук



М.А. Юдовская

Введение

Термин вариолит («оспенный камень») используется для обозначения пятнистых пород с овоидными обособлениями – вариолями, или глобулами размером от миллиметра до нескольких сантиметров, погруженными в микрокристаллическую или стекловатую матрицу. Вариолиты наблюдаются преимущественно в потоках и подушечных лавах, реже - в дайках.

Подобные образования привлекали внимание геологов еще с середины XIX в. Впервые исследование вариолитов в России было начато А.А. Иностранцевым (1874) с изучения петрографии вариолитовых лав Ялгубского кряжа Центральной Карелии. Классические работы, посвященные описанию и петрогенезису вариолитовых лав, приводятся Ф.Ю. Левинсон-Лессингом (1884) для этих же вариолитов и Г. Розенбушем (1934) для вариолитов Kurplatz (Германия). Этими исследователями были подчеркнуты широкие вариации в соотношениях состава вариолей и вмещающей их матрицы, которые могут различаться значительно по содержанию кремнезема, железа и щелочных металлов.

Глобулярные породы описаны в целом ряде вулканических провинций по всему миру (Fergusson, 1972; Gelinas, Brooks, 1976; Fowler et al., 2002; Красивская и др., 2010 и др), и известны в породах различного возраста, от очень древних, как, например, в метабазитах зеленокаменного пояса Исуа с возрастом 3.8-3.7 млрд. лет (Appel et al., 2009), так и в фанерозойских породах (Косарев и др., 2009; Sandsta et al., 2011). Кроме того, вариолиты были обнаружены в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (Красивская и др., 2010). Вариолиты чаще всего встречаются в комплексах раннедокембрийского возраста. Присутствие глобулярных пород считается столь же типичной особенностью древних коматиитов, что и структуры спинифекс. Это, например, отмечалось в архейских коматиитовых разрезах Абитиби (Arndt, Fowler, 2004) и пояса Барбертон (Sandsta et al., 2011).

Актуальность исследования. Изучение вариолитов важно для решения одной из фундаментальных проблем магматической петрологии, постоянно обсуждаемой в литературе – роли силикатной ликвации в природных системах. После классических работ Ф.Ю. Левинсон-Лессинга (1884, 1949), вариолиты стали рассматриваться как пример ликвации базальтового расплава, который в результате данного процесса распался на основной и средний расплав. Установление области несмесимости расплавов (Redder, 1983) в условиях, близких к реальным природным системам, дало возможность распространить ликвационную концепцию не только на глобулярные породы, но и на большие массы контрастных по составу пород вулканических серий, крупных

интрузивных комплексов, в том числе расслоенных плутонов, и связанное с ними оруденение (Mc Birney, 1975; Veksler et al, 2007 и др.). Тем не менее, в настоящее время образование глобулярных пород является предметом дискуссии и связывается как с силикатной ликвацией (Смолькин, 1992; Светов, 2008) так и с неполным смешением контрастных по составу расплавов (Apple et al., 2009; Красивская и др., 2010), хотя появились и другие модели (Hughes, 1977; Hanski, 1993; Arndt, Fowler, 2004 и др.).

Таким образом, природа вариолитов представляет особую важность для решения широкого круга петрологических и геохимических проблем, связанных с реальной значимостью ликвации в петрогенезисе магматических пород, а также процессов неполного смешения различных магм. Кроме того, проведенные исследования затрагивают актуальную проблему флюидно-магматического взаимодействия с участием расплавов основного состава.

Цель и задачи. Целью работы является определение генезиса классических вариолитовых лав суйсарского комплекса в районе Ялгубского кряжа и острова Суйсари в Онежской структуре, Центральная Карелия, на основании комплексного геологического, петрологического, изотопного и геохимического изучения.

В связи с этой целью, были поставлены следующие задачи:

1. проведение детальных геолого-петрографических исследований;
2. определение состава минеральных фаз и вулканического стекла вариолитов (матрикса и вариолей) с использованием рентгеноспектрального микроанализатора;
3. определение геохимических особенностей вариолитов с использованием прецизионных методов анализа (ICP-MS, LA ICP-MS);
4. проведение изотопно-кислородных исследований;
5. построение модели петрогенезиса вариолитов.

Научная новизна. Впервые на основании петролого-геохимических и изотопных исследований установлено, что палеопротерозойские вариолитовые лавы Ялгубы и о-ва Суйсари образовались в результате быстрого затвердевания продуктов диффузионных взаимодействий между пикробазальтовым расплавом и обособившимся от него водно-солевым флюидом. В работе представлен комплексный системный подход к изучению классических вариолитов Онежской структуры с использованием современных аналитических методов.

Защищаемые положения:

1. Установлено, что палеопротерозойские (~2 млрд. лет) вариолитовые лавы Онежской структуры, характеризующиеся наличием кислых по составу концентрически-зональных вариолей в пикробазальтовом матриксе,

сформировались в результате подводного излияния и быстрой закалки гетерогенного расплава.

2. Предложен механизм гетерогенизации исходного пикробазальтового расплава и формирования в нем высококремнеземистого расплава-раствора, образовавшего вариоли (глобули). Этот механизм обусловлен диффузионным переносом элементов, преимущественно кремнезема и глинозема, из пикробазальтового расплава в глобули водно-солевого флюида, обособившегося от расплава в процессе декомпрессии в промежуточной камере.

3. Показано, что возникновение концентрически-зонального строения вариолей обусловлено диффузионным обменом между пикробазальтовым матриксом и высококремнеземистым расплавом-раствором вариолей. Этот обмен, происходивший после излияния гетерогенного расплава на дно морского бассейна, приводил к образованию диффузионных кайм на границе вариоль-матрикс и к перераспределению элементов-примесей между ними.

4. Разработана многостадийная модель формирования вариолитов Онежской структуры. На первой стадии, в процессе подъема пикробазальтового расплава через толщи каменных солей в основании Онежской структуры происходил захват водно-солевого флюида. На второй стадии в промежуточной камере формировался высококремнеземистый расплав-раствор. На третьей стадии, после подводного излияния гетерогенного расплава, образовались диффузионные каймы.

Практическая значимость работы. Полученные результаты важны для развития представлений о роли силикатной ликвации, смещения контрастных по составу расплавов в геологических процессах. Особую важность это представляет для решения проблемы различных флюидно-магматических взаимодействий в природных системах, в том числе для выявления происхождения контрастных магматических ассоциаций и связанного с ними оруденения.

Фактический материал и методы исследования. Основу диссертационной работы составляют результаты личных исследований вариолитов Ялгубского кряжа и о-ва Суйсари, проводившихся автором в течение 2007-2011 г. Аналитические исследования выполнялись преимущественно в ИГЕМ РАН. В процессе работы было изучено около 100 петрографических шлифов; при этом были выполнены как точечные микрозондовые определения минералов (60 анализов) и стекловатых фаз (30 анализов), так и около 50 площадных определений составов зон вариолитов (сканирующий электронный микроскоп «Jeol JSM-6480LV» с

энергодисперсионным спектрометром «INCA-Energy 350»). Также было выполнено 40 анализов петрогенных элементов методом РФА и 12 анализов содержаний Cl⁻ и F⁻ потенциометрическим методом с помощью ионоселективного электрода, 40 анализов редкоземельных элементов были выполнены методом ICP-MS (валовые составы пород, составы вариолей и матрикса), LA ICP-MS (локальные определения в образцах). Кроме того, были проведены изотопно-кислородные исследования в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Обработка полученной информации производилась на компьютере с использованием пакета «Microsoft Office», а также ряда специализированных разработок геологического и петрологического направления: «Comagmat», «Petrolog» и др.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликовано 8 работ. Материалы диссертации докладывались на российских и международных совещаниях: XVII Научных чтениях памяти профессора И. Ф. Трусовой (Москва, 2008 г.), IX Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 2009 г.), XXI молодежной конференции памяти К. О. Кратца (С.-Петербург, 2010 г.), XI Всероссийском петрографическом совещании (Екатеринбург, 2010 г.), II Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти А. П. Карпинского (С.-Петербург, 2011 г.), Всероссийской Конференции, посвященной памяти академика В.И. Коваленко (Москва, 2011 г.), V Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и Геодинамика» (Екатеринбург, 2011 г.)

Структура и объем работы. Диссертация содержит 122 страницы, 46 рисунков, 18 таблиц и состоит из Введения, 5 глав и Заключения. Список использованной литературы включает 123 наименования.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность за консультации и практическую помощь в процессе подготовки данной работы научному руководителю диссертации д.г.-м.н. Е.В. Шаркову и заведующему лабораторией петрографии ИГЕМ РАН д.г.-м.н. А.В. Самсонову. Автор искренне признателен сотрудникам ИГЕМ РАН А.В. Чистякову, А.А. Носовой, Е.О. Дубининой, Л.Я. Арановичу, за ценные консультации и всестороннее содействие в проведении работы, а также В.О. Япаскурту (МГУ), В.К. Карандашеву (ИПТМ РАН), А.И. Якушеву (ИГЕМ РАН) и Н.В. Васильеву (ФГУП ИМГРЭ) за помощь в проведении аналитических работ.

Глава 1. Геологическое строение района

Объекты исследований располагаются в пределах западной части Онежской структуры (Центральная Карелия, 30 км к СВ от г. Петрозаводска), приуроченной к Водлозерскому блоку Карельского кратона Балтийского щита. Эта структура сложена палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами (рис. 1). По данным Онежской параметрической скважины (ОПС) (Морозов и др., 2010), пробуренной в западной части Онежской мульды архейский (позднелопийский - 2716+/-9 млн. лет) гранитоидный фундамент залегает на глубине 2940 м. На архейском гранитоидном фундаменте непосредственно залегают ятулийские толщи каменных солей мощностью порядка 194 м. Кроме того, в разрезе присутствуют магнетитовые породы с признаками эвапоритовых режимов седиментации (Ахмедов, Крупеник, 1995).

Особенностью тектонического строения этой в целом синклинальной структуры является чередование широких брахисинклиналей и узких линейных антиклиналей, сопряженных с зонами сдвиговых деформаций. В пределах синклиналей, имеющих ширину 6-12 км, степень структурно-вещественных преобразований палеопротерозойских комплексов очень невелика. Породы сохраняют субгоризонтальное залегание, разрывная и сдвиговая тектоника имеют локальные проявления. Степень метаморфизма пород не превышает зеленосланцевой фации, а часто отвечает уровню зеленокаменных изменений (Онежская..., 2011). Такой стиль тектонического развития способствовал сохранности текстурно-структурных особенностей вариолитовых лав, оказавшихся в синклинальных участках структуры.

Были изучены вариолитовые лавы из вулканитов Ялгубского кряжа и о-ва Суйсары, относящиеся к суйсарской свите людиковия возрастом около 2 млрд. лет. Суйсарское время характеризуется масштабными проявлениями базитового вулканизма плюмовой природы, который, наряду с лавовыми излияниями, сформировал многочисленные расслоенные силлы и рои даек. Возрастным репером для суйсарской свиты являются породы ультрамафит-мафитового Кончезерского силла (1980±57 млн. лет, Куликов и др., 1999). С этим же этапом связывается и формирование крупных расслоенных силлов - Койкаро-Святонавлоцкого (1983.4±6.5 млн. лет, Филлипов, 2007) в западном, и Пудожгорского (1984±8 млн.лет, Филлипов, 2007) в восточном борту Онежской структуры.

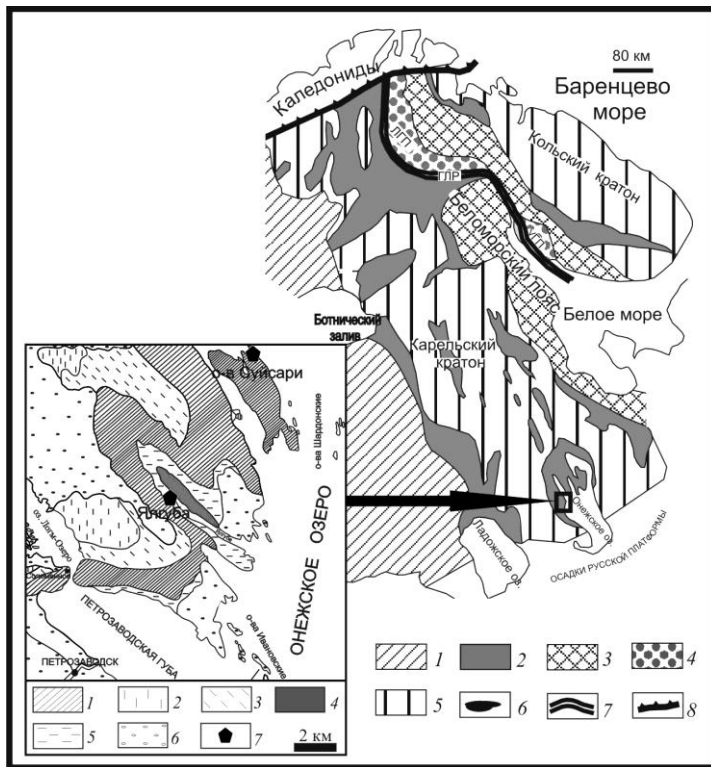


Рис. 1. Положение района работ в главных структурных доменах восточной части Балтийского щита в раннем палеопротерозое (по Шарков, Богатиков, 2010). ЛУГП - Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс, ПУБ - Порьегубско-Умбинский блок, БПП - Беломорский подвижный пояс. На врезке: 1 - суйсарская свита (возраст около 2 млрд.лет); 2 - шокшинская свита (возраст 1.7 млрд.лет); 3 - падооская свита (возраст 1,65 млрд.лет); 4 - габбро-долериты падооской свиты; 5 - заонежская свита (возраст 2.0-2.1 млрд.лет); 6 - четвертичные отложения; 7 - положение изученных объектов.

Вариолиты Ялгубского края слагают как участки массивных потоков (рис. 2 а), так и образуют подушечные лавы. Массивные лавовые потоки имеют мощность 5-15 м; в них наблюдаются линзы с вариолитовым строением, в которых содержание вариолей может достигать 90% объема. В пиллоу-лавах размеры подушек варьируют от первых десятков см до 2 м в диаметре. Наибольшее количество вариолей обычно наблюдается в центральных частях подушек. Вариолиты представляют собой стекловатую вулканическую породу, состоящую из округлых глобул концентрически-зонального строения размером от 0,1 до 1 см и основной массы (матрикса). В вариолях с четко проявленной внутренней зональностью обычно присутствует тонкая краевая зона (кайма) мощностью 0,1-1 мм, далее к центру - более крупнозернистая зона (мощностью 1 мм) и ядро (мощностью 1-2 мм) контрастного темного цвета. Количество вариолей варьирует от первых процентов до 45-50%, увеличиваясь к кровле потоков. Для вариолитов характерна коалесценция глобул, т.е. ядра вариолей слипались и обрастали общей каймой.

Вариолиты о-ва Суйсарви наблюдаются на самой северной оконечности острова – мыс Кельтнаволок. Вариолиты наблюдаются только в подушечных лавах (рис. 2 б). Размер подушек от 50 см до 2 м. Распределение вариолей в подушках неравномерно. В одних случаях количество вариолей увеличивается в периферии подушек, а в других – возрастает к их центру. Наблюдаются преимущественно мелкие вариолы (размер 0,5-1 мм). Форма вариолей близка к

шарообразной. Практически во всех вариолях четко проявлена зональность. Как и в Ялгубе, наблюдается коалесценция ядер вариолей.

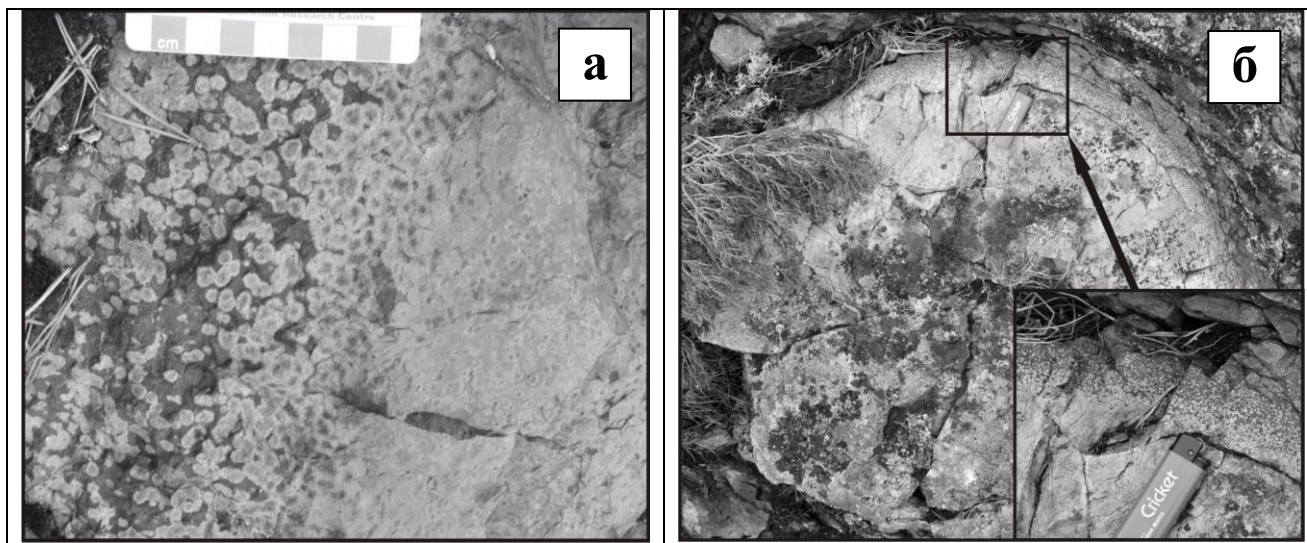


Рис. 2. Макротекстуры вариолитов Ялгубы (а) и о-ва Суйсари (б): а – центральная часть лавового потока. Наблюдаются существенные вариации количественных соотношений вариолей (светлое) и матрица (темное). В центральной части потока – линза, в которой содержание вариолей составляет до 90% от объема породы; б – подушечные лавы, о-в Суйсари. На врезке – увеличенный фрагмент фотографии, на котором наблюдается увеличение количества вариолей в периферии подушек.

Глава 2. Петрографическая характеристика вариолитовых лав

Вариолиты Ялгубского кряжа представляют собой породы с четко проявленной вариолитовой текстурой, сложенные двумя разными фазами: светлым зеленовато-серым матриксом и рассеянными в нем одиночными или тесно слившимися темными сферическими вариолями с четкими фазовыми границами. Микроскопически порода выглядит полустекловатой или криптокристаллической. И в матриксе и в вариолях присутствуют кристаллы клинопироксена, представленные субидiomорфными микрофенокристами (0,1-2 мм) и игольчатыми микролитами (<0,1 мм).

Вариоли характеризуются концентрически-зональным строением. В них выделяются три зоны, сложенные стекловатой фазой и клинопироксенами: (1) внешняя зона (кайма) представляет собой оторочку мощностью 0,1-0,5 мм, светло-серого цвета; (2) средняя зона бурого цвета, мощностью 0,4 до 3 мм и (3) ядро контрастного темного цвета, диаметром 0,5-2 мм. Стекло из ядра вариолей в значительной степени изменено, по нему развивается преимущественно хлорит, редко – амфибол. Стекло из второй зоны характеризуется бурым цветом за счет многочисленных микровключений рутила и титаномагнетита.

В матриксе первичное вулканическое стекло практически не сохранилось. Преобладающая по объему масса матрикса неоднородна по своей микроструктуре и образована главным образом двумя четко разделяемыми элементами: клинопироксенами и хлоритом, развивающимся по вулканическому стеклу.

Вариолиты о-ва Суйсари, также как и вариолиты Ялгубы, сложены двумя разными фазами: матриксом и мелкими вариолями. В этих породах в матриксе и в вариолях присутствуют микрофенокристы (0,1-0,5 мм) и игольчатые микролиты клинопироксена, находящиеся в различной степени измененном вулканическом стекле. Вариоли также имеют концентрически-зональное строение, но в отличие от вариолей Ялгубы, здесь в их строении выделяются четыре зоны: (1) внешняя - толщиной 0,1-0,2 мм, буроватого цвета; (2) зона темно-серого цвета - 0,1 мм; (3) зона светло-бурого цвета - 0,3-0,6 мм и (4) ядро темно-бурого цвета диаметром 0,3-0,5 мм. Строение матрикса характеризуется такими же особенностями, как и матрикс Ялгубских вариолитов.

Таким образом, петрографическое изучение вариолитовых лав Ялгубы и о-ва Суйсари показало, что они имеют близкие структурно-минералогические характеристики:

- породы сложены концентрически-зональными вариолями и матриксом;
- как вариоли, так и матрикс образованы преимущественно в различной степени измененным вулканическим стеклом с микрофенокристами и микролитами клинопироксена;
- особенностью вариолитов о-ва Суйсари является более сложный характер концентрической зональности и меньший размер микрофенокристов клинопироксенов и самих вариолей.

Изучение минеральных и стекловатых фаз

В отраженных электронах вариоли Ялгубы устанавливается только две контрастные зоны (рис. 3 а): темное ядро и светлая кайма, тогда как вариоли о-ва Суйсари характеризуются наличием трех зон (рис. 3 б): светлого ядра, темной оторочкой вокруг него («зона 2») и светлой каймы.

Клинопироксены, как микрофенокристы, так и микролиты, в вариолитах Ялгубы и о-ва Суйсари по составу отвечают авгиту. Микрофенокристы имеют близкий состав в вариолях и в матриксе. В микрофенокристах клинопироксенов установлено наличие сложной зональности (рис. 4). При этом выделяются четыре зоны: железистый центр ($Wo_{37,7-39,8}En_{43,0-43,5}Fs_{17,1-18,3}$), более магниальные вторая ($Wo_{35,3-38,9}En_{49,4-52,1}Fs_{9,5-12,6}$) и третья ($Wo_{37,2-39,2}En_{48,9-$

50,1Fs_{11,9-12,7}) зоны, и краевая (Wo_{36,0-40,2}En_{38,6-47,9}Fs_{16,9-21,2}), по железистости близкая к центральной зоне. Во всех изученных вариолитах микролиты (Wo_{40,6-43,2}En_{38,3-42,4}Fs_{17,0-21,8}) по железистости наиболее близки к составу краевой железистой зоны микрофенокритов.

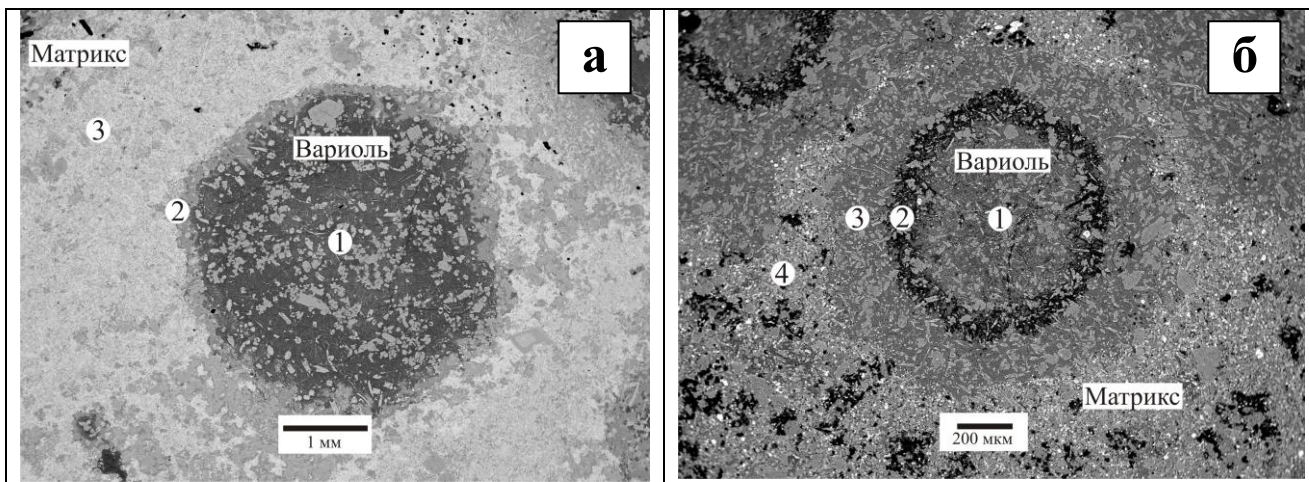


Рис. 3. Микрофотографии концентрически-зональных вариолей Ялгубы (а) и о-ва Суйсари (б) в отраженных электронах Ялгуба (а): 1 - ядро, 2 - кайма, 3 - матрикс; о-ва Суйсари (б): 1 - ядро, 2 - «зона 2», 3 - кайма, 4 - матрикс.

Полевые шпаты в форме микролитов встречены в метельчатых микроструктурах некоторых ядер вариолей Ялгубы; они представлены плагиоклазом (олигоклаз $Ab_{84,1}An_{13,0}Or_{2,9}$ – андезин $Ab_{58,2}An_{38,5}Or_{3,3}$) и ортоклазом ($Ab_{3,6}An_{0,5}Or_{95,9}$).

Стекловатые фазы. Состав стекла ни в матриксе вариолитов Ялгубы, ни о-ва Суйсари установить не удалось, так как оно полностью замещено вторичными минералами, главным образом – хлоритом. Стекло сохранилось только в вариолях.

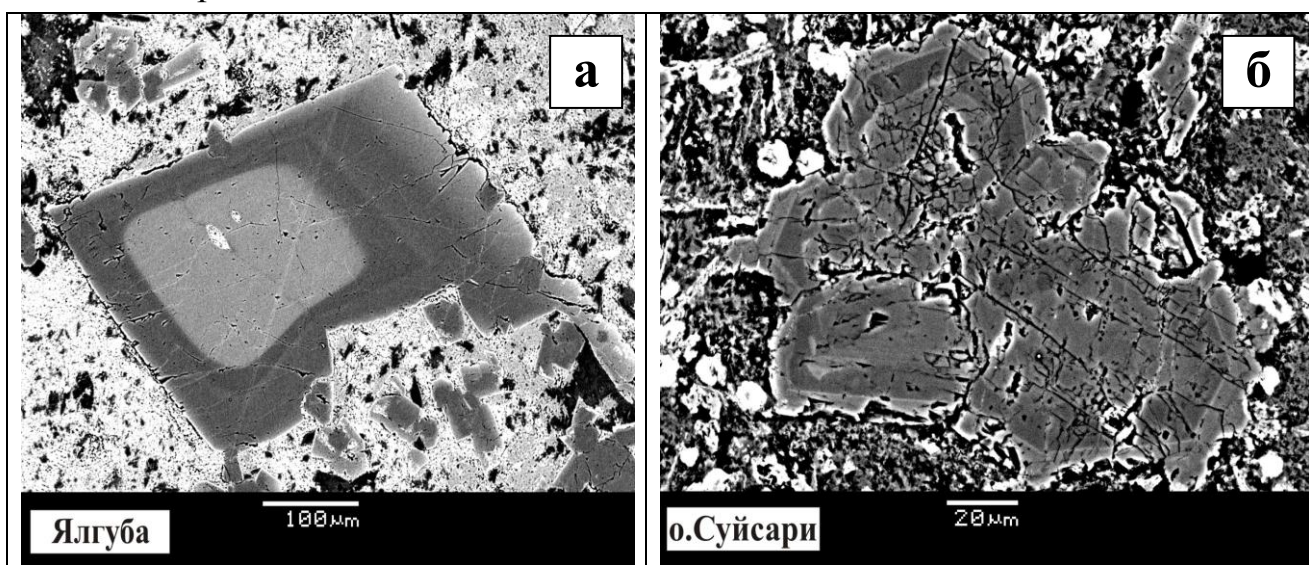


Рис. 4. Микрофотографии сложнзональных микрофенокритов клинопироксенов из вариолитов Ялгубы (а) и о-ва Суйсари (б) в отраженных электронах.

Вариолиты Ялгубы. В пределах вариолей изучение показало значительное различие в составе стекловатых фаз ядра и каймы. Стекло ядра характеризуется высокими содержаниями SiO_2 (63,27-81,02 мас.%), Na_2O (5,62-9,37 мас.%), незначительными - K_2O (0,06-0,17 мас.%) и отвечает составу плагиориолита. Стекло каймы характеризуется более низкими содержаниями SiO_2 (61,88 – 63,81 мас.%), практически полным отсутствием Na_2O (0,14-0,19 мас.%) и очень высокими содержаниями K_2O (14,61-15,56 мас.%).

Вариолиты о-ва Суйсари. Здесь вариации составов стекловатых фаз в пределах вариолей более сложные, чем в Ялгубе. Стекло ядра характеризуется более низкими, чем в Ялгубе, содержаниями SiO_2 (60,33-60,40 мас.%), низкими - Na_2O (0,49-0,63 мас.%) и аномально высокими - K_2O (13,43-14,00 мас.%). В стекловатой фазе из «зоны 2» отмечаются более высокие, чем в ядре, содержания SiO_2 (67,38 мас.%), практически полное отсутствие K_2O (0,14 мас.%) и высокое содержание Na_2O (11,17 мас.%). Стекло каймы характеризуется высокими содержаниями SiO_2 (61,96 мас.%), K_2O (14,73 мас.%), низкими - Na_2O (0,19 мас.%).

Таким образом, общим для вариолей о-ва Суйсари и Ялгубы является наличие высококалийевой внешней каймы, при существенно различном составе их ядер.

Изучение составов стекол ядер вариолей Ялгубы и о-ва Суйсари продемонстрировало сходство со свежими стеклами девонских вариолитов р.Шулдак (Южный Урал; Кориневский, 2011), например, характерно обогащение стекол хлором (Ялгуба – Cl 0,3-0,5 %, р.Шулдак – Cl 0.12-0.14 %). Таким образом, изученные нами стекла не претерпели значительных изменений и отвечают составу исходного стекла ядер вариолей.

Глава 3. Геохимическая и изотопная характеристика вариолитовых лав

Состав вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари близок к составу Fe-Ti пикробазальтов с невысоким содержанием щелочей (Na_2O до 0,25 мас.%, K_2O до 0,13 мас.%). При этом состав матрикса характеризуется низкими содержаниями SiO_2 (до 42 мас.%) и высокими содержаниями FeO (до 20 мас.%). Расплавы с составом, подобным матриксу, не встречаются в вулканитах суйсарской свиты (Куликов и др., 1999). Моделирование с помощью программы COMAGMAT (Ariskin et al., 1993) фракционирования пикритового расплава, предполагаемого в качестве родоначального для суйсарских базитов (Пухтель и др., 1995), показало, что кристаллизационная дифференциация этого расплава не может объяснить наблюдаемые соотношения Fe/Si в матриксе

вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари. Столь железистые составы матрикса, при таких низких содержаниях SiO_2 с отношением $\text{Fe/Si} = 0.35$ и при $\text{Mg\#} = 0.49$ являются аномальным по сравнению с обычными базитовыми составами, преимущественно за счет резко пониженных концентраций SiO_2 . Таким образом, по содержанию других петрогенных элементов (за исключением щелочей) матрикс наиболее близок к Fe-Ti пикробазальтам, а валовый состав вариолей отвечает составу исландита (SiO_2 до 58 мас.%, Na_2O до 3,7 мас.%, K_2O до 3,6 мас.%) с повышенными содержаниями Ti и Fe (TiO_2 до 1,6 мас.%, Fe_2O_3 до 8,6 мас.%). Вариолы относительно матрикса значительно обогащены Na, K, Rb, Cl и Ba.

На электронном микроскопе при площадном сканировании были изучены изменения содержаний петрогенных элементов по профилю ядро-матрикс для вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари. В целом, закономерности изменения петрогенных элементов (за исключением щелочей) от центра вариолей к матриксу схожи для Ялгубы и о-ва Суйсари. На границе вариоль-матрикс происходит снижение содержаний кремнезема и увеличение - FeO, MgO, Al_2O_3 . Вариолы обогащены щелочами по отношению к матриксу. Однако характер вариации содержаний Na_2O и K_2O внутри вариолей различны. В ядрах вариолей Ялгубы преобладает натрий над калием, тогда как в вариолях о-ва Суйсари наблюдается обратная картина. Вариолы о-ва Суйсари характеризуются наличием «зоны 2», которая отсутствует в Ялгубе. В данной зоне по отношению к ядру происходит увеличение содержания кремнезема и натрия и снижение содержаний калия. Резкий скачок содержаний калия отмечается в кайме вариолей как в Ялгубе, так и на о-ве Суйсари. Для современных вариолитов (Красивская и др., 2010; Кориневский, 2011) характерно схожее распределение содержаний петрогенных элементов по профилю вариоль-матрикс.

Изученные вариолиты Ялгубы и о-ва Суйсари, а также вариолы и матрикс в них, имеют в целом, близкие спектры распределения элементов-примесей (рис. 5). Однако по суммарному содержанию РЗЭ как вариолы (111 г/т), так и матрикс (213-224 г/т) Ялгубы обогащены относительно о-ва Суйсари (вариолы: 80-82 г/т; матрикс: 151-173 г/т).

Во всех изученных вариолитах наблюдается:

1. Значительное обогащение вариолей относительно матрикса крупноионными литофильными элементами, такими как Rb, Ba: (вариолы: Ялгуба – Rb 73-99 г/т, Ba 420-787 г/т, о-в Суйсари – Rb 83-93 г/т, Ba 886-1028 г/т; матрикс: Ялгуба - Rb 5-7 г/т, Ba 39-87 г/т, о-в Суйсари – Rb 4-5 г/т, Ba 40-48 г/т).

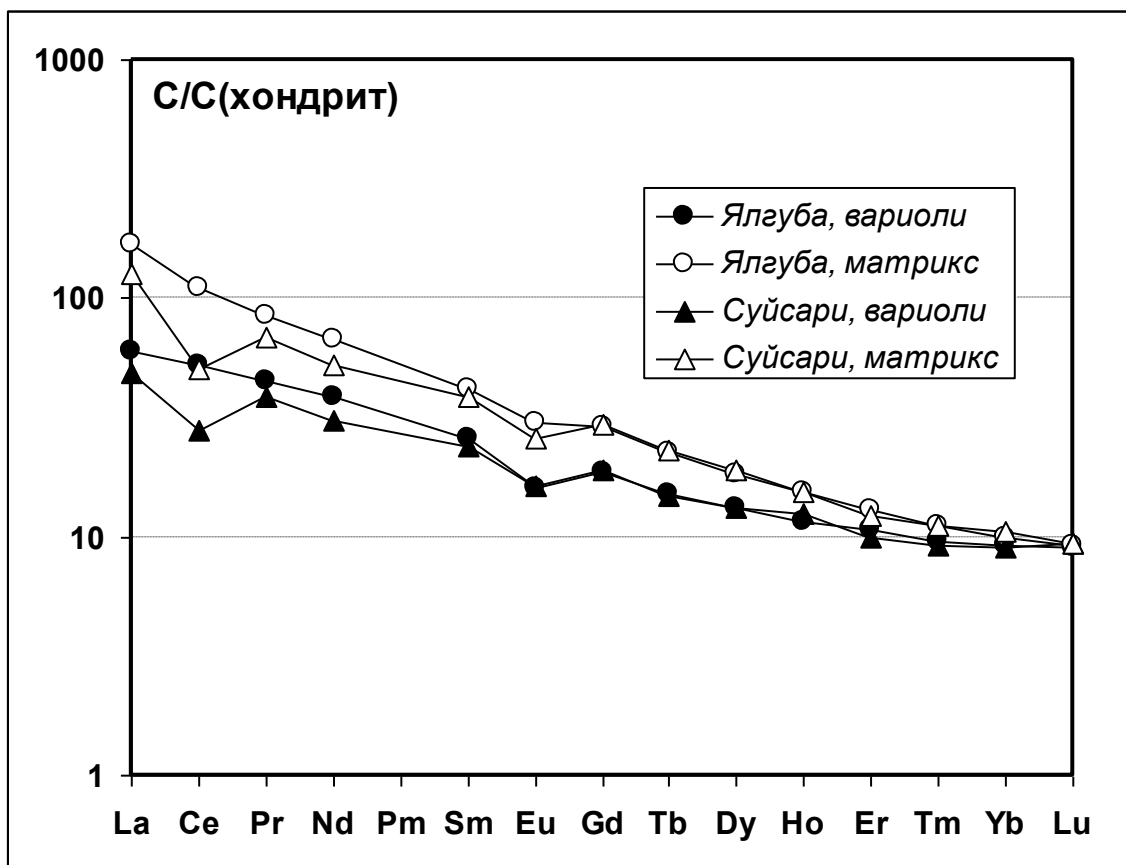


Рис. 5. Концентрации РЗЭ в вариолях (Св) и матриксе (См) вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари нормированные на хондрит (по Sun, McDonough, 1989).

2. Существенное обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых. При этом наиболее обогащен легкими РЗЭ матрикс (Ялгуба: $(La/Yb)_N = 16,1-17,2$; о-в Суйсари: $(La/Yb)_N = 12,1-16,7$), и существенно ниже - вариоли (Ялгуба: $(La/Yb)_N = 6,6-6,8$; о-в Суйсари: $(La/Yb)_N = 5,3-5,4$).

3. Обогащение легкими РЗЭ относительно средних. Более обогащен матрикс (Ялгуба: $(La/Sm)_N = 3,8-4,1$; о-в Суйсари: $(La/Sm)_N = 3,3-5,0$), менее - вариоли (Ялгуба: $(La/Sm)_N = 2,3-2,4$; о-в Суйсари: $(La/Sm)_N = 2,0-2,7$).

4. Обогащение средними РЗЭ относительно тяжелых. Чуть более обогащен матрикс (Ялгуба: $(Gd/Yb)_N = 2,7-3,0$; о-в Суйсари: $(Gd/Yb)_N = 2,8-2,9$), чем вариоли (Ялгуба: $(Gd/Yb)_N = 2,0-2,1$; о-в Суйсари: $(Gd/Yb)_N = 2,1-2,3$).

5. Различное распределение транзитных элементов (Cu, Zn, Co, V) для вариолей и матрикса. Вариоли более обогащены Cu (Ялгуба: 133-138 г/т; о-в Суйсари: 138-143 г/т) и Zn (Ялгуба: 120-131 г/т; о-в Суйсари: 80-90 г/т) относительно матрикса (Cu: Ялгуба – 20-24 г/т, о-в Суйсари – 19-22 г/т; Zn: Ялгуба – 59-72 г/т, о-в Суйсари – 57-71 г/т). Однако матрикс более обогащен V (Ялгуба: 250-252 г/т; о-в Суйсари: 202-222 г/т) и Co (Ялгуба: 41-42 г/т; о-в Суйсари: 40-41 г/т) относительно вариолей (V: Ялгуба – 202-204 г/т, о-в Суйсари – 182-198 г/т; Co: Ялгуба – 31-32 г/т, о-в Суйсари – 33-34 г/т).

6. Примерно одинаковое распределение высокозарядных элементов (HFSE: Nb, Ta, Zr, Th, U, Hf) как в вариолях (Ялгуба (г/т): Nb 19-20, Ta 1,2, Zr 180-184, Th 4,4-4,5, U 1,1-1,2, Hf 4,6-4,8; о-в Суйсари (г/т): Nb 18-19, Ta 1,1-1,3, Zr 176-177, Th 3,0-4,1, U 1,0-1,2, Hf 4,3-4,9), так и в матриксе (Ялгуба (г/т): Nb 17-18, Ta 1,1, Zr 168-169, Th 4,1-4,2, U 1,3, Hf 4,1-4,3; о-в Суйсари (г/т): Nb 17-18, Ta 1,0-1,2, Zr 156-166, Th 3,8-4,6, U 1,2, Hf 4,1-4,2) на обоих объектах.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы: (1) для изученных вариолитов характерна слабовыраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu^* до 0,6); (2) как в матриксе, так и в вариолях наблюдается обогащение легкими и средними РЗЭ относительно тяжелых, при этом они имеют сходное распределение HSFE; (3) для вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари степень обогащения легкими и средними РЗЭ выше в матриксе, чем в вариолях; при этом вариоли значительно обогащены крупноионными литофильными элементами, такими как Rb и Ba; (4) вариолиты Ялгубы существенно обогащены РЗЭ относительно пород о-ва Суйсари; (5) изученные вариолиты по геохимическим характеристикам наиболее близки к ОИВ.

Изотопный анализ кислорода Изучение изотопного состава кислорода показало значительные различия $\delta^{18}O$ в вариолях и матриксе на обоих объектах. Изотопный состав кислорода в матриксе вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари оказался идентичным ($\delta^{18}O_m = 6.7 \text{ ‰}$), и характерным для изверженных пород основного состава (Eiler, 2001). Однако для ядер вариолей установлено существенное обогащение изотопом ^{18}O по сравнению с матриксом. Величины $\delta^{18}O$ вариолей ($\delta^{18}O_v$) не отвечают изотопному составу кислорода в типичных базальтах и составляют 9.3 ‰ для Ялгубы и 8.3 ‰ для о-ва Суйсари. Изотопный состав кислорода в кайме вариоли Ялгубы занимает промежуточное значение по величине $\delta^{18}O$ между ее ядром и матриксом.

Глава 4. Сравнение с экспериментальными данными

Исследованию распределения компонентов между несмешивающимися расплавами посвящено большое количество работ, при этом значительная часть из них посвящена изучению результатов взаимодействия сосуществующих при высоких температурах кислого и основного расплавов (Yoder, 1973; Watson, 1982; Bindeman, Perchuk, 1993; Биндеман, Дэвис, 1999 и др.). Эксперименты свидетельствуют о том, что щелочи и РЗЭ характеризуются широкой зоной смешения, в то время как высокозарядные элементы (HFSE: Nb, Ta, Zr, Th, U, Hf) сохраняют резкие градиенты, сопоставимые с SiO_2 , т.е. практически не перераспределяются (Биндеман, Дэвис, 1999). Для щелочей (K_2O и Na_2O) характерны большие величины коэффициентов диффузии (Leshner, 1994;

Биндеман, Дэвис, 1999 и др.) и накопление зачастую происходит против градиента концентрации и по типу «восходящей диффузии». При этом содержание SiO_2 существенным образом влияет на растворимость щелочей в силикатных расплавах – в более кислых расплавах происходит накопление щелочей, в результате их низкой мобильности, по сравнению с основными составами (Борисов, 2008). Диффузия достаточно медленный процесс, который сам по себе не может обеспечить быстрое крупномасштабное перераспределение компонентов (Биндеман, Дэвис, 1999), однако этому может способствовать термальная или композиционная конвекция в каждом из расплавов (Litvinovsky, Podladchikov, 1993). Причиной возникновения конвекции является восходящая диффузия щелочей из основного в кислый расплав (Биндеман, Дэвис, 1999). По-видимому, диффузия и объясняет происхождение каймы вариолей, которая и представляет собой диффузионный слой на границе кислого (ядра вариолей) и основного (матрикс) расплавов.

Для доказательства проведем сопоставление с серией экспериментов, поставленных Биндеманом и Дэвисом (1999), которые заключались в изучении взаимодействия щелочей на границе кислого и основного расплавов. Перемешивание расплавов в ходе экспериментов не проводилось. Для проведения экспериментов использовались ячейки большого размера (10x4 мм). В результате эксперимента на границе кислого и основного расплавов образовался диффузионный слой, обогащенный калием. Резкое повышение содержания K_2O наблюдалось и в каймах изученных вариолей, т.е. по своим характеристикам кайма вокруг ядер вариолей схожа с диффузионным слоем, полученным в результате экспериментов. Также в ходе восходящей диффузии, предшествующей конвекции, происходило обогащение кислого расплава Na, что и наблюдается в ядрах вариолей Ялгубы.

Однако, в вариолитах о-ва Суйсари, где вариоли имеют более мелкий размер, наблюдается более сложное их строение, характеризующееся наличием высококалиевого ядра, «зоны 2», обогащенной натрием, и внешней высококалиевой каймы. По-видимому, это предполагает двухстадийное развитие вариолей. На первой стадии, развитие диффузионных процессов можно объяснить экспериментами (Watson, Baker, 1991; Lesher, 1994 и др.) с ячейками значительно меньшего размера, чем в экспериментах Биндемана и Дэвиса. Здесь, наоборот наблюдалась диффузия калия в сторону кислого расплава, а натрия – в сторону основного. По-видимому, поэтому в центральных частях вариолей о-ва Суйсари ядра обогащены калием, а «зона 2», граничившая с основным расплавом, обогащена натрием по тем же причинам.

На второй стадии, диффузионные процессы развивались по модели Биндемана-Девиса.

Таким образом, исследования вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари показали, что каймы вариолей (а в случае о-ва Суйсари - и ядра) имеют необычный для магматических пород состав, характеризующийся экстремально высокими содержаниями калия при относительно высоких содержаниях кремнезема, что согласуется с происхождением в результате диффузии.

Глава 5. Петрогенезис вариолитовых лав

Преимущественно древний возраст вариолитов и подверженность этих пород интенсивным поздним изменениям, существенно затрудняют расшифровку их первичной природы; это обуславливает многообразие точек зрения на их петрогенезис. Ряд исследователей (Левинсон-Лессинг, 1949; Gélinas et al. 1976; Ferguson and Currie, 1972) рассматривали вариолиты как пример ликвации базальтовых расплавов. Для объяснения формирования глобулярных пород привлекают и противоположный процесс – смешение контрастных по составу расплавов, кислого и основного (Apple et al., 2009; Красивская и др., 2010). Модель смешения трактует образование вариолитовых лав как процесс внедрения одного расплава в другой, например, захват подплавленного кислого материала в процессе подъема основного расплава. Еще одна распространенная точка зрения на происхождение вариолитовых текстур, характерных для афировых коматиитов, опирается на представления об их быстрой закалочной кристаллизации из сильно перегретого надликвидусного расплава. Вариолиты в этом случае рассматриваются как результат очень быстрого роста плагиоклаза из переохлажденных расплавов в виде сферолитов (Arndt, Fowler, 2004; Sandsta et al., 2011). Как вариант этого механизма, для объяснения происхождения вариолитов привлекается процесс метастабильной ликвации (Светов, 2008). Наконец, некоторые исследователи рассматривают вариолиты как структурный рисунок, возникающий в ходе низкотемпературных вторичных изменений базитов (Hughes, 1977; Hanski, 1993).

Полученные нами геохимические и изотопные данные могут быть использованы для рассмотрения основных известных механизмов формирования вариолитов, с тем, чтобы оценить возможность реализации каждого из них в генезисе онежских вариолитов.

Кристаллизация сферолитов при переохлаждении расплава. Этот механизм предполагает закалочную кристаллизацию перегретых расплавов, в результате которой в афировых базальтах происходит формирование

сферолитов плагиоклаза, т.е. образование ядер вариолей (Arndt, Fowler, 2004, Sandsta et al, 2011). Расчеты с использованием COMAGMAT показали, что температура ликвидуса онежских вариолитов близка к 1300°C (~1210-1220°C для водосодержащих расплавов), что выше температуры кристаллизации плагиоклаза в этом расплаве. Кроме того, изученные вариолиты представляют собой афировые породы, содержащие небольшое количество микровкрапленников, представленных только клинопироксеном. Все это согласуется с представлением о том, что исходный расплав был существенно перегрет по отношению к ликвидусу плагиоклаза. Быстрая закалка такого расплава при подводном излиянии лав допускает возможность кристаллизации сферолитов плагиоклаза, однако в нашем случае сферолиты плагиоклаза наблюдаются достаточно редко. Подавляющее число вариолей сложено измененным стеклом, которое по составу отвечает минеральной ассоциации Qtz+Fsp+(Fe+Mg+Ti)-фазы.

В принципе, «сферолитовая» модель может рассматриваться в применении к онежским вариолитам, но малая распространенность сферолитов плагиоклаза, наблюдаемая во всех разрезах, не позволяет считать этот механизм ведущим в возникновении вариолитовой структуры в данных породах. По-видимому, рост немногочисленных сферолитов плагиоклаза происходил на фоне уже существовавшей гетерогенности расплава.

Вариолиты как результат вторичных изменений базальтов. В соответствии с этой моделью образования вариолитов считается (Hughes, 1977), что первоначально порода представляла собой матрикс, состоящий из стекла, в котором располагались сферолиты плагиоклаза – результат быстрой его кристаллизации. В процессе постмагматических изменений, развитие хлорита по стеклу матрикса приводит к высвобождению Na, K и кремнезема. Дальнейшее развитие метаморфических процессов сопровождается миграцией этих элементов и их последующим захватом плагиоклазом сферолитов с формированием насыщенных щелочами высококремнеземистых вариолей.

Для онежских вариолитов данная модель противоречит целому ряду наблюдений. Прежде всего, мелкие сферолиты плагиоклаза фиксируются эпизодически и только в ядрах вариолей Ялгубы. Изучение строения потоков вариолитовых лав Ялгубы продемонстрировало, что насыщенность породы вариолями по отношению к матриксу меняется от 1-2 % в подошвенных участках лавовых тел до 90% в кровле потоков (Светов, 2008). Такие соотношения являются результатом «всплытия» кислых вариолей в основном матриксе. Кроме того, для онежских вариолитов характерна коалесценция, указывающая на процесс движения границы раздела вариоль-матрикс в

расплаве. Наконец, состав микролитов клинопироксенов в вариолях и матриксе онежских вариолитов различен, что указывает на их кристаллизацию из расплавов с разным составом.

Особенности петрохимического состава вариолитов, главным образом низко-Si состав матрикса, в рамках рассматриваемой модели вторичных преобразований связывается с процессом хлоритизации (Hughes, 1977; Hanski, 1993). Было проведено сравнение составов матрикса вариолитов с породами суйсарского комплекса, сопоставимыми по степени фракционирования, которые также преобразованы в условиях низов зеленосланцевой фации. Однако, по сравнению с очень близкими по составу породами, такими как ферробазальты суйсарского комплекса (Куликов, 1999), имеющими столь же высокие содержания Fe и Al, матрикс онежских вариолитов сохраняет дефицит SiO₂.

Исходя из состава хлорита онежских вариолитов (близкого к тюрингиту), процесс хлоритизации протекал при температуре не ниже 200 °С, и основным водным компонента являлась морская вода, поскольку данные породы относятся к пиллоу-лавам. При температуре 200 °С в равновесии с морской водой должен формироваться хлорит с определенным изотопным составом кислорода - $\delta^{18}\text{O}=1.88\text{ ‰}$ (Zheng, 1993 для тюрингита). Измеренные величины $\delta^{18}\text{O}$ матрикса онежских вариолитов существенно более высокие (6.7 ‰). Кроме того, наложение вторичных изменений, как на матрикс, так и на вариоли, не может объяснить наблюдаемый изотопный сдвиг в системе вариоль-матрикс.

Таким образом, формирование онежских вариолитов исключительно за счет вторичных изменений не объясняет петрохимические и текстурные особенности пород, различия в составе микролитов клинопироксена в вариолях и матриксе, и наблюдаемых изотопно-кислородных характеристик.

Смешение контрастных по составу расплавов. Наблюдаемые особенности структуры онежских вариолитов отличаются от структур, образованных в тех случаях, когда процесс смешения расплавов, например, в результате минглинга не вызывает сомнений (Wilcox, 1999). Тем не менее, если рассматривать формирование вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари как результат смешения, то необходимо иметь в виду, что захваченный кислый расплав не мог являться продуктом дифференциации основного. Это следует из крайне малых величин изотопно-кислородного сдвига (до 0,5 ‰, Valley, 2001), возникающего в процессе дифференциации расплавов. Изотопно-кислородные данные не будут противоречить модели смешения в случае, когда источником кислого расплава будут являться подплавленные более древние кислые породы, сквозь которые поднимались расплавы основного состава. С точки зрения

геологической позиции, онежские вариолиты могли образоваться за счет захвата поднимающимся пикробазальтовым расплавом архейского кислого корового материала, присутствующего в подстилающем разрезе (Морозов и др., 2010), причем этот материал должен был испытать практически полное плавление. Однако, механизм смешения не поддерживается геохимическими данными. Прежде всего, проблемой является состав матрикса. Исходя из модели смешения, исходный расплав был близок по химическому составу к составу матрикса, который, как указано выше, сложно получить в рамках реалистичных петрологических моделей. Вторым аргументом против модели смешения является поведение РЗЭ. Несмотря на существенную разницу в составе породообразующих компонентов, содержание и формы спектров РЗЭ в вариолях и матриксе исследованных пород оказались весьма близкими. Тем не менее, были рассмотрены возможные контаминанты, в качестве которых могли бы выступать выплавки из архейского гранито-гнейсового обрамления зеленокаменных структур либо архейских посторогенных Mg гранитоидов санукитоидного типа (Ларионова и др., 2007). Спектры РЗЭ этих гранитоидов принципиально отличаются от распределения лантаноидов в вариолитах (рис. 6).

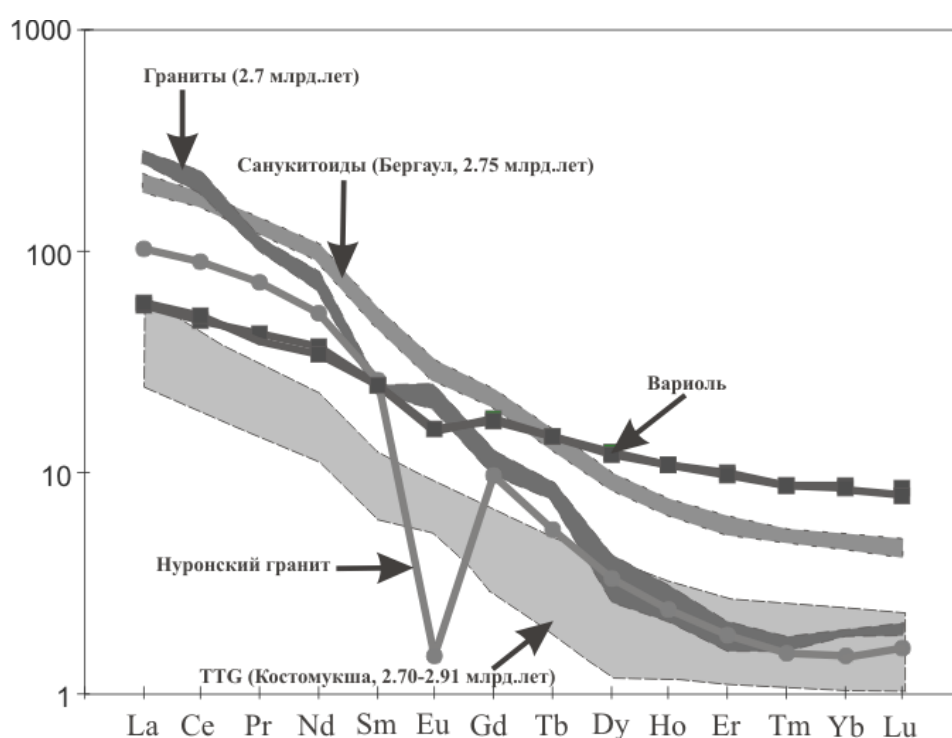


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ возможных источников кислого расплава (по Ларионова и др., 2007).

Таким образом, механизм смешения двух расплавов – основного и кислого, объясняет только контрастный состав макрокомпонентов и большой изотопно-кислородный сдвиг вариолей относительно матрикса. Но он

противоречит поведению РЗЭ в системе вариоль-матрикс и оставляет открытым вопрос о происхождении «аномального» состава матрикса.

Ликвация. Механизм возникновения обособленных зон с контрастным составом в матриксе высокожелезистых расплавов вследствие ликвации хорошо согласуется с текстурой вариолитов. В пользу ликвации свидетельствуют и экспериментальные данные по получению контрастных по составу расплавов – кислого и высокожелезистого основного (Veksler et al, 2006) – с этих позиций находит объяснение соотношения Fe/Si между вариолями и матриксом в изученных вариолитах. Однако, полученные нами изотопно-кислородные и геохимические данные показывают, что гипотеза ликвационной природы вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари находится с ними в противоречии.

Экспериментальных данных по изотопно-кислородным эффектам в ликвационных системах практически нет, но существуют косвенные оценки. При температуре ликвидуса изученных вариолитов фракционирование изотопов кислорода между существенно кремнеземистым расплавом и пикритом не должно превышать 1 ‰ (Eiler, 2001). В работе (Kyser et al., 1998) приводятся экспериментальные данные для ликвации в системе Fa-Lc-Qtz при 1180 °С и давлении 0.1 МПа: различие величин $\delta^{18}\text{O}$ между высоко- и низко-Si расплавами составило 0.6 ‰, что не противоречит оценкам Эйлера (Eiler, 2001). Тем не менее, эти величины слишком малы по сравнению с наблюдаемым изотопно-кислородным сдвигом вариоль-матрикс в вариолитах Онежской структуры.

Другое противоречие с ликвационной моделью формирования онежских вариолитов наблюдается со стороны геохимии редких элементов. Согласно экспериментальным данным (Veksler et al., 2006), коэффициенты распределения HFSE между вариолями и матриксом при ликвации весьма значительны ($C_v/C_m \approx 0.5$). В изученных вариолитах величины C_v/C_m для HFSE близки к единице, т.е. указанные элементы практически не перераспределяются между вариолями и матриксом.

Таким образом, ликвационный механизм может лишь частично объяснить наблюдаемую специфику изученных вариолитов: текстурные особенности, макросостав (главным образом поведение SiO_2 и FeO). Однако, наблюдаются противоречия как с экспериментальными данными по распределению HFSE, так и с изотопно-кислородными данными в рамках общепринятых представлений.

Флюидно-диффузионный механизм. Поскольку ни один из перечисленных выше механизмов не описывает полностью изотопно-

геохимическую специфику онежских вариолитов, мы предлагаем модель, которая наименее противоречит комплексу имеющихся в нашем распоряжении данных. В ней подразумевается, что вариоли (глобули) сформировались из высококремнеземистого расплава-раствора, образовавшегося в результате диффузионного переноса элементов, преимущественно кремнезема и глинозема, из пикробазальтового расплава в глобули водно-солевого флюида, обособившегося от расплава в процессе декомпрессии. На ключевую роль водно-солевого флюида в этом процессе указывает геохимия вариолей – значительное обогащение Cl, Na и Ba по сравнению с матриксом. Сценарий, который мог привести к реализации данного механизма, приведен на рис. 7.

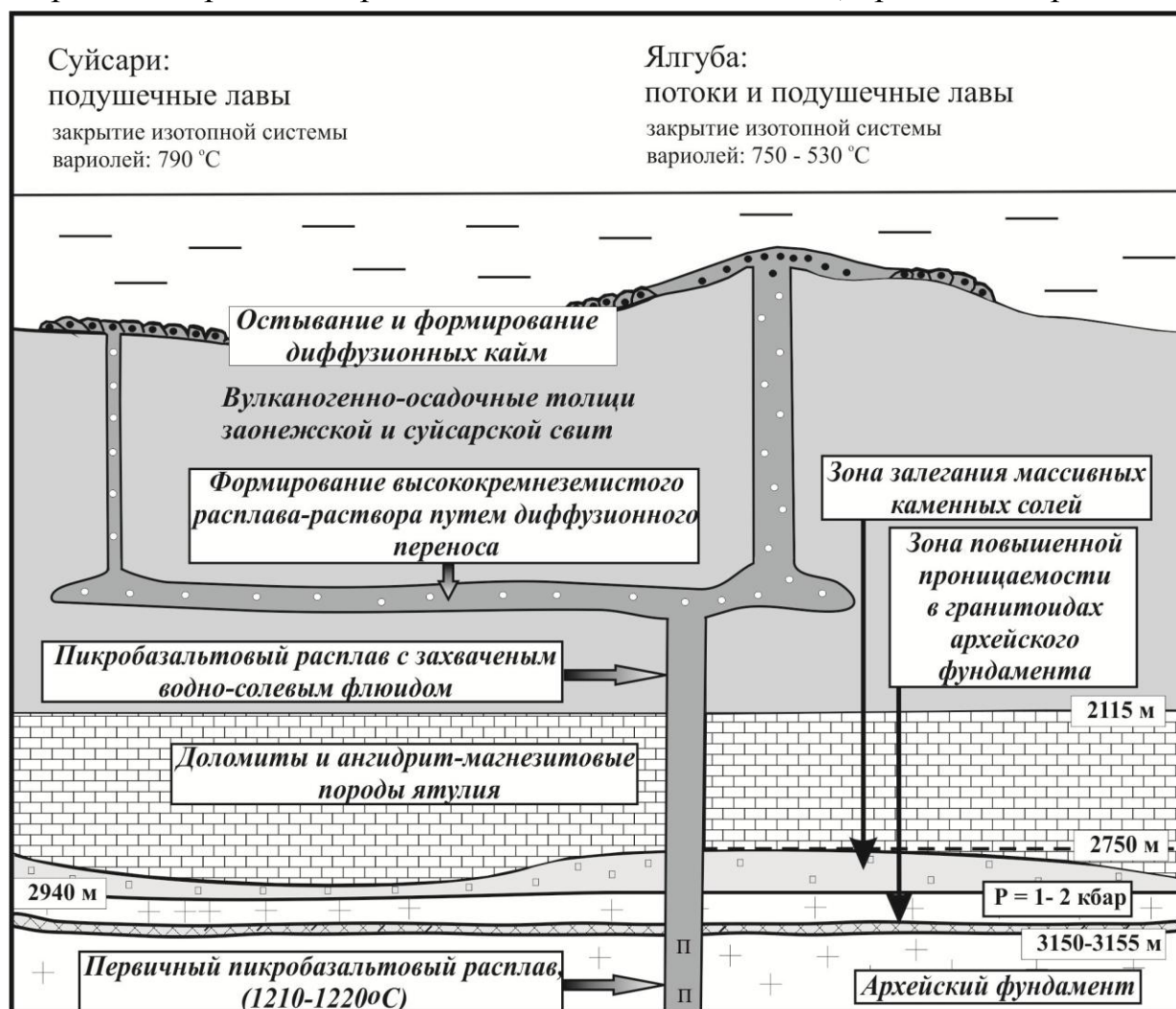


Рис. 7. Флюидно-диффузионная модель, как механизм петрогенезиса вариолитовых лав Ялгубы и о-ва Суйсари. Геологическое строение и глубины – по данным ОПС (Морозов и др., 2010).

В соответствии с ним, пикробазальтовый расплав при подъеме захватывал водно-солевой флюид, источником которого могут являться ятулийские толщи каменных солей в основании Онежской структуры (Морозов и др., 2010). В промежуточной камере происходило обособление флюидных

глобулей вследствие декомпрессии. В дальнейшем, в ходе диффузионного переноса, главным образом кремнезема и глинозема, из пикробазальтового расплава в глобули водно-солевого флюида формировался высококремнеземистый расплав-раствор.

Процесс формирования подобных расплавов-растворов неоднократно наблюдался в экспериментах (Кравчук и др., 1987; Пуртов и др., 1997; Котельникова, Котельников, 2008, 2010 и др.). В экспериментах (Кравчук и др., 1987) по изучению распределения петрогенных элементов между силикатным расплавом и водно-солевым флюидом при $T=900^{\circ}\text{C}$ и $P=2$ Кбар, из водно-солевой фазы формировались глобули («шарики») алюмосиликатного состава (SiO_2 60-70 мас.%; Al_2O_3 12-15 мас.%) с высокими содержаниями щелочей (Na_2O 2-10 мас.%; K_2O 0,15-6,15 мас.%). В работе (Кравчук и др., 1987) также отмечается, что водно-солевой флюид, помимо SiO_2 и Al_2O_3 , экстрагирует из силикатного расплава Na_2O и K_2O . В экспериментах (Пуртов и др., 1997) первоначально, в результате взаимодействия базитового расплава и водно-солевого флюида, формировался обогащенный силикатными компонентами флюид, из которого «конденсировались» капли высококремнеземистого расплава-раствора.

Данные экспериментов (например Луканин, Дернов-Пегарев, 2010) по распределению элементов-примесей между основным расплавом и флюидной фазой показали, что спектр РЗЭ во флюидной фазе мало отличается от спектра РЗЭ в исходном расплаве, что и наблюдается в нашем случае.

При описанном механизме формирования вариолей, распределение изотопов кислорода между вариолями и матриксом будет определяться фракционированием в системе SiO_2 - железистый матрикс. Как отмечалось (Eiler, 2001), коэффициенты фракционирования изотопов кислорода для расплавов и стекол могут быть аппроксимированы формальным набором соответствующих минералов. Состав матрикса Ялгубы и о-ва Суйсари, оцененный по методу CIPW показал, что его можно описать системой из трех минералов - [Fa (50 %) + Di (10 %) + Pl (40 %)], а в составе вариолей вместо фаялита существенную роль играет нормативный кварц (~50%). Использование уравнения фракционирования изотопов кислорода в системе Qtz-Fa (Zheng, 1993) дает температуры закрытия изотопно-кислородной системы ядра вариоли Ялгубы 530°C , каймы вариолей Ялгубы – 750°C , а вариоли о-ва Суйсари – 790°C . Полученные температуры закрытия отражают как различие в скорости остывания лав, так и разницу в характерных размерах вариолей. Вариолитовые лавы Ялгубы, представленные главным образом лавовыми потоками,

существовали в виде расплава большее время, чем быстро затвердевавшие мелкоподушечные вариолитовые лавы о-ва Суйсари.

В рамках предложенной модели высокие содержания кремнезема в вариолях рассматриваются как результат диффузионного переноса из матрикса. Следовательно, состав исходного расплава должен был содержать больше кремнезема, нежели наблюдаемое сейчас содержание в матриксе. Проведенная с использованием изотопного баланса масс оценка состава исходного расплава вариолитовых лав, показала, что расплав соответствовал нормальным Fe-Ti пикробазальтам, наблюдаемым в лавах и расслоенных силлах суйсарского возрастного уровня.

Рассмотрение и сравнение моделей процессов, которые могли привести к формированию вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари (табл. 1), проведенное с использованием геохимических и изотопно-кислородных данных, позволяет заключить, что наиболее предпочтительным среди них является *флюидно-диффузионный механизм*. Предложенный механизм как фактор формирования онежских вариолитов, объясняет их текстурно-структурные особенности, контрастный состав макрокомпонентов и большой изотопно-кислородный сдвиг вариоль-матрикс. Кроме того, этот механизм согласуется со спецификой распределения элементов-примесей между вариолями и матриксом и дает реалистичные оценки состава исходного расплава; в контексте данного механизма также находят объяснение высокие содержания Ba, Na и Cl.

Таблица 1

Сравнение моделей петрогенезиса вариолитов

<i>Модели</i>	<i>Кристаллизация сферолитов при переохлаждении расплава</i>	<i>Результат вторичных изменений базальтов</i>	<i>Смешение контрастных по составу расплавов</i>	<i>Ликвация</i>	<i>Флюидно- диффузионный механизм</i>
Особенности					
1. Текстурно-структурные особенности	+/-	-	+/-	+	+
2. Распределение петрогенных элементов в вариолях и матриксе	+/-	+/-	+	+	+
3. Распределение элементов-примесей в вариолях и матриксе	-	-	-	-	+
4. Изотопный состав кислорода	-	-	+	-	+
5. Состав исходного расплава	-	-	-	+	+

Примечание. Особенности вариолитов отмеченные знаком: «+» - согласуются с моделью петрогенезиса, «-» - не согласуются, «+/-» - согласуются частично.

Заключение

Результаты геолого-петрологических, геохимических и изотопно-кислородных исследований показали, что происхождение вариолитовых лав Ялгубы и о-ва Суйсари укладывается в рамки *флюидно-диффузионной модели*. Предложенная модель предполагает образование вариолитов за счет быстрого затвердевания продуктов диффузионных взаимодействий между пикробазальтовым расплавом и обособившимся от него водно-солевым флюидом. Первоначально, после захвата водно-солевого флюида, в промежуточной камере происходило формирование высококремнеземистого расплава-раствора путем диффузионного переноса элементов, преимущественно кремнезема и глинозема, из пикробазальтового расплава в глобулы водно-солевого флюида. В дальнейшем, после излияния расплава на дно морского бассейна, за счет диффузионного обмена образовались высококальциевые каймы на границе вариоль-матрикс. Следует отметить, что флюидно-диффузионный механизм не может рассматриваться как универсальный для объяснения генезиса всех глобулярных пород, однако при изучении подобных объектов стоит иметь в виду, что их интерпретация может оказаться более сложной, нежели рассмотрение в рамках механизмов смешения или ликвации.

Установлено, что вариолиты Ялгубы и о-ва Суйсари образовались из одного и того же первоначального пикробазальтового расплава. Однако, в результате разной скорости затвердевания лав и, соответственно, разной длительности существования системы вариоль-матрикс, наблюдается различие, как в структурных особенностях, так и в строении вариолей обоих объектов: более мелких - в быстро затвердевших мелкоподушечных лавах о-ва Суйсари и существенно более крупных - в лавовых потоках Ялгубы.

Полученные новые данные важны для развития представлений о роли флюидно-диффузионных взаимодействий в магматических процессах, реальной значимости силикатной ликвации и смешения контрастных по составу расплавов. Решение этой проблемы представляет большую важность для выявления природы контрастных магматических ассоциаций и связанного с ними оруденения.

ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. **Гудин А.Н.** Петрология палеопротерозойских вариолитов Прионежья // Тез. докл. на XVII научн. чтениях памяти И.Ф. Трусовой «Проблемы магматической и метаморфической петрологии». М.: РГГРУ, 2008. С. 12-14.
2. **Гудин А.Н.** Петрология палеопротерозойских вариолитов Прионежья // Тез. докл. IX Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М.: РГГРУ, 2009. С. 178.
3. **Гудин А.Н.** Геохимия палеопротерозойских (суйсарских) вариолитовых лав Онежской структуры, Центральная Карелия // Материалы XXI молодежной конференции памяти К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии». С.-Пб.: ИГГД РАН, 2010. Т.1. С. 241-243.
4. **Гудин А.Н., Чистяков А.В.** Геохимические особенности палеопротерозойских вариолитовых базальтов суйсарской свиты Центральной Карелии // Тез. докл. XI Всероссийского петрографического совещания «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т.1. С. 193-194.
5. **Гудин А.Н.** Петрология и геохимия вариолитовых лав Ялгубского кряжа (Онежская структура, Центральная Карелия) // Материалы II Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти А.П. Карпинского, секция «Петрология». С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 2011. С. 26-30.
6. **Гудин А.Н., Чистяков А.В.** Петрология и геохимия среднепалеопротерозойских (суйсарских) вариолитовых лав Онежской структуры, Центральная Карелия, Балтийский щит // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2011. №2. С. 28-34.
7. **Гудин А.Н., Дубинина Е.О.** Петрогенезис вариолитовых лав Онежской структуры (Центральная Карелия) // Материалы Всероссийской Конференции, посвященной памяти академика В.И. Коваленко. М.: ИГЕМ РАН, 2011. С. 56.
8. **Гудин А.Н., Чистяков А.В.** Петрология среднепалеопротерозойских вариолитовых лав Прионежья (Онежская структура, Центральная Карелия) // Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и Геодинамика». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 123-126.