

ИНСТИТУТ  
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ  
имени академика Д.С. Коржинского РАН

В КИЛЬВАТЕРЕ  
БОЛЬШОГО КОРАБЛЯ:  
современные проблемы  
магматизма,  
метаморфизма и  
геодинамики

Материалы III конференции, посвященной  
85-летию со дня рождения заслуженного  
профессора МГУ Л.Л. Перчука

23-24 ноября 2018  
Черноголовка, Россия



**Министерство науки и высшего образования Российской Федерации  
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки**



**ИНСТИТУТ  
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ**  
имени академика Д.С. Коржинского Российской академии наук  
Научный центр РАН в Черноголовке

**В КИЛЬВАТЕРЕ БОЛЬШОГО КОРАБЛЯ:  
современные проблемы магматизма, метаморфизма  
и геодинамики**

материалы III конференции, посвященной 85-летию со дня рождения  
заслуженного профессора МГУ Л.Л. Перчука

23-24 ноября 2018  
Черноголовка, Россия

Черноголовка  
2018

УДК 55  
ББК 26  
Г36

**В КИЛЬВАТЕРЕ БОЛЬШОГО КОРАБЛЯ: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики**, материалы III конференции, посвященной 85-летию со дня рождения заслуженного профессора МГУ Л.Л. Перчука. 23-24 нояб. 2018 г. Черноголовка, Россия. -Черноголовка, 2018, 88 с.

**Организационный комитет:**

чл. - корр. РАН, д.г.-м.н. Аранович Л.Я.  
профессор РАН, д.г.-м.н. Сафонов О.Г.  
д.г.-м.н. Геря Т.В.  
д.г.-м.н. Перчук А.Л.  
к.г.-м.н. Подлесский К.К.

**Программный комитет:**

к.г.-м.н. Бутвина В.Г.  
к.г.-м.н. Ковальская Т.Н.  
к.х.н. Сеткова Т.В.  
к.г.-м.н. Костюк А.В.  
к.х.н. Воронин М.В.

**Учёные секретари:**

Варламов Д.А., Ханин Д.А., Косова С.А., Тихомирова Е.Л.

**Место проведения:**

г.Черноголовка, ул. Школьный бульвар 1Б, Большая гостиная Дома ученых

*Все материалы представлены в авторском варианте*

ISBN 978-5-6041841-1-0



ISBN 978-5-6041841-1-0

© ИЭМ РАН, 2018

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Абрамов С.С., Расс И.Т.</b> Моделирование процесса метасоматоза и генерации щелочного расплава в фенитовом ореоле Вишневогорского миаскитового массива (Ю. Урал)	<b>7</b>
<b>Азимов П.Я., Серебряков Н.С.</b> Метаморфизм и мигматизация в палеопротерозойском коллизионном орогене: эволюция P-T условий и парциальное плавление в метаферрогаббро Хитоострова и вмещающих гнейсах (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита)	<b>9</b>
<b>Аранович Л.Я.</b> Водород в ядре Земли: новый взгляд на старую гипотезу	<b>11</b>
<b>Ащепков И.В., Логвинова А.М., Иванов А.С.</b> Применение системы мономинеральных термобарометров для мантийных пород для реконструкции структуры мантийной литосферы кратонов	<b>12</b>
<b>Бабарина И.И., Азимов П.Я., Степанова А.В., Серебряков Н.С., Егорова С.В.</b> Глубинное строение юго-западного форланда Лапландско-Кольского коллизионного орогена	<b>14</b>
<b>Балицкий В.С., Балицкая Л.В., Голунова М.А.</b> Нефтегазовый потенциал битуминозных пород и фазовые состояния водно-углеводородных флюидов в широком диапазоне температур и давлений	<b>16</b>
<b>Бергаль-Кувикас О.В.</b> Проблема образования базальт-андезитовых игнимбритов Восточного вулканического пояса Камчатки	<b>18</b>
<b>Бобров А.В.</b> Учим мантийную азбуку: фазы А, В,... Х.	<b>19</b>
<b>Бубликова Т.М., Сеткова Т.В., Балицкий В.С.</b> Теоретическое и экспериментальное изучение устойчивости комплексов меди в медно-карбонатных системах	<b>22</b>
<b>Бушмин С.А., Иванов М.В., Вапник Е.А.</b> Флюиды <i>HP</i> гранулитов: фазовое состояние и геохимические следствия	<b>24</b>
<b>Геря Т.В., Буров Е.Б.</b> Зарождение и эволюция тройных сочленений: численная модель и новая теория	<b>26</b>
<b>Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М.</b> Качество термодинамических моделей с точки зрения мультиравновесной геотермобарометрии	<b>27</b>
<b>Зедгенизов Д.А., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Шацкий В.С.</b> Особенности формирования алмазообразующих сред в литосферной мантии Сибирской платформы.	<b>29</b>
<b>Иванов М.В., Бушмин С.А.</b> Термодинамика системы $H_2O-CO_2-CaCl_2$ при высоких P-T параметрах земной коры: фазовая сепарация, активности, плотности флюидных фаз	<b>31</b>
<b>Конилов А.Н., Ван К.В., Бондаренко Г.В.</b> Формирование стекла и симплектитов в кварцевых жилах в эклогитовом карьере Куру-Ваара	<b>33</b>



<b>Куликова К.В., Варламов Д.А., Травин А.Л., Буслов М.М., Селятицкий А.Ю.</b> Гранат-клинопироксен-фенгитовые бластомилониты Марункеу (Полярный Урал)	<b>35</b>
<b>Кусков О.Л., Кронрод В.А., Кронрод Е.В., Дунаева А.Н.</b> Конверсия геофизических данных в геохимические модели внутреннего строения планетарных тел	<b>37</b>
<b>Литвин Ю.А., Спивак А.В., Кузюра А.В.</b> Эволюция мантийного магматизма: перитектические реакции породообразующих минералов	<b>38</b>
<b>Лиханов И.И.</b> Метаморфические индикаторы для палеотектонических реконструкций в областях активного тектогенеза	<b>40</b>
<b>Миц М.В.</b> Геодинамика гранулитового метаморфизма и формирования гранулитогнейсовых комплексов: синтез геологических и петрологических данных	<b>42</b>
<b>Миц М.В., Докукина К.А.</b> Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция: согласованная интерпретация геологических и цирконологических данных	<b>44</b>
<b>Мишин Л.Ф., Рябова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О.</b> Геохимическая и металлогеническая зональности Сихотэ-Алинского орогенного пояса в связи с окислительно-восстановительными условиями образования магматических пород	<b>47</b>
<b>Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М., Сокол А.Г., Куприянов И.Н., Баталева Ю.В.</b> О роли флюидов системы C-O-H-N-S в процессах генезиса алмаза	<b>49</b>
<b>Персиков Э.С.</b> Взаимосвязь относительной распространённости масс гранитов и риолитов в земной коре с закономерностями реологии гранитоидных магм	<b>51</b>
<b>Перчук А.Л., Захаров В.С., Геря Т.В., Браун М.</b> Изменение стиля субдукции в докембрии и его влияние на корообразующие процессы	<b>53</b>
<b>Подлесский К.К.</b> Фазовое соответствие в сапфиринсодержащих породах	<b>54</b>
<b>Полянский О.П., Каргополов С.А., Изох А.Э., Бабичев А.В. Семенов А.Н.</b> Проблема источников тепла при формировании НТ/LP контактовых ареалов и палеотермальной аномалии Сангилена (Тува)	<b>55</b>
<b>Расс И.Т., Ковальчук Е.В.</b> Коэффициенты распределения малых элементов между сосуществующими минералами в породах разных дифференцированных серий как критерий несмесимости двух магм	<b>57</b>
<b>Реутский В.Н.</b> Фракционирование стабильных изотопов при высоких температурах и давлениях	<b>59</b>
<b>Сапегина А.В., Перчук А.Л., Сафонов О.Г., Япаскурт В.О., Шацкий В.С., Мальковец В.Г.</b> Минералогия и этапы формирования ксенолитов метабазитов из кимберлитовой трубки Удачная	<b>61</b>
<b>Сафонов О.Г., ван Риннен Д.Д., Смит К.А., Япаскурт В.О., Варламов Д.А., Голунова М.А., Бутвина В.Г., Митяев А.С., Татарина Д.С., Белянин Г.А.</b>	<b>63</b>

Взаимодействие гранулитового комплекса и кратона: метаморфизм, флюидный режим, магматизм (на примере Южной Краевой Зоны комплекса Лимпопо, ЮАР)	
<b>Симаков С.К.</b> Об образовании нано- и микроалмазов в природных процессах	<b>65</b>
<b>Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е., Ли С.-Х., Рубатто Д., Хервартц Д.</b> Палеопротерозойские эклогиты Беломорского пояса: данные радиогенных и стабильных изотопов для породообразующих и акцессорных минералов	<b>67</b>
<b>Слабунов А.И.</b> Геодинамика позднеархейской Земли: синтез геологических, петрологических, палеомагнитных данных	<b>69</b>
<b>Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б., Филимонов С.В., Кривицкая Н.Н., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Овсянников Г.Н.</b> Петля регионального метаморфизма Л.Л. Перчука: низкоградные варианты.	<b>71</b>
<b>Сухоруков В.П., Туркина О.М.</b> Гранулитовый и ультравысокотемпературный метаморфизм палеопротерозойского орогена Ангаро-Канского блока (ЮЗ Сибирского кратона)	<b>73</b>
<b>Удoratина О.В., Куликова К.В., Шуйский А.С.</b> Изотопная неоднородность коры севера Урала - отражение эволюции геодинамических режимов: Hf данные по гранитоидам	<b>75</b>
<b>Федосеев Г.С.</b> Соотношение вулканизма и силлогенеза в континентальных палеобассейнах: заблуждения и действительность	<b>77</b>
<b>Федькин В.В., Щипанский А.А.</b> Субдукционные мотивы Максютковского эклогит-глаукофансланцевого комплекса	<b>79</b>
<b>Хубаева О.Р., Бергаль-Кувикас О.В.</b> Структурные позиции гидротермально-магматических систем острова Парамушир, Северные Курилы	<b>80</b>
<b>Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л.</b> Природа протолитов пород метаморфического комплекса сверхвысоких давлений Кокчетавского массива.	<b>82</b>
<b>Шмулович К.И.</b> Особенности процессов при экстремальных состояниях флюидных систем	<b>83</b>
<b>Щипанский А.А., Сидоров М.Ю., Балаганский В.В.</b> Субдукция в архее: факт, а не фикция	<b>85</b>
<b>Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Перепечко Ю.В., <u>Сорокин К.Э.</u>, Семенов Ю.И.</b> Механизмы частичного плавления мантийных метасоматизированных ультрабазитов в области сейсмичности под Авачинским вулканом (Камчатка)	<b>87</b>

# МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА МЕТАСОМАТОЗА И ГЕНЕРАЦИИ ЩЕЛОЧНОГО РАСПЛАВА В ФЕНИТОВОМ ОРЕОЛЕ ВИШНЕВОГОРСКОГО МИАСКИТОВОГО МАССИВА (Ю. УРАЛ)

*Абрамов С.С., Расс И.Т.*  
ИГЕМ РАН (г. Москва), westabra@yandex.ru

Вишневогорский миаскит-фенит-карбонатитовый комплекс, относящийся к формации глубинных линейных зон, находится на восточном склоне Урала среди плагиогнейсов и амфиболитов вишневогорской свиты нижнепротерозойского возраста. Основа для понимания происхождения миаскитового магматизма Вишневогорско-Ильменского комплекса заложена в работах [4, 5, 1, 3]. В этих работах показано, что неагпаитовые нефелиновые расплавы являются продуктами плавления гнейсового субстрата под воздействием щелочно-углекислого флюида, вероятно мантийного происхождения. Отдельной проблемой петрологии Вишневогорского комплекса является происхождение карбонатитов. Карбонатиты связанные с развитием Вишневогорского комплекса относятся к Fsp-Cal фации [5]. Они внедряются на протяжении всей истории развития массива. Наиболее ранние карбонатиты Потаниных Гор формируются либо одновременно с развитием фенитового комплекса (карбонатиты 1), либо после кристаллизации миаскитов (карбонатиты 2). Эта модель в последнее время подверглась ревизии [2]. Определения изотопных отношений Rb-Sr и Sm-Nd, в карбонатитах и миаскитах показали, что карбонатиты и миаскиты имеют мантийные значения этих меток. Это послужило поводом для обоснования гипотезы происхождения миаскитов из мантийных магм (возможных дифференциатов щелочно-ультраосновных серий), внедрившихся в нижнекоровый субстрат. Поскольку изотопные метки миаскитов и карбонатитов одинаковы, авторы приходят к выводу, что карбонатиты являются продуктами отделения карбонатитового расплава вследствие несмесимости миаскитового и карбонатитового расплавов. Полученные изотопные отношения карбонатитов, миаскитов и фенитов попадают в одно поле составов, т.е., можно говорить, что для данных изотопных соотношений эти генетически разные образования неразличимы друг от друга, и поэтому вряд ли могут быть использованы в качестве ключевых параметров модели. Предложенная в [2] модель не объясняет существенные геохимические различия между миаскитами корневых и апикальных частей массива [3] и также плюмазитовый состав миаскитов, являющейся по сути дела их "тегом", "родимым пятном".

В настоящем сообщении показано, что наблюдаемая минеральная зональность фенитовых ореолов при P-T-fO<sub>2</sub> параметрах, полученных для минеральных ассоциаций фенитов-миаскитов может быть интерпретирована как колонка магматического замещения по Д.С. Коржинскому, т.е., метасоматические изменения фенитизированных гнейсов под воздействием щелочных флюидов приводят к выплавлению эвтектического нефелинового сиенита.

Строение фенитового ореола Потаниных Гор (корневая часть Вишневогорского интрузива) подробно описано в [1]. В зависимости от состава протолита, выделяется два основных типа преобразований - по гнейсам и по амфиболитам. Преобразования по амфиболитам приводят к образованию меланократовых метасоматитов Vt-Amph-Cal состава, без признаков их плавления. Зональность преобразований по гнейсам выглядит так: плагиогнейс – фенитизированный плагиогнейс – Crx фенит – Vt-Fsp порода – Ne мигматит – антипертитовый миаскит. Ширина метасоматических зон варьирует от 40 до 400 м. Таким образом, метасоматические преобразования по гнейсам более глубокие и в конечном этапе приводят к образованию мигматитов и мигматитоподобных тел в контактах миаскитового массива.

Мы определили интенсивные параметры модели фенитизации плагиогнейсов Потаниных гор.

**Температура.** Vt является сквозным минералом во всех породах, представляющих собой последовательные зоны метасоматических колонок фенитизации плагиогнейсов, так как Pm присутствует также во всех зонах метасоматической колонки, мы использовали геотермометр "Ti in Vt" [10], применимый к ильменитсодержащим парагенезисам метапелитов. Можно выделить несколько групп пород по температурам образования Vt: 1 – фениты внешней части ореола (T= 450-600°C), 2- Amph-Vt-Cal меланократовые породы, карбонатиты, Vt-Fsp породы и мигматиты (T= 600-750°C), 3- миаскиты (T= 750-850°C).

**Давление.** Поскольку в колонке фенитов отсутствуют наборы минералов, подходящие для определения давления, оценки выполнялись, исходя из составов Ca-Na Amph в меланократовых Vt-Amph-Cal телах (данные [1]). Давления попадают в диапазон 4,5-3 kb, по геобарометру [6], разброс значений для этой группы пород незначителен.

**Летучесть кислорода** в процессе фенитизации определена используя реакцию  $Ann+O_2=Kfs+Mt+H_2$  [9]. Низкотемпературные ассоциации внешнего ореола (T=450-600°C) являются наиболее окисленными и отвечают буферу НМ, наименьшие значения фугитивности кислорода характерны для высокотемпературных железистых слюд из миаскитов (T =750-800°C), отвечают значениям ниже буфера QFM (QFM-0.1-0.5).



**Активность SiO<sub>2</sub>.** Активность SiO<sub>2</sub> может быть оценена по реакции  $Ab(ss)=Ne(ss)+SiO_2$  (in fl), где ss – доля Ab в твердом растворе полевого шпата и Ne в твердом растворе нефелина. Исходя из этой реакции, минимальные оценки активности кремнезема в фенитовом ореоле определяются в интервале  $\lg(a_{SiO_2}) = -0.58-0.55$  при температуре кристаллизации миаскитов 700-800°C.

**Давление CO<sub>2</sub>.** Оценки величин  $X_{CO_2}$  во флюидах получить из парагенезисов трудно, что обусловлено щелочным характером и переменной активностью кремнезема по разрезу колонки. Для оценки  $X_{CO_2}$  рассмотрена топология реакций в упрощенной системе Na-K-Al-Si-Ca-Ti-Fe-O-H-C в зависимости от летучести кислорода и активности SiO<sub>2</sub> для случая с низким ( $X_{CO_2}=0.05$ ), промежуточным ( $X_{CO_2}=0.3$ ) и высоким содержанием CO<sub>2</sub> ( $X_{CO_2}=0.5$ ) во флюиде для  $T=600^\circ\text{C}$  и  $P=3$  kb. Метасоматическая зональность в природных фенитах наиболее точно совпадает с вариантом состава флюида  $X_{CO_2}=0.3$ . При низких значениях CO<sub>2</sub> должны возникать Andri-Rieb фениты, а кальцит появляется лишь в тыловых изменениях. При высоких параметрах  $X_{CO_2}=0.5$  должны образовываться Crx – Cal фениты, в реальности Crx в фенитах очень быстро вытесняется ассоциацией Vt+Cal.

Исходя из оценок интенсивных параметров в программном комплексе Perplex (версия 6.7, [Connolly, 2005]) были построены изобарно-изотермические сечения в  $f(O_2)$ - $a_{SiO_2}$  пространстве, моделирующие взаимодействие фенитов с водно-углекислым флюидом (система Na<sub>2</sub>O–CaO–K<sub>2</sub>O–FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–TiO<sub>2</sub>–CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O). Результаты показывают, что механизмы взаимодействия флюид-порода различны во внешней (фенитовой) и внутренней (мигматитовой) частях ореола. Во внешней части ореола преобладают реакции десицикации пород, приводящие к исчезновению сначала кварца, а затем росту глиноземистости сосуществующих Vt и Crx. Предположение о ведущей роли десицикации при формировании парагенезисов внутренних частей ореолов не согласуется с результатами моделирования - в такой модели в диапазоне  $f(O_2)$ - $a_{SiO_2}$ , актуальном для этих пород, Crx не исчезает из состава метасоматитов. Существенной чертой фенитового ореола является то, что, при переходе от Crx-содержащих фенитов внешней зоны к Vt-Fsp породам меняется отношение (K+Na)/Al в породе, и резко растут содержания Al в породе и в минералах – Crx и Vt. Выполнено моделирование состава Fsp-Vt-Cal метасоматитов и мигматитов в условиях роста активности щелочей и глинозема. Методика построения диаграмм для систем с вполне подвижными компонентами для программного комплекса Perplex приведена в [8]. При моделировании процесса изменения Crx фенитов при переменной активности Al и Na, для модельных составов рассчитывались валовые минеральные составы и контролировался состав Crx (Al total) и Vt (Al total). В результате, показано, что в условиях роста активности Na и Al траектория изменения состава фенитов в Vt-Fsp-Cal метасоматитах находится в соответствии с наблюдаемыми изменениями их петрохимических и минералогических характеристик. Модельные составы Ne-содержащих мигматитов качественно соответствуют составу Ne мигматитов, но валовый химический состав отличается от их реальных составов. Это касается, прежде всего, Na<sub>2</sub>O, содержания которого в мигматитах 7-11 мас.%, в модели 14,8 мас%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в мигматитах 20-26 мас %, в модели 28 мас. %). Полученные модельные высокоглиноземистые составы в области Ne-содержащих парагенезисов петрохимически похожи на приконтактные Ne мигматиты, которые как правило имеют более глиноземистые составы (вплоть до образования корунда), в сравнении с миаскитами внутренних частей интрузива. Таким образом, выполненное моделирование показало, что процесс преобразования гнейсового субстрата в фениты и Ne мигматиты не являлся изохимическим и происходил при взаимодействии со щелочно-углекислым флюидом по следующим схематическим реакциям:

- 1) Vt-Crx фенит+Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> = Vt-Fsp-Cal метасоматиты +Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> (внешняя часть фенитового ореола)
- 2) Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>+ Vt-Fsp-Cal метасоматиты=миаскитовый расплав +CaCO<sub>3</sub>(fl) (приконтактная часть ореола)

Предложенная модель генерации миаскитового расплава подтверждает основные постулаты происхождения миаскитов при взаимодействии щелочного мантийного флюида и нижнекорового субстрата, предложенные в [4, 5, 1].

*Работа выполнена при поддержке базового финансирования ИГЕМ РАН, тема НИР № 0136-2018-0029 «Метаморфизм и метасоматоз в нижней Коре».*

#### **Литература:**

1. Левин В.Я. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, Уралгеолком, 1997, 274 с.
2. Nedosekova I.L. et al., Miner Petrol, 2013, 107:101–123
3. Расс И.Т. и др. Геохимия, 2006, № 7: 692–711.
4. Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и их связь с редкометальным оруденением. М. Недра. 1966.
5. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М. Наука, 1984.
6. Anderson, J.L., Smith D.R. Amer. Mineralogist, 1995, 80: 549–559
7. Connolly J.A. Earth and Planetary Science Letters. 2005. 236: 524-541.
8. Goncalves P. et al. J. metamorphic Geol., 2012, doi:10.1111/j.1525-1314.2012.00991.x
9. Wones, D.R., Eugster H.P. Am. Mineral., 1965, vol. 50, no. 9, pp. 1228–1272.
10. Wu Ch. M., Chen H. X. Sci. Bull., 2015, 60(1):116–121, DOI 10.1007/s11434-014-0674-y

# МЕТАМОРФИЗМ И МИГМАТИЗАЦИЯ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОМ КОЛЛИЗИОННОМ ОРОГЕНЕ: ЭВОЛЮЦИЯ P-T УСЛОВИЙ И ПАРЦИАЛЬНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ В МЕТАФЕРРОГАББРО ХИТООСТРОВА И ВМЕЩАЮЩИХ ГНЕЙСАХ (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

*П.Я. Азимов<sup>1</sup>, Н.С. Серебряков<sup>2</sup>*

*<sup>1</sup>ИГГД РАН (Санкт-Петербург), pavel.azimov@mail.ru, <sup>2</sup>ИГЕМ РАН (Москва)*

Беломорская провинция (БП) Фенноскандии сложена архейскими супра- и интракрустальными комплексами, метаморфизованными в неорхее, а в раннем палеопротерозое прорванными интрузиями базитов и гранитодов [1]. В осевой части Беломорской провинции расположен Чупинский парагнейсовый пояс, в составе которого преобладают глинозёмистые (кианитовые) гнейсы. В позднем палеопротерозое БП была вовлечена в Лапландско-Кольскую коллизию [2], в ходе которой многие раннепалеопротерозойские интрузии были фрагментированы и превращены в тектонические пластины [3]. Серия таких пластин, залегающих среди мигматизированных гнейсов Чупинского пояса, изучена на о. Хитоостров, в средней части БП. Слагающие эти пластины базиты относятся к комплексу феррогаббро (кварц-нормативных ферротолитов) с возрастом ~2115 млн. лет [4]. Они нацело метаморфизованы (не содержат реликтов магматических минералов), но в центральной части самой крупной пластины (мощностью до 80 м) сохранились массивные породы с реликтами габбровой структуры и реакционными каймами, образованными мелкими зёрнами граната между агрегатом плагиоклаза и темноцветными минералами. Для таких коронитовых метагаббро обычна минеральная ассоциация  $Spx + Pl$  (иногда с антипертитом) +  $Hbl + Grt + Qtz \pm Vt$ . Метагаббро из мелких пластин и краевых частей крупной пластины превращены в богатые гранатом мелкозернистые амфиболиты, иногда с клинопироксеном ( $Hbl + Pl + Grt + Qtz \pm Spx \pm Vt$ ), как правило, мигматизированные. Амфиболиты по феррогаббро обычно рассланцованы. Вмещающие метагаббро породы представлены гранат-кианит-биотитовыми ( $Pl + Vt + Q + Grt + Ky \pm Ms$ ) и лейкократовыми биотитовыми ( $Pl + Q + Vt \pm Mi$ , изредка с  $Grt$ ) гнейсами и мигматизированными амфиболитами с порфиробластическим гранатом ( $Hbl + Pl + Qtz + Grt + Spx + Czo$ ). Среди гнейсов Хитоострова расположено тело синметаморфических корундсодержащих метасоматитов [5] с возрастом около 1890 млн. лет [6].

Термобарометрические исследования коронитовых метаферрогаббро (метод мультиравновесной термобарометрии TWEEQU [7]) показывают, что пик метаморфических преобразований (750-870°C, 13-19 кбар) отвечал условиям высокобарной гранулитовой фации. Ортопироксен в метагаббро отсутствует, так как в поле стабильности кианита парагенезис  $Orx + Pl$  запрещён, а вместо него устойчив парагенезис  $Spx + Grt + Pl$  [8]. По тем же образцам метагаббро ретроградный тренд прослеживается вплоть до условий среднетемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (600-650°C, 8-10 кбар). Ретроградные изменения в коронитовых метагаббро проявляются в амфиболитизации клинопироксена, изменении состава роговых обманок, замещении ортоклаза антипертитов биотитом и образовании титанитовых кайм вокруг зёрен ильменита. Происходит и локальная перекристаллизация порообразующих минералов при изменяющихся РТХ-условиях в пределах областей устойчивости парагенезисов, приводящая к переуравновешиванию составов этих минералов. Такое переуравновешивание, наряду со сменой парагенезисов, проявляется в выявленном ретроградном тренде. Ранние значения РТ-параметров сохраняются благодаря локальности такой перекристаллизации, а использование мультиравновесной термобарометрии позволяет выявлять равновесные составы минералов.

Для зон рассланцевания в коронитовых метагаббро получены сильно отличающиеся от пиковых РТ-параметры (680-750°C, 9-12 кбар), отвечающие области перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации. Для мигматизированных гранатовых амфиболитов из краевых частей большой пластины и из меньших пластин получены РТ-значения в диапазоне от переходной области и высокотемпературной амфиболитовой фации (680-780°C, 9-12 кбар) до средне- и низкотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (550-650°C, 7-9 кбар). Верхняя граница диапазона отвечает условиям водонасыщенного плавления пород толеитового состава [9], нижняя – условиям ретроградного преобразования амфиболитов: амфиболитизации клинопироксена, замещении высокотемпературных роговых обманок низкотемпературными, граната – эпидот-кварцевыми симплектитом, биотита – хлоритом.

Во вмещающих породах гранулитовые парагенезисы не установлены. Немигматизированные участки в амфиболитах сложены парагенезисом  $Hbl + Pl + Qtz$ , а гранат и клинопироксен появляются как перитектические фазы, связанные с парциальным плавлением. Р-Т условия метаморфизма амфиболитов: 700-780°C, 11-14 кбар. По мигматизированным кианитовым гнейсам без мусковита получены значения: 650-780°C, 8-12 кбар (высокотемпературная амфиболитовая фация повышенных давлений), по мусковит-содержащим парагенезисам – от 620-670°C, 7-9 кбар (среднетемпературная амфиболитовая фация) до 520-550°C, 4-5 кбар (низкотемпературная

амфиболитовая фация). РТ-значения, установленные по корундовым метасоматитам, отвечают условиям высоко- и среднетемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений.

В высокобарных гранулитах (коронитовых метагаббро) гранитоидные лейкосомы отсутствуют, но встречаются редкие мелкие линзочки гранат-кварцевого состава, содержащие около 50% Grt и окружённые меланократовыми гранат-клинопироксеновыми каймами, схожими с меланосомами. Природа таких пород неочевидна. В рассланцованных метагаббро с гранулитовыми парагенезисами появляются протяжённые жилы лейкосомы мощностью 10-20 см с Vt, Grt и крупным Crx и с оторочками меланосомы, но доля этих лейкосом в метагаббро невелика. А в гранатовых амфиболитах по феррогаббро мигматизация проявлена весьма интенсивно; ясно выделяются две генерации лейкосом: “диффузные” лейкосомы, рассеянные в объёме метагаббро, и сигмоидальные линзы, окружённые меланосомами большего, чем лейкосомы, объёма. Морфология линзовидных лейкосом свидетельствует об их образовании в условиях сдвиговых деформаций, а минеральный состав ( $P1 + Qtz \pm Vt \pm Grt \pm Hbl$ ) – о кристаллизации в условиях амфиболитовой фации. Это означает, что ранняя, весьма слабая, мигматизация происходила в статичных и практически сухих условиях (при малом количестве флюида с низкой активностью воды), а поздняя, интенсивная, – в ходе ретроградного метаморфизма в условиях водонасыщенной системы при одновременном снижении температуры и давления. Поскольку такое плавление, как и ретроградная амфиболитизация метабазитов, требует большого количества флюида, можно сделать вывод об интенсивном притоке водного флюида на стадии остывания и декомпрессии метаморфического комплекса. Сдвиговые деформации на этом этапе метаморфизма способствовали повышению проницаемости метабазитов и доступу флюида в область плавления, они же обеспечивали уход новообразованного расплава из очага плавления.

Гнейсы и амфиболиты, вмещающие метаферрогаббро, интенсивно мигматизированы: содержание лейкосомы в них может достигать 50% породы (диатектис). Их текстуры указывают на интенсивное складкообразование и сдвиговые деформации при мигматизации. Отсутствие гранулитовых парагенезисов в этих породах, вероятно, связано с полной метаморфической переработкой в условиях избытка водного флюида и перекристаллизации, связанной с деформациями.

Полученные данные показывают, что:

1. Пик позднепалеопротерозойского метаморфизма в осевой зоне Беломорской провинции происходил в условиях гранулитовой фации высоких давлений (750-870°C, 13-19 кбар). Проявления этого метаморфизма затухиваны последующим интенсивно проявленным ретроградным метаморфизмом высоко-среднетемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений.
2. Мигматизация в метагаббро начинается в практически сухих статических условиях при параметрах гранулитовой фации высоких давлений, но объём выплавленных лейкосом незначителен.
3. Интенсивная мигматизация в метагаббро и вмещающих породах сопряжена с декомпрессионным остыванием в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. Приток водного флюида на ретроградной стадии метаморфизма вызывает амфиболитизацию метагаббро, парциальное плавление амфиболитов и гнейсов и их метасоматическую переработку. Сдвиговые деформации во время ретроградного метаморфизма обеспечили канал притока флюида и возможность миграции анатектического расплава из очага плавления.

*Работа поддержана грантом РФФИ № 17-05-00265*

## **Литература:**

1. Ранний докембрий Балтийского щита. / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб: Наука. 2005. 711 с.
2. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geol. Soc. London Mem.*, Vol. 32, 2006, pp. 561-578.
3. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // *Геотектоника*, № 5, 2017, стр. 3-19.
4. Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.*, Vol. 183, 2010, pp. 602-616.
5. Серебряков Н.С., Русинов В.Л. Высокотемпературный высокобарный кальций-натриевый метасоматизм и корундообразование в докембрийском Беломорском подвижном поясе (Карелия) // *Докл. РАН*, т. 395, № 4, 2004, стр. 529-533.
6. Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. и др. Первое локальное Th-U-Pb датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // *Докл. РАН*, т. 413, № 3, 2007, стр. 388-392.
7. Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // *Can. Mineral.*, Vol. 29, 1991, pp. 833-855.
8. Pattison D.R.M. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase ± quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies // *J. Metamorphic Geol.*, Vol. 21, 2003, pp. 21-34.
9. Lambert I.B., Wyllie P.J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications // *J. Geol.*, Vol. 80, 1972, pp. 693-708.



# ВОДОРОД В ЯДРЕ ЗЕМЛИ: НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА СТАРУЮ ГИПОТЕЗУ

Аранович Л.Я.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГЕМ РАН (г. Москва), [lyaranov@igem.ru](mailto:lyaranov@igem.ru)

Более 40 лет назад почти одновременно в [1] и [2] была высказана гипотеза о важной, если не ведущей, роли водорода и ряда гидридов металлов в составе наиболее глубинных зон Земли и в глобальных геодинамических процессах. Хотя представления [1, 2] о преобладании в этих зонах гидридов щелочных металлов не подтвердились, водород по-прежнему рассматривается как один из возможных легких элементов – примесей в жидком и твердом ядре. По экспериментальным данным [3], вхождение 4-6 мольных % FeH в железоникелевый сплав лучше всего удовлетворяет одновременно дефициту плотности и дефициту скорости продольных волн ( $V_p$ ) в твердом ядре, ТЯ, (по сравнению с чистым Fe), которые следуют из модели PREM [4]. Коэффициент разделения H между жидким ядром (ЖЯ) и ТЯ близок к 2 [5], откуда следует, что в жидком ядре может устойчиво содержаться до 8-12 мол% H. Температура плавления FeH<sub>0.1</sub> (3500 К) при давлении 136 ГПа (на границе ядро-мантия, СМВ) примерно на 400° ниже, чем чистого Fe и на 200° ниже, чем эвтектики Fe<sub>3</sub>C, что практически снимает необходимость постулировать граничный термальный слой (“СМВ thermal boundary layer”) [4]. В ходе фракционной кристаллизации твердого ядра вследствие остывания Земли водород перераспределяется из ТЯ в ЖЯ, вплоть до достижения насыщения при соответствующих *P-T* условиях. Выделяющийся из ЖЯ водород, возможно, в смеси с CH<sub>4</sub> и/или с более высоко полимеризованными предельными углеводородами, собирается в струи (фокусируется), которые взаимодействуют с веществом нижней мантии, вызывая его локальное плавление и восстановление до металлического содержащегося в нем железа. При этом протекают экзотермические реакции окисления части водорода до воды и углеводородов до элементарного углерода. Образующееся в процессе восстановления из силикатов Fe опускается в жидкое ядро и, таким образом, поддерживает его существование во времени. Этот процесс является также «ключом», выключающим выделение H<sub>2</sub> (и углеводородов?) из жидкого ядра, т.к. возвращает состав ЖЯ в недосыщенное по H<sub>2</sub> состояние. Таким образом, многие аспекты гипотезы «гидридной Земли» хорошо увязываются с современными данными геофизики и экспериментальной минералогии.

*Работа выполнена при поддержке программы ПРАН №19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов»*

## Литература:

1. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физ.-хим. петрологии. М.: Наука, 1974. Вып. 4. С. 102-130.
2. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли (новая глобальная концепция) // М., «Недра», 1975, 101 с.
3. Sakamaki T, Ohtani E., Fukui H., et al. Constraints on Earth's inner core composition inferred from measurements of the sound velocity of hcp-iron in extreme conditions Sci. Adv. 2016; 2: e1500802.
4. Dziewonski A. M., Anderson D. L. Preliminary reference Earth model. Phys. Earth Planet. Inter. 25, 297–356 (1981).
5. Okuchi T. Hydrogen Partitioning into Molten Iron at High Pressure: Implications for Earth's Core. Science, **278**, 1997 1781-1784.

# ПРИМЕНЕНИЕ СИСТЕМЫ МОНОМИНЕРАЛЬНЫХ ТЕРМОБАРМЕТРОВ ДЛЯ МАНТИЙНЫХ ПОРОД ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ СТРУКТУРЫ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЫ КРАТОНОВ

*Ащепков И.В.<sup>1</sup>, Логвинова А.М.<sup>1</sup>, Иванов А.С.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), <sup>2</sup> НИГП АЛРОСА (г. Мирный), [igor.ashchepkov@igm.nsc.ru](mailto:igor.ashchepkov@igm.nsc.ru),

Разработанная система взаимосогласованных мономинеральных термобарометров для мантийных пород, (перидотитов, пироксенитов эклогитов) калибрована и тестирована на большой базе экспериментальных данных (Рис.1) (>1100 в перидотитовой и >850 в эклогитовой) (Ashchepkov et al 2010; 2014; 2017). Она объединена в оригинальной программе термобарометров написанной на Фортране вместе с модифицированными мономинеральными оксидбарометрами (Ащепков, 2011). Программа позволяет рассчитывать до 20 пар комбинаций термометров и барометров записывая их в матрицу которая экспортируется в Excel, Grapher и приложения для построения диаграмм и статистики. Сравнение показывает хорошую сходимость оценок по оригинальным методам и надежным мантийным термобарометрам (Brey, Kohler, 1990; Nimis, Talor, 2000; Nickel, Green, 1985; McGregor, 1974).

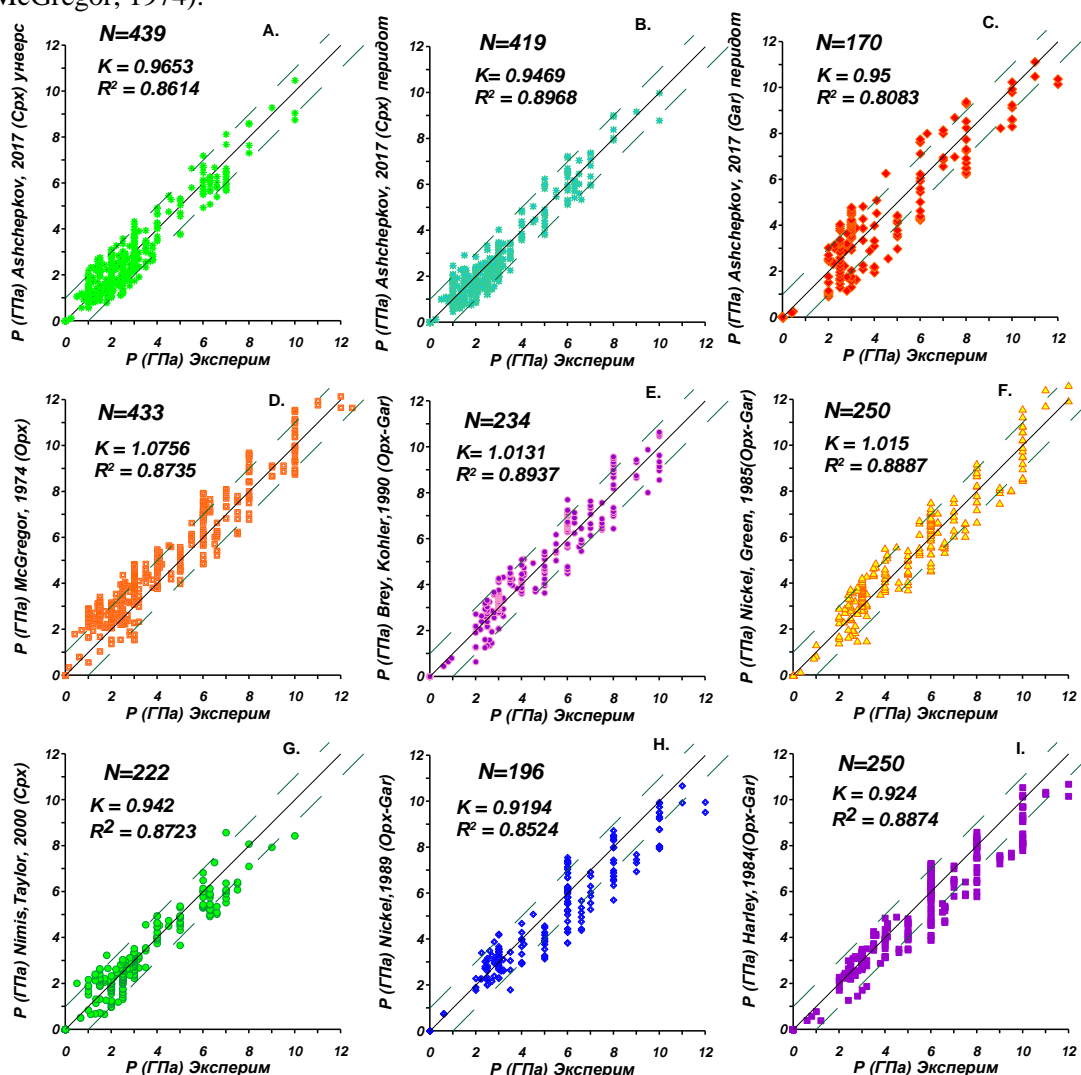


Рис. 1. Корреляция оценок давления вычисленные разными методом в том числе по универсальным клинопироксеновым и гранатовым барометрам и параметрами экспериментов.

Диаграммы РТХFО2, построенные по данным мономинеральной термобарометрии для разных районов Мира имеют много общего. Обычно оценки для гранатов определяются по давлению на 6 -7 групп, которые отвечают отдельным пластинам присоединенные в раннем Архее при пологой субдукции литосферному килу кратонов.

Разрезы мантии Сибирского кратона (Рис.2) часто имеют термально возбужденную верхнюю часть до 3,5 ГПа вследствие разгва РТ траппами. Деление на уровне 3,5 -4 ГПа пироксент - эклогитовой линзой согласуется

также с положением перехода графит- алмаз и другими физико химическими границами. Эклогиты нижней части литосферного кила по данным гранатовой и пироксеновой термобарометрии и (Beyer et al., 2015) демонстрируют повышение железистости (Рис.3), что отвечает последовательному плавлению при погружении (Rosenthal et al., 2018). Высококальциевые породы средней-нижней частей разрезов - продукты взаимодействия с карбонатами.

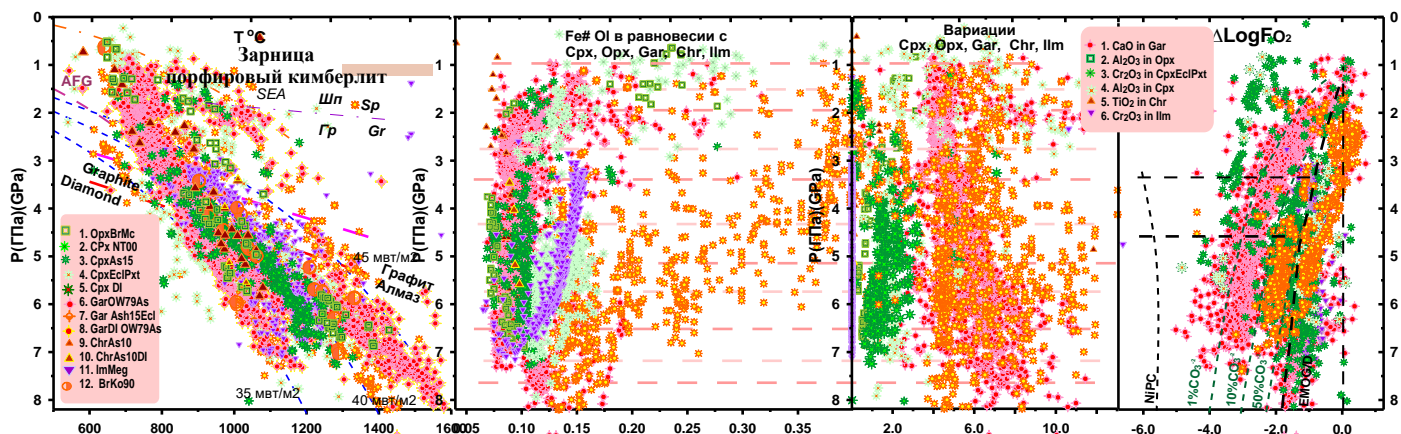


Рис.2 PTXFO2 диаграмма для мантийного разреза под тр. Зарница. Условные обозначения: 1. Орх (Т°C - (Brey, Kohler, 1990)- P(ГПа)(McGregor, 1974 Т°C, 2. Срх: Т°C и P(ГПа) для перидотитов (Ashchepkov et al., 2017) 4. То же для пироксенитов и эклогитов 5. То же для алмазных ассоциаций. 6, Гранат. Т°C (Krogh , 1988) и P(ГПа) (Ashchepkov et al., 2017) для перидотитов 7. то же для эклогитов; 8. То же для включений в алмазы; 9. Хромит Т°C (O'Neil., Wall, 1989) - P(ГПа) (Ashchepkov et al., 2010), 10.. То же для включений в алмазы; 11. Ильменит: (Taylor et al. , 1998) - P(ГПа). 12. (Ashchepkov et al., 2010): Т°C -P(ГПа) (Brey, Kohler, 1990). Построено по оригинальным данным.

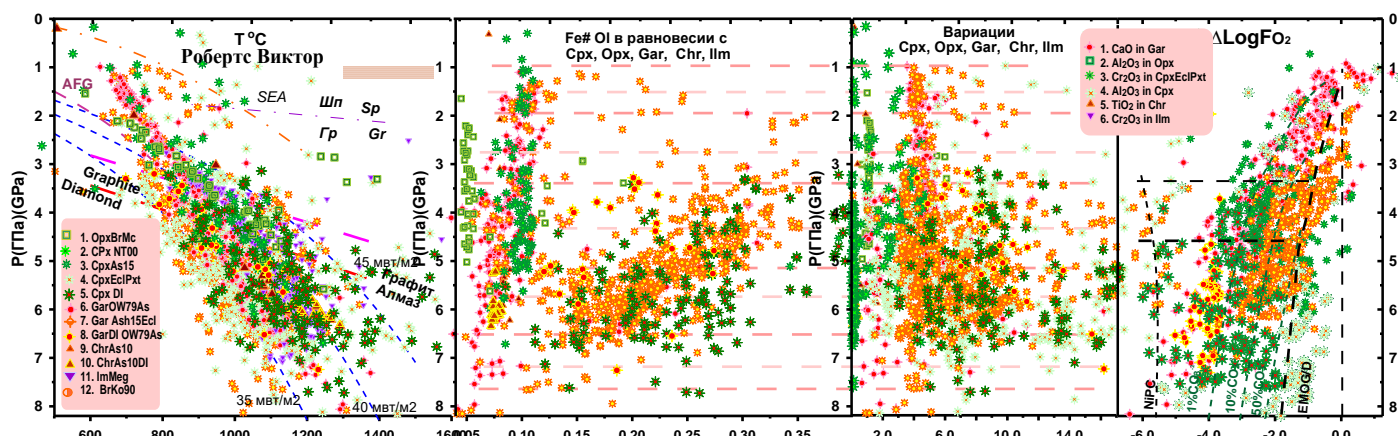


Рис.3 PTXFO2 диаграмма для мантийного разреза под тр. Робертс Виктор. Построено по литературным и оригинальным данным (не менее половины).

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 16-05-00860

#### Литература:

1. Ащепков И. В. Программа мантийных термометров и барометров, использование: реконструкции и калибровки РТ методов. Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск. ВЕСТНИК ОНЗ РАН, ТОМ 3, NZ6008, doi:10.2205/2011NZ000138, 2011
2. Ashchepkov I.V., Agashev A.M., Logvinova A.M., Kuligin S.S., Tychkov N.S., Vavilov M.A., Minin V.A., Ovchinnikov Y.I., Tolstov A.V., Vladykin N.N., Kostrovitsky S.I., Alymova N.V., Ntaflou T., Prokopiev S.A., Salikhov R.F., Stegnitsky Y.B., Karpenko M.A., Shmarov G.P., Downes H., Smelov A.P., Babushkina S.A. Layering of the lithospheric mantle beneath the Siberian craton: modeling using thermobarometry of mantle xenolith and xenocrysts//Tectonophysics.- 2014. - Vol.634 - P.55-75.
3. Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina E., Alymova N.A., Kostrovitsky S.I., Rotman A.Y., Mityukhin S.I., Karpenko M.A., Stegnitsky Y.B., Khemelnikova O.S. 2010. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. Tectonophysics, 485, 17-41



## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФОРЛАНДА ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА

*Бабарина И.И.<sup>1</sup>, Азимов П.Я.<sup>2</sup>, Степанова А.В.<sup>3</sup>, Серебряков Н.С.<sup>1</sup>, Егорова С.В.<sup>3</sup>*

*<sup>1</sup>ИГЕМ РАН (г. Москва), [fisana@yandex.ru](mailto:fisana@yandex.ru), <sup>2</sup>ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), <sup>3</sup>ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)*

Фанерозойские коллизионные орогены в настоящее время хорошо изучены. Большое внимание уделено деталям верхнекоровых складчато-надвиговых сооружений. В то же время данных о строении глубоких частей взаимодействующих континентальных блоков пока недостаточно. Обычно они обозначаются как бесструктурный автохтон. Остается не ясным, был ли вовлечен фундамент сталкивающихся континентов в коллизию, если да, какие процессы происходили при этом на нижнекоровых уровнях и как эти процессы коррелируются с формированием складчато-надвиговых сооружений наверху.

В последние десятилетия появилось немало доказательств в пользу сходства палеопротерозойских коллизионных орогенов с фанерозойскими. В отличие от последних, такие объекты глубоко эродированы, что делает их благоприятными для изучения эксгумированных корней коллизионных структур и решения перечисленных выше вопросов.

Одним их примеров выступает средне-палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген (ЛКО), сформированный в интервале ~2.0-1.85 млрд лет [1]. Он еще в прошлом веке был выделен как фрагмент более крупной коллизионной структуры [2]. Другой ее фрагмент известен в Гренландии как ороген Нэгсактоквириан, образовавшийся при коллизии кратонов Северо-Атлантического и Рэй. Образование ЛКО, соответственно, связывается со столкновением Карельского и Мурманского кратонов. Благодаря исследованиям коллег из Кольского научного центра, строение этого орогена неплохо изучено [3], за исключением его глубоко эродированной юго-западной части.

Сейчас эта территория, представлявшая собой фундамент юго-западного форланда орогена, известна как Беломорская провинция (БП). Она сложена полиметаморфическими породами с архейским возрастом протолита. Супракрустальные палеопротерозойские комплексы в ее пределах неизвестны. Мы установили, что переработка древней континентальной коры БП была неоднородной, что отражено в ее блоковом или доменном строении [4]. В качестве геологического репера для оценки этой переработки вслед за [5] были использованы базитовые интрузии, внедрившиеся в рифтогенных условиях в интервале 2.5-2.1 млрд лет [6], и их соотношение с породами архейской рамы. Установлено два типа доменов.

К первому типу относятся блоки, испытавшие метаморфизм во время коллизии, но не подвергшиеся заметной структурной перестройке. По этой причине в них хорошо сохранилась структура архейской рамы. Это Ивановгорский и Гридинско-Амбарнинский домены. В Ивановгорском домене, не испытавшем структурной перестройки, установлены интрузии трещинного типа габбронорит-лерцолитового комплекса с возрастом 2.45 млрд лет [7]. Они пересекают архейские гранитогнейсы, метаосадки и метавулканы, участвующие в строении сложно дислоцированного пакета неоархейских тектонических покровов. Секущие интрузии не деформированы, а их метаморфизм 1.9 млрд лет назад не превышал условий амфиболитовой фации с давлением около 6 кб [8]. Другой блок с хорошей сохранностью архейской структуры – это Гридинско-Амбарнинский домен. Здесь лучше всего известно строение Гридинской зоны. Ранне-палеопротерозойские базиты образуют несколько роев даек от 2.4 до 2.1 млрд лет. Они пересекают неоархейскую структуру. Сами дайки в целом практически не деформированы [9]. Несмотря на то, что ~1.9 млрд лет назад эти породы испытали высокобарный метаморфизм вплоть до эклогитовой фации [10], интрузивные соотношения хорошо сохранились.

Ко второму типу относится Чупинско-Лоухский блок с практически полной совместной тектонической переработкой архейских комплексов и ранне-палеопротерозойских базитовых интрузий. Время переработки отвечает возрасту распространенных только в этом домене синкинематических корундсодержащих метасоматитов и составляет 1.89 млрд лет [11]. В отличие от раннепалеопротерозойских интрузий, которые мы наблюдали в доменах первого типа, даже крупные тела аналогичных базитов здесь не имеют корней. Они представляют собой будины и тектонические пластины, залегающие согласно со сланцеватостью вмещающих пород, а позже вместе с ними деформируются. Ранняя архейская структура в комплексах рамы в большинстве случаев не диагностируется. Синколлизионные метаморфические преобразования ранне-палеопротерозойских базитов Чупинско-Лоухского домена делятся на ранние и поздние. Реликты ранних преобразований установлены во внутренних частях крупных тел. Они отвечают высокобарной гранулитовой фации [12] и происходили в условиях, близких к статическим. Поздние преобразования отвечают регрессивному метаморфизму амфиболитовой фации и происходили одновременно с покровными деформациями.

Таким образом, выделяются две стадии коллизионной переработки.

Первая стадия (~1.9 млрд лет), статическая, не сопровождалась заметными деформациями. Она установлена на всей территории Беломорской провинции, а параметры метаморфизма на этой стадии варьируют от амфиболитовой до эклогитовой фации.

Вторая стадия (~1.89 млрд лет) характеризуется регрессивным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации. Эти преобразования сопряжены с глубинными покровами и проявлены только в пределах Чупинско-Лоухского домена.

Домены первого типа, испытавшие только статический метаморфизм на первой стадии, могут быть ныне разобщенными частями автохтона ЮЗ форланда ЛКО. Домены второго типа, вовлеченные в покровные деформации, соответственно, могли входить в состав параавтохтона. Соседство доменов с разным строением в современной структуре БП может быть следствием их тектонического совмещения на стадии коллапса орогена.

Полученные результаты позволяют лучше понять не только строение глубинных частей Лапландско-Кольского орогена, но и структуру корневых частей других коллизионных орогенов мира, фундамент которых не вскрыт и доступен для изучения только методами глубинной геофизики.

*Работа выполнена в рамках темы госзадания ИГЕМ РАН № 0136-2014-0003 (67-2)*

#### **Литература:**

1. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Gee D. G., Stephenson R. A. (eds.) // *European Lithosphere Dynamics Geological Society, London. Memoirs.* 32. 2006. P. 579–598.
2. Bridgwater D., Austrheim H., Hansen B.T., Mengel F., Pedersen S., Winter J. The Proterozoic Nagssugtoqidian mobile belt of southeast Greenland: A link between the eastern Canadian and Baltic shields // *Geoscience, Canada.* 17. 1990. P. 305-310.
3. Балаганский В. В., Горбунов И. А., Мудрук С. В., Раевский А.Б. Тектоника сорванной средней коры в северо-восточном форланде палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена, северо-восток Балтийского щита // *Вестник Мурманского государственного технического университета.* 2012. Т. 15. № 2. С. 300-310.
4. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // *Геотектоника.* 2017. № 5. С. 3-19.
5. Bridgwater D., Mengel F., Fryer B., Wagner P., Hansen S.C., Pedersen S. Early Proterozoic mafic dykes in the North Atlantic and Baltic cratons: field setting and chemistry of distinctive dyke swarms // *Geological Society, London. Special Publications,* 95. 1995. P. 193-210
6. Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precam. Res.* 2010. Vol. 183. P. 602–616.
7. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemisry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precam. Res.* 1998. Vol. 92. P. 223–250.
8. Егорова С.В. Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. 23 с.
9. Бабарина И.И., Сибелев О.С., Степанова А.В. Гридинская зона меланжа Беломорской эклогитовой провинции: последовательность деформаций и структурное положение роев мафических даек // *Геотектоника.* 2014. №4. С. 67–81.
10. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // *ДАН.* 2011. Том 437. №2. С.238–242.
11. Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Пресняков С.Л. Первое локальное Th-U-Pb-датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // *ДАН.* 2007. Т. 413. № 3. С. 388-392.
12. Азимов П.Я., Слабунов А.И., Степанова А.В., Бабарина И.И., Серебряков Н.С. Высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: корни раннедокембрийских орогенов // *Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы L Тектонического совещания.* 2018. С. 3-6.

# НЕФТЕГАЗОВЫЙ ПОТЕНЦИАЛ БИТУМИНОЗНЫХ ПОРОД И ФАЗОВЫЕ СОСТОЯНИЯ ВОДНО-УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ В ШИРОКОМ ДИАПАЗОНЕ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ

*Балицкий В.С., Балицкая Л.В., Голунова М.А.  
ИЭМ РАН (г. Черноголовка), balvlad@iem.ac.ru*

В докладе приводятся новые экспериментальные данные по выяснению нефтегазового потенциала битуминозных пород и фазовых составов и состояний генерируемых ими водно-углеводородных флюидов в диапазоне температур 240–670 °С и давлений 8–150 МПа. В качестве исходных пород были выбраны горючие сланцы Кашпирского и Ленинградского месторождений и битуминозные аргиллиты Баженовской свиты (Западная Сибирь). В ходе исследований были широко использованы синтетические флюидные включения в кристаллах кварца, выращенных одновременно с осуществлением взаимодействия указанных пород с гидротермальными растворами. Изучение включений проводили с использованием методов современной термобарогеохимии, включая микротермометрию, обычную и флуоресцентную микроскопию, локальную, в том числе высокотемпературную ИК-Фурье спектроскопию и газожидкостную хроматографию.

Было установлено, что при взаимодействии горючих сланцев и битуминозных аргиллитов с гидротермальными растворами генерирование углеводородных газов, в основном метана и жидких углеводородов (УВ) становится заметным уже при температурах 180–240 °С. В интервале 330–380 °С этот процесс достигает максимума, а при более высоких температурах начинает затухать и практически полностью прекращается при 500–550 °С. Наибольшим нефтегазовым потенциалом среди изученных пород обладают битуминозные аргиллиты Баженовской свиты, из одной тонны которых выделяется, по предварительным данным, от 500 до 700 л жидких (нефтеподобных) УВ.

Выяснены условия, которые определяют нахождение водно-углеводородных флюидов в гетеро- и гомогенном состояниях. В частности, было выяснено, что, например, при 240, 300 и 350 °С и давлениях насыщенного пара и выше водно-углеводородные флюиды находятся в гомогенном состоянии при объемных долях жидких УВ менее 0,3, 2 и 5 об. % соответственно. При более высоких долях жидких УВ флюиды при указанных ТР-параметрах становятся гетерогенными.

На основе изучения синтетических водно-углеводородных включений было также установлено, что существенное влияние на состав жидких УВ оказывают процессы крекинга. Температура начала этих процессов, проявляющихся в метанизации жидких УВ, повышении в них доли легких фракций и появлении твердых битумов, зависит от времени. В то время, как при 310–320 °С признаки крекинга становятся заметными только через 150–180 суток после начала эксперимента, при 320–330 °С они начинают фиксироваться уже на 7–12 сутки, а при 400–500 °С проявляться сразу же при достижении указанных температур. Это подтверждает существующую точку зрения о существовании зависимости между продолжительностью термовоздействия на кероген и жидкие УВ и началом их крекирования. Возможно, что именно с этим связано несоответствие значений более низких температур в реальных, затронутых процессами крекинга нефтегазовых залежах с пластовой температурой 100–290 °С по сравнению с экспериментально установленными температурами начала крекинга – 310–320 °С.

Показано также, что на характер процессов крекинга УВ, а именно на его прекращение или, наоборот, прогрессирующее развитие оказывают влияние объемные соотношения водной и нефтяной фаз. Это стало ясным после использования при исследованиях флюидных включений двух типов: с объемными соотношениями фаз  $L1 > G \geq L2 \gg SB$  и  $L2 \gg L1 \geq G > SB$ , где  $L1$  – водный раствор;  $L2$  – жидкие УВ;  $G$  – газовые УВ, обычно метан, и  $CO_2$ ,  $SB$  – твердые битумы. В случае преобладания во включениях водной фазы над жидкими УВ повышение температуры до 330–380 °С приводит к формированию гомогенных, в том числе сверхкритических флюидов. Крекинг в таких флюидах прекращается. Это доказывается тем, что при повторной автоклавной обработке подобных включений в кварце в течение 30–40 суток при температурах, превышающих температуры гомогенизации на 10–15 °С, состав и объемные соотношения фаз во включениях сохраняются без изменений. В локальных высокотемпературных ИК-Фурье спектрах гомогенных флюидов при этом исчезают полосы поглощения вблизи 2972, 2949 и 2287  $cm^{-1}$  и флуоресцентное свечение, типичное для жидких УВ. При понижении температуры и гетерогенизации флюида все исчезнувшие при гомогенизации фазы и их объемные соотношения восстанавливаются с появлением указанных выше полос поглощения и флуоресцентного свечения. Это свидетельствует о том, что жидкие УВ в гомогенных флюидах утрачивают свои структурные и другие характеристики, присущие им как индивидуальным соединениям. По-иному ведут себя при повышении температуры существенно нефтяные включения, в которых при комнатной температуре доля нефти составляет не менее 75–90 об. %, метана – 5–10 об. % и водного раствора – 5–15 об. %. При кратковременном (1–1,5 ч) нагревании таких включений в них при 275–290 °С исчезает газовая фаза, а затем при 330–350 °С растворяется



водный фаза с образованием гомогенного существенно углеводородного флюида. В локальных высокотемпературных ИК-Фурье спектрах поглощения таких флюидов, в отличие от существенно водных, присутствуют все полосы поглощения, наблюдаемые в нефти исходного включения. Сохраняется также флюоресцентное свечение, характерное для жидких УВ. После автоклавной термообработки в течение 13 суток при 300 °С фазовый состав и объемные соотношения фаз во включении остаются без изменений. Однако при 320 °С в них появляются метан, углекислота и остаточные твердые битумы на фоне возрастающей доли легких фракций. Повышение температуры до 350 и 380 °С приводит к постепенному исчезновению жидких УВ и водной фаз с одновременным увеличением доли метана, углекислоты и твердых битумов. Более того, при 670 °С и давлении 150 МПа, согласно спектрам комбинационного рассеяния, твердые битумы уступают место кристаллическому графиту.

Таким образом, новые подходы и комплексные методы, основанные на экспериментах с использованием синтетических флюидных включений, дают возможность не только оценивать потенциальную нефтегазонасность битуминозных пород, но и позволяют одновременно устанавливать фазовый состав и состояния УВ в широком диапазоне температур и давлений. Сырая нефть, в случае превышения ее объема над водным раствором, при температурах 240–310 °С и давлениях, близких к давлениям насыщенного пара и выше, не обнаруживает никаких изменений, по крайней мере, в опытах продолжительностью до 180 суток. Но уже при температурах выше 310–320 °С нефть начинает подвергаться необратимым изменениям с выделением твердых битумов и газовых УВ, в основном, метана, обогащаясь легкими и средними нефтяными фракциями. В интервале температур 350–380 °С и выше нефть практически полностью переходит в метан и твердые битумы. Именно это должно ограничить возможность обнаружения нефти на глубинах, при которых будут достигнуты указанные температуры. Когда же объем нефти существенно уступает объему водного раствора, повышение температуры приводит вначале к полному растворению в нем нефти и газовых УВ с образованием гомогенных, в том числе сверхкритических водно-углеводородных флюидов. Это сохраняет жидкие углеводороды от дальнейшей деструкции с превращением в твердые битумы и углеводородные газы и подтверждает представления многих геохимиков-нефтяников о возможности миграции жидких УВ в земных недрах в виде высокотемпературных гомогенных, в том числе сверхкритических флюидов. Кроме того, результаты исследований могут быть использованы для объяснения процессов глубокого метаморфизма нефти и образования в связи с этим наиболее глубоких месторождений сухого газа и графита.

# ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВЫХ ИГНИМБРИТОВ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ

*Бергаль-Кувикас О.В.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>*ИВиС ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский), <sup>2</sup>ИГЕМ РАН (г. Москва), [kuvikas@mail.ru](mailto:kuvikas@mail.ru)*

На Камчатке известны крупные поля игнимбритов плиоцен-четвертичного возраста [1,2]. В последние 15 лет в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН под руководством к.г.-м.н. В.Л. Леонова велись работы по обнаружению древних кальдерных комплексов Камчатки, источников игнимбритовых покровов. С 2009 г. ведутся работы по изучению обнаруженной Верхнеавачинской кальдеры, расположенной в верховье рек Левая Авача и Кавыча в Восточном вулканическом поясе Камчатки [3]. Сравнение химических составов игнимбритов Верхнеавачинской кальдеры с составами других кальдерных комплексов Камчатки показало, что изучаемые породы относятся к наиболее мафичным, основным сериям [4] и являются одними из самых древних кальдер известных на Камчатке [5]. Если для кислых, кальдерообразующих извержений на примере многих вулканов мира изучены процессы, формирующие игнимбритовые толщи, то вопрос образования кальдер основного состава остается до сих пор дискуссионным.

Для изучения вопроса о генезисе необычных, мафичных игнимбритов был использован статистический анализ базы данных Глобальной программы вулканизма (Global Volcanism Program) Смитсоновского института (г. Вашингтон, США) [6] по методике Хугеза и Махууда [7]. Интерпретация полученных результатов и обзор литературы показали, что возможными механизмами формирования кальдерообразующих извержений являются: (1) обогащение основных магм летучими компонентами; (2) особенности эволюции магм в коре (в том числе - длительное фракционирование, ассимиляция магмы и накопление летучих в верхних частях магматических камер); (3) извержение вулкана в подводной обстановке, либо соприкосновение магм с "внешней" водой [8].

В результате проведения полевых работ в верховьях рек Авачи, Кавычи, Жупанова были описаны многочисленные обнажения переслаивающихся прослоев игнимбритов и лахаров, вмещающих в себя конгломераты и гальки. Возраст образованных игнимбритов на Восточной Камчатке свидетельствует о плиоцен-миоценовом времени их формирования. Сопоставление абсолютных датировок изучаемых пород с палеогеографическими реконструкциями подтверждает их образование в прибрежно-морских условиях, что и было замечено ранее для других вулканов мира. Таким образом, становится понятным форма образования переслаивающихся толщ игнимбритов и лахаров, но вопрос об источнике летучих компонентов для формирования игнимбритов основного состава остается до сих пор открытым.

*Геохимические анализы на содержание петрогенных окислов в породах выполнены при финансовой поддержке РФФИ грант № 16-55-12040.*

## Литература:

1. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки // Дальнаука, 2004, с. 189.
2. Мелекесцев, И. В. Основные этапы формирования современного рельефа Курило-Камчатской области // Камчатка, Курильские и Командорские острова, Наука, 1974, с. 337-345.
3. Леонов В.Л., Рогозин А.Н., Биндеман И.Н. и др. Выделение новой кальдеры на Камчатке: границы, возраст, комплекс внутрикальдерных отложений, нерешенные вопросы // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2011. С. 53–56.
4. Рогозин А.Н., Леонов В.Л., Кувикас О.В. Необычные игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры (Камчатка): строение разрезов и петрохимические особенности // Вулканизм и геодинамика: Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 2011. С. 234–237.
5. Bergal-Kuvikas, O., Leonov, V., Rogozin, A., Bindeman, I., & Klyupitsky, E.. New discovered Late Miocene Verkhneavachinskysya caldera on Eastern Kamchatka // [9th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes \(JKASP 2016\)](#).
6. Global Volcanism Program // Database of Smithsonian Institution. Washington. 2017. [http://volcano.si.edu/reports\\_weekly.cfm](http://volcano.si.edu/reports_weekly.cfm) (дата обращения 02.02.2017).
7. Hughes G.R., Mahood G. A. Tectonic control on the nature of large silicic calderas in volcanic arcs // Geology. 2008. Vol. № 36. P. 627-630.
8. Кляпицкий, Е. С., О. В. Бергаль-Кувикас, and А. Н. Рогозин. Кальдерообразующие извержения основного и среднего составов: геодинамические обстановки и условия формирования // Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2017 г., ИВиС ДВО РАН, 2017, с. 173-176.

## УЧИМ МАНТИЙНУЮ АЗБУКУ: ФАЗЫ А, В,... Х.

*А.В. Бобров*

*МГУ имени М.В. Ломоносова, геол. ф-т (г. Москва), ИЭМ РАН (г. Черноголовка), ГЕОХИ РАН (г. Москва), archi@geol.msu.ru*

В экспериментах по изучению фазовых отношений в модельных водосодержащих системах мантии Земли (преимущественно  $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ) в качестве продуктов опытов широко распространены так называемые плотные водосодержащие магнезиальные силикаты (DHMS – dense hydrous magnesium silicates). Эти фазы не встречаются в составе природных ассоциаций и, соответственно, не являются минералами, однако для каждой из них характерны определенные контуры состава и параметры стабильности [1]. Для обозначения таких фаз используются латинские буквы, а в работах, где дается описание DHMS, нередко допускается их обнаружение при различных мантийных параметрах. Так, в целом ряде публикаций обсуждается возможность образования таких фаз в холодных зонах субдукции [2–4] и даже рассматривается их потенциальная роль в качестве поставщиков воды в переходную зону и нижнюю мантию Земли [5]. К числу DHMS относятся фазы А, В, С, D, Е, F, G, H и X.

Для фазы А характерен широкий диапазон давлений (от 3 до 17 ГПа), а максимальная температура ее образования ( $1100^\circ\text{C}$ ) была достигнута в опытах при 11 ГПа [1]. Впервые фаза А была получена в работе [6], и ее состав,  $\text{Mg}_7\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_6$ , находится на линии форстерит–брусит. Структура этой фазы имеет сходства со структурой гумита, отличаясь от нее тем, что октаэдры магния группируются не в цепочки, а образуют слои [7]. Появление фазы А связывается с гидратацией форстерита (8 ГПа,  $800^\circ\text{C}$ ), а при более низких  $P$ – $T$  параметрах и в условиях избытка  $\text{SiO}_2$  (6 ГПа,  $600^\circ\text{C}$ ) – с разложением серпентина [8]. В многокомпонентных системах перидотит– $\text{H}_2\text{O}$  фаза А входит в ассоциацию с оливином, энстатитом, хондродитом (клиногумитом) и фазой Е (последнее соединение образуется при давлении выше 13 ГПа). В системах с низким содержанием воды фаза А не образуется [1].

Для фазы В выделяют три модификации, главное отличие которых заключается в содержании воды. Кроме собственно фазы В  $\text{Mg}_{12}\text{Si}_4\text{O}_{19}(\text{OH})_2$ , впервые описанной в работе [6], в экспериментах были также получены суперводная фаза В  $\text{Mg}_{10}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})_4$  (она же – фаза С) [9] и безводная фаза В  $\text{Mg}_{14}\text{Si}_5\text{O}_{24}$  [10]. Обнаружение последнего соединения позволило получить детальную расшифровку структуры фазы В. Для всех соединений была установлена пространственная группа *Rmcb*, а также присутствие атомов кремния как в тетраэдрических, так и октаэдрических позициях. Собственно фаза В была получена в экспериментах при 11–17 ГПа и  $700$ – $1400^\circ\text{C}$  [1], однако в водосодержащих системах, богатых оливином (в том числе, с химизмом, близким к мантийным перидотитам), она практически не образуется, уступая место более водонасыщенным фазам, таким как А, Е, суперводная фаза В (SuV). Интерес к последней фазе связан с тем, что в некоторых работах [11] она рассматривается как возможный агент переноса воды в нижнюю мантию Земли. В целом, суперводная фаза В устойчива в переходной зоне и самой верхней области нижней мантии, а уже при давлении порядка 30 ГПа распадается на ассоциацию периклаза, бриджманита и фазы D. В экспериментах для SuV установлен довольно широкий диапазон состава, причем в качестве главной примеси отмечается  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (более 30 мас.%), и для наиболее глиноземистых составов характерны самые высокие концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  (более 11 мас. %) [11]. Безводная фаза В (AnhV) была получена в целом ряде экспериментов, и предполагается, что это соединение также играет важную роль в петрологии зон субдукции. Так, в работе [12] было высказано предположение, что в областях холодных зон субдукции полиморфные превращения  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  идут по более сложному пути: оливин–вадслеит–AnhV + стишовит–рингвудит. С AnhV может быть связана так называемая «граница X» на глубинах 275–345 км.

Фаза D (номинальный состав  $\text{MgSi}_2\text{O}_4(\text{OH})_2$ , она же F и G), впервые полученная в работе [13], рассматривается в качестве одной из наиболее важных DHMS фаз, потенциальных поставщиков воды в нижнюю мантию Земли, во-первых, из-за очень высокой концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  в ее составе (12–18 мас.%), а, во-вторых, потому что среди перечисленных выше фаз она стабильна при наиболее высоких давлениях (выше 15 ГПа в MSH и выше 25 ГПа в CMASH системах) [14]. Это соединение обладает структурой хондродита (гидроксил-содержащего крайнего члена минерала группы гумита) и характеризуется довольно широким диапазоном составов, а также, в целом, положительной корреляцией между  $\text{Mg/Si}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , что определяет две возможных схемы изоморфизма для данной фазы:  $\text{Si}^{4+} = 4\text{H}^+$  и  $\text{Si}^{4+} = 2\text{H}^+ + \text{Mg}^{2+}$  [1]. В работе [15] показана возможность вхождения значительных концентраций алюминия в состав фазы D в виде компонента  $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH})_2$ . Данный факт имеет принципиально важное значение, так как поле стабильности богатого Al соединения существенно расширяется в область высоких температур (более  $2000^\circ\text{C}$  при 26 ГПа). По мнению авторов [15], это способствует стабильности Al-содержащей фазы D в субстрате основного состава и, как следствие, возможности

сохранения водонасыщенного состояния погружающейся океанической плитой в широком диапазоне  $P$ – $T$  условий вплоть до параметров верхней части нижней мантии Земли.

*Фаза E* была впервые получена в системе  $Mg_2SiO_4 + 20 \text{ мас.}\% H_2O$  при 13–17 ГПа и 800–1000°C [16]. Ее структура определяется наличием бруситоподобных слоев, соединенных с октаэдрами Mg и тетраэдрами Si. Для нее характерны широкие вариации состава как вдоль линии форстерит–вода, так и по содержаниям примесей Fe и Al, стабилизирующих фазу E при высоких температурах [1]. Условия ее образования частично перекрываются с полем устойчивости водосодержащего вадслеита, поэтому при низком содержании  $H_2O$  фаза E отсутствует [1, 14].

Недавно в работе [17] была предсказана *фаза H* ( $MgSiO_4H_2$ ), в структуре которой атомы Si и Mg находятся в октаэдрической координации. Предполагается, что это соединение устойчиво в условиях нижней мантии Земли и появляется при давлении выше 30 ГПа совместно со стишовитом при разложении фазы D. Судя по результатам оценки скоростей упругих сейсмических волн, эта самая глубинная из DHMS фаз может вносить значительный вклад в сейсмическую анизотропию нижней мантии Земли.

Единственной DHMS фазой, содержащей щелочные компоненты, является *фаза X*, впервые полученная в работе [18] при разложении K-амфибола при 10–16 ГПа и 1250–1300°C. Позднее для нее были установлены безводные и натриевые аналоги [19]. Для фазы X характерна общая формула  $A_{2-x}M_2Si_2O_7H_x$ , где A = K, Na, Ca, □ (вакансия), а M = Mg, Al, Fe или Cr, пространственная группа  $P6_3cm$ , в которой слои  $MO_6$ -октаэдров расположены вдоль оси  $c$  и соединены  $Si_2O_7$  группами. Область стабильности фазы X и особенности ее состава позволяют рассматривать это соединение как концентратор щелочей и воды в метасоматизированных участках мантии Земли.

Среди причин отсутствия DHMS среди включений в природных алмазах и в составе мантийных минеральных ассоциаций нужно отметить значительные концентрации воды при крайне высокой магнезиальности, не типичной для вещества мантии Земли. Современные оценки указывают на возможность нахождения всей мантийной воды в составе номинально безводных фаз [1, 14]. Еще одной причиной может служить ярко выраженная тенденция к разложению и аморфизации DHMS при снижении давления и температуры, подобно некоторым другим сверхглубинным фазам (например,  $CaSiO_3$ -перовскиту). В частности, такое поведение было установлено для фаз A, B, E и D [14]. Тем не менее, в настоящее время сохраняется значительный интерес к экспериментальному изучению фазовых отношений в системах с участием плотных водосодержащих магнезиальных силикатов.

*Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-55-50062\_ЯФ).*

## Литература:

1. Frost D.J. The stability of dense hydrous magnesium silicates in Earth's transition zone and lower mantle / In: Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentations. The Geochemical Society, Spec. Publ., 1999, No. 6, pp. 283–296.
2. Ohtani E., Mitzobata H., Kudoh Y., Nagase T. A new hydrous silicate, a water reservoir, in the upper part of the lower mantle // Geophys. Res. Lett., 1997, V. 24, pp. 1047–1050.
3. Frost D.J., Fei Y. Stability of phase D at high pressure and high temperature // J. Geophys. Res., 1998, V. 103, pp. 7463–7474.
4. Irifune T., Kubo T., Isshiki M., Yamasaki Y. Phase transformations in serpentine and transportation of water into the lower mantle // Geophys. Res. Lett., 1998, V. 22, pp. 117–120.
5. Thompson A.B. Water in the Earth's upper mantle // Nature, 1992, V. 358, pp. 295–302.
6. Ringwood A.E., Major A. High pressure reconnaissance investigation in the system  $Mg_2SiO_4$ – $MgO$ – $H_2O$  // Earth Planet. Sci. Lett., 1967, V. 2, pp. 130–133.
7. Horiuchi H., Morimoto N., Yamamoto K., Akimoto S. Crystal structure of  $2Mg_2SiO_4 \cdot 3Mg(OH)_2$ , a new high-pressure structure type // Am. Mineral., 1979, V. 64, pp. 593–598.
8. Luth R.W. Is phase A relevant to the Earth's mantle? // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, V. 59, pp. 679–682.
9. Gasparik T. The role of volatiles in the transition zone // J. Geophys. Res., 1993, V. 98, pp. 4287–4299.
10. Finger L.W., Hazen R.M., Prewitt C.T. Crystal structures of  $Mg_{12}Si_4O_{19}(OH)_2$  (phase B) and  $Mg_{14}Si_5O_{24}$  (phase AnhB) // Am. Mineral., V. 76, pp. 1–7.
11. Kakizawa S., Inoue T., Nakano H., Kuroda M., Sakamoto N., Yurimoto H. Stability of Al-bearing superhydrous phase B at the mantle transition zone and the uppermost lower mantle // Am. Mineral., 2018, V. 103, pp. 1121–1127.
12. Ganguly J., Frost D.J. Stability of anhydrous Phase B: experimental studies and implications for phase relations in subducting slab and the X discontinuity in the mantle // J. Geophys. Res., 2006, V. 111, B06203.
13. Yamamoto K., Akimoto S. High pressure and high temperature investigations in the system  $MgO$ – $SiO_2$ – $H_2O$  // J. Solid State Chem., 1974, V. 9, pp. 187–195.
14. Litasov K.D., Ohtani E. Effect of water on the phase relations in the Earth's mantle and deep water cycle / In: Advances in high-pressure mineralogy. Geochem. Soc. Amer. Spec. Pap., V. 421, pp. 115–156.
15. Pamato M.G., Myhill R., Boffa Ballaran T., Frost D.J., Heidelbach F., Myaijima N. Lower-mantle water reservoir implied by the extreme stability of a hydrous aluminosilicate // Nature Geosci., 2015, V. 8, pp. 75–79.

16. Kanzaki M. Stability of hydrous magnesium silicates in the mantle transition zone // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1991, V. 66, pp. 307-312.
17. Tsuchiya J., Mookherjee M. Crystal structure, equation of state, and elasticity of phase H ( $\text{MgSiO}_4\text{H}_2$ ) at Earth's lower mantle pressures // *Sci. Rep.*, 2015, V. 5, 15534.
18. Luth R.W. Potassium in pyroxenes at high pressure // *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 1995, 76, F711.
19. Yang H., Konzett J., Prewitt C.T. Crystal structure of phase X, a high pressure alkali-rich hydrous silicate and its anhydrous equivalent // *Amer. Miner.*, 2001, V. 86, pp. 1483–1488.



# ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ КОМПЛЕКСОВ МЕДИ В МЕДНО-КАРБОНАТНЫХ СИСТЕМАХ

*Бубликова Т.М., Сеткова Т.В., Балицкий В.С.  
ИЭМ РАН (г. Черногоровка), tmb@iem.ac.ru*

Осуществлены экспериментальные и теоретические исследования по изучению устойчивости и поведения комплексов меди в связи с выяснением условий синтеза ряда минералов медных карбонатных пород, в частности, малахита, азурита и тенорита. Опыты по синтезу указанных минералов проводились в кристаллизаторах рециркуляционного типа с участием медно-аммиачных растворов при температурах до 100 °С и давлении насыщенного пара. Теоретические расчеты минеральных равновесий системы  $\text{CuO-CO}_2\text{-H}_2\text{O-NH}_3$  с концентрацией аммиака от 0 до 2.0 М проведены с использованием программы HCh [1].

Результаты теоретических расчетов представлены на рис. 1 в виде изотермических диаграмм растворимости системы  $\text{CuO-CO}_2\text{-H}_2\text{O-NH}_3$  при температуре 75 °С, концентрации аммиака 0.1 М и 2.0 М, как наиболее информативные из построенных для различных температур и концентраций раствора, поскольку термобарические параметры и концентрация раствора близки к таковым в условиях синтеза тенорита и малахита. Диаграммы представлены в логарифмах мольных количеств  $\text{Cu}$  и  $\text{CO}_2$ , так как компоненты системы существенно различаются по растворимости. Примеры плотных агрегатов малахита, синтезированных совместно с теноритом, показаны на рис. 2. Подобные агрегаты малахита с азуритом синтезировать до настоящего времени не удалось, хотя в природе они нередко встречается в одних и тех же месторождениях. Координаты точек 1 (тенорит) и 2 (малахит) соответствуют концентрации меди и углекислого газа, измеренным в равновесном растворе во время опытов по синтезу тенорита и малахита [2].

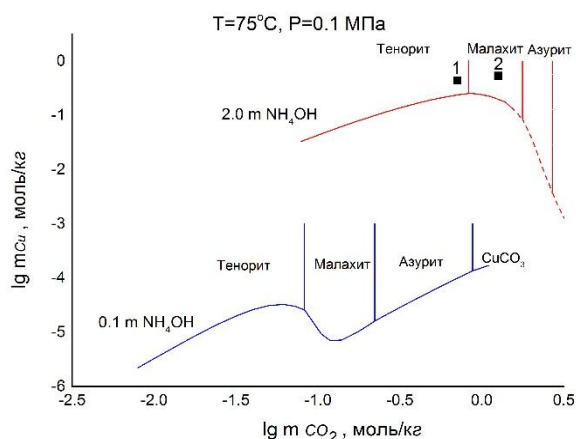


Рис. 1. Изотермические диаграммы растворимости системы  $\text{CuO-CO}_2\text{-H}_2\text{O-NH}_3$ ;  $T=75^\circ\text{C}$ ; 0.1 М  $\text{NH}_4\text{OH}$  и 2.0 М  $\text{NH}_4\text{OH}$ .

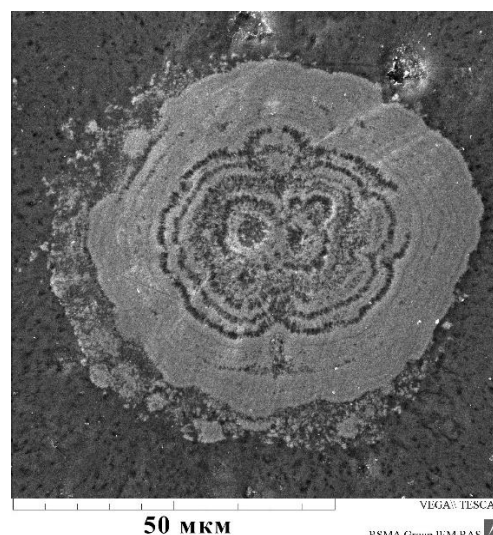


Рис. 2. Строение концентрически-зонального агрегата малахит-тенорита. Фото в отраженных электронах.

Результаты термодинамических расчетов позволили также определить зависимость концентрации ионов и комплексов меди как функцию рН равновесного раствора, выявить их роль в образовании указанных выше минералов. Зависимость концентрации ионов и комплексов меди как функция рН равновесного раствора представлена на рис. 3. В чистой воде (рис. 3а) в полях стабильности тенорита, малахита и азурита общая концентрация меди в растворе определяется, главным образом, наличием иона  $\text{Cu}^{2+}$ . Далее при смещении в более кислую область ( $\text{pH} < 4.4$ ) в равновесном с азуритом растворе резко возрастает количество ионов  $\text{CuHCO}_3^+$ . Как видно из рис. 3в, в заданных условиях, в водных аммиачных растворах 2.0 М, находящихся в равновесии с теноритом, малахитом и азуритом, в рассчитанном диапазоне рН растворов, растворенная медь присутствует в основном в виде медно-аммиачных комплексов, доминирующим из которых является  $\text{Cu}(\text{NH}_4)_2^{2+}$ . Иная картина распределения ионов и комплексов меди наблюдается в случае менее концентрированных растворов  $\text{NH}_4\text{OH}$  (рис. 3б, концентрация аммиака 0.1 М). Видно, что в растворе, равновесном с теноритом, большая часть растворенной меди по-прежнему находится в виде комплекса  $\text{Cu}(\text{NH}_3)_4^{2+}$ . Далее, с увеличением концентрации  $\text{CO}_2$  в растворе и понижением рН, доля свободного аммиака  $\text{NH}_3$  уменьшается; недостаток его приводит к уменьшению концентрации медно-аммиачных комплексов (в первую очередь более аммиакоемких), суммарная концентрация растворенной меди падает. В интервале рН 7.4-6.7 в растворе, равновесном с малахитом, медь

присутствует в виде комплексов  $\text{Cu}(\text{NH}_3)_3^{2+}$ ,  $\text{Cu}(\text{NH}_3)_4^{2+}$ ,  $\text{Cu}(\text{NH}_3)_2^{2+}$ . Поскольку максимальный вклад в образование фазы малахита в небольшом интервале pH растворов могут вносить три различных комплекса, либо в сумме два или три из них, реакцию образования малахита в общем случае в водных аммиачных растворах, корректнее представлять схематично:



в отличие от общепринятого написания данного уравнения с участием одного комплекса  $\text{Cu}(\text{NH}_3)_4^{2+}$ , в аммиачных растворах любого состава.

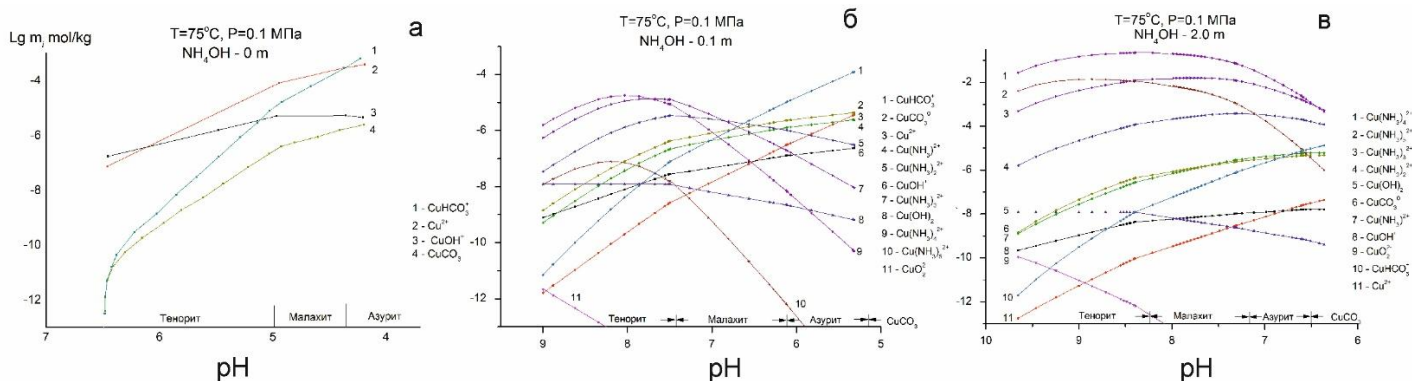


Рис. 3 Концентрация ионов и комплексов меди в системе  $\text{CuO-CO}_2\text{-H}_2\text{O-NH}_3$  как функция равновесного раствора: а - водный раствор; б - 0.1 М  $\text{NH}_4\text{OH}$ , в - 2.0 М  $\text{NH}_4\text{OH}$ .

В случае понижения pH реакционной среды до 6.7 и ниже медь в равновесном растворе находится преимущественно в виде иона  $\text{CuHCO}_3^+$ , условия образования малахита более соответствуют природным.

В условиях невысоких температур ( $T=75^\circ\text{C}$ ) и слабokonцентрированных (0.1 М  $\text{NH}_4\text{OH}$ ) растворов в поле фазообразования азурита (pH = 5.2 – 6.2) общая растворимость меди в равновесном растворе определяется наличием иона  $\text{CuHCO}_3^+$ . Невысокие абсолютные значения концентрации растворенной меди в слабых растворах аммиака указывает на бесперспективность их использования в качестве растворителя в опытах по кристаллизации азурита и малахита при невысоких температурах.

Таким образом, теоретические и экспериментальные исследования фазообразования в системе  $\text{CuO-CO}_2\text{-H}_2\text{O-NH}_3$ , проведенные нами с использованием аммиачных растворов различной концентрации аммиака, определили оптимальные термобарические параметры синтеза, составы растворов и показали возможность получения плотных, твердых, хорошо полируемых масс малахита яркого зеленого цвета.

Авторы выражают благодарность к.х.н. Редькину А.Ф. за консультации по проведению термодинамических расчетов.

#### Литература:

1. Shvarov Yu. V., Bastrakov E.N. HCh: a software package for geochemical equilibrium modelling. User's Guide. — AGSO Record 1999/25, Canberra, 1999.
2. Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Сеткова Т.В. Изучение растворимости основного карбоната меди в водно-аммиачных растворах (теоретические и экспериментальные данные) Экспериментальная геохимия. 1. [http://www.exp-geochem.ru/JPdf/03\\_2013/RUS/07\\_03\\_2013\\_Rus.pdf](http://www.exp-geochem.ru/JPdf/03_2013/RUS/07_03_2013_Rus.pdf).

## ФЛЮИДЫ *HP* ГРАНУЛИТОВ: ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

*Бушмин С.А.<sup>1</sup>, Иванов М.В.<sup>1</sup>, Ванник Е.А.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ИГГД РАН, (г. Санкт-Петербург), *s.a.bushmin@ipgg.ru, m.v.ivanov@ipgg.ru*,

<sup>2</sup> Университет им. Бен-Гуриона (Израиль, г. Беэр-Шева), *vannik@bgu.ac.il*

На примере Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) Фенноскандинавского щита исследованы *HP* гранулиты (~8.7-11 кбар, ~800-900°C) и сингранулитовые инфильтрационные *HP* метасоматиты (~11-9 кбар, ~920-850°C): крупномасштабное картирование, микротермометрия флюидных включений, мультиравновесная термобарометрия, расчет активности  $H_2O$  по минеральным равновесиям.

В пироксеновых гранулитах и сингранулитовых метасоматитах (кварцевые бластомилониты с ортопироксеном, силлиманитом, гранатом ± биотит; жилородные тела ортопироксен-граатовых пород) присутствуют одинаковые типы включений (преимущественно в кварце, также в гранате и ортопироксене) с флюидными фазами контрастного химического состава:  $CO_2$  (заметно преобладают),  $H_2O$ -соль (главные соли  $CaCl_2$  и  $NaCl$ ) и  $N_2 \pm H_2O$ . Эти типы включений сосуществуют в одних и тех же генерациях ранних включений: более редких первичных (p) и преобладающих первично-вторичных (ps). Включения  $CO_2$  - высокой и низкой плотности, включения  $N_2$  – низкой плотности. Включения рассолов обнаруживают широкий диапазон общего содержания солей и разное соотношение концентраций главных солей: p-включения с соленостью 20 мас.%  $CaCl_2$  + 10 мас.%  $NaCl$ ; ps-включения с соленостью 5 мас.%  $CaCl_2$  + 20 мас.%  $NaCl$ ; p- и ps-включения с соленостью 5-23 мас.% в экв.  $NaCl$ ; p-включения с галитом (до 35 мас.%  $NaCl$ ). Совокупность результатов свидетельствует о том, что при гранулитовом петрогенезисе внешний флюидный поток, по-видимому, был мантийного происхождения. На пике P-T параметров захват включений происходил из гетерогенного флюида, в котором одновременно сосуществовали несмешиваемые водно-солевой и богатый  $CO_2$  флюиды, изначально содержащие азот.

Полученные данные (химический состав включений, концентрация соли,  $a_{H_2O}=0.49-0.51$  в гранулитах и сингранулитовых метасоматитах) сравниваются с теоретическим предсказанием фазового состояния флюида и физико-химических свойств сосуществующих несмешиваемых флюидных фаз при установленных P-T параметрах гранулитового петрогенезиса на основе численных моделей тройных систем  $H_2O-CO_2-NaCl$  [1] и  $H_2O-CO_2-CaCl_2$  [2]. Для цели термодинамического предсказания нами рассчитаны сольвусы при этих P-T параметрах. При расчете положения коннод принимались во внимание состав флюидных включений, содержания солей ( $CaCl_2$  и  $NaCl$ ) и величины  $a_{H_2O}$ , полученные нами и известные по литературным данным. В системе  $NaCl-H_2O-CO_2$  (Рис.1а) нижний конец конноды с  $a_{H_2O}=0.51$  соответствует  $CO_2-H_2O$  флюидной фазе с близкими величинами мольных долей  $H_2O$  (~0.5) и  $CO_2$  (0.4) и малым количеством соли (8 мас.%). Верхний конец конноды соответствует рассолу (30 мас.% соли) с низким содержанием  $CO_2$  ( $x \sim 0.2$ ). В системе  $CaCl_2-CO_2-H_2O$  (Рис.1б) поле двухфазного флюида заметно шире и конноды с  $a_{H_2O}=0.51$  могут быть проведены для всех трех представленных на рисунке линий сольвуса. Нижние концы коннод соответствуют  $H_2O-CO_2$  флюидной фазе также с близкими величинами мольных долей ( $H_2O \sim 0.44-0.55$  и  $CO_2 \sim 0.42-0.55$ ) и малым количеством соли (5-12 мас.%). Верхние концы коннод соответствуют концентрированному рассолу ( $CaCl_2 = 34-50$  мас.%) и крайне низким содержанием  $CO_2$  ( $x \sim 0.05-0.21$ ). Углекислотно-водный флюид низкой солености, по-видимому, участвовал в формировании зон изученных сингранулитовых метасоматитов.

Нижние концы коннод с более низкой величиной  $a_{H_2O} = 0.4$ , в особенности для системы с  $CaCl_2$  (Рис.1б), отвечают флюидной фазе с высокой мольной долей  $CO_2$  (до 0.7) и крайне низкой соленостью, что обращает на себя внимание в связи с типичной картиной преобладания «чистых» включений  $CO_2$  в гранулитах. Верхние концы этих коннод определяют флюидную фазу концентрированного рассола с чрезвычайно высоким содержанием соли 75-78 мас.%. Такой рассол имеет исключительную способность к фильтрации, что позволяет предполагать участие именно подобного солевого флюида в процессах интенсивной метасоматической Na-Ca-фельдшпатизации в локальных зонах гранитизации гранулитов изученного нами района ЛГП. Для рассмотренного примера системы с  $CaCl_2$  рассчитаны плотности сосуществующих и участвующих в *HP* гранулитовом петрогенезисе несмешиваемых флюидных фаз, соответствующих коннодам на рисунке 1б: ~1.3-1.7 г/см<sup>3</sup> для рассола и ~1.1 г/см<sup>3</sup> для богатого  $CO_2$  флюида. Величины этих плотностей близки и соответствуют жидкому состоянию флюидных фаз.

В поле флюидной несмешиваемости вариации содержания солей в исходном гомогенном флюиде драматично влияют на величины массовых и объемных долей возникающих флюидных фаз. При этом активности (химические потенциалы) компонентов в сосуществующих несмешиваемых флюидных фазах одинаковы и постоянны, независимо их содержания (массы, количества) в метаморфической системе. Например, в системе с  $NaCl$  для сольвуса 10 кбар и 900°C коннода с  $a_{H_2O}=0.40$  соответствует двухфазному флюиду с массовыми долями  $NaCl$  0.02 и 0.72, соответственно. Образование этих фаз является результатом распада исходного гомогенного флюида при данных P-T параметрах. Состав исходного флюида, в принципе, мог отвечать любому

содержанию соли на этой конноде. Однако соотношение количеств и, соответственно, объёмов, занимаемых рождающимися при распаде флюидными фазами, резко зависит от концентрации соли. Например, гомогенному флюиду с  $m\text{NaCl}=0.05$ ,  $m\text{NaCl}=0.08$  и  $m\text{NaCl}=0.16$  соответствует отношение массовых долей более плотного (рассол) и менее плотного ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ) флюидов 1/50, 1/12 и 1/3 и, соответственно, объёмных долей 1/30, 1/8 и 1/2. Эта зависимость также должна учитываться при интерпретации преобладающего присутствия флюидных включений определенного состава. На примере сольвуса  $900^\circ\text{C}$  и 11 кбар (Рис.1б) подчеркнута другое важное геохимическое следствие: в поле несмесимости флюидных фаз активность соли (как и других компонентов) и в концентрированном рассоле (75 мас.%) и в  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  флюидной фазе, богатой  $\text{CO}_2$ , (2 мас.%) постоянна (0.31) и не зависит от количества, массы соли. Условие постоянства активностей (химических потенциалов) компонентов флюида не зависимо от изменения их количества близко к концепции Д.С. Коржинского о природных физико-химических системах с вполне подвижными компонентами. Еще одним важным геохимическим следствием распада гомогенного флюида при рассмотренных Р-Т параметрах является кислотно-щелочная дифференциация несмесимых флюидных фаз. В результате известного эффекта фракционирования продуктов гидролиза солей более плотная флюидная фаза рассола приобретает щелочные свойства, а менее плотный  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  флюид становится потенциально кислотным.

И последнее - при снижении Т и Р состав гомогенного флюида или несмесимых фаз после его распада всегда будет контролироваться положением сольвуса, сдвигающегося при меняющихся Р-Т. Например, в однажды расслоившемся гомогенном флюиде при снижении Т и Р будет продолжаться расслоение рождающихся флюидных фаз, с приближением их состава к бинарным системам. Это дает нам представление об основной тенденции изменения содержания солей и  $\text{CO}_2$  во флюидных фазах, как еще не захваченных, так и захваченных во включения при пиковых и ретроградных этапах эволюции метаморфических систем.

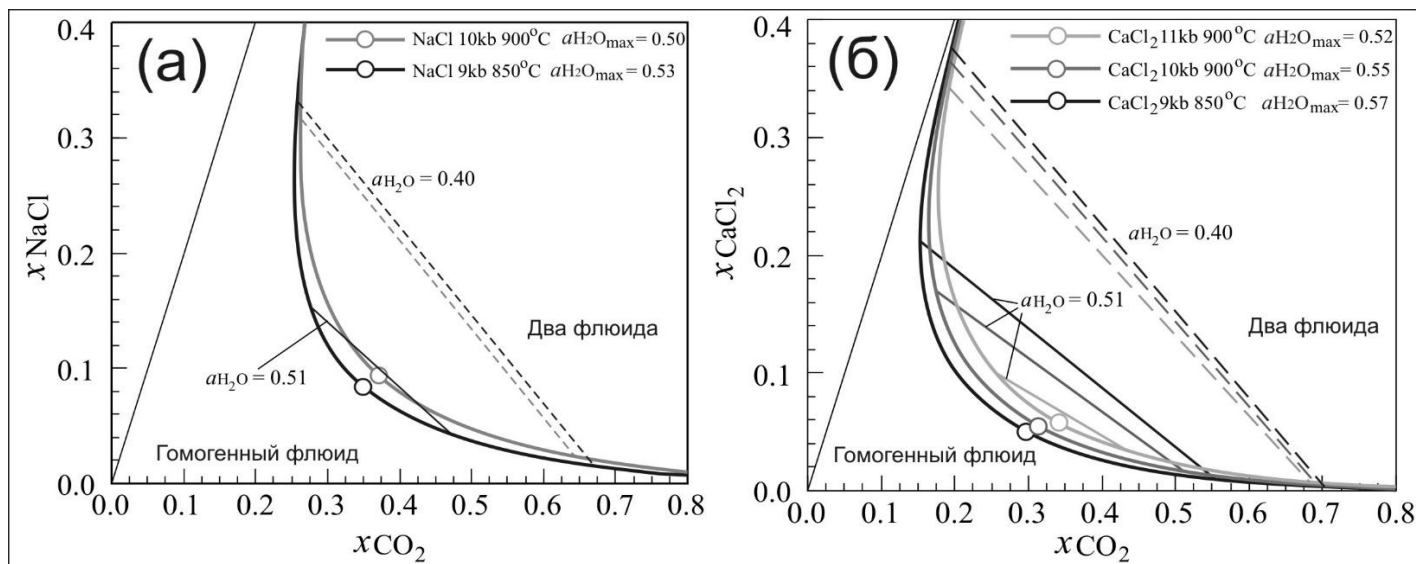


Рис. 1. Сольвусы (сплошные линии) и конноды (пунктиры) флюидных систем при Р-Т параметрах гранулитовой фации. (а) - система  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ , (б) - система  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ .  $x$  – мольные доли.

Таким образом, нижняя кора уровня *HP* гранулитовой фации может являться областью зарождения относительно щелочных рассолов и потенциально кислотных  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  флюидов в результате распада глубинного гомогенного флюида с широким диапазоном содержания  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  и хлоридов металлов. Возникающие флюидные фазы в процессе фильтрации могут играть важнейшую роль в магматическом, метаморфическом, метасоматическом и рудном петрогенезисе средней и верхней коры.

*Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № РАН 0153-2018-0004. Геологический материал собран на территории Кандалакшского государственного природного заповедника при большой помощи его руководства.*

#### Литература:

1. Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г., Геря Е.В. Тройная система  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  при высоких  $T$ - $P$  параметрах: Эмпирическая модель смешения // Геохимия. 2010. № 5. С. 1-10.
2. Иванов М.В., Бушмин С.А. Термодинамическая модель системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$  при высоких РТ параметрах // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. ГЕОХИ. Москва. 2018.

# ЗАРОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ТРОЙНЫХ СОЧЛЕНЕНИЙ: ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ И НОВАЯ ТЕОРИЯ

Геря Т.В.<sup>1,2</sup>, Буров Е.Б.<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>Факультет Наук о Земле Швейцарского Федерального Технологического Института (г. Цюрих, Швейцария), <sup>2</sup>Геологический факультет МГУ (г. Москва, РФ), <sup>3</sup>Институт Наук о Земле Университета Пьера и Мари Кюри (Париж, Франция), <sup>4</sup>ушел из жизни 09.10.2015

Тройные сочленения являются одними из наиболее интересных структур тектоники плит, однако их зарождение и эволюция остаются спорными. Мы использовали трехмерные численные геодинамические модели для воспроизведения образования и развития данных структур в условиях многостороннего растяжения. Численные эксперименты показали, что следует различать два генетических типа тройных сочленений: 1) тройные и четверные сочленения рифтов (тип Афар) и 2) тройные сочленения срединно-океанических хребтов (тип Родригес). Первые образуются при разломе континентальных плит и являются переходными структурами их фрагментации в ходе постепенного образования вторых, которые являются стабильными структурами роста океанических плит. В частности, четверное рифтовое сочленение замещается двумя тройными сочленениями срединно-океанических хребтов, которые постепенно удаляются друг от друга. Этот процесс замещения постепенно уменьшает скорость роста суммарной длины срединно океанических хребтов, где происходит основная диссипация механической энергии при растяжении. Стационарная геометрия тройных сочленений океанических хребтов зависит от направления и скорости движения окружающих плит и регулируется принципом минимальной скорости увеличения диссипации механической энергии. Мы предлагаем новую количественную теорию таких стационарных сочленений, которая хорошо согласуется как с численными экспериментами, так и с природными наблюдениями (Gerya and Burov, 2018).

Ссылка: Gerya, T. Burov, E. (2018) Nucleation and evolution of ridge-ridge-ridge triple junctions: Thermomechanical model and geometrical theory. *Tectonophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.020>



## КАЧЕСТВО ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ МУЛЬТИРАВНОВЕСНОЙ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИИ

*Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М.*

*ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), [doliva@inbox.ru](mailto:doliva@inbox.ru), [lebedeva\\_j@mail.ru](mailto:lebedeva_j@mail.ru)*

Верификация термодинамических моделей, используемых как в мультиравновесной геотермобарометрии, так и при других видах термодинамического моделирования, является весьма важной задачей. Насколько хороша та или иная модель, сколь адекватно она описывает природные парагенезисы? Этот вопрос всегда интересовал петрологов. Для получения объективного ответа на него используется ряд методик, значительная часть которых является качественной (например, согласование полей, получаемых на вычисленных петрогенетических сетках, с парагенезисами, реально наблюдаемыми в горных породах). В данной работе предлагается ещё один относительно простой и наглядный метод, основанный на результатах мультиравновесной геотермобарометрии.

Одним из важнейших критериев успешности исследования с помощью мультиравновесной геотермобарометрии, помимо согласования полученных РТ-параметров с полем соответствующего парагенезиса на петрогенетической сетке, является степень схождения линий равновесия в пучке: чем кучнее расположены точки их пересечений на РТ-диаграмме, тем скорее составы минералов отвечают равновесным с точки зрения используемой термодинамической модели. В различных программных продуктах в качестве численных значений, характеризующих степень согласованности пучка, выступают разные величины. В программном комплексе TWQ Р. Бермана [1] – это параметры «Xdev» и «Ydev», отвечающие среднеквадратичным отклонениям точек парных пересечений линий равновесия от вычисленных средних значений по двум координатам на диаграммах. В методе avPT Р. Пауэлла и Т. Холланда [2], реализованном в программе THERMOCALC [3], можно использовать параметр « $\sigma_{fit}$ », соответствующий разбросу разниц между исходными и скорректированными значениями энтальпий и активностей, нормализованными к погрешностям величин. Это обстоятельство не позволяет непосредственно сравнивать диаграммы, получаемые с помощью этих существенно различающихся методов. Решением проблемы может быть использование универсального геометрического параметра, вычисляемого без привлечения дополнительных термодинамических данных – так называемых «простых средних»: точек минимальных среднеквадратичных расстояний (МСКР) до всех линий, построенных на диаграммах. По своей сути, «простые средние» аналогичны значениям, вычисляемым в программном комплексе TWQ, однако обладают рядом преимуществ – если не учитывать необходимость привлечения дополнительных термодинамических данных по равновесиям (впрочем, для данной задачи это и не требуется). Безразмерная величина МСКР численно равна температуре, значения по оси давлений масштабируются в соответствии с выражением  $T, ^\circ\text{C} = P, \text{ кбар} \times 50$  (в отличие от комплекса TWQ, где значения углов пересечений зависят от выбранных границ диаграммы). Таким образом получается сходный порядок величин по обеим осям на типичных РТ-диаграммах, используемых для коровых условий метаморфизма. Этот множитель можно обосновать и более строго:

- деление величин  $T$  и  $P$  на типичные величины погрешностей их определения (скажем,  $20^\circ$  и  $0.4$  кбар для коровых пород) даёт безразмерные оси с таким же отношением величин;
- отношения стандартных объёмов  $V_f^0$  (Дж/бар) и энтропий  $S_f^0$  (Дж/К) (участвующих в выражении  $\Delta G = \Delta H - T \times \Delta S + (P-1) \times \Delta V$ ) для большинства минералов обладают тем же порядком величин  $0.004-0.006$  (или  $\approx 50$  после перевода в килобары).

Другой составляющей предлагаемого метода является применение комбинационного подхода в мультиравновесной геотермобарометрии. Подход заключается в том, что при микронзондовом исследовании небольшой области шлифа, в которой наблюдаются текстурно-равновесные взаимоотношения зёрен минералов, производится достаточно детальное опробование с получением множества анализов каждого минерала, после чего рассчитываются пучки для всех их возможных комбинаций и тем или иным способом изучается весь массив вычисленных диаграмм. Наиболее простой процедурой, которая может использоваться при этом изучении, является сортировка результатов по возрастанию величины, характеризующей степень сходимости линий равновесия (в нашем случае – МСКР). При этом в начале списка оказываются комбинации с наиболее равновесными составами минералов с точки зрения используемой термодинамической модели. Это позволяет по крайней мере определить, можно ли ожидать положительного результата от данного участка. Далее исследователь уже должен решать самостоятельно, какие из комбинаций анализов наиболее адекватно отвечают условиям минералообразования и можно ли вообще доверять полученным результатам. Однако, в предлагаемом методе используется весь массив диаграмм (включая те, которые демонстрируют наихудшую сходимость пучков). Собственно сравнение производится на диаграммах в координатах МСКР–N, где N – номер комбинации (диаграммы с пучком линий равновесия) в массиве, отсортированном по возрастанию величины МСКР.

В качестве примера приведём результаты сравнительного геотермобарометрического исследования образца кварцевого бластомилонита гранулитовой фации с парагенезисом  $\text{Opx-Kfs-Pl-Qu-Sil-Gr-Bt}$  из Лапландского

гранулитового пояса (Кольский полуостров, район Порьей губы Белого моря) с помощью двух различных методов и с использованием разных баз термодинамических данных и моделей твёрдых растворов (рис. 1). В пределах небольшого участка шлифа было получено 20 анализов граната, 21 анализ ортопироксена и 6 анализов биотита, что даёт 2520 комбинаций. Вычисления производились с помощью программ TWQ\_Comb [4] + TWQ\_View [5] и TC\_Comb [6], являющихся оболочками для работы с программами TWQ и THERMOCALC+AX.

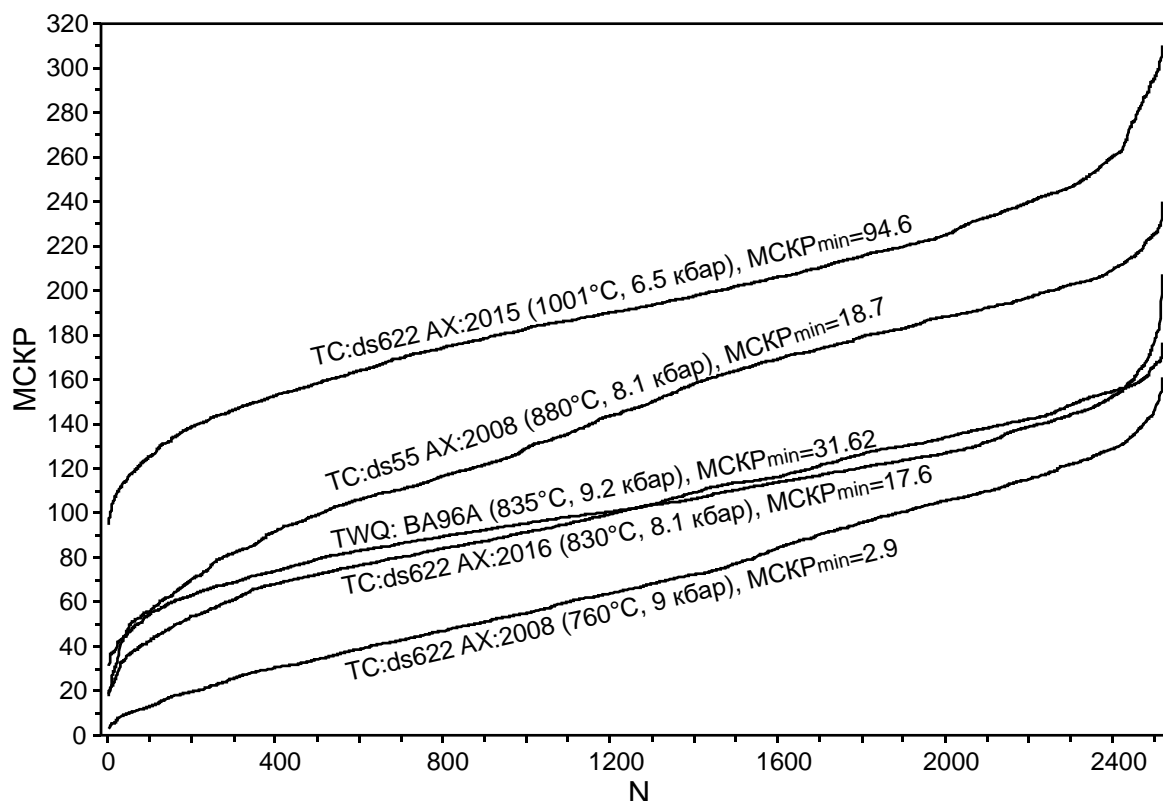


Рис. 1. Сравнительная диаграмма сходимостей линий равновесия на РТ-диаграммах, полученных с помощью программ TWQ Р. Бермана [1] и THERMOCALC+AX Р. Пауэлла и Т. Холланда [2,3]. В подписях к линиям указаны программа, версия базы термодинамических данных и версия программы AX (для THERMOCALC), средние РТ-параметры по группам наилучших определений и минимальные значения МСКР.

На диаграмме МСКР–N кривые хорошо отвечают распределению данных по нормальному закону, а их положение по вертикали отражает устойчивые различия в сходимости пучков при изучении данного парагенезиса с помощью различных методов и моделей. В частности, здесь наглядно демонстрируется эволюция как баз данных, так и версий программы AX (моделей твёрдых растворов). В совокупности со средними значениями РТ-параметров, подобные диаграммы вполне могут служить в качестве дополнительного инструмента для сравнения качества термодинамических моделей в приложении к природным минеральным ассоциациям.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 17-05-00265*

#### Литература:

1. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist, 1991, v. 29, p. 833-855.
2. Powell R, Holland T.J.B. Optimal geothermometry and geobarometry // American Mineralogist, 1994, v. 79, p. 120-133.
3. Powell R, Holland T.J.B. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: application methods, worked examples and a computer program // Journal of Metamorphic Geology, 1988, v. 6, p. 173–204.
4. Доливо-Добровольский Д.В. TWQ\_Comb: программа для автоматической генерации всех возможных комбинаций из выбранных анализов минералов и их обработки в программах SMP.EXE и TWQ.EXE термобарометрического комплекса TWQ (Berman, 1991), работающих в пакетном режиме. 2006. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>
5. Доливо-Добровольский Д.В. TWQ\_View: программа для просмотра и работы с диаграммами, рассчитанными в программном комплексе TWQ Р. Бермана (1991), используемом для мультиравновесной геотермобарометрии. 2006. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>
6. Доливо-Добровольский Д.В. TC\_Comb: оболочка программы THERMOCALC для эффективной мультиравновесной геотермобарометрии методом avPT с визуализацией и анализом результатов. 2013. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/tccomb>

# ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АЛМАЗООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Зеденизов Д.А.<sup>1,2</sup>, Скузоватов С.Ю.<sup>2,3</sup>, Рагозин А.Л.<sup>1,2</sup>, Шацкий В.С.<sup>1,2,3</sup>*

*<sup>1</sup> ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), <sup>2</sup> НГУ (г. Новосибирск), <sup>3</sup> ИГХ СО РАН (г. Иркутск), zed@igm.nsc.ru*

Многолетние исследования позволили определить, что большинство алмазов образовались на глубинах 150-250 км в перидотитовых (Р-тип) и эклогитовых (Е-тип) субстратах в основании субкратонной литосферной мантии [1]. При этом также существует множество работ, в которых в процессах мантийного алмазообразования обосновывается важная роль глубинных флюидов и расплавов. Выводы о составе метасоматических агентов главным образом основываются на геохимических исследованиях алмазоносных пород и включений в алмазах. Наряду с тем, что состав главных элементов минеральных включений в алмазах показывает их связь с гарцбургитами, лерцолитами или эклогитами, именно содержания и характер распределения редких элементов являются показательными для того, чтобы определить сложные метасоматические процессы алмазообразования в мантии. По составу главных элементов, включения гранатов перидотитового парагенезиса в алмазах из разных месторождений Якутской алмазоносной провинции отражают истощенный источник, и поэтому характерный для многих из них обогащенный состав редких элементов не отражает их первичную природу. Такая сложная картина предполагает участие следующих геохимических процессов в образовании и эволюции алмазоносной литосферной мантии: (i) обеднение несовместимыми элементами при полибарическом фракционном плавлении; и (ii) обогащение ими в процессах метасоматоза мантии. В настоящее время это рассматривается как показатель метасоматических процессов, предшествовавших образованию алмазов, и характерно практически для всех ксенолитов гарцбургитов [2,3]. Наблюдаемые вариации состава гранатов и характера распределения редкоземельных элементов (сильно синусоидальный, средне синусоидальный и нормальный) отражают либо разную степень метасоматического преобразования истощенных субстратов мантии, либо изменение доминирующего метасоматического агента (сильно фракционированный карбонатитовый расплав или менее фракционированный водно-силикатный флюид) [4].

В настоящее время уникальным источником информации о составе алмазогенерирующих сред общепризнанно являются микровключения в природных алмазах, как правило, имеющих волокнистое (fibrous) внутреннее строение. Проведенные исследования показали, что микровключения представляют собой полифазные ассоциации дочерних минералов/фаз алмазогенерирующих флюидов/расплавов. Накопленная к настоящему времени обширная база данных по составу главных элементов микровключений в алмазах из разных месторождений мира показывает, что вариации их составов заключены между тремя конечными членами: (i) хлоридным, в основном содержащим щелочи (преимущественно К), Cl и воду; (ii) карбонатитовым (который может быть высоко-Mg и низко-Mg), обогащенным Ca, Mg, Fe и карбонатами; и (iii) силикатным с высоким содержанием Si, Al, K и воды. Выявленные вариации позволили предположить, что формирование высоко-Mg карбонатитовых расплавов происходит за счет частичного плавления перидотитов, в то время как переход между силикатными и низко-Mg карбонатитовыми составами связан с формированием флюидов/расплавов в эклогитовых субстратах [5]. Вопрос образования хлоридных составов пока является открытым, и источник таких флюидов/расплавов в мантии остается неопределенным [6].

По результатам проведенных исследований микровключений в волокнистых (fibrous) алмазах из промышленных коренных и россыпных месторождений Якутской алмазоносной провинции установлено, что алмазогенерирующими средами являются высокощелочные карбонатно-силикатные и хлоридно-карбонатные флюиды/расплавы, имеющие геохимическое сходство с кимберлитами и карбонатитами [7-14]. При этом показано, что преимущественно карбонатитовые расплавы с низким содержанием воды и силикатов среди них являются доминирующими.

Происхождение алмазов обычно связывают с метасоматозом мантии и привнесением флюидов/расплавов, образующихся при частичном плавлении карбонизированных и/или водосодержащих мантийных субстратов. При этом никакой определенной зависимости между разным распределением редких элементов и составом главных компонентов в микровключениях ранее не было выделено. Это свидетельствует о том, что состав флюидов/расплавов не зависит от состава мантийных субстратов, в которых происходит их генерация. Вариации состава таких флюидов/расплавов могут быть объяснены как разными источниками и условиями их образования, так и эволюционными процессами, включая взаимодействие с вмещающими породами мантии, фракционную кристаллизацию, несмесимость или смешение флюидов/расплавов контрастного состава [15].

Вне зависимости от месторождения микровключения флюидов/расплавов разного состава в алмазах часто имеют схожие распределения редких элементов. Образование флюидов/расплавов разного состава с пологим распределением редких элементов ('Planed') вероятно связано с плавлением мантийных пород в основании литосферы и астеносфере. Приток флюидов/расплавов, богатых несовместимыми элементами, приводит к

обогащению пород в процессе метасоматических преобразований литосферной мантии. Значительные вариации состава микровключений могут потенциально быть обусловлены широкими вариациями локальных объемов выплавки таких флюидов/расплавов. Однако, отсутствие такой зависимости для флюидов/расплавов с повышенным содержанием Ba, U, Th и LREE ('Ribbed') вероятно свидетельствует о том, что частичное плавление в астеносфере и фракционная кристаллизация не являются основными процессами формирования таких флюидов/расплавов. Предполагается, что 'Ribbed' распределение является отражением эволюции флюидов/расплавов с 'Planed' распределением при их просачивании через породы уже метасоматизированной мантии, содержащие такие акцессорные минералы как флогопит, ильменит и рутил [16]. Альтернативным объяснением, однако, может служить вовлечение в образование флюидов/расплавов с 'Ribbed' распределением метаосадочных пород субдуцированной земной коры (GLOSS), имеющих подобные геохимические характеристики [17]. При этом состав главных элементов может существенно не меняться, что объясняет отсутствие зависимости с распределением редких элементов. Сходные распределения редких элементов микровключений для алмазов из разных месторождений Якутской алмазоносной провинции могут быть связаны с переуравновешиванием алмазогенерирующих флюидов/расплавов с большими объемами вмещающих мантийных пород, что уменьшает эффекты локальных неоднородностей. Отсутствие существенных различий изотопного состава углерода между алмазами, образовавшимися в разных по составу средах, вероятно, также является следствием такого переуравновешивания.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 16-17-10067.*

#### **Литература:**

1. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии // Новосибирск. Наука. 1974. 246 с.
2. Shimizu N., Richardson S.H. Trace element abundance patterns of garnet inclusions in peridotite suite diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. V. 51. P. 755-758.
3. Pearson D.G., Shirey S.B. Isotopic dating of diamond // In: *Econ. Geol. Spec. Publ., SEG Reviews* (eds. D. Lambert, J. Ruiz). 1999. V. 12. P. 143-171.
4. Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., Harris J.W., Leost I., Tappert R., Viljoen K.S. The trace element composition of silicate inclusions in diamonds; a review // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 77. P. 1-19.
5. Weiss Y., Kessel R., Griffin W.L., Kiflawi I., Klein-BenDavid O., Bell D.R., Harris J.W., Navon O. A new model for the evolution of diamond-forming fluids: Evidence from microinclusion-bearing diamonds from Kankan, Guinea // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 660-674.
6. Weiss Y., McNeill J., Pearson D.G., Nowell G.M., Ottley C.J. Highly saline fluids from a subducting slab as the source for fluid-rich diamonds // *Nature*. 2015. V. 524. P. 339-342.
7. Zedgenizov D.A., Kagi H.K., Shatsky V.S., Sobolev N.V. Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy // *Mineral. Mag.* 2004. V. 68. P. 61-73.
8. Zedgenizov D.A., Rege S., Griffin W.L., Kagi H., Shatsky V.S. Composition of trapped fluids in cuboid fibrous diamonds from the Udachnaya kimberlite: LAM-ICPMS analysis // *Chem. Geol.* 2007. V. 240. P. 151-162.
9. Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С. Особенности состава среды алмазообразования: по данным изучения микровключений в природных алмазах // *Зап. РМО*. 2007. Ч.136. С. 159-172.
10. Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Shatsky V.S., Araujo D., Griffin W.L., Kagi H. Mg and Fe-rich carbonate-silicate high-density fluids in cuboid diamonds from the Internationalnaya kimberlite pipe (Yakutia) // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 638-647.
11. Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Араухо Д., Гриффин В.Л. Карбонатные и силикатные среды кристаллизации волокнистых алмазов из россыпей северо-востока сибирской платформы // *Геол. Геофиз.* 2011 Т. 52. С. 1649-1664.
12. Скузоватов С.Ю., Зедгенизов Д.А., Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Купер К.Э. Особенности состава облакоподобных микровключений в октаэдрических алмазах из кимберлитовой трубки Интернациональная // *Геол. Геофиз.* 2011 Т. 52. С. 107-121.
13. Скузоватов С.Ю., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С. Состав среды кристаллизации алмазов в оболочке из кимберлитовой трубки Сытыканская (Якутия) // *Геол. Геофиз.* 2012 Т. 53. С. 1556-1571.
14. Skuzovatov S., Zedgenizov D., Howell D., Griffin W.L. Various growth environments of cloudy diamonds from Malobotobia kimberlite field (Siberian craton) // *Lithos*. 2016. V. 265. P. 96-107.
15. Navon O., Klein-BenDavid O., Weiss Y. Diamond-forming fluids: their origin and evolution // *The abstracts of 9th international kimberlite conference*. 2008. A-00121.
16. Weiss Y., Griffin W.L., Navon O. Diamond-forming fluids in fibrous diamonds: The trace-element perspective // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 376. P. 110-125.
17. Plank T. The chemical composition of subducting sediments // *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. 2014. V. 4. P. 607-629.

# ТЕРМОДИНАМИКА СИСТЕМЫ $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ ПРИ ВЫСОКИХ P-T ПАРАМЕТРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ: ФАЗОВАЯ СЕПАРАЦИЯ, АКТИВНОСТИ, ПЛОТНОСТИ ФЛЮИДНЫХ ФАЗ

*Иванов М.В., Бушмин С.А.*

*ИГГД РАН (Санкт-Петербург), m.v.ivanov@ipgg.ru*

Наряду с распространённой солью  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$  является важнейшей солью природных водно-солевых флюидов. Флюиды богатые  $\text{CaCl}_2$ , в том числе содержащие углекислый газ, играют важную роль в глубинных процессах метаморфизма и метасоматоза, выноса глубинного рудного вещества в верхние слои земной коры. До настоящего времени, термодинамические модели, позволяющие описывать фазовое состояние и получать ряд важных термодинамических характеристик для содержащих  $\text{CO}_2$  водно-солевых систем при высоких температуре и давлении, имелись только для  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  [1]. Нами разработана такого рода термодинамическая модель для системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$  [2]. Модель основана на уравнении для избыточной свободной энергии Гиббса. Форма зависимости избыточной свободной энергии Гиббса от концентрации компонентов совпадает с предложенной в [1]. С другой стороны, найденная нами параметризация P-T зависимостей коэффициентов, входящих в формулу для свободной энергии Гиббса, заметно отличается от [1] и основана на достаточно естественных для рассматриваемой системы параметрах — плотности и мольном объёме воды при соответствующих P-T. Численные параметры нашей модели получены фитингом экспериментальных данных [3-4] по фазовому состоянию системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ . Эти данные охватывают диапазон давлений 1-9 кбар и температур от  $500^\circ\text{C}$  до  $800^\circ\text{C}$ . Примеры экспериментальных данных с вытекающими из нашей модели линиями раздела области гомогенного флюида и двух сосуществующих флюидных фаз даны на Рис.1. То обстоятельство, что как плотность воды, так и плотность  $\text{CO}_2$ , также входящая в уравнение для избыточной свободной энергии Гиббса, слабо изменяются вблизи верхней границы экспериментального диапазона P-T параметров, позволяет предположить возможность использования нашей модели при температурах и давлениях несколько превышающих имеющиеся в экспериментальных данных. Приводимые на Рис.2-6 примеры расчётов с использованием нашей модели относятся к комбинации температуры  $850^\circ\text{C}$  и давления 9 кбар, рассматриваемой в параллельном докладе, посвящённом флюидам HP гранулитов.

На Рис.2,4,5 представлена левая нижняя часть треугольника составов системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ . Жирная линия является линией сольвуса, отделяющей область гомогенного флюида (левее и ниже) от области сосуществования двух флюидных фаз (правее и выше). Важнейшей характеристикой флюида, определяющей его транспортные и физико-химические свойства, является его плотность. При  $T = 850^\circ\text{C}$  и  $P = 9$  кбар плотности чистых фаз  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  составляют соответственно  $0.835$  и  $1.132$  г/см<sup>3</sup>. Изолинии плотности флюида  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$  даны на Рис.2. Кривые на Рис.3 дают значения активности воды и  $\text{CaCl}_2$  на линии сольвуса. В крайней левой и правой точках рисунка активность воды принимает равные (и минимальные) значения  $0.4$ . Эти точки соответствуют двум сосуществующим флюидным фазам, составы которых отвечают концам конноды на Рис.4. Верхняя горизонтальная линия на Рис.3 отвечает активности воды  $0.5$ . Ей соответствует более короткая коннода на Рис.4. На этом же рисунке показаны линии равных активностей воды в области гомогенного флюида. Максимальное значение активности воды на Рис.3 отвечает критической точке на сольвусе. В противоположность этому, активность  $\text{CaCl}_2$  минимальна в критической точке сольвуса и принимает свои максимальные значения

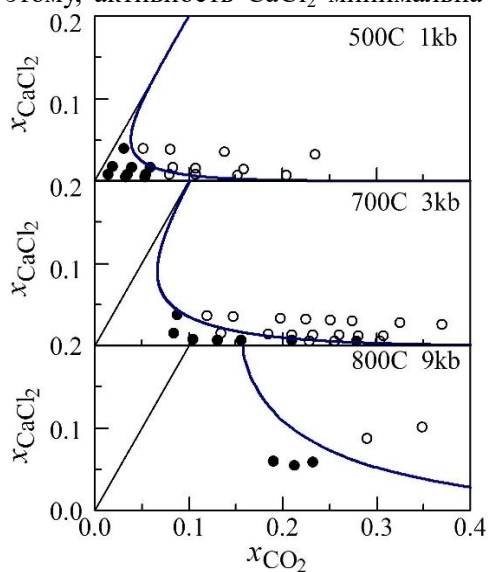


Рис.1

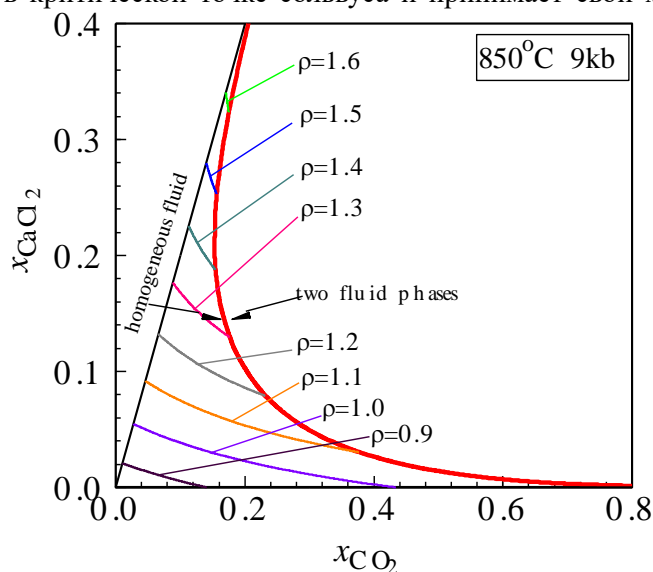


Рис.2



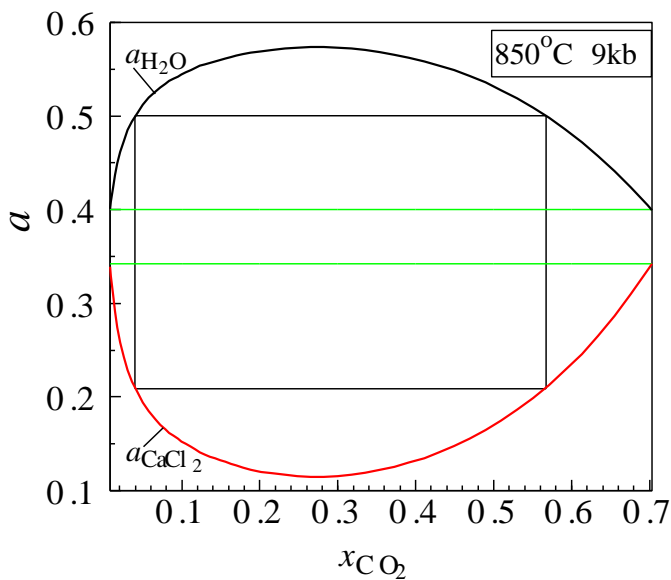


Рис.3

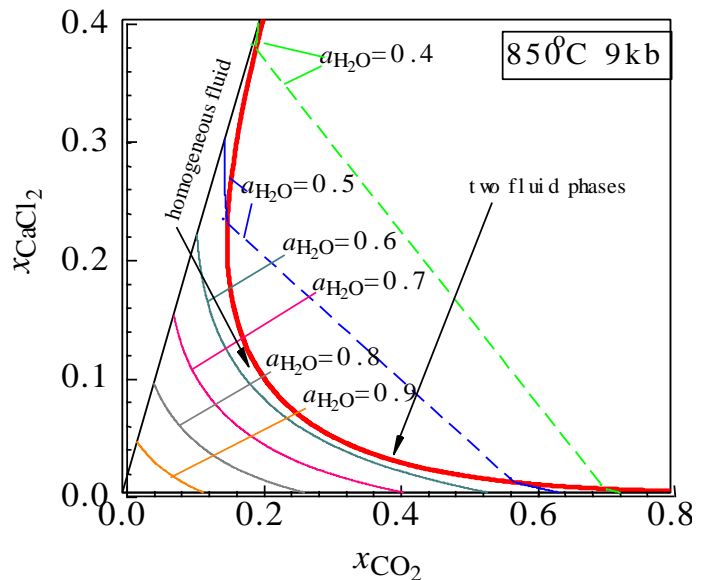


Рис.4

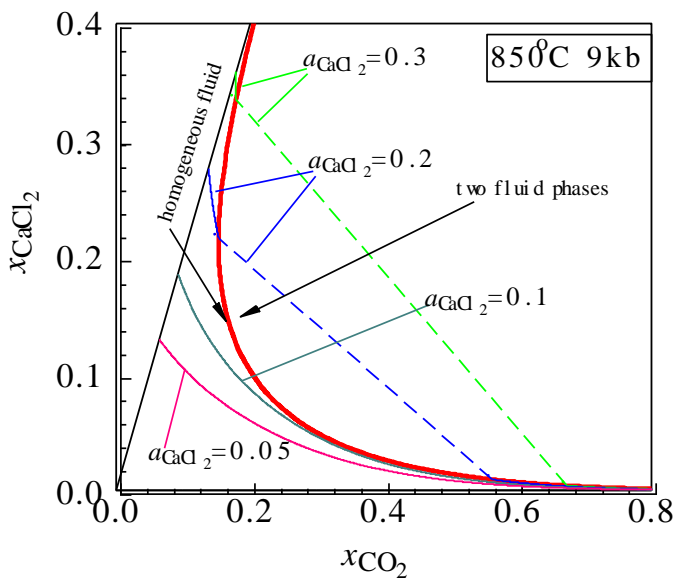


Рис.5

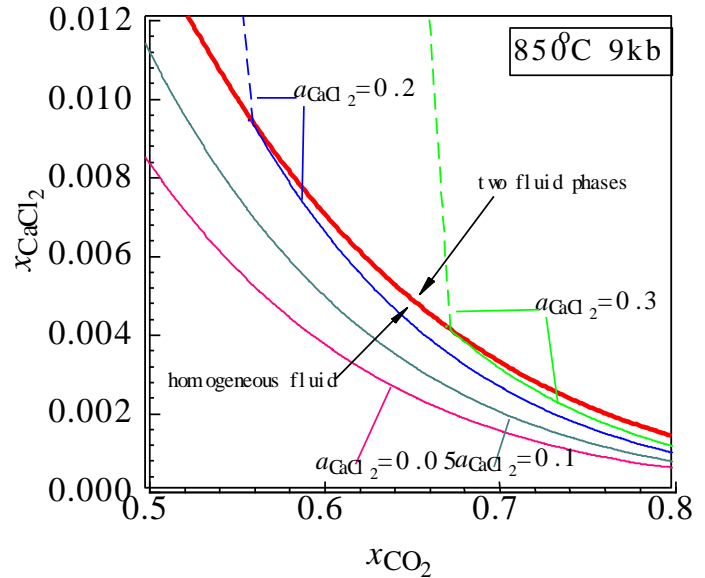


Рис.6

на концах коннод. Изолинии активностей  $\text{CaCl}_2$  и конноды, соединяющие точки, отвечающие составам сосуществующих фаз, представлены на Рис.5 и 6. Совершенно очевидным является увеличение активности  $\text{CaCl}_2$  с ростом его мольной доли. Однако для сосуществующих флюидных фаз равными являются активности всех их компонент. Составы сосуществующих фаз, отвечающие коннодам с активностью  $\text{CaCl}_2$  0.2 или 0.3, крайне различаются. Верхним концам этих коннод соответствуют концентрированные водно-солевые растворы с крайне малым содержанием  $\text{CO}_2$ . Напротив, нижним концам коннод соответствуют водно-углекислотные флюиды с малым количеством соли. Тем не менее, активность  $\text{CaCl}_2$  в этих флюидах столь же высока, как и в концентрированных водно-солевых растворах.

Работа выполнена в рамках исследовательской темы ИГГД РАН 0153-2018-0004.

#### Литература

1. Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г., Геря Е.В. Тройная система  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  при высоких  $T-P$  параметрах: Эмпирическая модель смешения // Геохимия. 2010. № 5. С. 1-10
2. Иванов М.В., Бушмин С.А. Термодинамическая модель системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$  при высоких  $PT$  параметрах // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2018) Москва, 18–19 апреля 2018 г.
3. Zhang Y.-G., Frantz J.D. Experimental determination of the compositional limits of immiscibility in the system  $\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  at high temperatures and pressures using synthetic fluid inclusions // Chem. Geol. 1989. V.74. P. 289–308.
4. Shmulovich K.I., Graham C.M. An experimental study of phase equilibria in the systems  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  at high pressures and temperatures (500–800°C, 0.5–0.9 GPa): geological and geophysical applications. // Contrib Mineral Petrol. 2004. V.146. P. 450-462.



## ФОРМИРОВАНИЕ СТЕКЛА И СИМПЛЕКТИТОВ В КВАРЦЕВЫХ ЖИЛАХ В ЭКЛОГИТОВОМ КАРЬЕРЕ КУРУ-ВААРА

*Конилов А.Н.<sup>1,2</sup>, Ван К.В.<sup>1</sup>, Бондаренко Г.В.<sup>1</sup>*  
<sup>1</sup> ИЭМ РАН (г. Черноголовка), <sup>2</sup> ГИН РАН (г. Москва), *chalma@bk.ru*

Породная ассоциация эклогитов Беломорской провинции (эклогитов Салмы [1]) объединяет ультраосновные пиклогиты, «нормальные» и Fe-Ti эклогиты основного состава. Их геохимические свойства имеют сходство с толеитами (базальтами и габбро) СОХ [1, 2]. Во всех эклогитовых разностях диагностированы реликтовые низкотемпературные минералы. Тела эклогитов размещаются среди ТТГ гнейсов беломорской серии. Признаков эклогитового метаморфизма в гнейсах не установлено, в них P-T-параметры метаморфизма соответствуют амфиболитовой фации. По этой совокупности признаков эклогиты Салмы являются коровыми эклогитами, сформировавшимися в процессе субдукции Андийского типа. В последние годы в эклогитах из карьера Куру-Ваара найдены муассонит и алмаз [3], это подтверждает наше предположение [1] об эклогитизации океанического протолита в условиях УНР метаморфизма. В сравнении с фанерозойскими зонами субдукции, P-T-траектория проградной ветви проходит в более «горячей» области [1].

В ряде обнажений в эклогитах имеют развитие кварц-кианитовые жилы с симплектитам, наиболее ярко они проявлены в карьере Куру-Ваара. Часто симплектиты имеют таблитчатую форму (рис. 1а), минеральная ассоциация представлена Vt + Pl + Ku. В отдельных доменах обнаруживаются корунд и фенгит, а также богатый ниобием рутил (6-7 вес.% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) и (единичные находки) магнезиально-титанистый дюрмортьерит [4]. Домены симплектитов имеют прямые контакты с мезопертитовым полевым шпатом (рис. 1а), в котором четко проявлена структура распада твердого раствора. По интегральным составам ПШ оценена температура 950-1000°C [4]. От кварца симплектиты отделены коронами Kfs, поэтому прямые контакты корунда с Qtz отсутствуют. Прямолинейные границы симплектитовых доменов предполагало их формирование как псевдоморфное замещение какого-то минерала (например, турмалина или боромусковита). Однако, наряду с таблитчатыми имеются бесформенные домены с криволинейными границами, сложенные такой же минеральной ассоциацией внутри и с коронами Kfs на границе с кварцем (рис. 1б). В этих же жилах, помимо симплектитов, содержащих калиевые минералы (К-серия), в шлифах обнаруживаются аналогичные по форме симплектиты, сложенные кальциевыми минералами (Са-серия) – Zo(Ep) + An + Cal ± Ap ± Ttn. Домены Са-серии отделяются от кварца также коронами Kfs (Or92Ab7) (рис. 1в). В единственном шлифе найдены совместно домены симплектитов обеих серий. Как и в случае с симплектитам К-серии, в Са-серии их протолитовый минерал обнаружить не удалось.

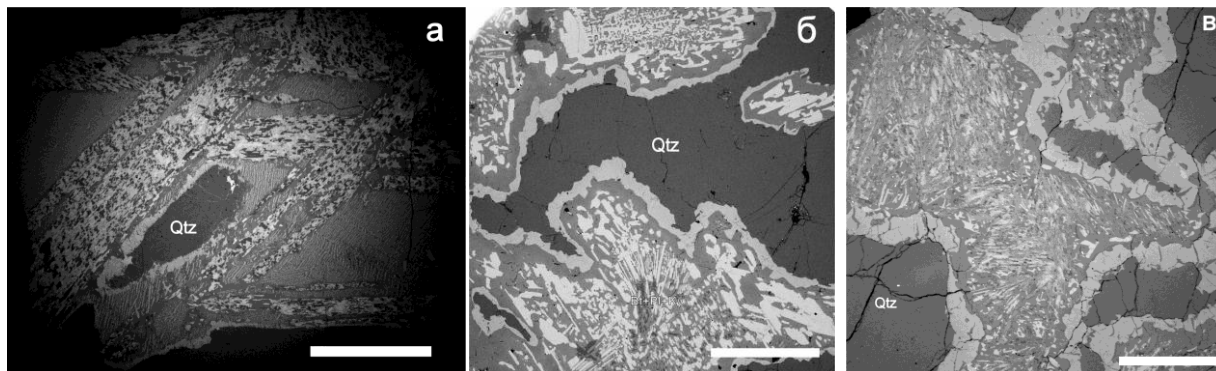


Рис. 1. BSE имиджи симплектитов в кварцевых жилах в эклогитах карьера Куру-Ваара: (а) с прямолинейными границами и мезопертитам полевого шпата, образец 4lmy4/15-7, длина масштабной линейки 5 мм; (б) с криволинейными границами, образец 4lmy2/2, длина масштабной линейки 2 мм; (в) с криволинейными границами, образец 4lmy1/5с, длина масштабной линейки 2 мм. Симплектиты калиевой серии (а, б), кальциевой серии (в).

В результате поисков минералов, при замещении которых могли формироваться симплектитовые псевдоморфозы, было обнаружено стекло [5]. Раскristализованные участки стекла содержат такие же минералы и их химические составы, как и симплектиты К-серии (рис. 2, 3). Проявления стекла в шлифах – сегменты, прямоугольные и в форме трапеций, очевидно объясняется их 3D-формой в виде таблеток и зависит от наклона плоскости среза и ее положения относительно оси вращения таблеток. Сдвоенные сегменты (рис. 3) могли проявиться, если таблетка была изогнута на краях. В одном включении стекла обнаружена контрастная неоднородность (рис. 4), соответствующая, по аналогии с симплектитам, калиевой и кальциевой сериям.

Полученные данные свидетельствуют о том, что протолитом симплектитов были не минеральные фазы, а бинарные расплавы (ликвация), аналоги которых получены только в экспериментах по плавлению известковистых пелитов при давлении  $\geq 50$  кб при  $T=900-1000^\circ\text{C}$  [5].

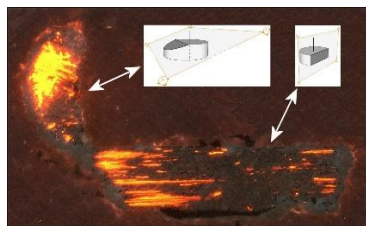


Рис. 2. Катодолюминесцентные паттерны EPMA-CL (tc) включений стекла в кварце. Желтое свечение – корунд, черные участки без свечения – фенгит. На врезках - возможные сечения таблеток стекла.

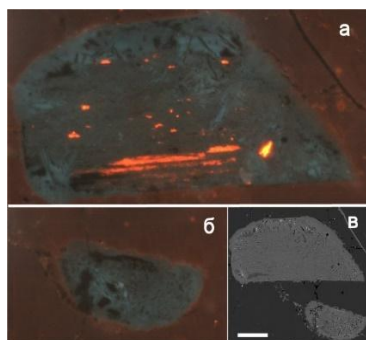


Рис. 3. Катодолюминесцентные паттерны EPMA-CL (tc) (а) и (б) и BSE имидж включений стекла в кварце. Желтое свечение – корунд, черные участки без свечения – фенгит. Образец 4Imy4/15-2d.

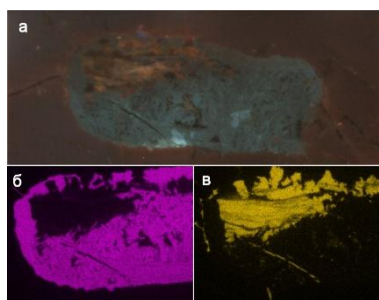


Рис. 4. Катодолюминесцентный паттерн EPMA-CL (tc) (а) включения стекла в кварце и карты распределения элементов – калия (б) и кальция (в). Образец 4Imy4/15-2d.

#### Литература:

1. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Dokukina K.A., Kaulina T.V., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP Metamorphism through the Subduction of Mesozoic Oceanic Crust // *Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 Years after the Discovery of Coesite and Diamond*. Eds. Dobrzhinetskaya L., Faryad S. W., Wallis S., Cuthbert S. Elsevier. 2011. Chapter 19. P. 635–682. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-385144-4.00018-7>
2. Imayama T., Oh Ch.-W., Baltybaev S.K., Park Ch.-S., Yi K., Jung H. Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma eclogite on the Kola Peninsula, Russia // *Lithosphere*. 2017. v.9. no.6. 855–873. <https://doi.org/10.1130/L657.1>
3. Sidorov M.Yu., Shchipansky A.A. Carbon minerals in the UHP eclogites and eclogitic rocks of the Belomorian province: results of a study by the Raman spectroscopy // *Early Precambrian vs Modern Geodynamics. Extended Abstracts and Field Trips Guide Book*. Petrozavodsk. 2017. P. 224-228. <http://igkrc.ru/assets/publication/EPG-2017.compressed.pdf>
4. Dokukina K.A., Mints M.V., Konilov A.N. Melting of eclogite facies sedimentary rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia // *Journal of metamorphic Geology*. 2017, v.35, no.4. P.435–451. <https://doi.org/10.1111/jmg.12239>
5. Конилов А., Голованова Т., Понкратов К. Алюмосиликатное стекло старше 1,9 млрд. лет и его свойства. По данным исследования методами истинной катодолюминесценции и спектроскопии комбинационного рассеяния // *Аналитика*. 2016. №4. С. 114-122. <http://www.j-analytics.ru/journal/article/5611>

# ГРАНАТ-КЛИНОПИРОКСЕН-ФЕНГИТОВЫЕ БЛАСТОМИЛОНИТЫ МАРУНКЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Куликова К.В.<sup>1</sup>, Варламов Д.А.<sup>2</sup>, Травин А.Л.<sup>3</sup>, Буслов М.М.<sup>3</sup>, Селятицкий А.Ю.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар), [kulikova@geo.komisc.ru](mailto:kulikova@geo.komisc.ru)

<sup>2</sup>ИЭМ РАН (г. Черноголовка)

<sup>3</sup>ИГМ СО РАН (г. Новосибирск)

Во внутренней структуре марункеуского эклогит-гнейсового комплекса хребта Марункеу в районе Слюдяной горки на Полярном урале наблюдается большое разнообразие пород [3,4,5]. Нами в строении марункеуского эклогит-гейсового комплекса было выделено три разновидности ассоциаций пород: породы полосчатого матрикса, протолитом для которых была вулканогенно-осадочная толща с телами гранитоидов; блоки массивных эклогитов, метагабброидов и гранатовых перидотитов; бластомилониты вокруг блоков массивного строения.

Были изучены бластомилониты южной части Слюдяной горки, локализованные в восточном подножии массивного блока гранатовых перидотитов (гора Перидотитовая) на контакте с мусковитовыми гнейсами (образцы Мк-ми и 795-3). Порода образца Мк-ми представляет гранат-омфациит-фенгитовый кристаллосланец. Имеет такситовую текстуру, неравномернозернистую немато-лепидогранобластовую структуру. Характерны крупные зерна омфациита и чешуйки фенгита, мелкие зерна граната, симплектитовые сростки амфибола и кварца, единичные зерна клиноцоизита, плагиоклаза и циркона. Образец 795-3 – это амфибол-кварц-гранат-омфациит-фенгитовый кристаллосланец с такситовой текстурой, неравномернозернистой немато-лепидогранобластовой структурой, наблюдается гранат двух генераций, омфациит, фенгит, плагиоклаз, кварц, амфибол.

В бластомилонитах гранат имеет гроссуляр-пироп-альмандиновый состав: в образце Мк-ми –  $Alm_{43}Py_{33}Grs_{21}$  в центре и  $Alm_{47}Py_{26}Grs_{25}$  в краевых зонах граната, в образце 795-3 – от  $Alm_{35}Py_{36}Grs_{17}$  в центре и  $Alm_{41}Py_{29}Grs_{19}$  в кайме граната. Омфациит характеризуется вариациями жадеитового минала 30-33% в бластомилоните Мк-ми и 33-38% в бластомилоните 795-3. Фенгит в бластомилонитах имеет следующие составы: бластомилонит Мк-ми: Si (ф.е.) -3.24-3.31, Na (ф.е.) – 0.08-0.14, Ti (ф.е.) – 0.01-0.02, железистость 26-31; бластомилонит 795-3: Si (ф.е.) -3.23-3.33, Na (ф.е.) – 0.08-0.11, Ti (ф.е.) – 0.05-0.07, железистость 25-34.

Нами была датирована Ar-Ar методом слюда из бластомилонита Мк-ми.

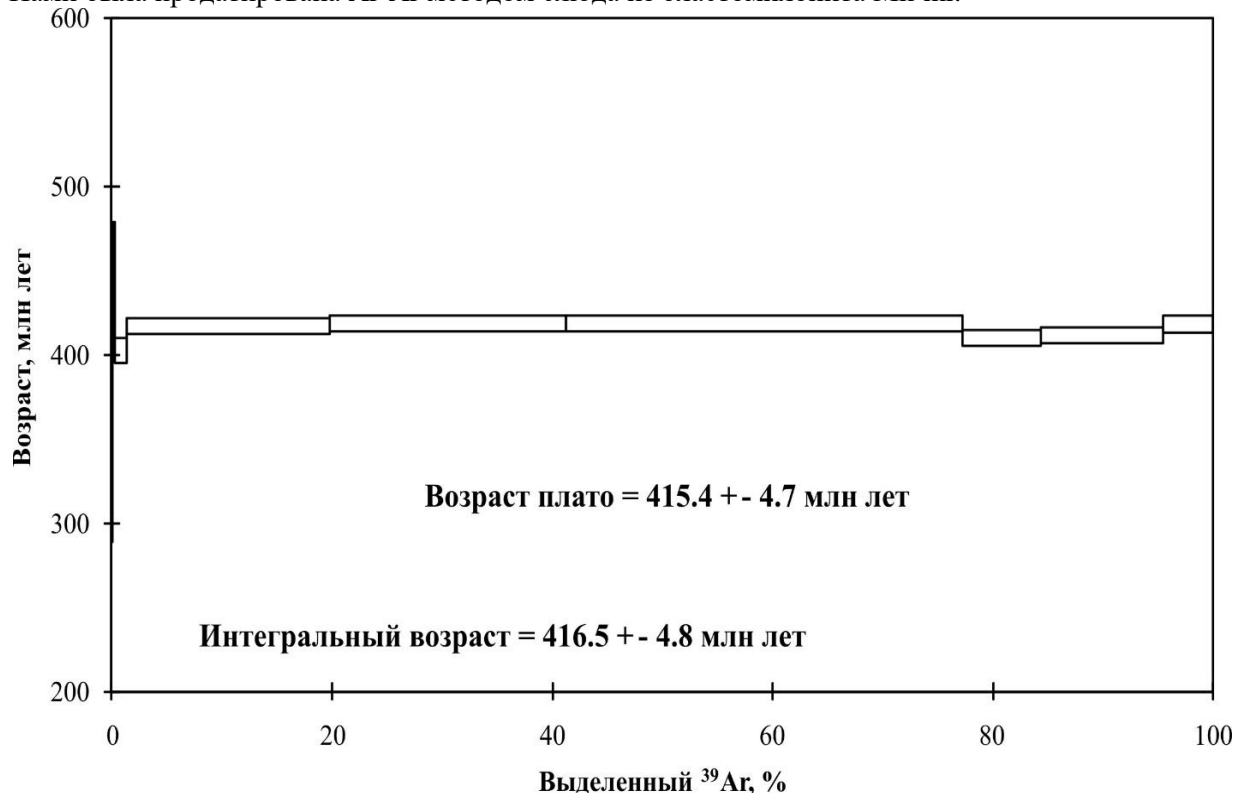


Рисунок. Результаты  $40Ar/39Ar$  датирования фенгита из бластомилонита (обр. Мк-ми).

График ступенчатого нагрева фенгита из бластомилонита (обр.Мк-ми) показывает плато с возрастом 415.4 ± 4.7 млн. лет (см. рисунок). На наш взгляд, это более позднее событие, чем непосредственно пиковая стадия

эклогитового метаморфизма, и отражает оно возраст начальной стадии эксгумации пород комплекса из зоны субдукции. На этой стадии породы с высокобарическими парагенезисами, начали выдавливаться в области верхней коры по разломным зонам, которые как раз и маркируются слюдосодержащими ассоциациями милонитов и бластомилонитов [1].

Известные ранее цифры возраста 353-362 млн лет для метаморфитов Слюдяной горки хребта Марункеу Полярного Урала, определенные по датированию единичных зерен метаморфических цирконов (округлая форма и секториальная зональность) из жил эклогитов и Rb-Sr датировки этих эклогитов того же возраста, интерпретируемые авторами как возраст эклогитообразования [5], мы склонны оценивать как время аккреции при формировании Уральского орогена.

Полученные в последнее время датировки по апогаббровым эклогитам Слюдяной горки (U-Pb метод по единичным зернам на ионном микрозонде SHRIMP, ВСЕГЕИ [2]) дают два временных уровня: уровень  $485,4 \pm 4$  млн. (центры зерен циркона) отражает время кристаллизации габброидов, уровень  $392 \pm 13$  млн. л (края зерен цирконов) – фиксирует, на наш взгляд, более позднюю стадию эксгумации, по сравнению с формированием фенгитов в бластомилонитах.

Таким образом, фенгит содержащие бластомилониты эклогит-гейсового комплекса в районе Слюдяной горки на хребте Марункеу Полярного Урала фиксируют тектонические зоны, по которым происходило выдавливание пород из глубинной части зоны субдукции в области верхней коры на ранней стадии эксгумации. Время формирования бластомилонитов –  $415,4 \pm 4,7$  млн. лет.

*Работа выполнена в рамках темы НИР– ГР № АААА-А17-117121270035-0.*

#### **Литература:**

1. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.
2. Коновалов А.А., Казак А.П., Черкашин А.В. К вопросу о возрасте метаморфических пород Харбейского антиклинория (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 110-112
3. Русин А. И., Аустрхайм Х., Глодни И. Метагранитоиды и кварц-полевошпатовые гнейсы в эклогитовой фации (хр. Марун-Кеу, Полярный Урал) // Ежедневник-2000. Институт геологии и геохимии им. Акад. А. Н. Заварицкого: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 2001.
4. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. 78 с.
5. Glodny, V. Pease, P. Montero, H. Austrheim & A. I. Rusin. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin/ Gee, D. G. & Pease, V (eds) 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs, 30, 87-105

# КОНВЕРСИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ПЛАНЕТАРНЫХ ТЕЛ

*О.Л. Кусков, В.А. Кронрод, Е.В. Кронрод, А.Н. Дунаева  
ГЕОХИ РАН (г. Москва), ol\_kuskov@mail.ru*

Рассмотрена проблема конверсии прямо не связанных между собой сейсмических, гравитационных и термических данных в геохимические модели внутреннего строения мантии и ядра Луны и крупных спутников в системах Юпитера и Сатурна - Ио, Ганимеда, Европы, Титана.

Принципиально важный для геохимии Луны и мантии Земли вопрос о сходстве и/или различии их состава на протяжении многих лет остается предметом острой дискуссии. В начале XXI века Луна вновь становится объектом пристального внимания - опубликовано множество работ, посвященных изучению внутреннего строения коры, мантии и ядра Луны, моделированию динамических процессов формирования системы Земля-Луна, а также измерению изотопного состава целого ряда элементов в лунных и земных образцах. Тем не менее, проблема сходства / различия химического состава силикатной Земли и ее спутника при почти полном совпадении изотопных систем остается нерешенной. Состав Луны является необычным даже по стандартам Солнечной системы. Петролого-геохимические и изотопные исследования образцов лунных пород дают прямую информацию о распределении химических элементов, воды и других летучих компонентов, но накладывают слабые ограничения на химический состав и минералогию глубинных пород. Геофизические данные по изучению гравитационного поля и внутреннего строения Луны, Ио, Ганимеда, Европы и Титана высокоточные траекторные измерения Lunar Prospector, результаты лазерной альтиметрии, полученные космическими аппаратами Clementine, Chang'E-1, SELENE, Galileo, Cassini предполагают наличие металлического ядра, но дают лишь косвенную информацию о его химическом составе и физических свойствах.

Химический состав Луны должен рассматриваться в качестве фундаментального геохимического ограничения при тестировании космогонических моделей ее происхождения. На основе совместного обращения сейсмических и гравитационных данных методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса исследовано влияние термального состояния на модели химического состава трехслойной мантии в рамках системы  $\text{Na}_2\text{O-TiO}_2\text{-CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  и размеры ядра Луны в системе Fe-S. В качестве основных граничных условий использованы сейсмические модели из экспериментов Apollo, масса и момент инерции из данных миссии GRAIL. С этой задачей сопряжено выявление степени химической однородности резервуаров мантии и определение ее валового состава, что позволит провести сопоставление состава силикатных фракций Луны и Земли и выявить их геохимическое сходство и/или различие. Методом молекулярной динамики проведено моделирование плотности расплавов Fe-S при  $P$ - $T$  параметрах ядер Луны и крупных спутников в системах Юпитера и Сатурна. Пересмотр значений плотности ядер приводит к ревизии их размеров и массы, поскольку с учетом выполнения ограничений на массу и момент инерции увеличение плотности ядра должно приводить к уменьшению его радиуса.

Результаты работы на основе решения обратной задачи позволяют связать набор физико-химических и геофизических параметров на фундаментальном уровне и установить более надежные геохимические ограничения на химический состав, минералогию и внутреннее строение крупных спутников.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 18-05-00225) и программы Президиума РАН № 17.*

## ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА: ПЕРИТЕКТИЧЕСКИЕ РЕАКЦИИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

*Литвин Ю.А., Спивак А.В., Кузюра А.В.*

*ИЭМ РАН (г. Черноголовка, Московская обл.), [litvin@iem.ac.ru](mailto:litvin@iem.ac.ru)*

Факты ультрабазит-базитовой эволюции мантийного магматизма документируются результатами аналитических исследований ксенолитов верхне-мантийных перидотит-пироксенитовых и эклогитовых пород в кимберлитах, а также парагенных включений в алмазах верхней мантии [1 - 4], переходной зоны мантии и нижней мантии Земли [5]. Значим вклад термодинамической термобарометрии ультрабазитовых и базитовых магматических ассоциаций мантии [6] в учение о мантийном магматизме.

**Верхняя мантия.** Статистически среди ксенолитов пород верхней мантии в кимберлитах [1], преобладают ультрабазитовые оливиновые перидотиты и пироксениты (~95 об. %), а оливиновые эклогиты единичны. В базитовой ассоциации (~5 об. %) наряду с биминеральными омфациит-гранатовыми эклогитами менее распространенные корунд-кианит-омфациит-гранатовые и кианит-коэсит-омфациит-гранатовые породы. Эти факты совместно с петрохимическими данными [2 - 4] обозначают проблему ультрабазит-базитовой эволюции верхне-мантийного магматизма. Однако физико-химические причины данной закономерности не могут быть раскрыты исключительно минералогическими и петрохимическими исследованиями.

Экспериментальным изучением м-фазовых отношений ликвидуса многокомпонентной ультрабазитовой системы оливин – ортопироксен – клинопироксен – гранат при 4 ГПа раскрыта перитектическая реакция ортопироксена и расплава с образованием клинопироксена [7]. Потеря при этом ортопироксена открывает путь для дальнейшей эволюции в пределах ультрабазитовых составов от оливин-содержащих гранатовых перидотитов до пироксенитов и редких оливиновых эклогитов (при фракционной кристаллизации магм).

Физико-химический механизм дальнейшей ультрабазит-базитовой магматической эволюции с образованием ультрабазитовых оливиновых пироксенитов и затем базитовых эклогитов раскрывается фазовыми отношениями системы оливин-диопсид-жадеит в эксперименте при 6 ГПа. Они характеризуются - перитектической реакцией оливина и жадеит-содержащего расплава с образованием граната [8, 9]. Потеря оливина при этом открывает путь для дальнейшей ультрабазит-базитовой эволюции магматической системы с образованием оливин-содержащих пироксенитов и последовательно базитовых биминеральных эклогитов и затем эклогитов с корундом, кианитом или коэситом (при фракционной кристаллизации магм).

Перитектические реакции «ортопироксена» и оливина определяют строение общей ликвидусной поверхности ультрабазитовых перидотит-пироксенитовых и базитовых эклогитовых минеральных ассоциаций и пород. Перемещением фигуративной точки состава магматического расплава по поверхности ликвидуса при понижении температуры контролируется эволюция верхне-мантийного магматизма. Непрерывное изменение ультрабазитовых составов мантийных магм с их переходом к базитовым через квази-инвариантные перитектические точки осуществимы только в режиме фракционной кристаллизации. Это обусловлено тем, что данный режим обеспечивает непрерывное и синхронное изменение как состава породообразующей магмы, так и общего состава магмогенерирующей системы.

**Переходная зона мантии.** Во включениях в алмазах переходной зоны наряду с рингвудитом и мейджоритовым гранатом присутствуют стишовит и магнезиовюстит [4]. Изучением в опытах при  $P > 17$  ГПа [10] субсолидусных превращений системы  $Mg_2SiO_4 - \langle Fe_2SiO_4 \rangle$  (точнее  $2FeO + SiO_2$ , т.к. железистый компонент  $Fe_2SiO_4$  нестабилен) показано формирование двух стишовит-содержащих ассоциаций: трехфазовой  $(Mg,Fe)_2SiO_4$  (рингвудит) +  $(MgO)_x(FeO)_{1-x}$  (периклаз-вюститовый твердый раствор) +  $SiO_2$  (стишовит) и 2-фазовой  $(FeO)_y(MgO)_{1-y}$  (Mg-вюстит) +  $SiO_2$  (стишовит). Данные минералогии включений и экспериментальные оценки субсолидусных превращений обозначают проблему ультрабазит-базитовой эволюции магматизма переходной зоны мантии не раскрывая физико—химические причины такой эволюции.

Экспериментальные исследования фазовых отношений ликвидуса при 20 ГПа в политермическом сечении  $Mg_2SiO_4 - (смесь\ 2FeO + SiO_2\ со\ стехиометрией\ Fe_2SiO_4)$  многокомпонентной системы  $MgO - FeO - CaO - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2$  переходной зоны [11] обнаружили перитектическую реакцию рингвудита  $(Mg,Fe)_2SiO_4$  и  $FeO$ -обогащенного расплава с образованием моновариантной ассоциации  $L +$  магнезиовюстит  $(Fe,Mg)O +$  стишовит  $SiO_2$ . Потеря рингвудита в этой реакции открывает путь для ультрабазит-базитовой эволюции магматической системы переходной зоны с образованием рингвудит-содержащих ультрабазитовых пород и последовательно базитовых коэсит-содержащих ассоциаций (при фракционной кристаллизации магм).

**Нижняя мантия.** В ассоциации парагенных включений в алмазах нижней мантии наряду с ферропериклазом  $(Mg,Fe)O$ , бриджменитом  $(Mg,Fe)SiO_3$  и Са-перовскитом  $CaSiO_3$  присутствуют стишовит  $SiO_2$  и магнезиовюстит  $(Fe,Mg)O$  [4]. По оценкам при 25 ГПа [12] в субсолидусных опытах в системе  $MgSiO_3 - (смесь$



FeO+SiO<sub>2</sub> со стехиометрией FeSiO<sub>3</sub> ) формируются две стишовит-содержащие ассоциации: трехфазовая (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub> (бриджменит +(MgO)<sub>x</sub>(FeO)<sub>1-x</sub> (периклаз-вюститовый твердый раствор) + SiO<sub>2</sub> (стишовит) и двухфазовая (FeO)<sub>y</sub>(MgO)<sub>1-y</sub> (вюстит-периклазовый твердый раствор) + SiO<sub>2</sub> (стишовит). Таким образом, минералогия включений и экспериментальные оценки субсолидусных превращений обозначают проблему ультрабазит-базитовой эволюции магматизма нижней мантии, не раскрывая ее физико-химических механизмов. Результаты субсолидусных опытов позволили предсказать перитектическую реакцию бриджменита и расплава с образованием магнезиовюститита и стишовита как «эффект стишовитового парадокса» [13, 14].

Исследованием в физико-химическом эксперименте при 26 ГПа [15] фазовых отношений ликвидуса в политемпературном сечении (MgO)<sub>49</sub>(FeO)<sub>21</sub>(CaSiO<sub>3</sub>)<sub>30</sub> – (SiO<sub>2</sub>)<sub>49</sub>(FeO)<sub>21</sub>(CaSiO<sub>3</sub>)<sub>30</sub> многокомпонентной системы MgO – FeO – CaO – SiO<sub>2</sub> нижней мантии установлена квази-инвариантная перитектическая реакция бриджменита (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub> и FeO-обогащенного расплава с образованием инвариантной ассоциации L + магнезиовюстит (Fe,Mg)O + стишовит SiO<sub>2</sub>. Полная потеря бриджменита в результате этой реакции открывает путь для дальнейшей эволюции в рамках ультрабазит-базитовой магматической системы нижней мантии от образования бриджменит-содержащих пород с переходом к формированию базитовых коэсит-содержащих ассоциаций (при фракционной кристаллизации магм).

**Заключение.** В физико-химическом эксперименте определено строение ликвидусных поверхностей магмогенерирующих многокомпонентных систем верхней мантии, переходной зоны мантии и верхних горизонтов нижней мантии. При этом в системе дивариантных, моновариантных и инвариантных элементов ликвидуса ключевая роль принадлежит квази-инвариантным перитектическим реакциям породообразующих минералов – оливина, ортопироксена, рингвудита и бриджменита. Физико-химическая природа ликвидусных элементов определена в равновесном физико-химическом эксперименте. Однако эволюция мантийного магматизма не может быть осуществлена в равновесных условиях, которые требуют постоянства общего состава системы при всех ее фазовых трансформациях. Режим фракционной кристаллизации снимает это затруднение, обеспечивая реализацию ультрабазит-базитовой эволюции мантийного магматизма. Полученные в физико-химическом эксперименте результаты и выводы согласуются с данными петрохимических исследований пород верхней мантии, а также аналитической минералогии парагенных включений в алмазах верхней мантии, переходной зоны мантии и нижней мантии с глубины 150 – 800 км.

*Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН № 1.08.П, гранта РФФИ № 16.05.00850 и Гранта Президента РФ молодым докторам наук № МД -3464.2017.5.*

## Литература:

1. Mathias M.J., Siebert J.C., Rickwood P.C. Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite // Comtr. Mineral. Petrol., vol. 26, pp. 75 – 123.
2. MacGregor I.D., Carter J.L. The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from Roberts Victor Mine, South Africa // Physics of Earth and Planetary Interiors, № 3, 1970, pp. 391 – 397.
3. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Н., Наука, 1974, 264 с.
4. Маракушев А.А. Нодулы перидотитов в кимберлитах как показатели глубинного строения литосферы. Доклады Советских Геологов на 27 сессии Международного геологического конгресса. Петрология. М., Наука, 1984, с. 153-160.
5. Kaminsky F.V. The Earth's lower mantle (composition and structure). Springer, 2017, 331 p.
6. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973, 300 с.
7. Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: Наука, 1991, 312 с.
8. Gasparik T., Litvin Yu.A. Stability of Na<sub>2</sub>Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub> and melting relations in the forsterite-jadeite join at pressures up to 22 GPa// Eur. J. Mineral., №9, 1997, pp. 311 – 326.
9. Литвин Ю.А., Спивак А.В., Кузюра А.В. Основы мантийно-карбонатитовой концепции генезиса алмаза // Геохимия, №10, 2016, стр. 873 – 892.
10. Ito. E., Takahashi E. Postspinel transformations in the system Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> – Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> and some geophysical implications // J. Geophys. Res., vol. 94{B8}, 1989, pp. 10637 – 10646.
11. Litvin Yu.A., Spivak A.V., Zakharchenko E.S., Simonova D.A., Dubrovinsky L.S. Magmatic evolution of diamond-bearing material of the transition zone of the Earth's mantle: peritectic breakdown of ringwoodite (Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> (experiment at 20 GPa) // Experiments in Geosciences (in press)
12. Irifune T., Tsuchiya T. Mineralogy of the Earth – phase transition and mineralogy of the lower mantle. In: Treatise on Geophysics. Elsevier, vol. 2, 2007, chap. 2.03, pp. 83-103.
13. Литвин Ю.А. Стишовитовый парадокс в генезисе сверхглубинных алмазов//Доклады АН, том 455, №1, 2014, стр. 76 – 81.
14. Litvin Yu.A. Genesis of diamonds and associated phases. Springer, 2017, 137 p.
15. Spivak A., Litvin Yu. Evolution of magmatic and diamond-forming systems of the Earth's lower mantle. Springer, 2019, 95 p.

# МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ДЛЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В ОБЛАСТЯХ АКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Лиханов И.И.

ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), [likh@igm.nsc.ru](mailto:likh@igm.nsc.ru)

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкция  $P$ - $T$ - $t$  трендов. Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках [8]. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере комплексов Енисейского кряжа, в составе которых исследованы проявления контактового и LP/HT метаморфизма, обусловленные восходящими движениями магмы, коллизионного метаморфизма MP/HT и HP/LT, связанные с надвигами и субдукцией, стресс-метаморфизма при деформационных процессах и УНТ гранулитового метаморфизма. Полиметаморфизм этих пород четко отслеживается по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации  $P$ - $T$  трендов и изотопным датировкам.

В Заангарье Енисейского кряжа на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвилльского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте  $dT/dH=25-35^\circ\text{C}/\text{км}$  [1]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение  $\text{And} \rightarrow \text{Ky} \pm \text{Sil}$  [3]. Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет [13]. Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса контролировался встречными движениями в ходе аккреционных событий вальгальской складчатости (~800 млн лет) [14]. Особенности этого метаморфизма являются малая мощность зон (3-8 км) и повышение давления при приближении к надвигам от 4,5 до 8 кбар при слабых вариациях температуры, что свидетельствует о низком метаморфическом градиенте от 7 до  $14^\circ\text{C}/\text{км}$  (рис. 1а) [14].

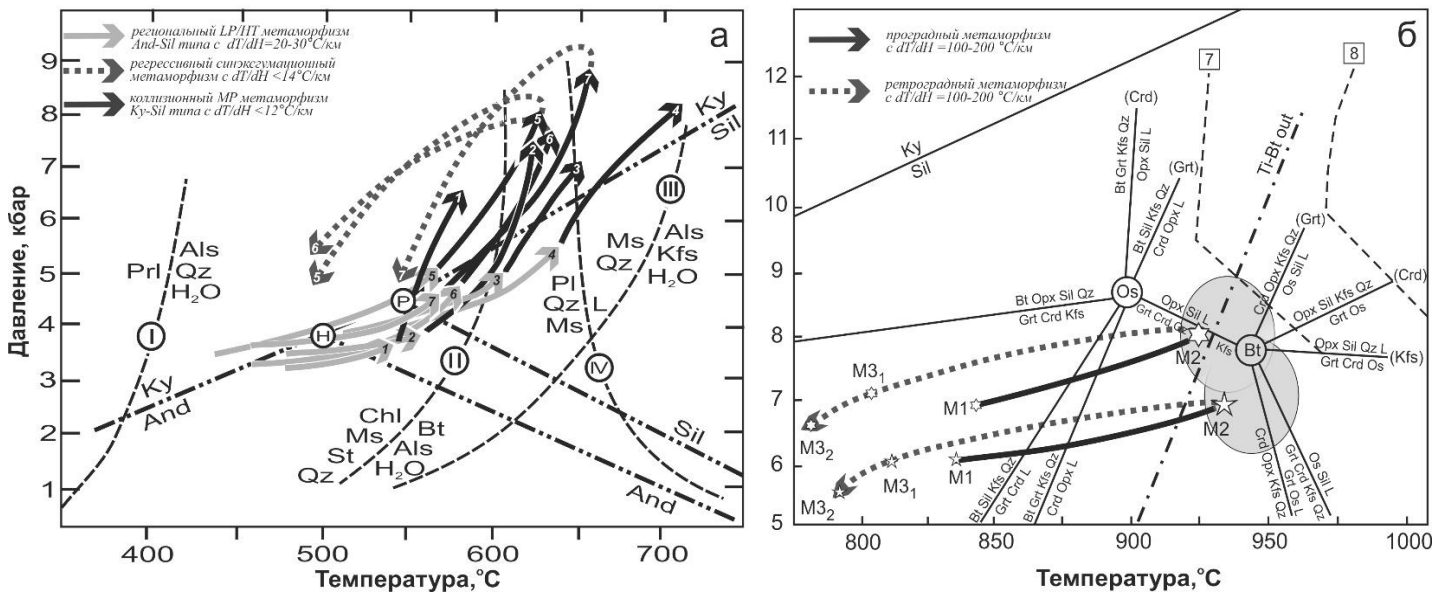


Рис. 1. (а)  $P$ - $T$ - $t$  тренды эволюции метаморфизма для гнейсов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов. Пунктиром и штрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитов и координаты тройной точки. (б)  $P$ - $T$ - $t$  тренды УНТ гранулитов канского комплекса с движением “против часовой стрелки” на петрогенетической диаграмме в системе KFMASH. Пунктирными линиями показано содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , мас. % в ортопироксене [11].

Эти признаки характерны для коллизионного метаморфизма, обусловленного утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород, т.е. когда при скоростях процессов около 1-10 мм/год не достигалось выравнивание температур между блоками земной коры из-за тепловой инерции по сравнению с давлением [14,16]. Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию  $P$ - $T$ - $t$  трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW) [8,9]. Декомпрессионное остывание с низким  $dT/dH \leq 12^\circ\text{C}/\text{км}$  пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (рис.1а), что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма [15]. Во всех случаях наложение более высокобарического этапа сопровождалось существенным ростом содержания Gts минала синхронно с уменьшением концентрации Y

и HREE в зональных гранатах [2]. Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности [6]. В качестве примера приведена эволюция  $P$ - $T$  параметров с ходом “против часовой стрелки” при высоком градиенте до 200°C/кбар, указывающая на развитие УНТ парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве >900°C с последующим субизобарическим остыванием (рис. 16). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) в составе Транссибирской КМП [6].

В пределах Приенисейской сдвиговой зоны породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов [4,5,7]. Динамометаморфизм происходил при низком  $dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{км}$  с ростом давления на 1.5-3 кбар в сравнении с значениями регионального метаморфизма. Максимальные превышения давления на 5 кбар и температуры на 200°C установлены в приразломных бластомилонитах с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями [16]. Различия в  $P$ - $T$  параметрах согласуются с численными экспериментами о локальном разогреве пород при вязких деформациях [10] и/или превышении тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига [17], что указывает на тектонический контроль стресс-метаморфизма в шовных зонах коры. При анализе данных выявлен ряд важных петрологических и геодинамических следствий.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 18-05-00152*

#### Литература:

1. Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // *International Geology Review*, v. 50, 2008, pp. 597-623.
2. Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, v. 478, 2018. <https://doi.org/10.1144/SP478.11>.
3. Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // *Acta Geologica Sinica-English Edition*, v.81, №3, 2007, pp. 409-423.
4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизийных событий на западной окраине Сибирского кратона // *ДАН*, т.450, №2, 2013, стр.199–203.
5. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В.  $P$ - $T$ - $t$  реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // *Геология и геофизика*, т.55, №6, 2015, стр. 1031–1056.
6. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // *Петрология*, т.24, №4, 2016, стр. 423–440.
7. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // *Геотектоника*, т. 52, 2018, №1, стр. 28–51.
8. Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017, 331 с.
9. Скляр Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // *Геология и геофизика*, т.47, №1, 2006, стр. 71–75.
10. Burg J.-P., Schmalholz S.M. Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // *Earth and Planetary Science Letters*, v.274, 2008, pp. 189–203.
11. Harley S.L., Motoyoshi Y. Al zoning in orthopyroxene in a sapphirine quartzite: evidence for >1120°C UHT metamorphism in the Napier Complex, Antarctica, and implications for the entropy of sapphirine // *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 138, 2000, pp. 293–307.
12. Likhanov I.I. Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfels of the Karatash pluton // *International Geology Review*, v.30, №8, 1988, pp. 868–877.
13. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*, v.22, 2004, pp. 743–762.
14. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P.  $P$ - $T$ - $t$  constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*, v.113, 2015, pp. 391–410.
15. Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*, v. 300, 2017, pp. 315–331.
16. Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*, v.304-307, 2018, pp. 468–488.
17. Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // *Geophysical Research Letters*, v. 40, 2013, pp. 1984–1988.

# ГЕОДИНАМИКА ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА И ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ: СИНТЕЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Минц М.В.

ГИН РАН (г. Москва), michael-mints@yandex.ru

Гранулитогнейсовые комплексы являются одним из важнейших компонентов раннедокембрийской коры в пределах всех древних кратонов. В настоящее время наиболее популярны модели, связывающие развитие гранулитового метаморфизма с формированием коллизионных орогенов [4, 5, 14], роль обстановок и событий мантийно-плюмового типа принимается ограниченно [1-3, 7-12]. Представления о геодинамических обстановках и истории формирования гранулитогнейсовых комплексов почти исключительно базируются на петрологических данных и результатах численного моделирования тектоно-термальной эволюции гранулитогнейсовых поясов и ареалов [4, 5, 14]. Данные о геологическом строении и истории формирования тектонических структур гранулитовых комплексов в соответствующих публикациях приводятся в предельно сокращенном виде, иногда с очевидными искажениями, в некоторых случаях полностью игнорируются. Согласно широко признанному постулату, метаморфизм гранулитовой фации представляет собой событие, «наложенное» на произвольный субстрат. В коллизионных моделях преобладают представления протолитов в качестве пород, сформированных в субдукционных обстановках в значительной части – на уровне нижней коры [5, 14].

Данные, характеризующие гранулитогнейсовые пояса Восточно-Европейского кратона [2, 3, 11], а также обширные опубликованные материалы по другим регионам, свидетельствуют, что гранулитогнейсовые пояса представляют собой образования, специфические с различных точек зрения. История их формирования включает закономерно связанные процессы магматизма, осадконакопления, деформаций и высокоградного метаморфизма.

1. Гранулитогнейсовые комплексы участвуют в строении овалных в плане внутриконтинентальных орогенов регионального и надрегионального ранга с концентрически-зональным распределением структурных элементов, условий осадконакопления и магматизма и фаций метаморфизма. Неоархейские орогены: Волго-Уральский, Карело-Беломорский, Кольский, Северо-Американский (рис. 1); палеопротерозойский Лавро-Русский ороген, охватывавший территории Восточно-Европейского и Северо-Американского кратонов; неопротерозойский Гренвилл-Свеконорвежский ороген [1-3, 9-11].

2. Детальные исследования с применением глубинной сейсморазведки демонстрируют синформное или чашеобразное объемное представление гранулитогнейсовых поясов и ареалов. Моноклиальное покровно-надвиговое строение соответствует крыльям синформных структур.

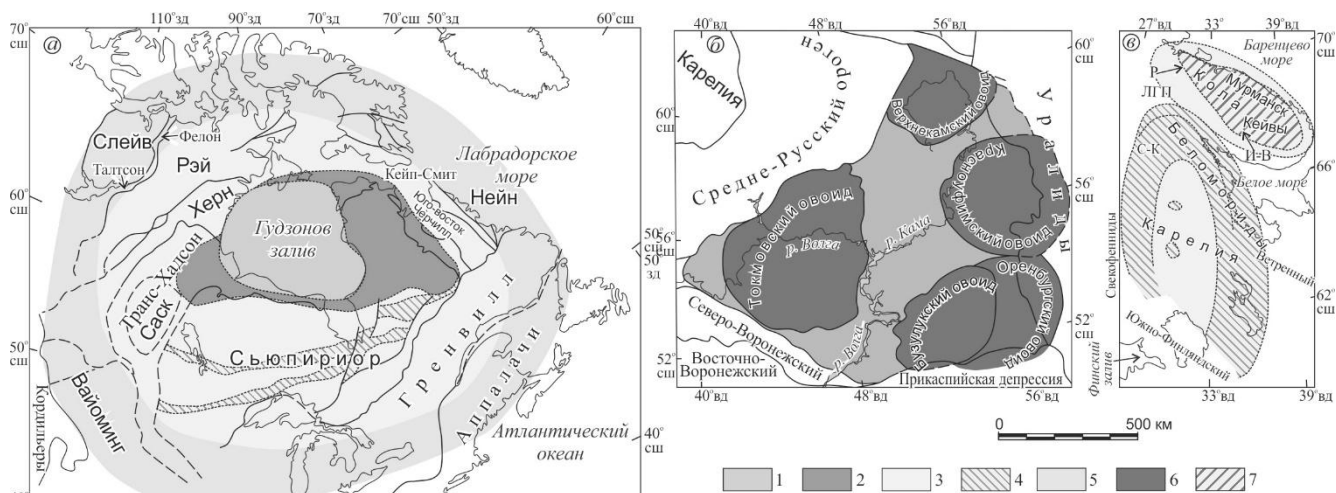


Рис. 1. Неоархейские орогены, инициированные мантийными плюмами (по [9] модифицировано). а – Северо-Американский кратон, б – Волго-Уральский кратон, в – Кольский и Карело-Беломорский ареалы высокотемпературного метаморфизма и магматизма. 1-5 – тектоно-метаморфическая зональность Северо-Американского кратона, обозначения сохраняют свое содержание на остальных схемах: 1 – Центральная зона (депрессия Гудзона залива над литосферным килем), 2 – Внутренняя зона (гранулиты), 3 – Внешняя зона (гранит-зеленокаменные области), 4 – Периферическая зона, 5 – зоны амфиболит-гранулитового метаморфизма. 6 – мафиты и ультрамафитовые породы гранулитовой фации, 7 – Внутренняя зона Кольского ареала (гранулиты и щелочные метавулканы амфиболитовой фации).

3. Осадочно-вулканогенные и интрузивные протолиты гранулитовых комплексов не являются аналогами надсубдукционных горных пород. Горные породы – протолиты гранулитов формировались в результате

вулканизма и осадконакопления в рифтогенных внутриконтинентальных впадинах, вулкано-тектонических депрессиях и в зонах задугового растяжения в тылу активных окраин.

4. Исследование вертикальных разрезов гранулитогнейсовых комплексов мощностью до 40 км [3, 11] и численное моделирование [6] показали, что в коре, которая подвергается гранулитовому метаморфизму, геотермальный градиент имеет сложное строение. «Внутренняя геотерма» в интервале от коро-мантийного раздела до глубины 10-15 км аппроксимируется круто-наклонной (близкой к вертикали) линией, которая следует температурам гранулитовой фации и лишь с приближением к земной поверхности приобретает пологий наклон. Эта особенность термального состояния коры в условиях гранулитового метаморфизма имеет чрезвычайно важные следствия: (1) в разрезе гранулитового комплекса геотермальный градиент у основания (10-12 кбар) может составить  $\sim 20^\circ/\text{км}$ , а около кровли (5-6 кбар)  $\sim 50\text{-}60^\circ/\text{км}$ . С учетом этого обстоятельства, любая классификация гранулитовых комплексов по значениям геотермального градиента пикового метаморфизма [например, 5] теряет смысл, поскольку полный разрез гранулитового комплекса сочетает принципиально различные значения градиента у основания и у кровли комплекса [3, 8, 11].

В итоге: к числу необходимых характеристик гранулитогнейсовых поясов и ареалов, помимо высокого уровня метаморфизма, относится еще целый ряд специфических особенностей тектоники, магматизма и осадконакопления [2, 3, 10], возникновение и эволюция которых реализуются в условиях значительного притока внекорового (мантийного) тепла. Формирование гранулитовых поясов включало: интенсивный прогрев мощных сечений континентальной коры за счет мантийных источников тепла (плюмов)  $\rightarrow$  возникновение рифтогенных бассейнов и вулкано-тектонических депрессий (в частном случае, это могли быть задуговые бассейны)  $\rightarrow$  их заполнение осадками рифтового типа и производными магм, контаминированных коровым веществом,  $\rightarrow$  высокотемпературный метаморфизм нижних и средних уровней коры, включая основание и вулканогенно-осадочное заполнение бассейнов и депрессий  $\rightarrow$  расслоение коры и надвигообразование в обстановке общего сжатия (коллизии), ведущие к эксгумации пород, подвергшихся гранулитовому метаморфизму, и возникновению внутриконтинентальных коллизионных орогенов [2, 3, 8].

*Работа выполнена в рамках Программы президиума РАН № 19*

#### **Литература:**

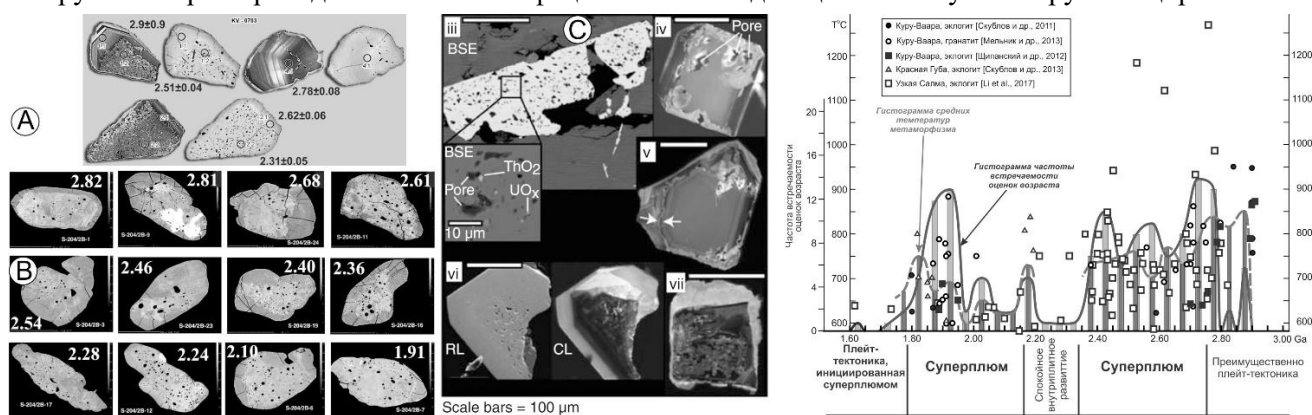
1. Минц М.В. Мезозеопротерозойский Гренвилл-Свеконорвежский внутриконтинентальный ороген: история, тектоника, геодинамика // Геодинамика и тектонофизика, 2017, т. 8, № 3, с. 619-642.
2. Минц М.В. Тектоника и геодинамика гранулитогнейсовых комплексов Восточно-Европейского кратона // Геотектоника, 2018, № 3, с. 58-88.
3. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + 1 папка-комплект цветных приложений. – М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. т. 1, 408 с., Т. 2, 400 с.
4. Beaumont C., Nguyen M.H., Jamieson R.A., Ellis S. Crustal flow modes in large hot orogens. In: R.D. Law, M.P. Searle, L. Godin (Eds.), Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones // Geological Society, London, Special Publication, 2006, vol. 268, p. 91-145.
5. Brown M. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. In: P.A. Cawood, A. Kröner (Eds.), Earth accretionary systems in space and time // Geological Society, London, Special Publications, 2009, vol. 318, p. 37-74.
6. Depine, G.V., Andronicos, C.L., Phipps-Morgan, J. Near-isothermal conditions in the middle and lower crust induced by melt migration. Nature, 2008, vol. 452 (7183), p. 80-83.
7. Harley S.L. The origin of granulites: a metamorphic perspective // Geological Magazine, 1989, vol. 126 (3), p. 215-247.
8. Mints M.V. Granulite-gneiss belt: A special type of tectonic structure, the uniqueness of which is not limited to high-grade metamorphism. Chapter 16. In: East European Craton: Early Precambrian History and 3D Models of Deep Crustal Structure. Geological Society of America Special Paper, 2015, vol. 510, p. 329-332.
9. Mints, M.V. The composite North American Craton, Superior Province: deep crustal structure and mantle-plume model of Neoproterozoic evolution // Precambrian Research, 2017, vol. 302, p. 94-121.
10. Mints, M.V., Eriksson, P.G. Secular changes in the relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // Geodynamics & Tectonophysics, 2016, 7 (2), p. 173-232.
11. Mints M.V., Kaulina T.V., Konilov A.N., Krotov A.V., Stupak V.M. The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: implications for the thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism // Gondwana Research, 2007, 12 (3), p. 252-267.
12. Sandiford, M. Horizontal structures in granulite terrain: a record of mountain building or mountain collapse? // Geology, 1989, vol. 17, p. 449-452.
13. Schumacher, R., Faulhaber, S. Summary and discussion of P-T estimates from garnet-pyroxene-plagioclase-quartz-bearing granulite facies rocks from Sri Lanka // Precambrian Research, 1994, vol. 66, p. 295-308.
14. Sizova, E., Gerya, T., Brown, M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // Gondwana Research, 2014, 25, p. 522-545.

# МЕЗО-НЕОАРХЕЙСКАЯ БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ: СОГЛАСОВАННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ЦИРКОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

*Миц М.В., Докукина К.А.  
ГИН РАН (г. Москва), michael-mints@yandex.ru*

В ходе исследований Беломорской эклогитовой провинции (БЭП) первоначальной оценке мезо-неоархейского возраста метаморфизма эклогитовой фации в БЭП [3, 10, 15-17] была противопоставлена модель поздне-палеопротерозойского возраста [2, 4-7; 12, 13, 19]. Новые результаты исследования пористых цирконов из эклогитов-метагаббро и округло-овальных цирконов из эклогитов-метагабброноритов, полученные апологетами поздне-палеопротерозойского возраста эклогитов, предоставили дополнительные возможности реконструкции возраста и геодинамических обстановок главных стадий истории возникновения и преобразования БЭП.

Запечатанные в пористых цирконах свидетельства формирования и гидротермального преобразования протолита эклогитов в спрединговом хребте представлены на рис. 1. Оценки температуры кристаллизации-рекристаллизации пористых цирконов в эклогитах и гранатитах Салмы свидетельствуют о последовательности высокотемпературных термальных событий в неоархее и палеопротерозое, в результате которых происходило переуравновешивание U-Pb изотопной системы (рис. 2) и последовательное изменение трендов REE (рис. 3). Восприимчивость к перекристаллизации цирконов из метагаббро определяется их пористой структурой, частичной метамиктностью и вследствие этого восприимчивостью к процессам растворения-пересадки. Наиболее ранние участки цирконов сохраняют тренды REE магматического типа. При перекристаллизации 2.83-2.78 млрд лет назад (ядра C-2, каймы R-1 и частично R-2 [13]) возрастают содержания LREE и MREE, снижаются вплоть до полного исчезновения значения положительной Ce и отрицательной Eu аномалий; в трендах с максимальной концентрацией REE (2.79 млрд лет) появляется положительная Eu аномалия. Ti-цирконовые оценки температуры метаморфизма преимущественно заключены в интервале 760-850°C [13]. Исчезновение отрицательной и появление положительной Eu аномалии указывают на фракционирование плагиоклаза, вероятнее всего, при перекристаллизации габброидов с образованием эклогитовой ассоциации «гранат + омфацит». Рост концентраций LREE и MREE при нивелировании Ce аномалии можно объяснить замещением титанита рутилом при переходе к эклогитовой фации: высвобождающиеся REE утилизируются цирконом.



**Рис. 1** (слева). Запечатанные в цирконах свидетельства формирования протолита эклогитов в спрединговом хребте (пористая структура кристаллов и минеральные включения). CL и BSE представительные изображения морфологии и микроструктуры пористых цирконов из эклогитов (Fe- и Fe-Ti-метагаббро): А – Куру-Ваара [8], В – Узкая Салма [3]; С – из Fe-Ti габбро Срединно-Атлантического хребта [11].

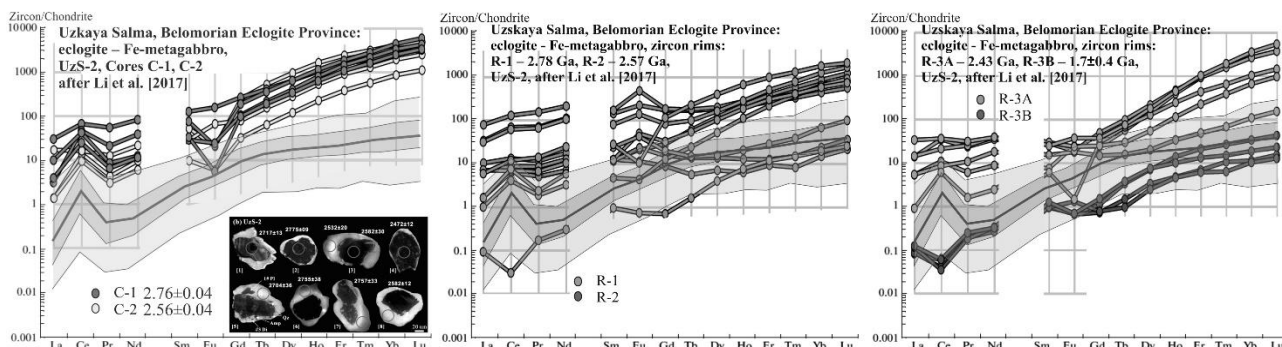
**Рис. 2** (справа). Температуры кристаллизации-рекристаллизации пористых цирконов в эклогитах – метагаббро и гранатитах Салмы по данным Щипанского и др. [8], Скублова и др. [4, 6], Мельника и др. [2], Li et al. [13]. Глобальные геодинамические события – по [18].

Поздние каймы пористых цирконов с возрастом от 2.1 до 1.7 млрд лет [13, 19] отличаются минимальным концентрациям REE (рис. 3), Th/U от – от 0.02 до 0.54, Ti-цирконовые температуры = 600-680°C. Тренды REE соответствуют «эклогитовому эталону» по [5] за очень важным исключением: появлением отрицательной Ce аномалии, снижением положительной Eu аномалии и ее последующей сменой на отрицательную. Эти характеристики указывают на восстановительный характер флюидов и на увеличение роли плагиоклаза. Восстановительный характер флюидов предполагает низкую активность воды, что характерно для высокотемпературного метаморфизма в обстановках растяжения, связанных с мантийно-плюмовой активностью.

Тренды REE округло-овальных цирконов из эклогитов – метагабброноритов указывают на кристаллизацию палеопротерозойских кайм и архейских ядер цирконов одновременно с гранатом или после кристаллизации граната. Значительные отрицательные аномалии Eu (0.21-0.61) указывают на постоянное участие



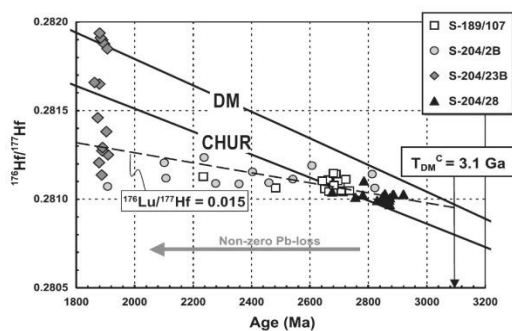
плаггиоклаза в процессе метаморфической кристаллизации. Совместно с характерной округло-овальной морфологией цирконов это указывает на условия гранулитовой или высокой амфиболитовой, но не эклогитовой фации. Омфацит, включенный в кайме циркона [12], кристаллизовался раньше каймы и, возможно, раньше ядер циркона, датированных 2.76 млрд лет. Аналогичные явления отмечены в зоне УНР метаморфизма гор Даби-Шан, где включения коэсита присутствуют в доэклогитовых ядрах, в мантии цирконов, датирующей УНР метаморфизм, и в постэклогитовых оболочках цирконов [14].



**Рис. 3.** Пористые цирконы из эклогита – Fe-метагаббро Узкой Салмы: эволюция во времени нормированных по хондриту трендов REE в ядрах и каймах цирконов и CL изображения цирконов. Рисунок скомпонован по данным Li et al. [13], в виде фона показаны доверительные интервалы «эклогитового стандарта» по [5].

Давно известна термальная переработка всех пород Беломорской провинции, которая вызвала полную перестройку Sm-Nd изотопной системы около 1.9 млрд лет назад. Прогрев коры, превышавший 650°C, последовательно распространялся от границы с Лапландским гранулитовым поясом в ЗЮЗ направлении [9]. Полная перестройка Sm-Nd системы гранатов 1.89 млрд лет назад свидетельствует, что температура более 650-700°C и сохранялась, по крайней мере, несколько млн лет [1]. Оценки Ti-цирконовых температур кристаллизации кайм циркона, датированных 1.92-1.83 млрд лет, равны 690-750°C с единичными оценками, достигающими 880°C [13]. С.Г. Скублов, Д. Хервартц и их соавторы [5, 6] пытались утвердить поздне-палеопротерозойский («Свекофеннский», 1.94-1.89 млрд лет) возраст эклогитов БЭП, опираясь на четыре Lu-Hf изохроны по гранату, клинопироксену и породе в предположении, что температура закрытия Lu-Hf изотопной системы превышает 850°C. Ранее было показано, что Lu-Hf система в цирконах эклогитов БЭП устойчива в течение длительного периода от 2.9 до 1.9 млрд лет [15]. Наиболее полной перекристаллизации подверглись цирконы из гранатитов. Около 1.9 млрд лет Lu-Hf система в цирконах гранатитов Узкой Салмы подверглась кардинальной перестройке (рис. 4), демонстрируя быстрый прирост радиогенной составляющей Hf. Это указывает на перекристаллизацию длительно существовавшего граната, в котором к 1.9 млрд лет накопилось значительное количество радиогенного Hf. Перенос радиогенного Hf из граната в сосуществующий циркон активизировалось подъемом температуры, а также, вероятно, движением флюида и/или парциального расплава.

**В итоге:** фактические данные, полученные апологетами палеопротерозойского возраста эклогитового метаморфизма в БЭП, в противоречии с выводами этих авторов, свидетельствуют: 1) о мезо-неоархейском возрасте (2.83-2.78 млрд лет) эклогитового метаморфизма, связанного с субдукцией мезоархейской океанской коры; 2) о переработке эклогитов в результате последовательности высокотемпературных событий в течение неоархей-палеопротерозоя; 3) об эксгумации эклогитов в конце палеопротерозоя (~1.9 млрд лет) во внутриконтинентальной обстановке в высокотемпературных условиях амфиболитовой-гранулитовой фации.



**Рис. 4.** Диаграмма отношение  $^{76}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  относительно U/Pd возраста цирконов из эклогитов Салмы демонстрирует резкое увеличение радиогенной составляющей гафния около 1.9 млрд лет назад. S-198/107 – эклогит-метагаббронорит, метаморфизованный в гранулитовой фации (Широкая Салма), S-204/2B – эклогит – Fe-Ti метагаббро (Узкая Салма), S-204/23B – гранатит (Узкая Салма), S-204/28 – секущая эклогиты дайка плаггиогранита (Узкая Салма) [15].

*Работа выполнена в рамках Программы президиума РАН № 19*

**Литература:**

1. Каулина Т.В., 2010. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. – 144 с.
2. Мельник, А.Е., Скублов, С.Г., Марин, Ю.Б., Березин, А.В., Богомолов, Е.С., 2013. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) гранатитов в Салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс // Доклады Академии Наук. Том 448, № 2. С. 197–205.
3. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю., 2010. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1, 408 с., Т. 2, 400 с.
4. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е., 2011. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. Т. 19. № 5. С. 493-519.
5. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г., 2012. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. Т. 20. № 5. С. 470-494.
6. Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С., Ишмурзин Ф.И., 2013. Новые данные о возрасте (U–Pb, Sm–Nd) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной Губы, Беломорский пояс // Доклады Академии наук. Том 453, № 3. С. 319–325.
7. Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е., 2012. Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия) // Доклады Академии Наук. Том 443. № 2. С. 221-224.
8. Щипанский, А.А., Ходоревская, Л.И., Слабунов, А.И., 2012. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. Том 53, № 3. С. 341-364.
9. Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Res. 2001. Vol. 105. P. 315–330.
10. Dokukina, K.A., Kaulina, T.V., Konilov, A.N., Mints, M.V., Wan, K.V., Natapov, L.M., Belousova, E.A., Simakin, S.G., Lepekhina, E.N., 2014. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence. Gondwana Research. Vol. 25. P. 585-613.
11. Grimes, C.B., John, B.E., Cheadle, M.J., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Swapp, S., Schwartz, J.J., 2009. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contrib Mineral Petrol Vol. 158. P. 757–783.
12. Imayama, T., Oh, C.-W., Baltybaev, S.K., Park, C.-S., Yi, K., and Jung, H., 2017. Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma eclogite on the Kola Peninsula, Russia // Lithosphere. Vol. 9, no. 6. P. 855-873.
13. Li, X., Zhang, L., Wei, C., Slabunov, A.I., Bader, T., 2017a. Neoproterozoic-Paleoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélange, Belomorian Province (Russia) // Precambrian Research. Vol. 294. P. 257–283.
14. Liu, J., Ye, K., Maruyama, S., Cong, B., and Fan, H., 2001. Mineral inclusions in zircon from gneisses in the ultrahigh-pressure zone of the Dabie Mountains, China // The Journal of Geology. Vol. 109. P. 523–535.
15. Mints, M.V., Belousova, E.A., Konilov, A.N., Natapov, L.M., Shchipansky, A.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Dokukina, K.A., and Kaulina, T.V., 2010. Mesoproterozoic Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. Vol. 38. P. 739–742.
16. Mints M.V., 2014. Tectonics and Geodynamics of Granulite-Gneiss Complexes in the East European Craton // Geotectonics. Vol. 48, No. 6. P. 498-524.
17. Mints, M.V., Dokukina, K.A., Konilov, A.N., Philippova, I.B., Zlobin, V.L., Babayants, P.S., Belousova, E.A., Blokh, Yu.I., Bogina, M.M., Bush, W.A., Dokukin, P.A., Kaulina, T.V., Natapov, L.M., Piip, V.B., Stupak, V.M., Suleimanov, A.K., Trusov, A.A., Van, K.V., Zamozhniaya, N.G., 2015. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. The Geological Society of America Special Paper 510, 433 p.
18. Mints, M.V., Eriksson, P.G. Secular changes in the relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // Geodynamics & Tectonophysics, 2016, 7 (2), p. 173-232.
19. Yu, H., Li, X., Zhang, L., Lijuan, Wei, C., Li, X., Guo, J., Bader, T., Qi, Yu, 2018. The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling // Precambrian Research, in press.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА В СВЯЗИ С ОКИСЛИТЕЛЬНО - ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫМИ УСЛОВИЯМИ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

*Мишин Д.Ф., Рябова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О.  
ИТИГ ДВО РАН (г. Хабаровск, ИТuГ ДВО РАН, lfmishint@mail.ru)*

Валентность элементов имеет большое значение в геохимических процессах. Переход из одного валентного состояния в другое зависит главным образом от летучести кислорода, менее от кислотности расплава, температуры и давления при которых происходит кристаллизация магмы [1-4]. Отсюда может быть решена обратная задача по соотношению валентных форм определить фугитивность кислорода. Для магматических пород надежным и доступным индикатором fO может выступать соотношение  $Fe^{3+}/Fe^{+2}$ , которое в свою очередь определяет целый ряд минералогических и геохимических особенностей состава пород. От значения  $Fe^{3+}/Fe^{+2}$  зависит магнитная восприимчивость пород, состав рудного минерала (магнетит – ильменит), процентное содержание магнитной фракции, содержание и соотношение окисного и закисного железа в темноцветных породообразующих минералах.

Сихотэ-Алинский магматический пояс при ширине 200 – 250 км. протягивается вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на 1350 км. Пояс образован различными по составу интрузивными и вулканическими породами с общим возрастным диапазоном от готерива по палеоген включительно. Предварительные результаты [5] показали наличие в этом регионе поперечной геохимической зональности. В данном докладе приведены результаты детального изучения геохимической и металлогенической зональности этого орогенного пояса. Опробование магматических пород, проведено вдоль шоссейных дорог, пересекающих Сихотэ-Алинь в субширотном направлении: 1) Рудная пристань Спасск-Дальний, 2) Лидога-Ванино, 3) г. Комсомольск – пос. Высокогорный, 4) пос. Высокогорный – бухта Сизиман 5) г. Комсомольск- пос. Де-Кастри. Кроме того были проанализированы ранее полученные коллекции проб авторов из прибрежной части южного Сихотэ-Алиня и Николаевского района (северный Сихотэ-Алинь). Почти для всех проб методом РФА изучен петрохимический состав магматических пород, содержания редких и редкоземельных элементов (ISP – метод), на растровом электронном микроскопе проанализированы темноцветные породообразующие минералы и акцессорный рудный минерал.

В осевой зоне Сихотэ-Алинского орогена (ширина до 200 км) все многочисленные выходы гранитов и вулканических пород оказались представленными ильменитовой серией. Для этой зоны характерны низкая магнитная восприимчивость магматических пород, с незначительным, а чаще следовым содержанием магнитной фракции. Последняя, представлена ильменитом с равным содержанием двухвалентного железа и  $TiO_2$ , и соответственно оказались повышенные содержания железа в темноцветных минералах (преимущественно в двухвалентной форме). С востока и запада магматические породы ильменитовой серии обрамляются разновозрастными интрузивными и вулканическими породами, относящимися к магнетитовой серии. Для пород магнетитовой серии характерна ранняя кристаллизация магнетита с высокими его содержаниями. Магнетит образован трехвалентным железом и практически лишен примеси титана. За счет ранней кристаллизации магнетита остаточный расплав обедняется железом и кристаллизующиеся на заключительной стадии темноцветные минералы отличаются низким содержанием железа, и так же в трехвалентной форме. Обилие магнетита в этих породах (нередко проценты), обуславливает их высокую магнитную восприимчивость. Восточная граница пород магнетитовой и ильменитовой серий пересекает по простиранию Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс и отдельные гранитные массивы. Западная граница, там, где она не перекрыта кайнозойскими базальтами, контролируется разломной тектоникой. На севере пояса замыкание зоны магматических пород ильменитовой серии произошло на широте г. Комсомольска. Здесь имеются наблюдения когда граница ильменитовой и магнетитовой серий пересекает отдельно взятые гранитоидные плутоны. Показателен в этом отношении Аксакинский массив однотипных светло-розовых крупнозернистых лейкократовых гранитов. Северный фланг массива образован породами магнетитовой серии с высоким содержанием магнетита и высокой магнитной восприимчивостью, а южная основная часть массива сложена такими же лейкократовыми гранитами, но лишенными магнетита. Переход от пород ильменитовой серии к магнетитовой серии постепенный, ширина первые сотни метров.

С магматическими породами Сихотэ-Алинского орогенного пояса пространственно и во времени связаны многочисленные гидротермальные проявления и месторождения различных металлов. На рис.1 оконтурены все проявления и месторождения Sn и W, плотность их оказалась достаточно высокой, поэтому граница их распределения уверенно выделилась градиентной зоной, за пределами которой проявления литофильной минерализации отсутствуют полностью. Олово - вольфрамовая зона расположена в осевой части Сихотэ-

Алинского свода, она имеет протяженность 700 км. при ширине до 200 км., контур ее практически полностью совпадает с границей распространения магматических пород ильменитовой серии.

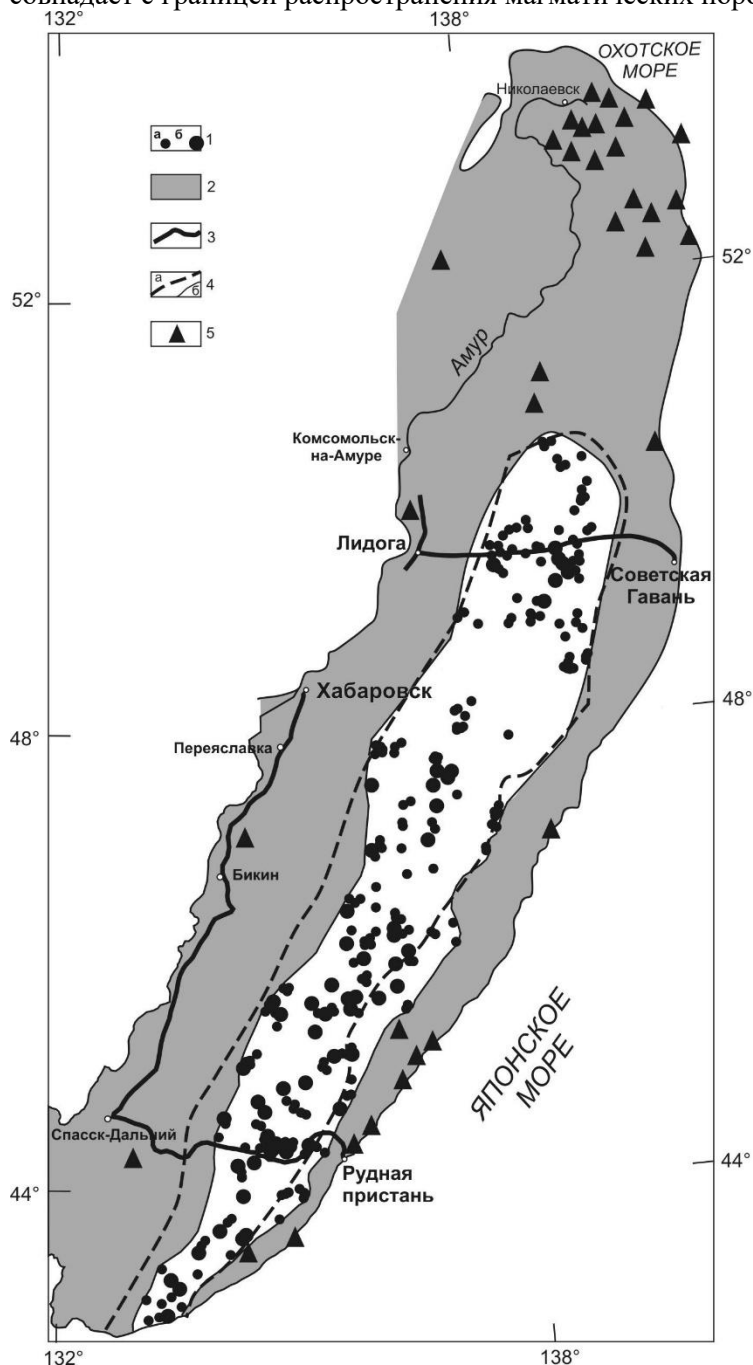


Рис. 1. Зональность окислительных условий и металлогеническая. 1 – поля составов ильменитовой серии магматических пород с проявлениями (а) и месторождениями (б) оловорудной и вольфрамовой минерализации, 2 – поля составов магнетитовой серии магматических пород с халькофильной минерализацией (Au-Ag, Cu, Mo, Pb-Zn), 3 – маршруты Ванино-Лидога, Рудная пристань – п. Корфовский, 4 – граница магнетитовой и ильменитовой серии магматических пород (а), граница проявлений и месторождений халькофильной и литофильной минерализаций (б), 5 – месторождения вторичных кварцитов.

С породами магнетитовой серии обрамляющих с востока и запада зону распространения пород ильменитовой серии с редкометальной минерализацией, пространственно и во времени сопряжены многочисленные золото-серебряные месторождения и проявления, а также проявления молибдена, полиметаллов, и проявления медно-порфирового типа. Окислительные условия в определенной мере контролируют характер площадных гидротермальных изменений пород. Для зоны распространения пород ильменитовой серии наиболее типичны площадная биотитизация и среднетемпературные эпидотовые пропилиты. Для распространения пород магнетитовой серии обычны площадная пропилитизация (хлорит-карбонатная фация) и площадная цеолитизация. Многочисленные выходы в Сихотэ-Алине высокоглиноземистых вторичных кварцитов – исключительная принадлежность распространения пород магнетитовой серии.

Приведенные данные свидетельствуют, что окислительно-восстановительный режим, это лишь фон на котором происходит образование магматических пород, он определяет валентное состояние поливалентных элементов, а отсюда определенные минералогические особенности магматических пород и их металлогеническую специализацию. Однако от окислительных условий не зависит пространственное распределение магматических образований их фациальный состав (глубина кристаллизации и связанная с ней степень кристалличности), щелочность, глиноземистость и кислотность магматических пород.

#### Литература:

1. Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Кравчук И.Ф., Луканин О.А. Малинин С.Д., Шиловарева С.Н. Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991, 256 с.
2. Кадик А.А. Восстановленные флюиды мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества. Геохимия (9). 2003. С. 928-940.
3. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука. 1994. 207 с.
4. Мишин Л.Ф. Петухова Л.Л. Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1990. 9 (3). С. 69-77.
5. Мишин Л.Ф., Чжао Ч., Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы континентальной части Востока Азии и их зональность. // Тихоокеан. геология 22 (3). С. 28-47.

## О РОЛИ ФЛЮИДОВ СИСТЕМЫ С-О-Н-N-S В ПРОЦЕССАХ ГЕНЕЗИСА АЛМАЗА.

***Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М., Сокол А.Г., Куприянов И.Н., Баталева Ю.В.***

*ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), [palyanov@igm.ncs.ru](mailto:palyanov@igm.ncs.ru); ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), [borzdov@igm.ncs.ru](mailto:borzdov@igm.ncs.ru);*

*ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), [sokola@igm.ncs.ru](mailto:sokola@igm.ncs.ru); ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), [spectra@igm.ncs.ru](mailto:spectra@igm.ncs.ru);*

*ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), [bataleva@igm.ncs.ru](mailto:bataleva@igm.ncs.ru)*

Современные модели генезиса алмаза предполагают существенную роль флюидов в процессах его образования в различных геодинамических обстановках. Прямым подтверждением присутствия флюидов в природных алмазообразующих средах являются находки включений  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$  и  $N_2$ , однако вопрос о их роли в процессах генезиса алмаза остается дискуссионным и является актуальным для экспериментальной минералогии алмаза. Особый интерес представляет экспериментальное выявление закономерных изменений дефектно-примесной структуры алмазов от состава среды кристаллизации.

Экспериментальные исследования алмазообразующих процессов проведены на многопуансонных аппаратах БАРС во флюидных и флюидсодержащих средах в диапазоне давлений 6-7,5 ГПа в интервале температур от 1150 до 1800°C.

Для базовой системы С-О-Н проведены исследования по кристаллизации алмаза (графита) в подсистемах С- $CO_2$ , С- $H_2O$  и С-Н с использованием в качестве флюидгенерирующих веществ оксалата серебра ( $Ag_2C_2O_4$ ), воды и докозана ( $C_{22}H_{46}$ ) с использованием буферов  $Mo/MoO_2$ ,  $Fe/FeO$  и  $Fe_2O_3/Fe_3O_4$ . Определены оптимальные условия экспериментов в системе С-О-Н для сравнительного анализа:  $P=7,5$  ГПа,  $T=1500^\circ C$ , длительность – 40 часов. При обозначенных параметрах в подсистеме С-Н установлено образование только метастабильного графита, нуклеация и рост алмаза полностью отсутствуют. В подсистеме вода-углерод установлена спонтанная кристаллизация алмаза и рост алмаза на затравках.  $CO_2$  флюид, полученный за счет разложения  $Ag_2C_2O_4$ , обеспечивает устойчивый рост алмаза на затравках. Измерения спектров ИК поглощения алмазов, полученных в системе  $H_2O$ -С, показали низкую концентрацию примесного азота на уровне 50-150 ppm. Для системы  $CO_2$ -С, напротив характерно высокое содержание азота порядка 2000 ppm.

В ряде моделей генезиса алмаза в качестве одного из важнейших компонентов алмазообразующего флюида рассматривают серу. Кристаллизация алмаза в системе S-С установлена в интервале температур 1700-2000°C при давлении 7 ГПа. Доминирующими формами роста являются куб и октаэдр. Наиболее вероятной средой кристаллизации алмаза является расплав или флюид дисульфида углерода  $CS_2$ . Полученные кристаллы содержат азот в форме А и С центров (до 1500 ppm). В кристаллах с высоким содержанием азота отмечается присутствие водородсодержащих центров ( $3107\text{ см}^{-1}$ ). В системе  $H_2O$ -S-С синтез алмаза установлен при 1600°C и 7 ГПа. Устойчивой формой роста является октаэдр. Исследование полученных кристаллов показало присутствие в них примеси азота (А и С центры) с общей концентрацией на уровне 10-20 ppm. Для некоторых кристаллов установлены пики, связанные с С-Н комбинациями (2926, 2856 и  $1460\text{ см}^{-1}$ ). В экспериментах при 6,3 ГПа и температурах 1500 и 1400°C реализованы условия генерации S-С-Н флюида за счет использования внешнего источника водорода. Установлено, что S-С-Н флюид при параметрах эксперимента является активным растворителем углерода, действие которого приводит к образованию метастабильного графита. Таким образом, при мантийных P-T параметрах (6,3 ГПа, 1500°C) S-С-Н флюид не обеспечивает нуклеацию алмаза и является графит-продуцирующим.

Исследования по генерации азотного флюида и изучению его взаимодействия с углеродом проведены в экспериментах по разложению меламина. Анализ газовой фазы из ампул после экспериментов методом хромато-масс-спектрологии показал, что в её составе действительно доминирует азот (~57%). Установлено, что в интервале температур 1200-1500°C при 7,5 ГПа и длительностью до 40 часов при разложении меламина кристаллизуется исключительно метастабильный графит. Никаких следов роста алмаза на затравочных кристаллах и никакой спонтанной кристаллизации алмаза не установлено. Проведены эксперименты по генерации азотного флюида при 7,5 ГПа, 1600°C, 20 часов за счёт взаимодействий  $SiO_2+CaCN_2$  и  $Si_3N_4+MgCO_3$ . Анализ продуктов взаимодействия позволил однозначно показать, что в процессе экспериментов были реализованы азотгенерирующие реакции. Углерод кристаллизовался исключительно в форме метастабильного графита. Рост алмаза на затравках не установлен. Эксперименты показали, что азотный флюид не проявляет никакой способности к алмазообразованию при параметрах экспериментов.

Таким образом, исходя из экспериментальных данных, максимальную алмазообразующую способность при P-T параметрах литосферной мантии проявляют  $H_2O$  и  $CO_2$  флюиды. Менее активны в плане синтеза алмаза флюиды, соответствующие системам S-С и  $H_2O$ -S-С. Синтез и рост алмаза не установлены во флюидах систем С-

H, C-N, C-H-N и C-H-S, в таких флюидах при P=6-7,5 ГПа и температуре до 1600°C кристаллизуется лишь метастабильный графит.

При P-T параметрах литосферной мантии экспериментально изучено влияние флюидов различного состава (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>) на процессы алмазообразования в карбонат-силикатных, карбонатных, а также в металл (Fe, Ni)-углеродных расплавах и определен дефектно-примесный состав полученных алмазов. Примером такого экспериментального подхода является серия экспериментов в системе MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-N-C, которая проведена при постоянных P-T-t параметрах: 7,5 ГПа, 1600°C и 40 часов в герметично заваренных платиновых ампулах. В качестве исходных веществ использовали графит, оливин и воду. Содержание азота в системе изменяли за счёт добавки меламина (C<sub>3</sub>N<sub>6</sub>H<sub>6</sub>) от 0 до 0,9 мг, что в пересчёте на содержание добавленного азота в системе (в ампуле) составляло от 0 до 1,77 вес % (конкретные значения N в вес %: 0,2; 0,6; 0,8; 1,2; 1,8). Во всех экспериментах данной серии установлены ликвидусный оливин, закалочный расплав, остаточный графит, алмаз и ± метастабильный перекристаллизованный графит. Установлено, что с увеличением содержания азота в системе от 0 до 1,8 вес % происходит резкое и существенное ингибирование кристаллизации алмаза, появление и увеличение количества новообразованного графита. Влияние азота на силикатные фазы (ликвидусный оливин, водосодержащий силикатный расплав) не обнаружено. При анализе ИК-спектров установлено, что содержание азота в алмазе увеличивается от примерно 900 ppm (без добавки меламина) до почти 3000 ppm (при добавке 1,8 вес % азота). В большинстве алмазов из экспериментов с добавкой меламина установлено образование водородсодержащих центров (3107 см<sup>-1</sup>).

В подобных сериях экспериментов установлено, что добавление H<sub>2</sub>O способствует снижению P-T параметров синтеза алмаза в карбонатных и карбонатно-силикатных расплавах. В металл-углеродных расплавах примесь H<sub>2</sub>O ингибирует процессы синтеза и роста алмаза. Увеличение примеси азота во всех изученных системах приводит к торможению реакций алмазообразования и, в конечном итоге, к прекращению синтеза алмаза и кристаллизации метастабильного графита.

*Работа выполнена при поддержке РФФ грант № 14-27-00054.*



# ВЗАИМОСВЯЗЬ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ РАСПРОСТРАНЁННОСТИ МАСС ГРАНИТОВ И РИОЛИТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ С ЗАКОНОМЕРНОСТЯМИ РЕОЛОГИИ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ

Персиков Э.С.

ИЭМ РАН (г. Черногловка), [persikov@iem.ac.ru](mailto:persikov@iem.ac.ru)

Соотношение между кислыми вулканическими и плутоническими породами (В:П) уже давно дискутируется геологами, т.к. значительный объём исследований по петрологии, геохимии, геохронологии, термическому моделированию, геофизическим методам приводит к противоречивым интерпретациям, подробно рассмотренным, например, в недавней работе [1; и ссылки в ней]. В очень немногих районах Земли сохранились и обнажены основные части как вулканических, так и связанных с ними плутонических пород. Характерный пример кислых пород – супервулкан Йеллоустоун. Геофизические исследования свидетельствуют о том, что там находится примерно  $32\ 800 \pm 4200\ \text{км}^3$  гранитной плутонической породы [2; и др.]. Объём вулканических пород, образовавшихся в Йеллоустоне за последние 2,2 млн. лет, составляет от 3550 до 7250  $\text{км}^3$ . Сравнение интрузивного с экструзивными объёмами (В:П) для поля Йеллоустоун даёт довольно неопределённое соотношение между 4 : 1 и 10 : 1. В обзорной работе [3], на основе анализа объёмов вулканических и плутонических пород более чем 170 провинций Земли, авторы констатируют такую же неопределённость с одной стороны, а с другой стороны справедливо отмечают систематическую и значительную корреляцию соотношения (В:П) с составом магмы, а следовательно с её вязкостью. Известно, что именно вязкостью магм в значительной степени определяется характер перемещения магматических расплавов в земной коре и верхней мантии, текстурные особенности интрузивов и эффузивов и многие другие особенности магматических пород [4, 5]. В.С. Соболев предложил общую схему вертикального перемещения магм в земной коре и верхней мантии, образовавшихся при различных значениях  $R_{\text{лит.}}$  и  $R(\text{H}_2\text{O})$ , и обосновал невозможность излияния магм с содержанием воды в них ( $X(\text{H}_2\text{O}) > 1\text{-}2\ \text{вес. \%}$ ,  $R(\text{H}_2\text{O})/R_{\text{лит.}} \sim 0.1$ ) [4]. Несколько ранее В.С. Соболев предложил (устное сообщение) обосновать причину относительной распространённости масс интрузивных и эффузивных пород кислого, среднего и основного составов в земной коре на основе понимания закономерностей вязкости водных магм в переменном поле температур и давлений. Увы, в те годы решить эту проблему было не реально, т.к. экспериментально-теоретические исследования вязкости таких расплавов при высоких давлениях только начинались. Прошло более трёх десятков лет таких исследований, главным результатом которых стала разработанная физико-химическая модель достоверных прогнозов и расчетов вязкости гетерогенных магм практически любого состава от гранитов до ультрамафитов в переменном поле температур и давлений земной коры и верхней мантии. Новая модель, подробно опубликованная [5, 6, 7; и ссылки в них], впервые позволяет рассчитывать и прогнозировать вязкость магматических расплавов как функцию следующих параметров: 1) температуры; 2) литостатического и флюидного давлений; 3) состава расплава, включая летучие компоненты ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ); 4) соотношения катионов:  $\text{Al}^{3+}/(\text{Al}^{3+} + \text{Si}^{4+})$ ,  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ ,  $\text{Al}^{3+}/(\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$ ; 5) объёмного содержания кристаллов и пузырей (до 45 объёмных %). Характерными особенностями этой модели являются: 1) структурно-химический подход; 2) максимально возможная простота аналитических зависимостей; 3) высокая точность прогноза ( $\pm 30$  отн. %), соизмеримая с экспериментальной погрешностью измерений вязкости таких расплавов при высоких давлениях. Важно подчеркнуть следующее: 1. На основе значительного объёма экспериментально теоретических данных достоверно установлено в настоящее время, что из широкого спектра состава флюида кислых магм ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{NaF}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ) решающее влияние на текучесть таких магм оказывает вода, растворяющаяся в магмах в двух формах: химической-гидроксил  $\text{OH}^-$  - сильно снижает вязкость расплава и физической-молекулярная  $\text{H}_2\text{O}$  - слабо снижает вязкость кислого расплава, и псевдо-бинарная система магма-вода с хорошей степенью приближения моделирует реологическое поведение таких магм во всем диапазоне глубин земной коры [5, 6 и ссылки в них]. 2. Ввиду того, что отсутствуют геологические доказательства существенного перегрева кислых магм в различных фациальных условиях земной коры, представляет несомненный интерес оценка вязкости таких магм при термодинамических параметрах их субликвидусов во взаимосвязи со структурой. На рисунке 1 приведена диаграмма вязкость -  $\text{H}_2\text{O}$  для системы гранит – вода при термодинамических параметрах их субликвидуса ( $T = T_{\text{пл.}} - 50^\circ\text{C}$ ), в условиях практически полного диапазона глубин земной коры. При её построении использованы экспериментально-теоретические результаты исследований термодинамических параметров плавления гранита в присутствии водяного пара [9, 10 и др.], а вязкость расплавов в этих условиях рассчитана по нашей модели. Анализ представленных результатов показывает, что гранитные магмы с содержанием воды от 2 до 8.5 мас. % - являются достаточно подвижными расплавами в широком диапазоне термодинамических параметров и глубин земной коры (1 - 30 км). Сравнительно не высокая вязкость водонасыщенных гранитных магм ( $\sim 10^{5.5}$  Па с) и

практически полная независимость вязкости магм в этих условиях от содержания воды в них и, соответственно, от степени их деполимеризации ( $100NBO/T = 19 - 53$ ), определенно указывают на реальную возможность гомогенизации в земной коре на различных глубинах больших масс плутонических гранитоидных батолитов и лополитов путем конвекции и массопереноса.

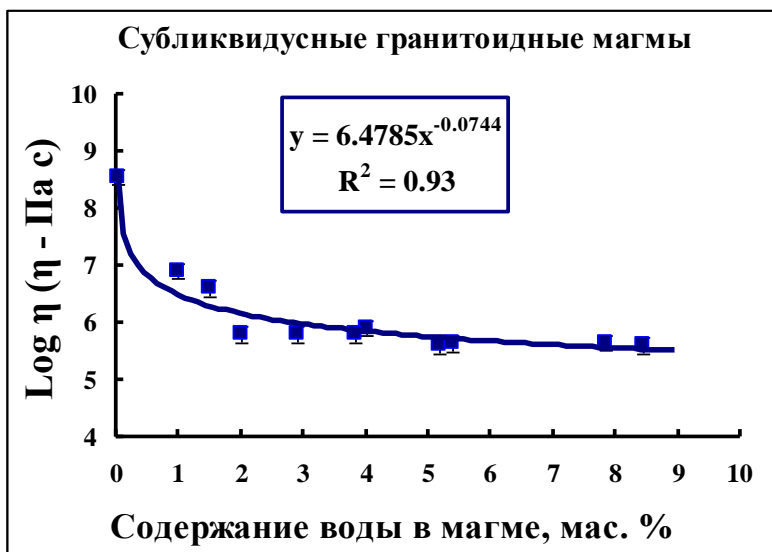


Рис.1. Закономерности вязкости субликвидусных ( $T = T_{лик} - 50$  оС) водосодержащих гранитных магм в условиях земной коры ( $P(H_2O) = 10$  МПа – 300 МПа, Рлит. - до 1000 МПа,  $T = 670 - 975$  °С, содержание кристаллов и пузырей в магме – до 30 объёмных %, степень деполимеризации -  $100NBO/T = 4 - 53$ ).

Анализ представленных результатов (рис. 1) показывает также принципиально иные закономерности вязкости гранитоидных магм при низком содержании магматической воды в них ( $< 2$  мас.%). Полученные данные отражают многие особенности кислого магматизма в эффузивной и субвулканической фациях. При почти полной дегазации гранитоидных магм их вязкость возрастает на 3 порядка величины и достигает значений  $\sim 10^8 - 10^9$  Па с, а степень деполимеризации значительно снижается ( $100NBO/T$  от 19 до  $\sim 4$ ). При такой вязкости полимеризованные гранитоидные магмы не способны течь в виде лавовых потоков, а извергаются сравнительно редко в форме экструзий или взрывных катастрофических извержений. Основная же масса таких гранитоидных магм не достигнет поверхности Земли, их образование и кристаллизация будут происходить в плутонической фации. И это количественно подтверждает упомянутую идею В.С. Соболева и наблюдаемое в природе, широкое распространение в земной коре масс гранитов, по сравнению с риолитами (липаритами). *Работа выполнена при поддержке Президиума РАН, программа № 19.*

#### Литература:

1. A.F. Glazner, D.S. Coleman, R.D. Mills. The volcanic-Plutonic Connection. *Advances in Volcanology*. C. Breitkreuz & S. Rocchi (eds). *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems*. 2018, p. 59-82. DOI 10.1007/11157\_2015\_11.
2. Christiansen, R.L. The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau volcanic field of Wyoming, Idaho, and Montana, in *US Geol. Survey Prof. Paper*, 2001, v. 729, p. 1-146.
3. Scott M. White, Joy A. Crisp, Frank J. Spera. 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v.7, No3, p. 1-20.
4. Соболев В.С. Структура верхней мантии и способы образования магм. М.: Наука, 1973, 34 с.
5. Persikov E.S. The viscosity of magmatic liquids: experiment, generalized patterns; a model for calculation and prediction; application. *Physical chemistry of magmas*. Adv. Phys. Geochem. Eds. L.L. Perchuk, I. Kushiro, New York, Springer-Verlag, 1991, v. 9, p. 1–40.
6. Persikov, E. S. The viscosity of model and magmatic melts under P–T-parameters of the Earth's crust and upper mantle. *Russian Geology and Geophysics*, 1998, v. 39, No 12, p. 1780–1792.
7. Persikov E.S. Structural chemical model to calculate and predict the viscosity of magmatic melts in full range of composition and conditions. *General Assembly EGU-2007*. Vienna. *Geophysical Research Abstracts*, 2007, v. 9. A-02262. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-02262.
8. Persikov E.S. & Bukhtiyarov P.G. Interrelated structural chemical model to predict and calculate viscosity of magmatic melts and water diffusion in a wide range of compositions and T-P parameters of the Earth's crust and upper mantle. // *Russian Geology & Geophysics*. 2009, v. 50, No 12, p. 1079–1090.
9. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973, 318 с.
10. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971, 267 с.

## ИЗМЕНЕНИЕ СТИЛЯ СУБДУКЦИИ В ДОКЕМБРИИ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА КOROОБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Перчук А.Л.<sup>1,2</sup>, Захаров В.С.<sup>2</sup>, Геря Т.В.<sup>3,2</sup>, Браун М.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> ИЭМ РАН (г. Черноголовка, РФ), <sup>2</sup> Геологический факультет МГУ (г. Москва, РФ), <sup>3</sup> Кафедра Наук о Земле Швейцарского Федерального Технологического Института (г. Цюрих, Швейцария), <sup>4</sup> Кафедра геологии, Мэрилендский университет, (г. Колледж-Парк, США)

Зоны субдукции являются важнейшими фабриками по производству кремнекислой коры в современных условиях. Многие ученые экстраполируют этот процесс на ранние этапы истории Земли, предполагая, что основные объемы кислой континентальной коры, представленной докембрийскими тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) формациями, также формировались в зонах субдукции. Однако, если мантия была в докембрии более горячей, то и стиль субдукции, глубина удаления летучих веществ из слэбов и образование силикатной континентальной коры могли отличаться от современных. Чтобы понять влияние температуры мантии на характер процесса субдукции в докембрии нами было выполнено численные эксперименты при разных температурах мантии с использованием 2D петролого-термомеханической модели интраокеанической субдукции. Результаты экспериментов показывают, что современному стилю субдукции в геологическом прошлом предшествовал режим, в котором доминировал быстрый откат слэба и мощный подъем астеносферной мантии в пространство, созданное над отступающей плитой. Значение гидратационного плавления надсубдукционной мантии, определяющего характер магматизма в современных зонах субдукции, в этом режиме становится незначительным. Главенствующую роль начинает играть декомпрессионное плавление поднимающейся астеносферной мантии, сопровождающееся широкомасштабным развитием крупных магматических провинций базальтового состава. Отметим также, что, несмотря на повышенную температуру мантии, субдукция с откатом плиты создает условия для пониженных температур в слэбе, подобных тем, которые предсказываются моделированием в современных зонах субдукции на западе Тихого океана. При таком термальном режиме даже при повышенной температуре мантии становится невозможным плавление базальтовой коры, а значит и формирование кислых (адакитоподобных) магм, близких по составу к ТТГ. По результатам выполненных численных экспериментов можно говорить о том, что рост большей части ранней докембрийской силикатной континентальной коры происходил не при магмагенерации за счет гидратационного плавления мантийного клина, связанного с субдукцией. Докембрийская субдукция могла приводить к формированию мощной платообразной коры существенно базальтового состава, возникающей при декомпрессионном плавлении горячей астеносферной мантии, сопровождающей масштабный откат слэбов.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 16-05-00495 с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.*

# ФАЗОВОЕ СООТВЕТСТВИЕ В САПФИРИНСОДЕРЖАЩИХ ПОРОДАХ

*Подлеский К.К.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup> ИГЕМ РАН (г. Москва), <sup>2</sup> ИЭМ РАН (г. Черноголовка), kkp@igem.ru, kkp@iem.ac.ru

Л.Л.Перчук впервые обратил внимание на проблему фазового соответствия в сапфириносодержащих породах почти полвека тому назад [1] и отметил, что для оценки условий образования минеральных ассоциаций сапфирина было недостаточно экспериментальных и эмпирических данных. К настоящему времени экспериментальных результатов практически не прибавилось, но разительно увеличилось количество опубликованных исследований по составам сосуществующих минералов сапфириновых парагенезисов (в более чем 300 работах свыше 1800 микросондовых анализов, собранных в открытой Интернет-базе [<http://database.iem.ac.ru/sapphirine>]). Сапфирин, когда-то считавшийся относительно редким минералом, описан в многочисленных публикациях в ассоциациях с шпинелью, ортопироксеном, кордиеритом, гранатом, клинопироксеном, оливином, корнерупином, осумилитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом, жедритом, ставролитом, хлоритом, тальком, клиногумитом, силикатами глинозема, корундом, кварцем и некоторыми другими минералами. Термодинамическое моделирование [2, 3] показало, что существующие экспериментальные данные, связанные с твердым раствором сапфирина, не позволяют создать описание фазовых отношений, которое можно было бы использовать для надежной количественной оценки физико-химических условий образования соответствующих пород. Не в последнюю очередь, это связано с неопределенностью состава сапфирина в экспериментах. Предлагаемая для описания твердого раствора модель, которая используется для построения псевдосечений с помощью популярной программы THERMOCALC [4], содержит параметры, не имеющие никакого обоснования, и может рассматриваться лишь как «оцифрованное» мнение авторов, а не как результат строгих расчетов. Диапазон P-T условий сапфириносодержащих ассоциаций весьма широк – от значений ниже 700°C и 5 кбар до оценок выше 1000°C и 10 кбар, что не позволяет считать присутствие этого минерала в породе непременным индикатором «сверхвысокотемпературного» метаморфизма. Термометрия по содержанию титана в кварце, демонстрируя неплохое согласование с оценками по другим минералогическим термометрам, для некоторых сапфирин- и кварсодержащих природных ассоциаций указывает на температуру их формирования около 700°C [5]. Помимо такой относительно низкотемпературной оценки, это должно восприниматься и как указание на весьма низкую активность воды при петрогенезе, так как в противном случае должны были быть устойчивы альтернативные ассоциации с водосодержащими минералами. Анализ распределения Fe и Mg между сапфирином и сосуществующими с ним шпинелью, гранатом, ортопироксеном и кордиеритом на основе опубликованных эмпирических данных полностью подтверждает общий принцип фазового соответствия для природных минералов Л.Л.Перчука [6]. Рассчитываемое на основе стехиометрии соотношение  $Fe^{3+}/Fe$  для сапфирина в подавляющем большинстве случаев выше, чем для сосуществующих Fe-Mg минералов, включая глиноземистую шпинель. Учитывая существенное отличие состава сапфирина из эклогитов, где содержания кремнезема в нем наиболее низкие, от относительно обогащенных Si составов, которые наблюдаются в высокотемпературных гранулитах, на качественном уровне можно утверждать, что снижение температуры и повышение давления должно способствовать увеличению глиноземистости сапфирина, а повышение степени окисления железа способствует стабилизации этого минерала в более низкотемпературных условиях.

*Работа выполнена при поддержке базового финансирования ИГЕМ РАН, тема № 0136-2018-0029 «Метаморфизм и метасоматоз в нижней коре»*

## Литература:

1. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза // М., «Наука», 1973, 318 стр.
2. Podlesskii K.K., Aranovich L.Y., Gerya T.V., Kosyakova N.A. Sapphirine-bearing assemblages in the system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>: A continuing ambiguity // European Journal of Mineralogy. 2008. V. 20. P. 721–734.
3. Подлеский К.К. Устойчивость сапфириносодержащих ассоциаций в системе FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> и P-T условия метаморфизма высокоглиноземистых гранулитов // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 369–386.
4. Wheller C.J., Powell R. A new thermodynamic model for sapphirine: calculated phase equilibria in K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. // Journal of Metamorphic Geology. 2014. V. 32. P. 287–299.
5. Подлеский К.К., Грибоедова И.Г., Курдюков Е.Б. «Сверхвысокотемпературный» метаморфизм и TitanQ: несколько примеров из Восточной Сибири // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 523–532.
6. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. // М., «Недра», 1976, 287 стр.

## ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКОВ ТЕПЛА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ НТ/ЛР КОНТАКТОВЫХ АРЕАЛОВ И ПАЛЕОТЕРМАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ САНГИЛЕНА (ТУВА)

*Полянский О.П., Каргополов С.А., Изох А.Э., Бабичев А.В. Семенов А.Н.  
ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), pol@igm.nsc.ru*

Одним из примеров проявления НТ/ЛР метаморфизма являются метаморфические зональные комплексы нагорья Сангилен Тувино-Монгольского массива. Для Сангилена устанавливается связь метаморфизма НТ/ЛР-типа с габбро-монцодиоритовыми интрузиями, а также его двухэтапное проявление. Проведенные ранее исследования показали, что повсеместно на площади выходов кристаллического фундамента Западного Сангилена наблюдаются признаки метаморфизма М1 типа Барроу с возрастом в интервале 570-525 млн лет, и несколько этапов “локального” высокоградиентного метаморфизма низких давлений М2, связанного с внедрениями габбро-монцодиоритовых интрузивов (525, 490, 465 млн лет) [1, 2]. Время формирования регионального термического ареала соответствует времени внедрения габброидов и монцонитов Баянкольского и Эрзинского массивов и отвечает границе кембрия и ордовика (490 млн лет). Время второго (локального) термического события соответствует времени формирования башкымугурской габбро-монцодиоритовой ассоциации в среднем ордовике (465 млн лет, [1]).

Характер метаморфической зональности позволяет в пределах кристаллического фундамента Зап. Сангилена оконтурить палеотермальный ареал, включающий метаморфические комплексы этапа М2. В пределах концентрического ареала с поперечным размером около 75 км выделены андалузит-, силлиманит- и гиперстен-каллишпатовые зоны метаморфизма [3].

В эрзинском комплексе фиксируются пиковые условия метаморфизма, превышающие 900°C при давлении 3-4 кбар [4]. В пределах мугурского комплекса метаморфическая зональность с сильно сближенными изоградами характеризуется нарастанием температуры от 550°C на периферии до  $T=850-900^{\circ}\text{C}$  в приконтактовой зоне при  $P=2-3$  кбар со средним температурным градиентом 60-70°C/км во всей зональности шириной около 5 км [3]. Здесь отчетливо проявлен переход от метаморфической толщи типа Барроу к малоглубинным гранулитам с мощной внутренней зоной (до 2 км) Sill-Kfs- и Ну-Kfs-мигматитов. В непосредственном контакте с метаморфической толщей доминируют субщелочные кварцевые диориты. Учитывая приведенные оценки температуры по гиперстеновой зоне, магматический интрузивный источник тепла должен иметь температуру не ниже 1100-1200°C. Маловероятно, чтобы такую температуру имели кварцевые диориты. Поэтому параметры НТ/ЛР метаморфизма и наличие палеотермального «купола» вызывают естественный вопрос об источниках тепла.

Для поиска “подходящих” источников тепла, объясняющих локальные термические аномалии на фоне регионального термического ареала, оказывается перспективным применение численных термо-механических моделей, описывающих эволюцию температуры вблизи движущейся магмы [5]. С этой целью выполнено моделирование формирования термального ареала вокруг гранитоидного диапира, возникшего над базитовым магматическим источником тепла в основании коры. Смоделированное поле температур и давления в вокруг диапира сопоставлено с полями устойчивости наблюдаемых минеральных ассоциаций. Размер температурной аномалии в поперечнике (30 км) сравним по масштабу с наблюдаемой метаморфической зональностью Зап. Сангилена. Поле устойчивости андалузита занимает прикровельную область диапира и ограничено по давлению в узком интервале глубин. Тем самым можно установить природу квазиконцентрического распределения изоград метаморфической зональности на этапе М1 (кембрий). Зональность представляет собой термальный ареал над базитовой интрузией с температурой в источнике около 1200°C, возникший в процессе диапирового подъема частично-расплавленного, менее плотного материала коры.

Второй этап метаморфизма (среднеордовикский) произошел при смене мантийного источника на более глубинный и высокотемпературный, с температурой не менее 1330-1350°C [2]. Численная модель основывается на механизме фракционного плавления и внедрения базитового расплава на уровень средней коры. В этом случае инъекции расплава создают локальные аномалии – модельные аналоги контактово-метаморфических ареалов вокруг габбро-монцодиоритовых интрузий (рис. 1). Результаты моделирования показывают, что размер таких ареалов составляет 5.5 км, что хорошо согласуется с наблюдаемой шириной мугурской контактово-метаморфической зональности, ограниченной по изограде исчезновения кианита. На основании моделирования можно сделать вывод о «непричастности» диоритов к возникновению мощных термальных ареалов. Возможно, локальные выходы габброидов и гипербазитов, слагающие небольшие тела внутри метаморфических толщ, а также многочисленные проявления магматического минглинга в габбро-гранитных комплексах могут являться признаками наличия нескрытых эрозией тепловых источников базит-ультрабазитового состава.

Таким образом, повторные этапы метаморфизма объясняются двумя источниками тепла разной природы: на первом этапе регионального метаморфизма типа Барроу источник был, по-видимому, связан с субкорковым

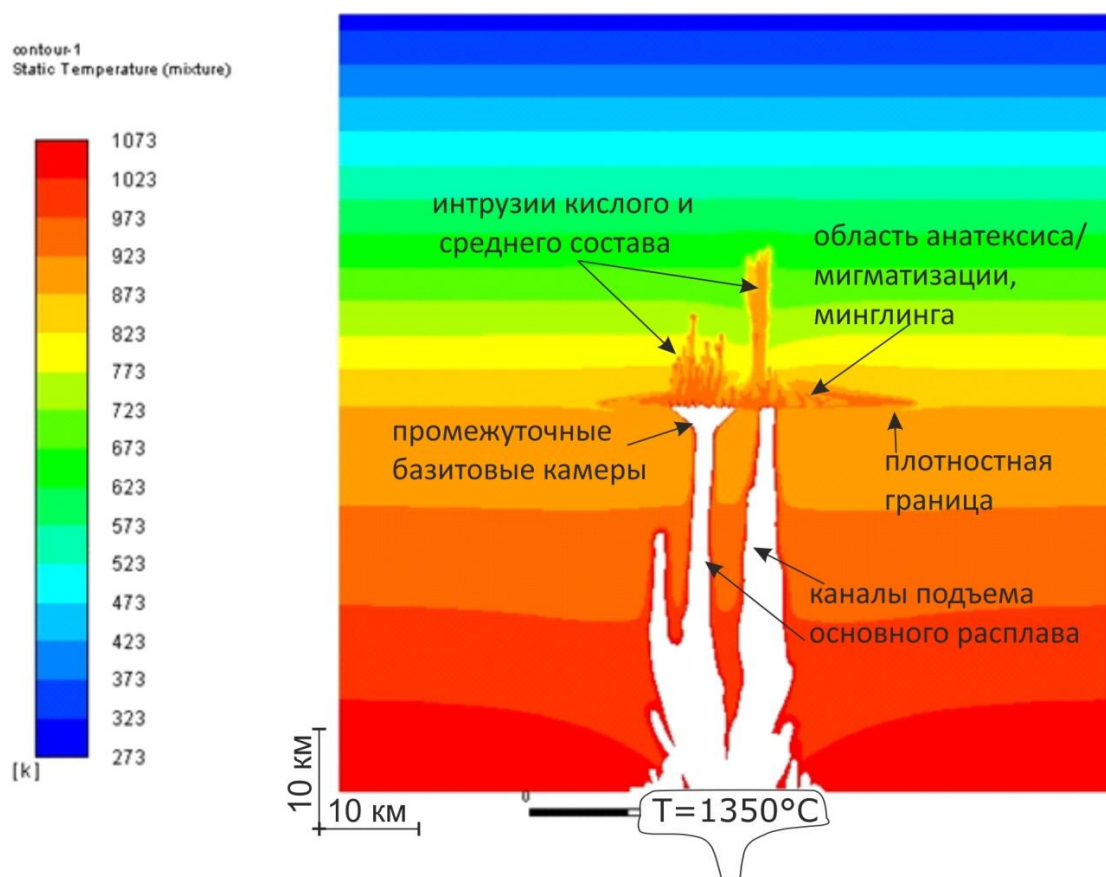


Рис. 1. Результат моделирования развития магматических камер - возможных тепловых источников метаморфизма Сангиленского массива на этапе M2 (490-465 млн л.). Показано температурное поле, сформировавшееся при плавлении и подъеме базитовой магмы над стационарным мантийным плюмом и интрузиях средней и кислой магмы в коре. Слева дана шкала температуры в градусах К; области с температурой выше 800°C показаны белым.

базитовым андерплейтингом, вызвавшим диатексис (плавление  $\geq 50\%$ ) и адвекцию вещества коры, на втором этапе источник был связан со стационарным мантийным плюмом, вызвавшим фракционное плавление и формирование локальных контактовых ареалов вокруг башкымугурского, баянкольского и других массивов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 17-05-00848 и программы СО РАН №53.

#### Литература:

1. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы конф. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68-72.
2. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтман Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Зап. Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2018, т. 59. №5, с.653-672.
3. Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса // Геология и геофизика. 1991. № 3. С. 109-119.
4. Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока Тувино-Монгольского террейна // Петрология, 2017, т. 25, №6, с.635-645.
5. Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлова В.Г. Механизм подъема магмы через "твердую" литосферу и связь мантийного и корового диапиризма: численное моделирование и геологические примеры // Геология и геофизика. 2016. т. 57, №6. С.1073-1091.



## КОЭФФИЦИЕНТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ В ПОРОДАХ РАЗНЫХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ СЕРИЙ КАК КРИТЕРИЙ НЕСМЕСИМОСТИ ДВУХ МАГМ

*Расс И.Т., Ковальчук Е.В. ИГЕМ РАН (г. Москва), [rass@igem.ru](mailto:rass@igem.ru)*

Зональность минералов является отражением смены последовательных локальных равновесий (понятие, введенное Д.С. Коржинским, 1973) между поверхностным слоем твердых фаз и жидкой фазой. Исследование зональности сосуществующих минералов в сочетании с принципом фазового соответствия Л.Л. Перчука [6] позволяет выявить связи между зональностью минералов, физико-химическими условиями (P, T, fO<sub>2</sub>, pCO<sub>2</sub>, αSiO<sub>2</sub>) и кинетическими характеристиками их генезиса для магматических пород. Зональность минералов фиксирует изменение физико-химических условий во время роста кристалла, и в какой-то мере моделирует процесс.

Карбонатиты, генетически связанные с комплексами щелочно-ультраосновных пород, содержат высокие концентрации редких элементов. До последнего времени считалось, что высокие содержания Nb, Zr и REE приурочены к карбонатитам и возникают при несмесимости карбонатных и силикатных магм при достаточной степени дифференциации первичных расплавов. Эксперименты последних лет [16] показали, что эти элементы концентрируются в силикатной жидкости по сравнению с карбонатной, но во фторидных или фосфатных, а не карбонатных расплавах, по сравнению с силикатными.

В тесной ассоциации с карбонатитами более чем в 20 щелочно-ультраосновных комплексах мира известны так называемые фоскориты [18] – магматические породы, состоящие из магнетита, апатита, форстерита (и/или флогопита) и кальцита (и/ или доломита), относительные количества которых переменны. В Ковдорском комплексе карбонатиты и фоскориты представляют обособленное образование, с приуроченным к последним уникальным магнетит-apatит-редкометальным месторождением [8,12].

Ковдорский фоскорит-карбонатитовый комплекс сложен сопряженными крутопадающими жильными телами и характеризуется крутопадающей расслоенностью ликвационного типа, установленной с глубины 5 км [4,8,12].

Фоскориты образуют несколько генераций пород, тесно ассоциированных с собственно карбонатитами также нескольких генераций. Фоскоритовой магме свойственна глубинная и местная дифференциация, выраженная многофазным внедрением закономерно изменяющих состав дифференциатов [3]. Образование фоскорит-карбонатитового штокверка было многостадийным процессом дискретных внедрений комплексной силикат-фосфат-карбонат-железосодержащей жидкости (магмы) низкой вязкости. Установлено, что карбонатиты включены в формирование мультстадийных фоскорит-карбонатитовых штокверков, где каждая стадия включает формирование фоскорита и карбонатита с теми же самыми минеральными ассоциациями и подобным составом породообразующих минералов [7,5,17].

Тенденции изменения геохимии фоскоритов и карбонатитов от ранних генераций к поздним позволяют считать их дифференциатами разных серий. На парных логарифмических графиках концентраций некогерентных элементов (Sr-Ce, Nb-La, Zr-Y) видны различные тенденции изменения их концентраций в фоскоритах и карбонатитах, которые можно аппроксимировать в виде прямых. Ни одна из них не является продолжением тренда дифференциации карбонатизированного (и, очевидно, обогащенного фосфором) щелочно-ультраосновного первичного расплава. Сопряженность в пределах Ковдорского фоскорит-карбонатитового комплекса постепенного изменения состава пород и минералов в направлении обогащения их легкоплавкими компонентами фоскоритов и карбонатитов последовательных генераций позволяет рассматривать этот комплекс в качестве парагенезиса двух дифференцированных серий – фоскоритовой и карбонатитовой. Параллельная дифференциация этих двух серий, возможно, могла включать помимо фракционной кристаллизации и процессы жидкостной несмесимости.

Минералогические исследования последовательных генераций фоскоритов и карбонатитов подобного Ковдорскому комплекса Сокли в Финляндии [13,14] позволило авторам предположить наличие жидкостной несмесимости между фосфатной (или фосфатно-железистой?) и собственно карбонатной магмами, исходными для пород карбонатитовой и фоскоритовой серий.

Если фоскоритовый (обогащенный фосфором) и карбонатитовый расплавы были равновесны в качестве несмесимых жидкостей, то коэффициенты распределения малых элементов между одинаковыми сосуществующими фазами в фоскоритах и карбонатитах должны быть равны.

Мы определили состав и зональность породообразующих и, если удалось, некоторых аксессуарных минералов последовательных генераций фоскоритов и соответствующих карбонатитов, и установили, что в значимом количестве случаев коэффициенты распределения малых элементов между одними и теми же минералами ранних генераций, или между центрами этих минералов это условие имеет место – наблюдаются следующие равенства:  $K_d \text{ SrO Cal/Ar} = 2$ ;  $K_d \text{ MgO Cal/Mag} = 4.5$ ;  $K_d \text{ TiO}_2 \text{ Mag/Phl} = 5.9$ ;  $K_d \text{ MgO Ilm/Mag} = 4.1$ .

Несмесимость фосфатной и карбонатной жидкостей могла иметь место после отделения карбонатитовой магмы, обогащенной фосфором (возможно, фосфатно-карбонатно-железистой?), при более низких температурах (чем многократно экспериментально воспроизведенная несмесимость силикатной и карбонатной магм), не намного превышающих ликвидусные температуры кристаллизации собственно карбонатитов.

Карбонатиты являются производными мантийных щелочно-ультраосновных расплавов. Экспериментальные данные по распределению редких земель при частичном плавлении в системе перидотит-карбонат-фосфат фиксировали несмесимость силикатных и фосфатносных карбонатитовых расплавов при высоких давлениях (20-30 кбар) и температурах 950-1000°C [10,15], и концентрирование REE и Ti в последних. Поскольку P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> присутствует в мантии в количествах 170-210 г/т, сравнимых с количествами CO<sub>2</sub> = 100-700 г/т [10,11], начальные расплавы в карбонатизированной мантии могут быть представлены карбонатно-фосфатными жидкостями [9].

Из средних составов щелочно-ультраосновных и фанолитовых пород Кольского п-ва были определены составы первичных мантийных расплавов, исходных для Кольской щелочной провинции в палеозое [2] и рассчитаны составы примитивной мантии с концентрацией P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.0218 вес. % [1]. Согласно этим данным, карбонатитовый расплав, образованный в коре, отделившийся от щелочно-силикатного, также может быть на самом деле фосфатно-карбонатным. Так, в Ковдорском массиве фоскориты и карбонатиты могут являться производными некоей исходной магмы, содержащей кроме карбонатных компонентов значительные количества железа, фосфора и редких элементов.

*Работа выполнена при поддержке базового финансирования ИГЕМ РАН, тема НИР № 0136-2016-0002 «Внутриплитный и окраинно-континентальный магматизм как петрологический индикатор комбинированных геотектонических обстановок (на примере Восточно-Европейского кратона и его складчатого обрамления)».*

#### **Литература:**

1. Арзамасцев А.А., Митрофанов Ф.П., 2009 // Петрология. 2009. № 3: 324-336
2. Арзамасцев А.А. и др., 2001 // // Российский журнал наук о Земле 2001. Т.3. № 1
3. Егоров Л.С., 1992 // Зап. ВМО. 1992. Ч 121. №3: 13-26.
4. Краснова Н.И., Копылова Л.Н. О // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. №5:81-92.
5. Лапин А.В. // Геология рудных месторождений, 1977. №4: 21-33.
6. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976.
7. Римская-Корсакова О.М. // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. Т.1: 125-143.
8. Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И. Геология и месторождения Ковдорского массива. СПб: СПб Университет, 2002.
9. Рябчиков И.Д., Гамильтон Д.Л. // Геохимия 1993. № 8: 1151-1160.
10. Рябчиков И.Д. и др. // Геохимия 1989. (5), 725-729.
11. Рябчиков И.Д. и др. // Геохимия 1991. №2: 163-168.
12. Krasnova N.I. et al. // Zaitsev A.N., Wall F. (eds) Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Min. Soc. of Great Britain & Ireland, London, 2004: 45-74, 99-132.
13. Lee M.J. et al. // Zaitsev A.N., Wall F. (eds) Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Min. Soc. of Great Britain & Ireland, London, 2004: 133-162.
14. Lee M.J. et al. // Geochemical Journal. 2006. 40, 1-13.
15. Ryabchikov I.D. et al. // Mineral. Petrol. 1993. 49, 1-12. 1993.
16. Veksler I.V. et al. // Geoch. Cosmoch Acta. 2012. 79: 20-40.
17. Zaitsev A., Bell K. // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. Vol. 121: 324-335.
18. Zaitsev A.N., Wall F. Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Min. Soc. of Great Britain & Ireland, London, 2004.

# ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

Реутский В.Н.

*ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), reutsky@igm.nsc.ru*

Минералы, кристаллизующиеся в мантийных условиях, такие как алмазы, графиты, карбиды предоставляют уникальную возможность прямых исследований вещества мантии. Их изотопные характеристики обычно используются для идентификации источников вещества, вовлечённых в мантийные процессы [Stachel et al., 2009]. В рамках данной проблематики фракционирование изотопов углерода и азота в мантийных обстановках является предметом интенсивного изучения. Отсутствие значимой диффузии изотопов в алмазе, даже при температурах его кристаллизации [Koga et al., 2003], и его химическая стойкость особенно привлекают внимание исследователей. Результаты изучения диффузионных характеристики других мантийных минералов крайне ограничены.

Имеющиеся экспериментальные данные по фракционированию изотопов углерода при температурах и давлениях мантии Земли в различных по составу алмазообразующих средах [Реутский и др., 2015] позволяют выделить следующие основные закономерности: (1) в восстановленных обстановках алмаз изотопно тяжелее растворов углерода, из которых он кристаллизуется; (2) в окисленных обстановках алмаз изотопно-легче карбонатного флюида, участвующего в алмазообразовании и (3) величина изотопного фракционирования увеличивается с уменьшением линейной скорости роста кристаллов алмаза. Установленные для изотопов углерода закономерности в совокупности с независимой информацией об окислительно-восстановительных условиях роста конкретных кристаллов позволяют проводить генетическую интерпретацию этих данных. В частности, оценить особенности фракционирования изотопов азота при алмазообразовании. Следует отметить, что к настоящему моменту достоверные данные по закономерностям поведения изотопов азота при мантийных параметрах полностью отсутствуют.

Не менее актуальной проблемой является выяснение закономерностей изотопного фракционирования при НТНР кристаллизации металл-углеродных расплавов с образованием карбидов металлов. Расчёты показывают чрезвычайно низкие величины  $\beta$ -факторов для карбидов металлов [Horita, Polyakov, 2015], что должно приводить к значительному изотопному фракционированию между карбидами и другими минеральными фазами. Известно, что муассаниты из кимберлитовых трубок всегда обеднены тяжёлым изотопом углерода по сравнению с мантийными значениями и с алмазами из тех же кимберлитов [Mathez et al., 1995]. Включения когенита в алмазе также значительно обеднены тяжёлым изотопом по сравнению с кристаллом хозяином [Mikhail et al., 2014]. Однако, пока нет твёрдых оснований утверждать, что наблюдаемые изотопные характеристики углерода природных муассанитов являются исходными и состав не был переуравновешен в постгенетических процессах, поскольку данные о скорости диффузии изотопов углерода в муассаните, как и в других кристаллических карбидах, отсутствуют. Кроме того, очевидно, что, например, карбид кремния (муассанит) образуется в чрезвычайно неравновесных системах [Shiryaev, Gaillard, 2014]. В этой связи также возникает вопрос влияния кинетических эффектов фракционирования на состав кристаллов.

Исследования кристаллизации Fe-C расплава с образованием кристаллического Fe<sub>3</sub>C (когенита) при высоких температурах и давлениях показали наличие значимого кинетического изотопного фракционирования углерода. При высоких скоростях кристаллизации когенит более чем на 9% тяжелее углерода в расплаве. Эта разница снижается до 0,6% при низких скоростях роста. Результаты НТНР отжига кристаллического когенита в графитовых ампулах контрастного изотопного состава указывают на наличие твёрдофазной диффузии изотопов углерода в когените. Таким образом, когенит, видимо, может переуравновешиваться с углеродом окружающей среды, пока находится в мантии.

Таким образом, имеющиеся экспериментальные данные свидетельствуют о том, что даже при мантийных температурах и давлениях фракционирование стабильных изотопов углерода и, вероятно, других лёгких элементов, оказывает существенное влияние на состав кристаллизующихся минералов. Это имеет место как при кристаллизации из растворов, так и при кристаллизации расплавов. Твёрдофазная диффузия далеко не всегда обеспечивает постгенетическое переуравновешивание состава мантийных минералов.

*Работа выполнена при поддержке РФФ грант № 14-27-00054*

## Литература:

1. Stachel T., Harris J.W., Muehlenbachs K. Sources of carbon in inclusion bearing diamonds // Lithos, - 2009 - №112, - С. 625-637.

2. Koga K.T., Van Orman J.A., Walter M.J. Diffusive relaxation of carbon and nitrogen isotope heterogeneity in diamond: a new thermochronometer // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, - 2003. Т.139, №1, - С.35-43.
3. Реутский В.Н., Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М., Сокол А.Г. Изотопное фракционирование углерода при кристаллизации алмаза в модельных системах // *Геология и Геофизика*. - 2015. – Т.56 №1-2. – С.308-315.
4. Horita J., Polyakov V. B. Carbon-bearing iron phases and the carbon isotope composition of the deep Earth // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2015. – Т. 112. – №. 1. – С. 31-36.
5. Mathez, E. A., Fogel, R. A., Hutcheon, I. D., & Marshintsev, V. K. Carbon isotopic composition and origin of SiC from kimberlites of Yakutia, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – Т. 59. – №. 4. – С. 781-791.
6. Mikhail, S., Guillermier, C., Franchi, I. A., Beard, A. D., Crispin, K., Verchovsky, A. B., ... & Milledge, H. J. (2014). Empirical evidence for the fractionation of carbon isotopes between diamond and iron carbide from the Earth's mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(4), 855-866.
7. Shiryaev, A. A., & Gaillard, F. (2014). Local redox buffering by carbon at low pressures and the formation of moissanite–natural SiC. *European journal of mineralogy*, 26(1), 53-59.

# МИНЕРАЛОГИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КСЕНОЛИТОВ МЕТАБАЗИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

*Сапегина А.В.<sup>1</sup>, Перчук А.Л.<sup>2,1</sup>, Сафонов О.Г.<sup>1</sup>, Янаскурт В.О.<sup>2,1</sup>,  
Шацкий В.С.<sup>3</sup>, Мальковец В.Г.<sup>3</sup>.*

<sup>1</sup> ИЭМ РАН (г. Черноголовка),

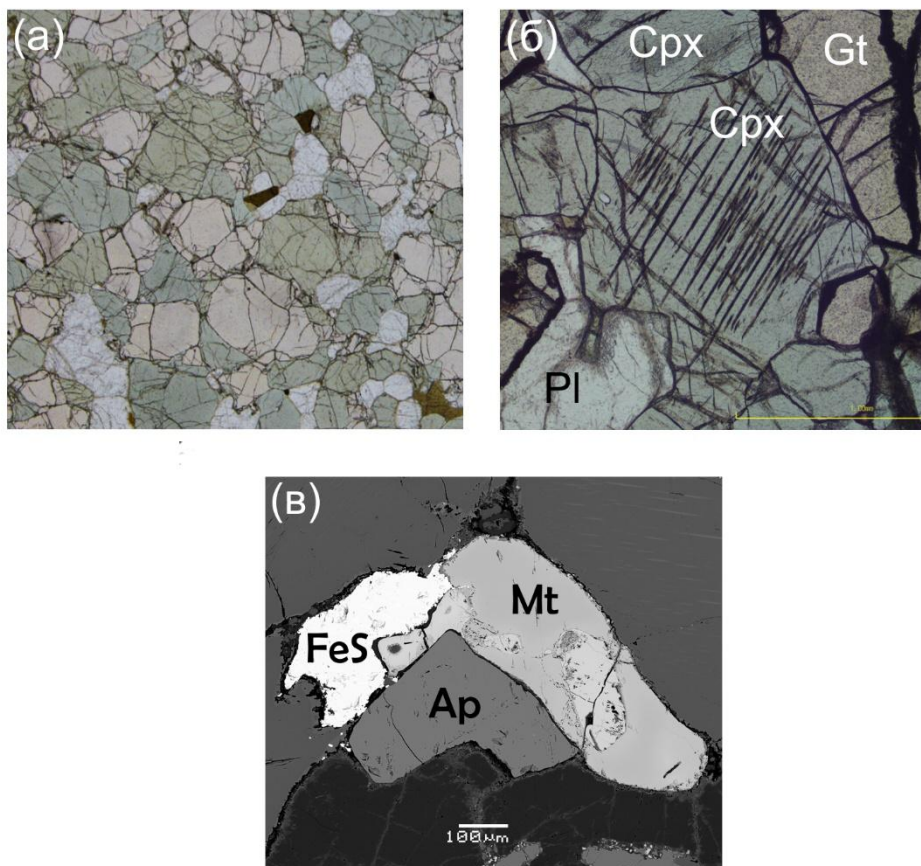
[ann-sapagina@yandex.ru](mailto:ann-sapagina@yandex.ru)

<sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова (г. Москва),

<sup>3</sup> ИГМ СО РАН (г. Новосибирск)

Ксенолиты нижнекорových метабазитов – один из ключевых объектов для изучения структуры, образования и эволюции континентальной коры. Объектом изучения в данной работе стали образцы ксенолитов метабазитов из кимберлитовой трубки Удачная, расположенной в Далдын-Алакитском кимберлитовом поле Якутской провинции.

Породы ксенолитов с ярко выраженной гранобластовой структурой (рис. 1а) сложены зональными зёрнами клинопироксена (выделяются ядра с ламелями распада (рис. 1б) и более поздние каймы), граната и гомогенными зёрнами плагиоклаза, амфибола и, иногда, скаполита. Помимо главных минералов, в породах присутствует большое количество апатита, ильменита, титаномагнетита, сульфидов Fe, Cu, Ni, касситерита (рис. 1в).



**Рис.1.** Особенности структур и минералогии метабазитов из ксенолитов. (а) - Общий вид гранобластовой структуры; (б) – Зональные зёрна клинопироксена с ламелями распада в ядрах и гомогенными метаморфическими каймами; (в) – Сульфиды железа, апатит и магнетит (фотография BSE).

По минеральным ассоциациям и особенностям химического состава минералов в породах были выделены три стадии эволюции: магматическая, метаморфическая и кимберлитовая.

Свидетельства магматической стадии записаны составами внутренних зон зёрен клинопироксена ( $X_{Mg}$  варьирует от 0.68 до 0.82 в разных образцах,  $X_{Actm} = 8-10$  мол. %), содержащих ламели распада. Ламели выполнены ильменитом и ортопироксеном. Ранее подобные структуры описывались в нижнекорových

метабазах [1]. В них был выявлен инвертированный пижонит, что указывает на кристаллизацию пироксена при температурах выше 1000°C. Выделения сульфидов Fe, Cu, Ni округлой формы указывают на наличие капель сульфидного расплава в изначальной базальтовой магме.

На метаморфической стадии образовывались зёрна плагиоклаза, граната, амфибола и скаполита, а также зоны клинопироксена вокруг магматических ядер. Метаморфический клинопироксен не содержит структуры распада и обычно обладает более высокой магнизиальностью ( $X_{Mg} = 0.70 - 0.86$ ) по сравнению с магматическим, но содержит такое же количество акмитового минала  $X_{Actm} = 8 - 10$  мол. %. Зёрна граната обладают четкой зональностью по содержанию CaO и TiO<sub>2</sub>: содержание CaO увеличивается от центра ядер до краевых частей на 0.4-0.5 % и сопровождается уменьшением содержания TiO<sub>2</sub> на 0.1%. Зёрна плагиоклаза гомогенны. Скаполит относится к сильвиалит-мейонитовому ряду. Амфибол принадлежит твёрдому раствору паргасит-гастингсит (Leak, 2004 [2]) с  $X_{Mg} = 0.84-0.88$ . Характерной особенностью амфибола является повышенное содержание Cl, от 0.07 до 1.13 мас.%, а также SO<sub>3</sub> – от 0.01 до 0.11 мас. %. В одном из образцов к метаморфической ассоциации причислен ортопироксен с содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 2.5 до 4.0 вес. %. К этому парагенезису принадлежат также хлор-апатит, рутил и структуры распада ильменита в титано-магнетите. На метаморфической стадии отмечается также появление регрессивного паргаситового амфибола. Содержание FeO и TiO<sub>2</sub> в этих разностях резко возрастает (порядка 2-3 мас. % TiO<sub>2</sub> и 13-15 мас. % FeO в метаморфических зёрнах и 5 мас. % TiO<sub>2</sub> и 16.5 % FeO – в регрессивных образованиях).

Для оценки P-T параметров метаморфических преобразований изученных образцов был использован метод моделирования фазовых равновесий в системе заданного валового состава (метод псевдосечений) с использованием программного комплекса Perple\_X [3]. Для этого были рассчитаны эффективные химические составы пород посредством графического анализа BSE изображений шлифов изученных пород. При этом при расчете этих составов были исключены ядра магматических клинопироксенов с ламелями. Для эффективных составов построены псевдосечения и изоплеты, соответствующие составам сосуществующих минералов. По пересечению изоплет определены параметры пика амфиболитового метаморфизма - 620°C и 8 кбар. Зональность граната по CaO связана, вероятно, с субизобарическим охлаждением.

Стадия взаимодействия ксенолитов с кимберлитовым расплавом выражена в мелкозернистых агрегатах по границам зёрен граната и клинопироксена, состоящими из шпинели, слюд, вторичных силикатов и рудных минералов, а также содержащими карбонаты, флогопит и хлорит. В контакте с этими структурами наблюдается перекристаллизация клинопироксена и граната по трещинам, а в некоторых образцах – образование сростаний ортопироксена и плагиоклаза на границах клинопироксена и амфибола с плагиоклазом. В данном парагенезисе присутствуют циркон, сфен и шриланкит Ti<sub>2</sub>ZrO<sub>6</sub>, бадделеит ZrO<sub>2</sub>.

Формирование метабазитов, вероятнее всего, связано с эволюцией базальтовых магм, сформировавшихся в неорхее вследствие воздействия плюмов. Из этих магм первыми кристаллизовались ядра клинопироксенов. Затем в следствие продолжительного изобарического охлаждения формировался метаморфический парагенезис. Образование амфибола могло быть связано с воздействием флюидов из остаточных расплавов. В позднем девоне фрагменты метабазитов были вынесены на поверхность кимберлитовыми магмами.

*Работа выполнена при поддержке РФФ грант № 18-17-00206.*

#### **Литература:**

1. Шацкий В. С. и др. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции {по данным изучения ксенолитов} // Геология и геофизика. Т. 46, №. 12, 2005, с. 1273-1289.
2. Leake B. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names American Mineralogist // V. 89, 2004, p. 883–887.
3. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. // Earth and Planetary Science Letters. V. 236, 2005, p. 524-541.



# ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА И КРАТОНА: МЕТАМОРФИЗМ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ, МАГМАТИЗМ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОЙ КРАЕВОЙ ЗОНЫ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО, ЮАР)

Сафонов О.Г.<sup>1,2,3</sup>, ван Риннен Д.Д.<sup>3</sup>, Смит К.А.<sup>3</sup>, Япаскерт В.О.<sup>2,1</sup>, Варламов Д.А.<sup>1</sup>,  
Голунова М.А.<sup>1</sup>, Бутвина В.Г.<sup>1</sup>, Митяев А.С.<sup>2,1</sup>, Татарина Д.С.<sup>2</sup>, Белянин Г.А.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ИЭМ РАН им. Д.С. Коржинского (г. Черногловка), [oleg@iem.ac.ru](mailto:oleg@iem.ac.ru), <sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова (г. Москва), <sup>3</sup> Университет Йоханнесбурга (г. Йоханнесбург, ЮАР)

Основные объемы докембрийской континентальной коры сложены крупными древними консолидированными блоками - кратонами, которые подстилаются деплетированной, холодной и мощной литосферной мантией (напр. [1, 2]). Кратоны соединены между собой более молодыми складчатыми зонами, включающими региональные области пород гранулитовой фации метаморфизма (гранулитовые комплексы). Подъем гранулитов из нижней коры вдоль границ кратонов объясняется различными, порой альтернативными моделями (см. обзор в [3]). Однако все эти модели подразумевают активное взаимодействие гранулитов с породами кратонов. Погружение последних под гранулитовые аллохтоны и их проградный метаморфизм сопровождается проникновением в надвинутые гранулиты потоков флюидов и магм, состав которых определяется составом слабометаморфизованных пород кратонов. Для создания моделей взаимодействия кратонов с гранулитовыми комплексами необходима информация не только о Р-Т условиях, трендах и времени метаморфизма пород кратонов, пододвинутых под гранулиты, но и данные о флюидном режиме и магматизме этого процесса.

В данной работе обсуждаются некоторые аспекты такого взаимодействия на примере неоархейского-палеопротерозойского гранулитового комплекса Лимпопо, расположенного между кратонами Каапвааль и Зимбабве (ЮАР). В Южной Краевой Зоне (ЮКЗ) этого комплекса, надвинутой на кратон Каапвааль, выявлен один тектоно-метаморфический цикл с пиком метаморфизма в период 2.72-2.71 млрд. лет, после которого в интервале времени 2.71 – 2.67 млрд. лет гранулиты были эксгумированы и надвинуты в виде горячего аллохтона на кратон Каапвааль вдоль региональной зоны пластических деформаций Хоут-Ривер. На примере пород зеленокаменного комплекса Гиани, контактирующего с зоной Хоут-Ривер, Л.Л. Перчук с соавторами (напр. [4, 5]) продемонстрировали сопряженную с гранулитами Р-Т историю пород кратона: тренды изменения температуры и давления «по часовой стрелке» указывают на их погружение пород на глубины 16 – 20 км (5.5-6.5 кбар) и их прогрев до 570-600°C, возможно, и более ("hot iron metamorphism"). Ревизия этих результатов для гранат-двуслюдяных кварцитосланцев пояса Гиани с помощью метода псевдосечений (PERPLE\_X) показала, что эти породы, вероятно, представляли собой не единый комплекс с одинаковой Р-Т историей и одинаковыми параметрами пика метаморфизма [4], а серию различных блоков, вовлеченных в сопряженную с гранулитами метаморфическую эволюцию на разных уровнях в коре, но имеющие единый источник тепла – горячие гранулиты. Это отражает геодинамическое взаимодействие поднимающихся гранулитов с породами кратона.

Взаимодействие гранулитового комплекса ЮКЗ с кратоном сопровождалось подъемом в гранулиты флюидов, включавших как углекислую, так и водно-солевую составляющие [6–8]. Этот процесс записан в обширном развитии ассоциаций антофиллита и жедрита в метапелитах, ассоциаций хлорита и талька с доломитом и магнезитом в ультраосновных гранулитах и амфибола в основных гранулитах. Его возраст, определенный Ar-Ar методом по амфиболам в основных гранулитах, составляет 2.66–2.67 млрд. лет [9], а изотопный состав углерода в карбонатах ( $\delta^{13}\text{C} = -5.5 - -6.0 \text{‰}$ ; [10]), образованных в этом процессе, указывает на внешний источник флюидов. Предполагается, что им, вероятно, могли служить погруженные под гранулиты ЮКЗ породы зеленокаменных поясов кратона [6-8]. Например, указанный выше изотопный состав углерода хорошо соответствует значениям для карбонатов из гидротермальных жил в породах зеленокаменных поясов.

Потенциальными проводниками флюидов могли служить гранитоидные магмы. Действительно, в отличие от малых объемов расплавов вблизи пика метаморфизма, период эксгумации ЮКЗ ознаменован наиболее мощными проявлениями гранитоидного магматизма: крупным полифазным диорит-гранодиорит-монцогранитовым батолитом Маток [11] и более мелкими интрузиями гранатсодержащих лейкократовых гранитоидов. Возраст этих интрузий 2.67-2.69 млрд. лет [12-14], совпадающий со временем надвига ЮКЗ на кратон Каапвааль, дает основание предположить, что образование гранитоидных магм было связано с тектоническим взаимодействием гранулитов ЮКЗ и пород кратона. Принципиальной особенностью гранитоидного магматизма является участие в нем богатых  $\text{CO}_2$  флюидов. Это подтверждается обилием углекислых флюидных включений в минералах гранитоидов [12-14], находками первичных карбонатно-силикатных полифазных микровключений в гранатах и наличием высокотемпературного графита в некоторых образцах [13], реакциями карбонатизации во вмещающих породах, а также оценками состава флюида на основе минеральных ассоциаций, указывающих на заметное преобладание углекислой составляющей ( $X_{\text{CO}_2} > 0.5-0.6$ ) во флюиде [13, 14]. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  графита (-6.5 - -8.6

‰) и флюидных включений ( $-4.10 \pm 1.2$  ‰) указывают на внешний источник флюидов гранитоидных магм, не связанный с вмещающими породами ЮКЗ [13]. Определяющая роль  $\text{CO}_2$  в эволюции гранитоидных магм ЮКЗ и изотопные данные указывают на происхождение гранитных магм из гетерогенного карбонатсодержащего источника. Им вполне могли служить вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных поясов кратона Каапвааль, испытавшие проградный метаморфизм при погружении под гранулиты ЮКЗ. Насыщенные флюидами горячие ( $> 900^\circ\text{C}$ ) магмы производили термальное и флюидное воздействие на гранулиты [12, 15], дополняя динамическое взаимодействие гранулитового комплекса Лимпопо с кратоном Каапвааль.

*Работа выполнена при поддержке РФФ грант № 18-17-00206 и, частично, при поддержке гранта РФФИ 16-05-00266.*

#### **Литература:**

1. Gerya T. V. Precambrian geodynamics: concepts and models // *Gondwana Research*, V. 25, 2014, p. 442-463.
2. van Kranendonk M. J. Two types of Archean continental crust: Plume and plate tectonics on early Earth // *American Journal of Science*, V. 310(10), 2010, p. 1187-1209.
3. Perchuk L. L., Gerya T. V. Formation and evolution of Precambrian granulite terranes: a gravitational redistribution model // *Geological Society of America Memoirs*, V. 207, 2011, p. 289-310.
4. Perchuk L.L., Gerya T.V., van Reenen D.D., Smit C.A., Krotov A.V., Safonov O.G. Comparative petrology and metamorphic evolution of the Limpopo (South Africa) and Lapland (Fennoscandia) high grade terrains // *Mineralogy and Petrology*, V. 69, 2000, p. 69-107.
5. van Reenen D.D., Smit C.A., Perchuk L.L., Roering C., Boshoff R. Thrust exhumation of the Neoproterozoic ultrahigh-temperature Southern Marginal Zone, Limpopo Complex: Convergence of decompression-cooling paths in the hanging wall and prograde P-T paths in the footwall // *Geological Society of America Memoirs*, V. 207, 2011, p. 189-212.
6. van Reenen D.D., Huizenga J.-M., Smit C.A., Roering C. Fluid-rock interaction during high-grade metamorphism: instructive examples from the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex, South Africa // *Precambrian Research*, V. 253, 2014, p. 63-80.
7. Kramers J.D., Henzen M., Steidle L. Greenstone belts at the northernmost edge of the Kaapvaal Craton: Timing of tectonic events and a possible crustal fluid source // *Precambrian Research*, V. 253, 2014, p. 96-113.
8. Koizumi T., Tsunogae T., van Reenen D.D. Fluid evolution of partially retrogressed pelitic granulite from the Southern Marginal Zone of the Neoproterozoic Limpopo Complex, South Africa: Evidence from phase equilibrium modelling // *Precambrian Research*, V. 253, 2014, p. 146-156.
9. Belyanin G.A., Kramers J.D., Vorster C., Knoper M. W. The timing of successive fluid events in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex, South Africa: Constraints from  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology // *Precambrian Research*, V. 254, 2014, p. 169-193.
10. van Schalkwyk J. F., Van Reenen D. D. High-temperature hydration of ultramafic granulites from the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt by infiltration of  $\text{CO}_2$ -rich fluid // *Precambrian Research*, V. 55(1-4), 1992, p. 337-352.
11. Laurent O., Rapoport M., Stevens G., Moyon J.-F., Martin H., Doucelance R., Bosq C. Contrasting petrogenesis of Mg-K and Fe-K granitoids and implications for post-collisional magmatism: Case study from the Late-Archean Matok pluton (Pietersburg block, South Africa) // *Lithos*, V. 196-197, 2014, p. 131-149.
12. Safonov O.G., Tatarinova D.S., van Reenen D.D., Golunova M.A., Yapaskurt V.O. Fluid-assisted interaction of peraluminous metapelites with trondhjemitic magma within the Petronella shear-zone, Limpopo Complex, South Africa // *Precambrian Research*, V. 253, 2014, p. 114-145.
13. Safonov O. G., Reutsky V. N., Varlamov D. A., Yapaskurt V. O., Golunova M. A., Shcherbakov V. D., van Reenen D.D., Smit C.A., Butvina, V. G. Composition and source of fluids in high-temperature graphite-bearing granitoids associated with granulites: Examples from the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa // *Gondwana Research*, V. 60, 2018, p. 129-152.
14. Safonov O.G., van Reenen D.D., Yapaskurt V.O., Varlamov D.A., Mityaev A.S., Butvina V.G., Golunova M.A., Belyanin G.A., Smit C.A. (2018) Thermal and Fluid Effects of Granitoid Intrusions on Granulite Complexes: Examples from the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex, South Africa // *Petrology*, V. 26, 2018, p. 633-658.
15. Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Elburg M., van Reenen D.D., Tatarinova D.S., Varlamov D.A., Golunova M.A., Smit C.A. P-T conditions, mechanism and timing of the localized melting of metapelites from the Petronella shear-zone and relationships with granite intrusions in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa // *Journal of Petrology*, 2018, 10.1093/petrology/egy052.

## ОБ ОБРАЗОВАНИИ НАНО- И МИКРОАЛМАЗОВ В ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССАХ

*Симаков С.К.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>ООО "АДАМАНТ", Резидент Сколково (г. С-Петербург), simakov1957@yandex.ru

Известны следующие основные типы природных нано- и микроалмазов: 1) Космические наноразмерные частички, ассоциирующие с органическими соединениями размерами около 2 нм. 2) Наноалмазы зон литогенеза и метagenеза, ассоциирующие с органическим веществом. 3) Нано- и микроалмазы, связанные с процессами замещения первичной глубинной минерализации в породах малоглубинного мантийного происхождения 4) Метаморфогенные микроалмазы комплексов земной коры. 5) Мантийные микроразмерные алмазы глубинных мантийных пород Земли.

Основными методами в синтеза наноалмазов и создания алмазных покрытий и композитов являются методы CVD и взрыва. Однако, в последнее время появился ряд работ по синтезам наноалмазов из органических соединений при невысоких температурах и давлениях (Kouchi et al., 2005; Симаков и др., 2008). Среди углеводородов имеются ближайшие родственники алмазов – алмазоиды (адамантан, диамантан и другие члены этого ряда) с кубической структурой. Дахл и др. (2003), предлагают рассматривать алмаз как архитипическую «макроскопическую молекулу», образующую единую структурную серию с алмазоидами. Такой ряд перехода от УВ к наноалмазам, с закономерно возрастающим отношением С/Н, согласуется с представлениями Бадзияка и др. (1990). Алмазоиды образуются в условиях невысоких температур и давлений (150-350°C) (Багрий, 1989; Dahl et al., 2003), известно их присутствие в космических объектах в ассоциации с наноалмазами, в природных углях и нефтях.

Граница термодинамической стабильности алмаз-графит для макроразмерных кристаллов рассчитывается исходя из условия равновесия химических потенциалов алмаза и графита, зависящих от температуры и давления. Для кристаллов малых размеров возрастает роль поверхностной энергии и поверхность перехода алмаз-графит уходит в область низких давлений (Чайковский и Розенберг, 1984). Таким образом, с точки зрения термодинамики, наиболее оптимальной для роста наноалмазов является область низких температур и давлений. В работе (Дерягин и Федосеев, 1977) разработана теория нуклеации и роста графита и алмаза из газовой фазы в условиях низких давлений. Расчеты в системе О-Н-С показывают, что определенные давления кислорода близкие к пределу устойчивости углерода по кислороду (буферу ССО) близки условиям стабилизации алмаза (Simakov, 2010a). Полученное таким образом поле "алмазных составов" в системе О-Н-С перекрывается с "алмазным коридором" Бачмана и др. (1991) и объясняет специфику составов большинства синтезов CVD в данной работе.

На диаграмме О-Н-С водные растворы спиртов соответствуют полю гидротермального синтеза наноалмазов, исходя из этого был проведен синтез углерода при температуре 500° С и общем давлении около 100 МПа из этилового спирта. Методами микродифракции и рамановской спектроскопии, помимо нанографита, в синтезах были идентифицированы алмаз и алмазоподобные фазы средним размером 70-80 нм, некоторые из которых достигали 1 мк (Симаков и др., 2008). В работе (Simakov, 2010b) было показано, что весьма перспективным может оказаться гидротермальный синтез наноалмазов из водных и водно-спиртовых растворов нефти в условиях относительно низких температур (374-600°C) и давлениях выше надкритических параметров воды.

На основании этих работ Ф. Мануэлла (2013) предположил возможность образования наноалмазов в асфальтинизированных серпентинитах из позднемиоценовой туффо-брекчии Хибленского плато (Сицилия, Италия). Они образуются по ксенолитам, состоящим из агрегата пироксенов и Cr-Al-вой шпинели с развивающимися по ним вторичными минералами, состоящими в основном из кальцита и серпентина (лизардита) с небольшим количеством талька, смектита, магнетита, треворита, миллерита, сульфидов и сульфатов при температурах 150–300 °С и давлениях 2 кбар. На заключительных стадиях процесса серпентинизации происходило образование ароматических УВ, образующих в конечном итоге асфальтены. Далее при увеличении в системе фугитивности кислорода происходила карбонатизация. В ходе изучения образцов с сотрудниками ФИАН и Университета Хоккайдо методами КРС и HRTEM были обнаружены поликристаллические агрегаты алмазов, размеры которых колеблются от 1 до 10 нм с преобладанием 6 нм (Simakov et al., 2015).

Образование свободного углерода также происходит из биоорганики при процессах литогенеза и седиментогенеза и связано с процессами образования нефти и угля. Р-Т параметры метagenеза и верхней стадии катагенеза соответствуют условиям формирования серпентинитов. Здесь также присутствуют УВ, образовавшиеся за счет преобразования органики, выделяется свободный водород и углерод. Кроме того, в углях с показателем отражения от 1 до 4 могут содержаться алмазоиды (Wei et al., 2006; 2007). Таким образом, здесь присутствуют физико-химические условия, необходимые для образования наноалмазов. Методом КРС, были изучены образцы антрацита из Донбасса, по показателю отражения которого (3,23%) можно заключить, что в нем могут содержаться алмазоиды. Полученные значения  $sp^3$  пиков в районе  $1330\text{см}^{-1}$  соответствуют алмазным

(Simakov, 2018).

Возможность образования нано- и микронно-размерных алмазов при низких давлениях и их последующее наращивание до микронных размеров подтверждают опыты по их получению при нормальном давлении из расплава алюминия с галидами щелочных металлов при 700-750° С (до 100 мк) (Yolshina et al., 2015) и из Li<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> при 420–550° С (до 1 мк) (Kamali and Fray, 2015).

Таким образом, на основании имеющихся теоретических, экспериментальных и минералогических данных можно прийти к выводу, что образование наноалмазов может начинаться со средней зоны катагенеза, а образование микроразмерных - с начала регионального метаморфизма.

#### **Литература:**

2. Багрий Е.И. Адамантаны. М. : Наука, 1989. 264 с.
3. Дерягин Б.В., Федосеев Д.В. Рост алмаза и графита из газовой фазы. М.: Наука. 1977. 115 с.
4. Симаков С.К. и др. Образование алмаза из углеродсодержащего флюида при P-T параметрах соответствующих земной коре // ДАН, т. 421, № 1, 2008, стр. 98-100.
5. Чайковский Э.Ф., Розенберг Г.Х. Фазовая диаграмма углерода и возможность получения алмаза при низких давлениях // ДАН СССР, т. 279, № 6. 1984,с. 1372-1375.
6. Bachman P.K. et al. Towards a general concept of diamond chemical vapour deposition // *Diam. Relat. Mater.*, v.1, № 1, 1991, p. 1-12.
7. Badziag P. et al. Nanometer-sized diamonds are more stable than graphite // *Nature*, v. 343, 1990, p. 244–245.
8. Dahl J.E. et al. Isolation and structure of higher diamondoids, nanometer-sized diamond molecules // *Science*, v. 299, 2003, p. 96–99.
9. Kamali A.R., Fray D.J. Preparation of nanodiamonds from carbon nanoparticles at atmospheric pressure // *Chem. Commun.*, 2015. V. 51. P.5594-5597.
10. Kouchi A. et al. Novel routes for diamond formation in interstellar ices and meteoritic parent bodies // *Astrophys. J.*, v. 626, 2005, p. L129–L132.
11. Manuella F.C. Can nanodiamonds grow in serpentinite-hosted hydrothermal systems? A theoretical modelling study // *Mineral. Mag.*, v. 77, № 8, 2013, p. 3163–3174.
12. Simakov S. K.. Nano - and micron-sized diamond genesis in nature: An overview // *Geosc. Front.*, v. 9, Is.6, 2018.
13. Simakov S.K. Metastable Nanosized Diamond Formation from C-H-O Fluid System // *J. Mater. Res.*, v.25, № 12, 2010a, p.2336–2340.
14. Simakov S.K. Perspectives of nanodiamond formation from the organic matter at low P-T parameters // *Nature Precedings*, 2010b, dx.doi.org/10.1038/npre.2010.4924.1.
15. Simakov S.K. et al. Nanodiamond Finding in the Hyblean Shallow Mantle Xenoliths. *Sci. Rep.* 5, 2015, 10765; doi: 10.1038/srep10765 (2015).
16. Wei Z. et al. The fate of diamondoids in coals and sedimentary rocks // *Geology*, v.34, 2006, p.1013-1016,

## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА: ДАННЫЕ РАДИОГЕННЫХ И СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ДЛЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

*Скублов С.Г.<sup>1,2</sup>, Березин А.В.<sup>1,3</sup>, Мельник А.Е.<sup>2,1</sup>, Ли С.-Х.<sup>4</sup>, Рубатто Д.<sup>5,6,7</sup>, Хервартиц Д.<sup>8</sup>*

<sup>1</sup> ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), <sup>2</sup> СПбГУ (г. Санкт-Петербург), <sup>3</sup> СПбГУ (г. Санкт-Петербург), <sup>4</sup> IGGCAS (г. Пекин, Китай), <sup>5</sup> University of Bern (г. Берн, Швейцария), <sup>6</sup> University of Lausanne (г. Лозанна, Швейцария), <sup>7</sup> Australian National University (г. Канберра, Австралия), <sup>8</sup> University of Cologne (г. Кёльн, Германия), skublov@yandex.ru

Эклогиты Беломорского подвижного пояса (БПП) являются ключевым объектом для геодинамических реконструкций не только БПП, но и Фенноскандинавского щита в целом. Одной из главных проблем эклогитов БПП является установление времени их формирования. В настоящее время выявлено, что в пределах БПП эклогиты распространены гораздо шире, чем считалось ранее. Наиболее изученными в геолого-петрологическом и геохронологическом плане эклогитами БПП являются эклогиты района с. Гридино (т.н. гридинские эклогиты, [1] и др.) и т.н. салминские эклогиты [2] в северо-западной части Беломорского пояса (район месторождения керамических пегматитов Куру-Ваара и проливов Широкая и Узкая Салма). Помимо салминских и гридинских эклогитов, также установлено присутствие эклогитов в ряде районов центральной части БПП: например, побережье Красной губы Белого моря [3]; острова Керетского архипелага [4, 5], острова Кемлудского архипелага. Число находок базитов с признаками эклогитизации в БПП с каждым годом увеличивается. Первые датировки гридинских эклогитов, полученные О.И. Володичевым с коллегами [1] U-Pb методом по цирконам со значением 2.72 млрд. лет, были ими проинтерпретированы как время эклогитового метаморфизма, вызванного субдукцией океанической коры. Данный факт вывел проблему возраста эклогитов БПП за рамки региональной проблемы, поскольку нигде в мире не были обнаружены коровые эклогиты – индикаторные породы субдукции современного типа, появившейся в раннем протерозое – древнее палеопротерозойских со значением возраста 2.0 млрд. лет [6]. Интерпретация же возраста эклогитов района с. Гридино как архейского позволила ряду исследователей распространить на карельский сегмент архейской коры геодинамические механизмы тектоники плит современного типа.

Геохронологические данные, полученные по эклогитам Беломорского подвижного пояса в целом интерпретируются по-разному. Существует три гипотезы (ссылки в [7]): 1) только архейский эклогитовый метаморфизм в интервале 2.82-2.78 млрд. лет назад; 2) архейский и раннепротерозойский этапы эклогитового метаморфизма с возрастaми 2.72 млрд. лет и менее 2.39 млрд. лет; 3) палеопротерозойский (свекофеннский) эклогитовый метаморфизм ~1.9 млрд. лет. Архейский возраст эклогитового метаморфизма связывается с субдукцией, свекофеннский – с локальными сдвиговыми зонами.

Наша трактовка возраста эклогитового метаморфизма, приведшего к образованию эклогитов БПП, основанная на комплексе независимых изотопно-геохимических методов датирования – локальном U-Pb методе по гетерогенным цирконам с магматическими ядрами и эклогитовыми каймами, Lu-Hf и Sm-Nd методам по минералам эклогитового парагенезиса – гранату и омфациту, принципиально другая: все три метода независимо друг от друга определяют эклогитовый метаморфизм как свекофеннский, с одним и тем же значением возраста – ~1.9 млрд. лет. В целом же, при локальном датировании гетерогенных цирконов из различных проявлений БПП эклогитов (р-н Салмы, р-н с. Гридино, район Красной губы, о-ва Керетского архипелага (Сидоров, Илейки, Пежостров) с одновременным изучением их геохимических особенностей «в той же точке» было установлено, что эклогитовому метаморфизму отвечает этап ~1.9 млрд. лет, ограниченный самым молодым возрастом магматического протолита эклогитов ~2.2 млрд. лет и возрастом наложенных процессов 1.84-1.87 млрд. лет (пегматитообразование, гранатитизация эклогитов, ретроградный амфиболитовый метаморфизм) [8].

При датировании пород полиметаморфических комплексов важно правильное соотношение результатов датирования с конкретным этапом метаморфизма. Критериями такого соотношения могут служить: структурное, геохимическое (Kd, сравнение с экспериментальными данными) и изотопное (например,  $\delta^{18}\text{O}$ ) равновесия датируемых минералов; контроль минеральных включений и геохимические особенности минералов. Например, при исследовании гетерогенных цирконов из эклогитов БПП только для доменов циркона с возрастом ~1.9 млрд. лет были выявлены геохимические особенности циркона метаморфического генезиса, более того, характерные только для циркона из эклогитов [9].

Для окончательного подтверждения свекофеннского возраста эклогитового метаморфизма было проведено локальное исследование изотопного состава кислорода в магматических ядрах (~2.9 млрд. лет) и метаморфических доменах циркона (~1.9 млрд. лет), а также в гранатах из эклогитов северо-западной части БПП. Ведь для циркона и граната значение  $\delta^{18}\text{O}$  является одним из самых надежных критериев, отражающих условия их генезиса, к тому же, наиболее точно соответствуя изотопному составу кислорода в породе в целом [10, 11].

Сопоставление изотопных данных по кислороду в цирконе и гранате из рассматриваемых эклогитов показало совпадение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в доменах циркона свекофеннского возраста и наиболее магнезиальных участках проградно зонального граната ( $\delta^{18}\text{O}=4.7-5.1\text{‰}$  и  $4.6-5.0\text{‰}$  соответственно), при сильном отличии изотопного состава кислорода в ядрах циркона архейского возраста ( $\delta^{18}\text{O}$  до  $5.9\text{‰}$ ).

Таким образом, по нашим данным, эклогиты БПП являются одними из самых древних высокобарических пород с достоверно установленным возрастом метаморфизма  $\sim 1.9$  млрд. лет при различном возрасте магматического протолита от  $\sim 2.2$  до  $\sim 2.9$  млрд. лет.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 16-35-60092 и № 18-55-53022*

#### **Литература:**

1. Володичев О.А., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.
2. Konilov, A.N., Shchipansky, A.A., Mints, M.V., Dokukina, K.A., Kaulina, T.V., Bayanova, T.B., Natapov, L.M., Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoarchean oceanic crust // In: Dobrzhinetskaya, L.F., Faryad, S.W., Wallis, S. (Eds.), Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond. 2011. Elsevier, P. 623-670.
3. Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С., Ишмурзин Ф.И. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной губы, Беломорский пояс // Доклады АН. 20136. Т. 453. № 3. С. 319-325.
4. Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Мельник А.Е., Богомолов Е.С. Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // Доклады АН. 2013. Т. 448. № 1. С. 64-75.
5. Березин А.В., Скублов С.Г. Эклогитоподобные апогаббровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): особенности состава, условия и возраст метаморфизма // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 1-22.
6. Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2 Ga subduction zone: eclogites in the Usagarian belt of Tanzania // Geology. 1995. V. 23. P. 1067-1070.
7. Мельник А.Е. Эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса: геохимическая характеристика и время метаморфизма: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Институт геологии и геохронологии докембрия РАН. СПб, 2015. 196 с.
8. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Алексеев В.И. Возраст протолита эклогитов южной части Пезжострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 640-653.
9. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470-494.
10. Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B., Valley J.W. A garnet-zircon oxygen isotope record of subduction and exhumation fluids from the Franciscan Complex, California // Journal of Petrology. 2014. V. 55. №. 1. P. 103-131.
11. Rubatto D., Angiboust S. Oxygen isotope record of oceanic and high-pressure metasomatism: a P-T-time-fluid path for the Monviso eclogites (Italy) // Contributions to mineralogy and petrology. 2015. V. 170. №. 5-6. P. 44.



## ГЕОДИНАМИКА ПОЗДНЕАРХЕЙСКОЙ ЗЕМЛИ: СИНТЕЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ, ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

*Слабунов А.И.*

*ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) slabunov@krc.karelia.ru*

В настоящее время только на планете Земле существуют глобальные геодинамические процессы, которые реализуются в виде тектоники литосферных плит. Т.е. литосфера, взаимодействуя с мантией, участвует в спрединговых, континентально-рифтогенных, субдукционных, коллизионных и внутриплитных (плюмгенерированных) геодинамических процессах [9]. Эти современные геодинамические обстановки, благодаря комплексным геологическим, петрологическим, геофизическим, дистанционным из космоса, экспериментальным исследованиям довольно полно охарактеризованы по проявлению в них магматизма, метаморфизма [4], осадконакопления, измерены разными методами деформации и скорости движения плит. Если мы правильно понимаем взаимосвязи состояния геосфер с их геологическими проявлениями, то можем распространять наши знания о современной Земле на прошлое до тех пор, пока встречаются сходные геологические комплексы и можно доказать, что существуют значительные горизонтальные перемещения литосферных плит.

Геологическое картирование архейских комплексов, дополненное результатами глубинного строения областей их развития, оценки времени их образования и последующих метаморфических преобразований, позволяют решить ключевые проблемы строения ранней земной коры. Совокупность геологических данных убедительно показывает, что в архее существовали разномасштабные: 1) линейные структуры как регионального масштаба, например, Ведлозерско-Сегозерский или Центрально-Бунделкхандский зеленокаменные пояса Карельского и Бунделкхандского кратонов, соответственно [15, 17], так и глобального, например, Беломорско-Лимпопо-Миннесотский пояса в составе суперконтинента Кенорленд [13], 2) энсиалические бассейны: например, Понгола и Витватерсранд Каапваальского кратона, Маткалахтинский пояс Карельского [15, 16], 3) фрагменты относительно древней сиалической коры: например, Ведлозерский блок Карельского кратона, Свазилендский - Каапваальского. Эти материалы убедительно показывают, что в архее (по крайней мере, с мезоархеей) литосфера нашей планеты была весьма неоднородна: в строении ее коровой составляющей выделяются как области, состоящие из отдельных тектонических пластин и террейнов, что позволяет их сопоставлять с современными аккреционными или коллизионными поясами, так и более однородные и стабильные - аналоги платформ.

Петролого-геохимические исследования архейских образований довольно уверенно позволяют выделить в составе магматических комплексов: вулканиты известково-щелочной, бонинитовой, адакитовой серий, индикаторных для современных субдукционных обстановок. Есть основания [2, 12], несмотря на широкую дискуссию [8], полагать, что высокобарические и даже ультравысокобарические [14] метаморфические комплексы, индикаторные для субдукционных процессов, также уже были в мезоархее. Принципиально важно для палеогеодинамических реконструкций, что в Беломорской провинции [6] и Бунделкхандском кратоне [17] породы, метаморфизованные в условиях эклогитовой фации и субдукционные вулканиты, близки по возрасту. Таким образом, наиболее вероятно, что уже, по крайней мере, в мезоархее субдукционные процессы сопоставимые по главным параметрам с современными - существовали. Вместе с тем, пока не установлены глаукофановые сланцы архейского возраста [8], что следует учитывать при создании модели древней субдукции.

Изучение древних (архейских) офиолитов, в том числе в пределах Беломорской провинции Фенноскандинского щита [5, 7, 15], позволяет судить о составе и строении ранней океанической литосферы. Ее мощность оценивается до 85-135 км, а мощность коры 25-30 км, что согласуется с данными по другим структурам этого типа в мире [10]. Это означает, что архейская океаническая литосфера и кора были мощнее современной.

Одной из важной особенностью архейских образований является широкое развитие базальт-коматиитовых комплексов - индикаторов плюмовых процессов. При этом важно отметить, что среди них устанавливаются как контаминированные континентально-коровым веществом комплексы, так и ювенильные - образовавшиеся в океанической обстановке [18], т.е. архейские мантийные плюмы взаимодействовали как с континентальной, так и океанической земной корой.

Коллизионные процессы в архее также уверенно устанавливаются, благодаря идентификации архейских метаморфических комплексов кианитовой фации глубинности, S-гранитов, тектонических покровов - типоморфных для коллизии [1, 6, 15].

Палеогеодинамические реконструкции архее становятся значительно более реалистичными благодаря возможностям применения к архейским комплексам палеомагнитных методов. Именно данные этих исследований не оставляют сомнений в том, что глобальные горизонтальные движения литосферных плит были уже архее, причем со скоростями близкими к современным 4-9 см/год [3]. Более того, палеомагнитные данные

позволяют проводить реконструкцию конфигурации меняющихся континентов. В сочетании с анализом геологических материалов они позволили оценить конфигурацию первого суперконтинента Кенорленд [3, 13].

Таким образом, геодинамика Земли в позднем (мезо-и нео-) архее была в главных чертах сопоставима с современной, несмотря на несколько большую мощность океанической литосферы и несколько большую температуру мантии.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 17-55-45005 ИНД-а, является вкладом в исследования по теме АААА-А18-118020290085-4.*

#### **Литература:**

1. Азимов П.Я., Слабунов А.И., Степанова А.В., Бабарина И.И., Серебряков Н.С. Высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: корни раннедокембрийских орогенов // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания. Том I. М.: ГЕОС. 2018, стр. 3 – 6.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология, т. 12, № 6, 2004, стр. 609 – 631.
3. Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. М. МГУ. 2009. 41 с.
4. Перчук Л.Л. Магматизм, метаморфизм и геодинамика. М.: Наука, 1993. 200 с.
5. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М: Научный мир. 2008. 184 с.
6. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
7. Щипанский А.А. Субдукционная геодинамика в архее и формирование алмазоносных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов // Геотектоника, № 2, 2012, стр. 42 – 64.
8. Brown M., Johnson T. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics // American Mineralogist, v. 103, 2018, p. 181 – 196.
9. Davies G.F. Dynamic Earth (Plates, Plumes and Mantle Convection). Cambridge Univ. 2005. 458 p.
10. Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression // Earth and Planetary Science Letters, v. 292, 2010, p. 79 – 88.
11. Moyen J.-F., Laurent O. Archean tectonic systems: A view from igneous rocks // Lithos, v. 302 – 303, 2018, p. 99 – 125.
12. Li X, Zhang L., Wei C., Slabunov A.I. Metamorphic PT path and zircon U–Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // Precambrian Res., v. 268, 2015, p. 74 – 96.
13. Lubnina N.V. & Slabunov A.I. The Karelian Craton in the Structure of the Kenorland Supercontinent in the Neoproterozoic: New Paleomagnetic and Isotope Geochronology Data on Granulites of the Onega Complex // Moscow Univ. Geology Bull., v. 72, №6, 2017, p. 377 – 390
14. Shchipansky A.A., Sidorov M.Yu., Balagansky V.V. UHP eclogitic rocks from the Belomorian Belt, Baltic Shield: strong evidence for a deep subduction in the Archean // Early Precambrian vs Modern Geodynamics. Slabunov A.I., Svetov S.A., Baltibaev Sh.K. eds, Extended Abstracts and Field Trips Guide. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2017, p. 283 – 286.
15. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V. et al. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. In Gee D. G. and Stephenson R. A.(Eds.). Geol. Soc. London, Memoirs 32. 2006, p. 627–644.
16. Slabunov A., Hofmann A., Lubnina N. et al. Comparison of crustal evolution of the Karelian (NW Russia) and Kaapvaal (RSA) Cratons in Meso- to Neoproterozoic times // Craton Formation and Destruction. Abstract volume. University of Johannesburg, South Africa. 2012, p. 36 – 37.
17. Slabunov A., Singh V.K. Meso-Neoproterozoic crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts // International Geology Review, 2018. DOI: 10.1080/00206814.2018.1512906
18. Tomlinson K.Y., Condie K.C. Archean mantle plumes: Evidence from greenstone belt geochemistry // Mantle Plumes: their identification through time. Ernst R.E., Buchan K.L. (Eds). GSA Special paper 352, 2001, p. 341 – 357.

## ПЕТЛЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА Л.Л. ПЕРЧУКА - НИЗКОГРАДНЫЕ ВАРИАНТЫ

*Э.М. Спиридонов<sup>1</sup>, Е.В. Путинцева<sup>2</sup>, О.Б. Лавров<sup>3</sup>, С.В. Филимонов<sup>1</sup>, Н.Н. Кривицкая<sup>1</sup>, Ю.В. Фролова<sup>1</sup>, В.М. Ладыгин<sup>1</sup>, Г.Н. Овсянников<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Московский гос. университет, Москва, Россия, [ernstspiridon@gmail.com](mailto:ernstspiridon@gmail.com)

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский гос. университет, С.-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Одно из интереснейших достижений Леонида Львовича Перчука – разработка представления о том, что процессы регионального метаморфизма не статичные, а динамичные, - о петле метаморфизма, петле Л.Л. Перчука [4]. Разработка получила всемирное признание, она лежит в основе разнообразных геодинамических построений. Все современные исследования по метаморфизму включают характеристику таких петель, нередко весьма сложной конфигурации.

В данном сообщении рассматриваются диагностированные петли регионального низкоградного метаморфизма НГМ. Метаморфизма в условиях цеолитовой фации ЦФ [2, 12, 13], пренит-пумпеллиитовой фации ППФ и пумпеллиит-актинолитовой фации ПАФ [2, 13]. Процессы НГМ - эпигенетические, оторваны от времени формирования протолитов (свежих вулканитов, интрузивных пород...) минимум на 5-6 млн. лет [5, 8, 10], нередко на 40 и более млн. лет [11], и до 130 млн. лет [3]. Процессы НГМ в условиях погружения и/или нагружения характерны не только для покровно-складчатых областей, но широко проявлены в низах плитного комплекса платформ, особенно тех частей платформ, которые покрыты мощными, подчас многокилометровыми толщами платобазальтов. Длительность процессов НГМ в складчатых областях относительно невелика – до 10-15 млн. лет [8, 10], тогда как на платформах – до многих десятков млн. лет и даже более 100 млн. лет [3, 6, 11, 15]/ Особенность НГМ – это метаморфизм флюидодоминирующий, давление флюида (преимущественно водяного пара) существенно превышает давление нагрузки; поэтому метаспорода обычно сохраняют текстурные особенности протолита, среди метаспород масса трещин гидроразрыва. Процессы НГМ проходят при участии флюидов повышенной щёлочности, с повышенной  $f_{O_2}$ , что способствует миграции урана, удалению из процессов минерало- и рудогенеза сульфидной серы и, соответственно, усиленной миграции Cu, Ag, Ni, Co (но не Au) и формированию вместо сульфидов – арсенидов и сульфоарсенидов, антимонидов, самородных меди, серебра, висмута, мышьяка, сурьмы [6, 7, 15].

**Петля южноамериканская** (в области развития траппов бассейна р. Параны – Южная Бразилия, Северный Уругвай, часть Аргентины). Погружение, нагрев, метаморфизм в условиях ЦФ от низко-Т до средне-Т гейландитовой и стильбитовой субфаций, преобразование свежих пород в метавулканиты с селадонитом, альбитом, корренситом, ангидритом [8], затем воздымание, формирование крупнейших месторождений нежных агатов, аметиста и цитрина.

**Петля индостанская** (в области распространения траппов Декана – центральная Индия) Первая стадия – погружение, нагрев, метаморфизм в условиях ЦФ от низкоТ до высокоТ ломонтитовой субфации и далее до границы с ППФ, с образованием характерных псевдоморфоз пренита по ломонтиту в пустотах метавулканитов. Вторая стадия – воздымание и остывание, условия от высоко-Т до самых низко-Т субфаций ЦФ, образование друз цеолитов от стильбита и гейландита до поздних мезолита, натролита, морденита, выросших на псевдоморфозы пренита по ломонтиту.

**Петля горно-крымская** (в области мезозойд Горного Крыма) Процессы НГМ примерно однотипны на всей территории Горного Крыма, наложены на дислоцированные толщи флиша  $T_2-J_1$ , угленосные толщи  $J_2$ , островодужные интрузивные породы раннего байоса, дислоцированные и не дислоцированные вулканиты позднего байоса. Возраст процессов метаморфизма – поздняя юра. Первая стадия – погружение и тектоническое нагружение, нагрев, метаморфизм в условиях ЦФ от низкоТ до высокоТ ломонтитовой субфации. Вторая стадия – дальнейшее погружение до ППФ, образование поликристаллических псевдоморфоз пренита по ломонтиту и особенно по анальциму, иддингсит и лизардит 1 стадии замещают антигорит и далее антофиллит ( $\pm$  тальк) или куммингтонит 2 стадии; плагиоклаз замещают пренит, альбит, пумпеллиит, клиноцоизит, гидрогроссуляр и везувиан, биотит – стильпномелан, титаномagnetит и ильменит - титанит. В метапесчаниках таврической серии на всей территории Горного Крыма наблюдается множество трещин гидроразрыва, выполненных жильным кварцем ( $\pm$  хлорит, кальцит, рутил). Т гомогенизации газо-жидких включений в жильном кварце 330-310-290-260° С, что отвечает глубинам погружения не менее 7-10 км. В полостях выщелачивания среди метагабброидов и метабазальтов выросли корки сферокристаллов пренита и пумпеллиита, среди метапесчаников - кристаллы дымчатого горного хрусталя. Третья стадия – воздымание в условиях от высокоТ до самых низкоТ субфаций ЦФ с образованием знаменитых цеолитов, агатов и яшм Карадага и Альмы. Окатанные обломки метавулканитов

находятся в конгломератах терминальной юры (титон) – раннего мела (берриас). Зеленокаменные метапороды и гнёзда пренита с пумпеллиитом и ломонтитом в них пересечены дайками лампрофиров послеюрского возраста [5, 8, 10, 14].

**Петля североамериканская** (в области распространения платобазальтов позднего протерозоя – формации Keweenaw, Верхнее Озеро). 1 стадия регионального НГМ в условиях ЦФ. 2 стадия - дальнейшее погружение и разогрев в условиях ППФ, индекс-минерал ППФ – пумпеллиит открыт на месторождениях самородной меди в метавулканитах Верхнего Озера. 3 стадия – воздымание и остывание в условиях от ППФ до самых низкоТ субфаций ЦФ. При этом, были сформированы крупнейшие месторождения самородной меди, крупные - самородного серебра, аметиста, месторождения пятиметальной формации, проявления датолитовой минерализации [1, 6, 7, 11]. **Петля восточно-сибирская (норильская)** близка к североамериканской. Её длительность, возможно, превышает 120 млн. лет [7, 15]. НГМ Восточно-Сибирской платформы – яркий пример низкоградного метаморфизма как рудопреобразующего процесса (для магматических сульфидных Ni-Cu норильских руд), рудоподготовительного и рудообразующего процессов (для месторождений самородной меди, проявлений пятиметальной U-Ag-Ni-Co-As формации, регенерированной Ag-Pt-Pd минерализации [6, 7, 15].

Последнее замечание. При НГМ в условиях ППФ происходит интенсивная мобилизация лантанидов с новообразованием их собственных минералов – алланиита (ортита), бастнезита, монацита и др. Поэтому Sm/Nd возраст метапород ППФ отвечает возрасту их метаморфизма [9].

*Работа выполнена при поддержке РФФИ грант 16-05-00241.*

## Литература

1. *Линдгрэн В.* Минеральные месторождения. М.-Л. ОНТИ НКТМ СССР. Вып. I. 1934. 194 с. Вып. II. 1934. 231 с. Вып. III. 1935. 394 с.
2. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.
3. *Остащенко Б.А.* Метаморфогенное минералообразование на Северном Тимане // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН ССР. 1983. Вып. 40. С. 45-58.
4. *Перчук Л.Л.* Термодинамический аспект полиметаморфизма. В кн.: Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука. 1983. С. 21-37.
5. *Спиридонов Э.М.* Метаморфические и метасоматические образования Горного Крыма. В кн.: Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Т. II. М.: МГУ. 1989. С. 136-152.
6. *Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д.* Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация Норильском рудном поле. М.: Научный мир. 2009. 218 с.
7. *Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н., Анастасенко Г.Ф., Кулагов Э.А., Люлько В.А., Середа Е.В., Степанов Ю.В.* Метавулканиды пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: изд. МГУ. 2000. 212 с.
8. *Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Янакиева Д., Фролова Ю.В., Семиколенных Е.С.* Агаты в метавулканидах (геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами) // Спецвыпуск вестника РФФИ. МОЛНЕТ. 2014. 66 с.
9. *Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Коротаева Н.Н., Куликова И.М., Набелкин О.А.* Геохимия и минералогия лантанидов и проблемы Sm/Nd датирования кимберлитов и метакимберлитов Кимозера, Карелия // Геохимия. 2018 (в печати).
10. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Руденко И.Е., Путинцева Е.В., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Овсянников Г.Н.* Петля регионального низкоградного метаморфизма вулканогенных, интрузивных и терригенных пород мезозойского Горного Крыма // Ломоносовские чтения-2018. <https://conf.msu.ru/rus/event/4912/>
11. *Bornhorst Th.J., Paces J.B., Grant N.K.* Age of native copper mineralization, Keweenaw Peninsula, Michigan // Econ. Geol. 1988. Vol. 83. P. 619-625.
12. *Coombs D.S., Ellis A.D., Fyfe W.S., Taylor A.M.* The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses // Geochim. Cosmochim. Acta. 1959. Vol. 17. P. 3-107.
13. *Philpotts A.R., Ague J.J.* Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, 2009. 667 p.
14. *Spiridonov E.M.* Gemstone deposits of the former Soviet Union // J. Gemmol. 1998. Vol. 26. № 2. P. 111-125.
15. *Spiridonov E.M., Serova A.A., Kulikova I. M., Korotaeva N.N., Zhukov N.N.* Metamorphic-hydrothermal Ag-Pd-Pt mineralization in the Noril'sk sulfide ore deposit, Siberia // Canad. Mineral. 2016. Vol. 54. P. 429-452. doi 10.3749/canmin.1500028.

# ГРАНУЛИТОВЫЙ И УЛЬТРАВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ОРОГЕНА АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА (ЮЗ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

*Сухоруков В.П., Туркина О.М.*

*ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), НГУ (г. Новосибирск), svp@igm.nsc.ru*

Проявление ультравысокотемпературного (УНТ) метаморфизма является в последние годы одной из самых обсуждаемых тем в области исследований гранулитовых комплексов. Одним из наиболее сложных и дискутируемых вопросов, связанных с проявлением такого экстремального типа метаморфизма являются геодинамические механизмы, приводящие к повышенному тепловому потоку в условиях нижней коры, проявленному в региональном масштабе.

Ангаро-Канский блок представляет южную часть Енисейского кряжа и относится к структурам фундамента юго-западной части Сибирской платформы. Он сложен преимущественно раннедокембрийскими метаморфическими комплексами: канским гранулитогнейсовым и енисейским амфиболито-гнейсовым. Высокотемпературный метаморфизм пород канского комплекса и сопряженное с ним гранитообразование связывают с образованием палеопротерозойских (2.0-1.8 млрд лет) коллизионных орогенов, трассируемых во всех выступах фундамента Сибирской платформы (Алданский и Анабарский щиты, Шарыжалгайский, Ангаро-Канский и Бирюсинский выступы) [1].

Одной из первых опубликованных работ по метаморфизму Ангаро-Канского блока стала статья Л.Л. Перчука [2]. В этой работе были приведены первые оценки РТ – параметров, полученные по глиноземистым гнейсам с минеральной ассоциацией Grt+Crd+Sil+Qz, они составляют около 720-800°C и 6,1-4,5 кбар [2]. В статье описываются минеральные реакционные микроструктуры, в которых кордиерит замещается симплектитом граната и силлиманита, что интерпретируется как результат изобарического остывания. Кроме того, в той же работе отмечается присутствие в пределах блока пород с минеральной ассоциацией Орх+Sil+Qz, сформированных при более высоких температурах (более 900°C).

Нами было предпринято изучение мафических гранулитов Ангаро-Канского блока [3, 4]. Среди них установлены гранат-двупироксеновые и двупироксеновые разновидности (Срх+Pl+Grt+Орх и Срх+Pl+Орх), слагающие субпластовые и будинообразные тела. В гранат-двупироксеновых породах гранат образует мелкозернистые каймы вокруг пироксенов и плагиоклаза, а плагиоклаз характеризуется резким понижением основности в краевой части на величину до 13 % An. Температуры формирования безгранатовых гранулитов оцениваются от ~800-870°C (двупироксеновые термометры) до ~900°C (по содержанию Ti в цирконе). Р-Т параметры образования гранат-двупироксеновых мафических гранулитов с гранатовыми коронитами находятся в интервале 750-860°C и 8-9.5 кбар. Термодинамическое с привлечением литературных экспериментальных данных показало, что формирование гранатовых кайм вероятнее всего, связано со снижением температуры при практически постоянном давлении.

Возраст метаморфической генерации циркона из гранатсодержащих гранулитов составляет порядка 1,77 млрд. лет, в то время в безгранатовых породах отчетливо выделяется два возрастных пика: 1,77 и 1,84 млрд. лет с явным доминированием циркона второй группы. Это позволило предположить связь гранатсодержащих парагенезисов с более поздним этапом метаморфизма (1,77 млрд. лет).

Проявления ультравысокотемпературного метаморфизма были установлены в центральной и южной частях Ангаро-Канского блока [5, 6, 7, 8, 9]. Повышенные температуры изначально были установлены для гиперстен-силлиманитовых ( $\pm$ гранат, кордиерит) гнейсов, содержащих высокоглиноземистый ортопироксен (до 7 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). В работе Лиханова и др. [9] методами минералогической термометрии были установлены температуры, достигающие 950-1000°C. В центральной части Ангаро-Канского блока нами установлены породы, температуры метаморфизма которых достигали 1070-1100°C. Минералогическими свидетельствами столь высокой температуры метаморфизма являются: присутствие в породах осумилита, псевдоморфно замещенного симплектитом кордиерита и калишпата ( $\pm$ ортопироксен); повышенное содержание глинозема в ортопироксене (до 10 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); присутствие в породах мезопертитов, образованных чередованием ламелей плагиоклаза и калиевого полевого шпата в соотношении около 1:1; присутствие в кварцсодержащих породах сапфирина.

Оценки температур, произведенные с использованием геотермометра по содержанию глинозема в ортопироксене и реконструкции состава тройного полевого шпата, указывают на температуры пика метаморфизма 1070-1100°C. Оценки давления с использованием составов высокоглиноземистого ортопироксена и граната не превышают 10 кбар. Присутствие регрессивной ассоциации Орх+Sill в сапфириносодержащих породах и отсутствие граната и кордиерита позволяет предположить, что регрессивный РТ – тренд метаморфизма пород связан преимущественно со снижением температуры без существенного изменения давления.

Анализ более чем 100 зерен циркона из ультравысоктемпературных пород выявил три возрастных пика [5]. Первый слабо проявленный пик установлен в сапфирин-содержащих породах ( $1886 \pm 14$  млн. лет) и чарнокитах ( $1871 \pm 15$  млн. лет). Второй пик выделен во всех типах УНТ пород и находится в диапазоне от 1798 до 1780 млн. лет. Цирконы этого типа имеют наибольшие концентрации  $Ti$ , что соответствует максимальным температурам образования. Третий пик выделяется только в чарнокитах ( $1745 \pm 11$  млн. лет).

Сравнительный анализ пород гранулитовой фации и пород ультравысоктемпературного типа показывает, что 1. они обладают одинаковыми  $PT$  – трендами регрессивного метаморфизма, характеризующегося преимущественно снижением температуры при практически постоянном давлении; 2. испытали два этапа метаморфизма и 3. характеризуются субсинхронным проявлением позднего этапа палеопротерозойского метаморфизма рубеже 1,77-1,79 млрд. лет. На этом основании можно предполагать, что гранулитовый и УНТ метаморфизм были результатом единого метаморфического события и, вероятнее всего, отвечают различным областям палеопротерозойского орогена. Близкие оценки давления для пика метаморфизма для гранулитов и УНТ - пород (около 10 кбар), позволяет предположить, что причиной метаморфизма стал неоднородный прогрев породных комплексов, расположенных на одном глубинном уровне.

#### Литература:

1. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.
2. Perchuk L.L., Gerya T.V., Nozhkin A.D. Petrology and retrogression in granulites of the Kanskiy Formation, Yenisey Range, Eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.*, 1989, v. 7, p. 599—617.
3. Sukhorukov, V.P., Turkina, O.M., 2014a. Hyperstene-sillimanite assemblages in gneisses of Angara-Kan granulite block: occurrence of UHT metamorphism on Yenisey ridge. *Precambrian High-grade Mobile Belts*. KRC RAS, Petrozavodsk, p. 108.
4. Turkina, O.M., Sukhorukov, V.P., 2015. Stages and conditions of metamorphism of mafic granulites in the Early Precambrian complex of the Angara–Kan terrane (southwestern Siberian Craton). *Russian Geology and Geophysics* 56, 1544–1567.
5. Sukhorukov, V. P., Turkina, O. M., Tessalina, S., & Talavera, C. (2018). Sapphirine-bearing Fe-rich granulites in the SW Siberian craton (Angara-Kan block): Implications for Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism. *Gondwana Research*, 57, 26-47. DOI: 10.1016/j.gr.2017.12.012
6. Сухоруков В.П., Туркина О.М. Проявления ультравысоктемпературного метаморфизма на Енисейском кряже: петрологические свидетельства и U-Pb возраст // *Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий*. – Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2017, с. 245-247.
7. Sukhorukov V.P., Turkina O.M.  $PT$ -parameters and time UHT metamorphism in south-western Siberian craton (Yenisei Ridge, Russia) // 2016 Convention and 13th International Conference on Gondwana to Asia, Abstract Volume, International Association for Gondwana Research Conference Series № 22, p. 112-114
8. Sukhorukov V.P., Turkina O.M. Hyperstene-sillimanite assemblage in gneisses of Angara-Kan block: occurrence of UHP metamorphism on Yenisey ridge // *Precambrian high-grade mobile belts. Extended Abstracts*. Petrozavodsk, KRC RAS, 2014. P. 108.
9. Likhanov, I.I., Nozhkin, A.D., Reverdatto, V.V., Krylov, A.A., Kozlov, P.S., Khiller, V.V., 2016. Metamorphic evolution of ultrahigh-temperature Fe- and Al-rich granulites in the south Yenisei ridge and tectonic implications. *Petrology* 24 (4), 392–408.



# ИЗОТОПНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КОРЫ СЕВЕРА УРАЛА – ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ: Hf ДАННЫЕ ПО ГРАНИТОИДАМ

*Удортатина О.В., Куликова К.В., Шуйский А.С.  
ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар), udoratina@geo.komisc.ru*

В пределах Западно Уральской и Восточно Уральской зон на Полярном Урале на поверхность выведены гранитные массивы различного возраста, маркирующие смены геодинамических режимов.

Зоны, располагающиеся к западу от крупных офиолитовых комплексов, сложены структурно-вещественными комплексами доуралид, а к востоку – уралитами.

Изотопно-геохронологические и петрографо-петрогеохимические данные по гранитоидам показывают, что гранитоиды маркируют процессы коллизии и рифтогенеза в этой части Урала.

Гранитоиды формировались на всех геодинамических стадиях: островодужные доколлизийные, коллизия (тиманская), рифтогенез, коллизия (уральская). Объемы и составы гранитных тел, маркирующих эти этапы, различаются. Так, мы видим лишь небольшие сохранные блоки тоналитов с возрастом 720 млн лет в серпентинитовом меланже поднятия Енгана-Пэ, наблюдаем множество гранитных тел различного состава докембрийского возраста в Центрально-Уральской зоне и крупнейшие тела молодых тоналитов с возрастом 400 млн лет в Восточно-Уральской (Малоуральской) зоне.

По изотопному составу кислорода и изотопному составу неодама фиксируется смена древних островодужных гранитоидов на различные типы коллизийных (I, A, S), далее на рифтогенные (A) и островодужные (I). Характеристики  $\epsilon\text{Nd}$  меняются от коровых к мантийно-коровым и мантийным, также меняется и изотопный состав кислорода:  $\delta_{18}\text{O}$  (Zrn) имеет мантийные значения на уровне 5.3-5.6 для рифтогенных и островодужных гранитов, более высокие значения  $\delta_{18}\text{O}$  (Zrn) 6.06-7.5 характерны для коллизийных гранитов, в которых прослеживается влияние корового вещества при формировании расплавов [1, 2].

Относительная стабильность Hf изотопии в цирконе делает изотопы Hf мощным инструментом для изучения возраста источника и изотопной эволюции самых различных пород [3, 4]. Нами был изучен изотопный состав гафния цирконов гранитоидов и вычислен их модельный возраст для массивов Полярного, Приполярного и Северного Урала (таблица).

*Полярный и Приполярный Урал, Западно Уральская мегазона.*

Цирконы плагиогранитоидов с возрастом 719 млн лет и островодужными геохимическими характеристиками из серпентинитового меланжа хребта Енгана-Пэ имеют положительные значения  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$ , варьирующие в узком интервале +8.7 – +10.6 и модельный возраст протолита 1.2 – 1.1 млрд лет.

Гранитоиды Центрально-уральской зоны (массивы Лонготьюганский, Тайкеу, Неудачный, Вангырский) с возрастными 605-560 млн лет, имеющие коллизийные геохимические характеристики, характеризуются также высокими значениями  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  (+6 до +13) и близкими модельными возрастными ( $T_{DM2}$  – 1.4–0.76)

Гранитоиды рифтогенного этапа с возрастными 507-480 млн лет имеют положительные значения  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$ , варьирующие в узких границах (+2 до +8) и модельные возраста ( $T_{DM2}$  – 1.2–0.9 млрд лет) на Полярном Урале (массивы Ингилорский, Гердизский, хр. Марункеу). На Северном Урале (массивы Маньхамбо, Ильяиз) гранитоиды имеют корово-мантийные характеристики  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  (-2.5 до +10), при этом более коровыми являются гранитоиды I типа, модельные возраста  $T_{DM2}$  – 2.0–1.0 млрд лет и граниты S типа с  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  (-2.09 до +1.76).

Большая часть цирконов из гранитоидов рудной зоны массивов центральной части Центрально-Уральской зоны (Лонготьюганский, Тайкеу, Усть-Мраморный) имеет высокие положительные значения  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  и различные модельные возраста, что позволяет говорить о влиянии мантийного источника. Время формирования этих пород – пострифтогенное, от начала позднего ордовика до конца позднего силура. Все полученные возраста укладываются в интервал 475-410 млн лет. Модельный возраст протолита наследуется от пород, по которым развивается метасоматоз, но появляются и более молодые модельные возраста, соответствующие возрасту этих гранитоидов (500 млн лет).

*Полярный Урал, Восточно Уральская мегазона.* Собский батолитообразный массив слагают породы трех комплексов (собского, конгорского, янаслорского) с островодужными геохимическими характеристиками. Все породы характеризуются высокими положительными значениями  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  (+8 до +15) и значениями модельных возрастов в своих нижних значениях, близких к возрасту гранитоидов.

*Северный Урал, Западно Уральская мегазона.* Рудные аляскиты массива Маньхамбо имеют раннекарбонный возраст. Изотопный состав гафния цирконов этой пробы указывает на мантийный источник (таблица), модельный возраст  $T_{DM2}$  0.8–1.10 млрд лет.

## Изотопный состав Hf в цирконах гранитоидов

№ обр.	Возраст млн.лет , метод	$\varepsilon\text{Hf}_{(T)}$	$T_{DM2}$ млрд. лет	Массив, порода
Полярный Урал, Западно-Уральская зона				
EP-00	<b>719±10</b> , U-Pb, ID TIMS	+8.7 – +10.6	1.2 – 1.1	Енгана-Пэ, блоки тоналитов в серпентинитовом меланже
136-01	<b>507±19</b> , U-Pb, SIMS	+8.3 – +12.5	1.12 – 0.75	Харбейский, лейкогранит
54-90	<b>605±19</b> , U-Pb, ID TIMS	+6.2 – 13.1	1.4 – 0.76	Лонготьюганский, гранит
55-90	<b>605±19</b> , U-Pb, ID TIMS	+8.7 – 12.5	1.1 – 0.8	Лонготьюганский, F1 гранит
LH-90	<b>564.6±6, 444±10</b> , U-Pb, SIMS	+5.7 – +11.9	1.4 – 0.84	Тайкеу, гранит
135-01	<b>408±3</b> , U-Pb, ID TIMS	+5.6 – +15.1	1.35 – 0.45	Тайкеу, альбитизированный гранит
29-90	<b>420</b> , LA ICP MS	+6.7 – +14.3	1.2 – 0.5	р. Ступенчатый, малые тела, гранит
453-1	<b>474±11</b> , U-Pb, ID TIMS	+4.1 – +12.1	1.28 – 0.76	Усть-Мраморный, Ab гранит
172-99	<b>563±3</b> , U-Pb, SIMS	+7.7 – +13.1	1.2 – 0.75	Неудачный, гранит
24-11	<b>487±7</b> , U-Pb, SIMS	+3.13 – +5.4	0.99 – 1.1	Ингилорский, гранит
52-11	<b>496±7</b> , U-Pb, SIMS	+2.5 – +4.87	1.03 – 1.16	Гердизский, гранит
M143	<b>495±2.4</b> , U-Pb, SIMS	+2.98 – +7.97	0.87 – 1.1	Марункеу, мелкие тела, гранит
Полярный Урал, Восточно-Уральская зона				
2005	<b>386±3</b> , U-Pb, SIMS	+11.9 – +14.7	0.6 – 0.47	Собский, собский к-с, кв.диорит
U60-14	<b>387±4</b> , U-Pb, SIMS	+13.5 – +15.2	0.5 – 0.38	Собский, конгорский к-с, диорит
U81-14	<b>383±8</b> , U-Pb, SIMS	+8.0 – +14.3	1.0 – 0.5	Собский, янаслорский к-с, гранит
Приполярный Урал, Западно-Уральская зона				
103	<b>598±5</b> , U-Pb, SIMS	+4.1 – +6.8	1.75 – 1.32	Вангырский, гранит
806	<b>619±5.4</b> U-Pb, SIMS	-2.09 – +1.76	1.48 – 1.29	Николайшорский, гранит
80 б	<b>517±10.2</b> U-Pb, SIMS	+3.58 – +6.67	1.11 – 1.02	Николайшорский, гранит
9114	<b>630</b> U-Pb, SIMS	+0.87 – +1.41	1.3	Кожимский гранит
9114	<b>483±26.7</b> U-Pb, SIMS	+2.5 – +3.42	1.15 – 1.07	Кожимский грани
Северный Урал, Западно-Уральская зона				
Г1	<b>522±6</b> , U-Pb, SIMS	+4.7 – +10.1	1.47 – 0.98	Маньхамбо, гранит
Г3	<b>507.2±5.5</b> , U-Pb, SIMS	-1.5 – +6.2	2.0 – 1.3	Маньхамбо, гранит
189-1	<b>513.8±5.6</b> , U-Pb, SIMS	+4.6 – +9.6	1.44 – 1.16	Маньхамбо, лейкогранит
729-1	<b>336.3±10.4</b> , U-Pb, SIMS	+0.8 – +6.8	1.1 – 0.8	Маньхамбо, аляскит
ГП	<b>498.2±6.2</b> , U-Pb, SIMS	-2.0 – +4.2	1.9 – 1.6	Ильяиз, гранит
ГЛ	<b>496.5±7.4</b> , U-Pb, SIMS	-2.5 – +6.7	2.1 – 1.45	Ильяиз, гранит

Примечание. Определения изотопного состава гафния проведены в Институте геологии и минеральных ресурсов, Тяньцзинь, Китай. Граниты: F1 – флюоритизированный, Ab – альбитизированный.

Практически все полученные данные показывают существенный вклад мантийного вещества при формировании гранитоидов различных типов на севере Урала. Необходимо продолжить исследования изотопной системы гафния в цирконах, особенно для коровых гранитоидов S типа, развитых на Приполярном Урале.

*Работа выполняется в рамках проекта № 18-5-5-46 «Эволюция орогена Протоуралид-Тиманид по геологическим, петролого-геохимическим и изотопным данным».*

**Литература:**

1. Соболева А. А., Удоратина О. В., Посохов В. Ф., Капитанова В. А. Изотопный состав кислорода в цирконах из гранитоидов севера Урала // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Мат-лы XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск, 2015. Т. С. 253–255.
2. Шуйский А. С., Удоратина О. В., Куликова К. В., Саватенков В. М., Посохов В. Ф. Изотопно-геохимические особенности гранитоидов А-типа Полярного Урала // XXI симпозиум по геохимии изотопов им. академика А. П. Виноградова (15-17 ноября 2016). Тезисы докладов / ГЕОХИ РАН- М. Акварель. 2016. С. 214–217.
3. Amelin Y., Lee D.C., Halliday A.N., Pidgeon, R.T. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature. 1999. № 399 (6733). P. 252–255.
4. Fujimaki H. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. № 94. P. 42–45.

## СООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЗМА И СИЛЛОГЕНЕЗА В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПАЛЕОБАССЕЙНАХ: ЗАБЛУЖДЕНИЯ И ДЕЙСТВИТЕЛЬНОСТЬ

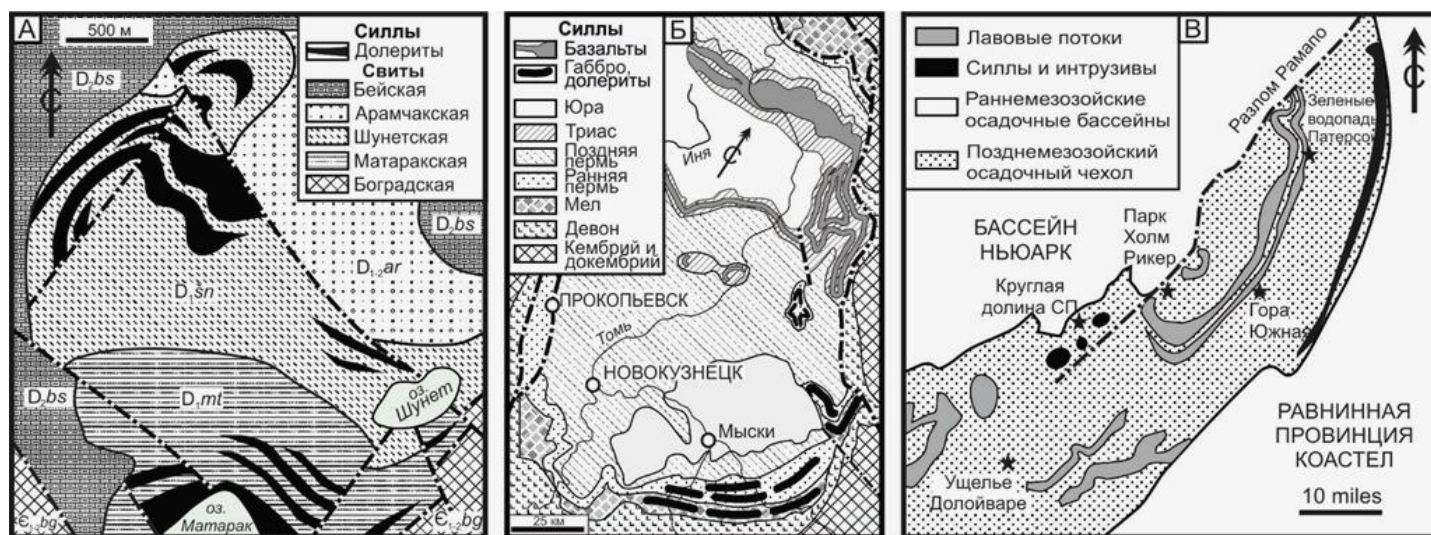
Федосеев Г.С.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. акад. В.С. Соболева СО РАН,

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, fedoseev@igm.nsc.ru

1. Континентальные осадочные палеобассейны (КОП), сформированные в платформенных (авлакогены, синеклизы) и субплатформенных (межгорные прогибы и впадины) обстановках выполняются материалом двух генетических типов – хемогенно-обломочным и магматическим. В последнем случае предполагается, что вулканическая деятельность происходит сначала в виде извержений трещинного (гавайского), а позднее – центрального (стромболианского) типов. Такой взгляд на природу материала, компенсирующего прогибание дна палеобассейнов, является общепринятым. Однако реализация данного процесса может осуществляться и по другому сценарию – в виде базитового инъекционного магматизма [3]. Принятие гипотезы эндогенной компенсации, когда магма не достигает поверхности, разрушает устоявшиеся для некоторых КОП (например, Минусинского и Кузнецкого прогибов) представления о гомодромной схеме магматизма со всеми вытекающими последствиями для стратиграфии и металлогении. Практически это означает отказ от метода оценки времени заложения прогибов по времени начала излияния родоначальной базитовой магмы. Альтернативой подобного мнения является концепция силлогенеза – пост- или внутриседиментационного массового образования малоглубинных базитовых силлов [7], которые ошибочно, в нарушение стратиграфического принципа Стенона, принимались и продолжают приниматься за лавовые потоки и покровы. Неизбежным следствием такого представления, отвечающего, по мнению автора, действительности, является версия о более раннем, чем базиты, формировании вулканических и осадочно-вулканогенных образований среднего и кислого составов (быскарская серия в новом понимании), т.е. признание антидромной схемы магматизма.

2. Силлы в палеобассейнах располагаются группами, локализуясь на разных гипсометрических уровнях. Об истинных причинах такой избирательности пока можно только догадываться. Так, в Шунет-Матаракском районе Минусинского прогиба долеритовые силлы располагаются в двух смежных свитах – шунетской и матаракской (рис., А). Вероятнее всего, это одноактные образования, тогда как в других палеобассейнах не



Размещение классических (черное) и эффузивовидных (серое) силлов в континентальных палеобассейнах: А – Минусинском (ранний девон), по [4], с изменениями; Б – Кузнецком (пермь-триас), по данным среднемасштабной Госгеолсъёмки Мингео СССР, с упрощением; В – Ньюарк (поздний мезозой), по [6], с упрощением

исключены и двухактные, поскольку породы в телах нижних групп более раскристаллизованы, и их интрузивная природа ни у кого не вызывает сомнений. Кстати, этому не противоречит и версия о прямой зависимости степени кристалличности пород от глубины залегания [5].

В Кузнецком прогибе несомненные силлы (нижняя группа) сложены долеритами, микрогаббро и габбро, а тела верхней группы – базальтами (рис., Б). Последние настолько похожими на эффузивные тела, что на протяжении долгой истории изучения Кузбасса у геологов не возникало иного мнения. При этом, естественно, проблема корректной диагностики, как таковая, не поднималась, что вполне согласовывалось с цитируемым

утверждением В.С. Соболева о невозможности спутать покровы эффузивных траппов с интрузиями [1]. Важно отметить также, что М.А. Усов после знакомства с фаціальным законом В. Клюпфеля [8] перевел многочисленные "мелко залегающие базальты" южной половины подковы в силлы: "До последнего времени, исходя из структуры этих пород, все исследователи согласно принимали их за настоящие покровные эффузивы ... Но теперь накопилось достаточное количество фактов, которые заставляют признать, что, по крайней мере, тела южной половины подковы представляют силлы ..." [5, стр. 117]. К сожалению, ни современники, ни геологи последующих поколений не обратили на этот важный вывод должного внимания – ссылка на работу Вальтера Клюпфеля [8] так и осталась единственной в отечественной геологической литературе.

В полеобассейне Ньюарк взаимоотношения базитов с позднемезозойскими толщами оказываются еще более сложными (рис., В). Верхняя группа пластовых тел, разделенных осадочными породами здесь традиционно относится к эффузивам, а пластовое тело в нижней части разреза и три штока в верхней его части – к интрузивам. Поэтому тектоническая ситуация оказывается весьма похожей на сдвоенный разрез или структуру "домино". Двухэтапное формирование базитовых тел здесь представляется несомненным, однако принятый в настоящее время эффузивный статус тел верхней группы вызывает определенные сомнения и требует ревизии с обязательным уточнением взаимоотношений горных пород в верхних контактах тел.

3. Одной из причин возникновения искаженных представлений о действительной фаціальной природе пластовых базитовых тел субгоризонтальной ориентировки является недостаточно критическое отношение к тем признакам, которые обычно используются для визуального разделения эффузивных и интрузивных тел (пузыристая и миндалекаменная текстуры, гиалиновые структуры, столбчатая отдельность и т. п.). Принимая во внимание то, что такие признаки являются конвергентными, нами при разработке концепции силлогенеза в основу корректной диагностики пластовых базитов положены наборы дивергентных (различительных) признаков, сформированных с учетом работ [2, 4, 5, 8]. В частности, подтверждено, что силлы нередко "предпочитают" размещаться не между разными по составу толщами, а внутри внешне однородных толщ [7]. В эндоконтактных зонах силлов установлены новые типы пород реологического класса (реобрекчии и реомикститы), обычно принимавшиеся предыдущими исследователями за лавовые брекчии, особенно в тех случаях, когда серии пластовых базитовых тел, многократно перемежались с осадочными, вулканическими и вулканогенно-осадочными отложениями. К этому следует добавить, что взаимоотношения эффузивовидных силлов с вмещающими породами не укладываются в прокрустово ложе процессов, связанных с "горячими" контактами. В сравнительном плане их, скорее, следует называть "теплыми", поэтому требования явлений ороговикования и скарнирования, а также образования дочерних даек в кровле малоглубинных силлов являются неправомерными. И это не должно вызывать удивления, поскольку при субгоризонтальных положениях плоскости верхних контактов силлов происходит повышенная диссипация тепловой энергии. Ее едва хватает для локального проявления гидротермально-метасоматических преобразований в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. Поэтому в верхних контактных зонах силлов чаще всего наблюдается пластификация некоторых видов вмещающих пород, пузырение, образование валиков и ребрекчий.

### Литература:

1. Дмитриев Ю.И. Вулканизм Сибирской платформы – заблуждение или истина? // Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1964, стр. 101 – 109.
2. Косыгин Ю.А., Магницкий В.А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования // Бюлл. МОИП, нов. сер., отдел геол., т. XXIII. №3, 1948, стр. 3 – 15.
3. Лахи Ф.Х. Полевая геология, т. 1. М.: Изд-во «Мир», 1966, 482 стр.
4. Пешехонов Л.В., Макаренко Н.А. Петрохимические особенности долеритов силового комплекса Шунет-Матаракского района Минусинского прогиба / Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: ТГУ, 1988, стр. 72 – 79.
5. Усов М.А. Тектоника Кузбасса // Пробл. сов. геол., 1935, т. 5, № 2, стр. 113 – 134.
6. Drake A.A., Jr., McLaughlin D.B., and Davis R.E. Geology of the Frenchtown quadrangle New Jersey Pennsylvania // US Geological Survey, Geologic Quadrangle Map GQ 133, scale 1:24,000, 1961.
7. Fedoseev Geliy S. The role of mafic magmatism in age specification of the Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa Basin, West Siberia, Russia // Bulletin of Geosciences, vol. 83, №. 4, 2008, pages 473 – 480.
8. Klüpfel W. Das Fasziengesetz der Yorquartären Vulkaneruptionen. Über die Bedeutung der Flachintusienen, die Ursachen der Aschen- und Lavaförderung und über Beziehungen zwischen Vulkanismus und Tektonik // Geologische Rundschau, vol. XXIV, № 1-2, 1933, pages 28 – 56.

# СУБДУКЦИОННЫЕ МОТИВЫ МАКСЮТОВСКОГО ЭКЛОГИТ-ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА

*Федькин В.В.<sup>1</sup>, Щипанский А.А.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *ИЭМ РАН (г. Черноголовка), <sup>2</sup> ГИН РАН (г. Москва), [vfedkin@iem.ac.ru](mailto:vfedkin@iem.ac.ru), [shchipansky@mail.ru](mailto:shchipansky@mail.ru)*

Новая геодинамическая концепция «Правило инициации субдукции», недавно введенная **Whattam and Stern [7]**, связывает процессы образования коллизионных зон сочленения литосферных плит с формированием офиолитовых комплексов, преддуговыми бассейнами и процессами инициацией субдукции. Эта концепция предсказывает, что большинство офиолитов были сформированы во время инициации субдукции (ИС), приводящей к рождению и развитию внутриокеанической островной дуги и к изменению состава офиолитов от менее до более обогащенных HFSE и обогащенных LILE составов.

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс высокого давления на Южном Урале представляет собой уникальный объект для изучения явления инициации субдукции. Главная причина связана с тем, что наряду с диагностической магматической хемотратиграфической последовательностью ИС и офиолитами, здесь также был обнаружен восстановленный канал НР-УНР субдукции, коим является Максютовский комплекс. Это имеет первостепенное значение для понимания геодинамики ИС, поскольку время НР-УНР метаморфизма Максютовского комплекса совпадает с появлением Магнитогорской внутриокеанической островной дуги в раннем девоне [2, 5]. Тем не менее, геодинамический контекст МК остается спорным. Анализ последних данных петрологии, геохимии, структуры и геохронологии Максютовского комплекса позволяет пересмотреть существующие тектонические модели и предложить новый подход к геодинамической истории комплекса, связанный с иницированием субдукции. В данной работе на основе прецизионных XRF и ICP MS анализов валового состава 18 представительных образцов гранат-содержащих мафитовых пород МК предпринята попытка выявить временные, тектонические и геохимические особенности (индикаторы) процесса инициации субдукции и оценить их роль в геодинамическом развитии комплекса.

**1. Химический состав протолита.** Из совокупности полученных аналитических данных валовый состав 17 образцов соответствует составу базальтам/габбро с содержаниями SiO<sub>2</sub> ~ 47-52 вес.% и только один образец относится к андезиту/диориту: SiO<sub>2</sub> ~ 61 вес. %. По индексу магнезиальности  $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$  мафические разности обнаруживают сильную фракционированность в пределах от 0.37 до 0.59-0.65. Индекс кальциевости  $Ca\# = Ca / (Ca + Na)$  мафических протолитов показывает, что отношения модалных количеств магматических клинопироксена и плагиоклаза находились, примерно, в равных пропорциях с небольшими вариациями вокруг моды 50%. В координатах АФМ фигуративные точки составов эклогитов Максютовского комплекса образуют единый тренд, который включает **составы различных петрогенетических серий – толеитовой и известково-щелочной**, ясно обозначая сложную геодинамическую ситуацию формирования их протолитов. В то же время, корреляция щелочей и кремнезема отражает типичные НР/УНР тенденции дифференциации протолита метаморфических пород.

**2. Генезис протолита.** Подавляющее большинство эклогитовых образцов не обнаруживают положительных аномалий Eu и Sr, обычно типичных для внутрикоровых габбровых интрузий, претерпевших метаморфизм эклогитовой фации, что доказывает их **происхождение за счет трансформации базальтов**. Исключение составляет один образец (235/236), показывающий хорошо выраженную положительную аномалию Sr ( $Sr/Sr^* = 1.8$ ), что в совокупности с его высокой магнезиальностью, может свидетельствовать о кумулятивной природе протолита.

**3. Геодинамическая обстановка источника протолита.** Долгое время считалось, что Максютовский комплекс представляет материал, полученный из передней кромки Восточно-Европейского кратона, который подвергся НР метаморфизму и деформации в зоне субдукции во время столкновения дуги и континента [2, 5]. Однако большая часть эклогитов МК оказалась очень необычной по геохимии - так называемыми Nb-обогащенными базальтами (NEB). Этот фактор является показателем субдукции океанических хребтов и интерпретация эклогитов в качестве силлов и дайковых тел в рифовом бассейне на краю кратона требует, по крайней мере, уточнения.

Валовые составы УНР пород МК перекрывают поля базальтов океанических островов (OIT, OIA), островодужных толеитов (IAT), N-MORB и E-MORB базальтов. Распределение высоко-зарядных малых элементов в эклогитах МК показывает, что их составы обнаруживают деплетированные ( $La/YbN \sim 0.5 - 1.5$ ) и обогащенные ( $La/YbN \sim 2 - 4.7$ ) разности, что подтверждает происхождение их протолитов **из разных мантийных источников: N-MORB и OIB**, соответственно. Уникальность комплекса заключается в том, что для формирования его протолита требуются трехкомпонентный источник: обедненные базальты (MORB), обогащенные базальты (OIB) и субдукционная компонента, характерная для начала процесса субдукции.

**4. Роль мантийных плюмов** в формировании протолитов МК. Еще одним значимым явлением ИС в ранне-девонском развитии Южного Урала является роль мантийных плюмов - фрагментов палеопротерозойской примитивной мантии, источником которых могли служить глубинные магматические очаги, связанные с горячими точками. Тектоническая структура Максютковского комплекса, пространственная и временная близость бонинитовых офиолитов подчеркивает этот момент, демонстрируя влияние активности мантийного плюма для инициации ранне-девонской субдукции.

**5. Коровая контаминация** или вклад субдукционной компоненты. Переменные аномалии Nb в составе УНР пород МК, указывают как на отсутствие коровой или субдукционной контаминации (при  $Nb/Th_N > 1$ ), так и на ее наличие (при  $Nb/Th_N < 1$ ). Наиболее ярко отмеченные закономерности проявляются на диаграммах  $TiO_2/Yb - Nb/Yb$  и  $Th/Yb - Nb/Yb$ , детально обоснованных в работе Пирса [3]. С одной стороны, составы Максютовских эколгитов хорошо интерпретируются моделью взаимодействия мантийно-плюмового источника OIB-типа и источника деплетированной мантии MORB-типа. С другой стороны, чувствительным индикатором коровой контаминации (вклада субдукционной компоненты) в петрогенезис мафических вулканитов является диаграмма  $Th/Yb - Nb/Yb$ . Распределение на ней точек составов эколгитов МК раскрывает наличие еще одного компонента в источнике генерации протолитов. Согласно модельным расчетам часть эколгитовых составов, как деплетированных, так и обогащенных, наследует вклад субдукционной компоненты, который, составляет от 1 до 4%. Возможно, это связано с тем, что формирование ранне-девонского P-MORB хребта на Южном Урале происходило на океанической литосфере, претерпевшей надсубдукционные изменения в ордовикское время [6].

**6. Бониниты как признак ИС.** Впечатляющим признаком ИС является появление среди пород офиолитов - бонинитов или вулканитов серии бонинитов, которые были сформированы *in situ* путем частичного плавления перидотита. Действительно, хорошо изученные бонинитсодержащие офиолиты, включая крупнейшие массивы Трудоса и Симейла, в настоящее время считаются сформированными во время инициации субдукции [4, 7]. В структуре южноуральских палеозоид широко распространены офиолиты, состав пород которых указывает, что они формировались в надсубдукционной обстановке и относятся к бонинитовой серии. В частности такие сведения о существовании надсубдукционных офиолитов приводятся для Бурибайского района на западе Магнитогорской зоны [1]. Каледонский островно-дуговой комплекс Сакмарской зоны включает в себя офиолитовые габбро и вулканиты как островных толеитов, так и бонинитовой серии, предполагающих среду инициации субдукции того времени.

Таким образом, геохимия эколгитов Максютовского комплекса показывает, что геодинамику формирования их протолитов нельзя свести к какой-либо простой модели. Этот процесс происходил при участии трех различных источников – деплетированной мантии N-MORB, обогащенной мантии OIB, вклада субдукционного компонента и, возможно, некоего мантийного источника. По-видимому, наиболее вероятными геодинамическими обстановками, где реализовывались процессы подобного смешения, могли быть преддуговые или задуговые области конвергенции плит, подобные таковым современной зоны конвергенции Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферных плит.

*Авторы благодарят сотрудников Стэнфордского университета проф. Г.Эрнста (prof. W.G.Ernst), Государственного Университета Сан-Франциско проф. М.Лич (prof. M.Leech), директора Ильменского государственного заповедника УрО СО РАН П.М.Вализера за инициирование данного исследования, поддержку и помощь в работе. Авторы благодарны д-ру А.В.Рязанцеву (Геологический институт РАН) за помощь в геологии Южного Урала, ценные советы и дискуссии.*

#### **Литература**

1. Кузьмин М.И., Кабанова Л.Я. Бонинитовые серии Южного Урала: геологическое и петрографическое описание, особенности состава и проблемы происхождения // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. Новосибирск: Наука. СО, 1991. С. 156–173
2. Brown, D., Spadea, P., Puchkov, V., Alvarez-Marron, J., Herrington, R., Willner, A.P., Hetzer, R., Gorozhanina, Yu., and Juhlin, C., 2006. Arc-continent collision in the Southern Urals: Earth-Science Reviews, v. 79, p. 261–287.
3. Pearce, J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: Lithos, 2008, v. 100, p. 14-48.
4. Pearce, J.A., and Robinson, P.T., 2010, The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting: Gondwana Research, v. 18, p. 60–81.
5. Puchkov, V.N., 2010, Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny): – Ufa: DesignPoligraphService Publ., 2010 – 280 pp. (in Russian).
6. Ryazantsev, A.V., Dubinina, S.V., Kuznetsov, N.B., and Belova, A.A. Ordovician lithotectonic complexes in allochthons of the Southern Urals: Geotectonics, 2008. v. 5, p. 368-395.
7. Whattam, S.A., and Stern, R.J. The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolite, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation: Contrib. Mineral. Petrol., 2011, p. 1031–1045.



# СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСТРОВА ПАРАМУШИР, СЕВЕРНЫЕ КУРИЛЫ.

*Хубаева О.Р., Бергаль-Кувикас О.В.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>*ИВУС ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский) [khubaeva@kscnet.ru](mailto:khubaeva@kscnet.ru), [olgakuvikas@gmail.com](mailto:olgakuvikas@gmail.com)*

Остров Парамушир находится на северном окончании Курильской островной дуги. Характерной чертой пространственного положения вулканических центров этого острова является концентрация вулканов в цепочки, косо, под разными углами, ориентированными относительно общего простирания дуги [1]. По мнению Накамуры такой вид локализации вулканических центров свидетельствует о мощных разрывных зонах, контролирующими проявления магматизма в геодинамических условиях сжатия островных дуг [6]. Многочисленные полевые исследования свидетельствуют о наличии мощных разрывных зон субширотного и субмеридианального простирания острова Парамушир.

По мнению Гаврилова [3] субмеридиальные разломы север-северо восточного простирания представляют собой продолжение Прибрежного горста южной Камчатки и являются термовыводящими (открытыми в геодинамическом плане) в центральных частях гидротермальных систем Камчатки и Курильской островной дуги. Такое расположение играет существенную роль в строении высокотемпературных гидротермальных систем о. Парамушира и Курильских островов. В Северной части о. Парамушир наблюдается большое количество интрузивных тел (некков, даек) и воронок взрыва. В районе вулкана Эбеко (северная часть хр. Вернадского) такие структуры тяготеют к разломам северо-восточного простирания, на территории более древнего вулканического центра Богдановича (центральная часть хр. Вернадского), подобные структуры в основном сопряжены с разломами северо-западного простирания или расположены на пересечении разломов северо-западного и северо-восточного простирания.

Наличие большого количества интрузивных тел, воронок взрыва и характер продуктов извержения указывает на существование здесь мааро-диатремового вулканизма и присутствие магматического источника тепла в корневой части системы. Зачастую базальтовые дайки являются главной структурой, через которую происходит перенос расплава и тепла [2, 5]. Не исключается, что тепловое питание гидротермальных систем в этом районе связано с переносом тепла из глубинных частей земной коры, трансмагматическими флюидами, дренирующимися по магматическим расплавам в системе малых интрузивных тел. То есть основными структурами, обеспечивающими тепловое питание гидротермальных систем о. Парамушир вероятнее всего являются дайки, локализованные в многочисленных разрывных нарушениях.

Термальные разгрузки рассматриваемых вулканических структур различаются в динамическом и генетическом плане. Различия в гидротермальной деятельности рассматриваемых вулканических структур, вероятно, связано со сменой геодинамического режима и [4] и миграцией вулканизма по главной субмеридианальной зоне разломов [3].

## Литература:

1. Авдейко, Г. П., Вольнец, О. Н., Антонов, Ю. А., Рашидов, В. А., Бондаренко, В. И., Цветков, А. А., ... & Полуева, А. А. (1992). Каталог подводных вулканов Курильской островной дуги. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги/Под ред. ЮМ Пушаровского. М.: Наука, 121-172.
2. Белоусов В.И. Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 176 с.
3. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Наука, Новосибирск, 1973. С. 152
4. Baranov, B., Wong, H. K., Dozorova, K., Karp, B., Lüdmann, T., & Karnaukh, V. Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data. *Island Arc*, 11(3), 2002. Pp- 206-219.
5. Gudmundsson A. Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland/*Journal of Volcanology and Geothermal Research* 64 ,1995. Pp. 1-22.
6. Nakamura, K. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1). 1977. Pp. 1-16.

# ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ ПОРОД МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

*Шацкий В.С.<sup>1,2,3</sup>, Скузоватов С.Ю.<sup>2</sup>, Рагозин А.Л.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), <sup>2</sup> ИГХ СО РАН (г. Иркутск), <sup>3</sup> НГУ (г. Новосибирск), shatsky@igm.nsc.ru

Среди пород высоких и сверхвысоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны можно выделить породы, эксгумированные, по крайней мере, с двух уровней [1]. Породы западного блока были метаморфизованы при давлениях, отвечающих полю стабильности алмаза (участки Кумды-Коль, Барчинский), в то время как в восточном блоке давления метаморфизма достигали величин, отвечающих полю устойчивости коэсита (Участки Кулет, Чаглинка, Сулу-Тюбе, Даулет, Боровое). В настоящее время нет единой точки зрения относительно природы протолитов эклогитов и алмазоносных метаморфических пород Кокчетавского массива.

В качестве протолитов эклогитов рассматриваются либо базальты океанического дна [2,3], либо базальты эруптированные в обстановке переходной от континентального рифта к океану. Предполагается, что эклогиты были тектонически совмещены с породами континентальной окраины.

Эклогиты Кокчетавского массива демонстрируют значительные вариации в содержаниях ряда несовместимых элементов, а также изотопных отношениях Nd ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  - 0.512163-0.513180) и Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  - 0.70393-0.78447). Эклогиты Сулу-Тюбе имеют изотопно-геохимические характеристики близкие к N-MORB, в то же время эклогиты других участков по этим характеристикам близки к E-type MORB или базальтам островных дуг (IAB). Модельный возраст  $T_{\text{Nd}}$  (DM) эклогитов варьирует от 1,95 до 0,67 млрд лет. Наиболее молодой модельный возраст имеют эклогиты Сулу-Тюбе, которые так же характеризуются значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (+7,2) и отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  близкими к деплиторированной мантии. На графиках в координатах  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  -  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  -  $T$  эклогиты образуют тренды от деплиторированной мантии к вмещающим породам. Это свидетельствует о контаминации протолитов эклогитов континентальной корой. Изотопно-геохимические особенности эклогитов согласуются с моделью образования протолитов в условиях континентальной окраины, которая затем была субдуцирована на глубины, превышающие 120 км.

Метаморфические алмазоносные породы месторождения микроалмазов Кумды-Коль, включающие кальций-силикатные, гранат-пироксеновые породы, а также неалмазоносные мигматизированные гнейсы, образуют Sm-Nd изохрону угол наклона которой отвечает возрасту  $1052 \pm 44$  млн лет. Этот возраст близок к возрасту формирования гранитогнейсового фундамента Кокчетавского массива. (1,2-1,05 млрд лет) [4,5].

Это свидетельствует о том, что протолитами кальций-силикатных, гранат-пироксеновых пород и гранито-гнейсов были породы фундамента Кокчетавского массива. Полученная изохрона свидетельствует о том, что при метаморфизме сверхвысоких давлений не происходило нарушения Sm-Nd системы в этих породах. Это может объясняться тем, что ранее они были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма. В то же время, в различной степени деплиторированные высокоглиноземистые породы (гранат-фенгит-кианитовые сланцы, гранофельсы) участка Барчинский образуют Sm-Nd изохрону угол наклона которой отвечает возрасту  $509 \pm 32$  млн лет, что дает основание предполагать частичное плавление этих пород на стадии эксгумации.

Данные изучения Sm-Nd системы алмазоносных пород свидетельствуют, что в качестве их протолитов не могут рассматриваться породы песчано-сланцевой толщи шарыкской свиты [6]. Породы шарыкской свиты характеризуются колебаниями величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  от +4,1 до -3,3 и величинами модельного возраста от 1,9 до 1,25 млрд лет [7]., в то же время у пород, претерпевших метаморфизм сверхвысоких давлений величина  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  варьирует от -7,6 до -13,2, а величины модельного возраста от 3,7 до 2,3 млрд лет. Наиболее древние значения модельного возраста имеют известково-силикатные породы.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 16-05-00189*

## Литература:

1. Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav Massif: facts and models // *Lithos*, 78, 2004, pp. 307-318.
2. Yamamoto J, Maruyama S, Parkinson C.D., Katayama I. Geochemical characteristics of metabasites from the Kokchetav massif: Subduction zone metasomatism along an intermediate geotherm // In: Parkinson CD, Katayama I, Liou J.G. (eds) *Anatomy of a Diamond-Bearing Ultrahigh-Pressure Metamorphic Terrane: the Kokchetav Massif of Northern Kazakhstan*, Chapter V-1. Universal Academy Press, Tokyo, 2002, pp. 363-372
3. Yui T-F., Chu H-T., Hwang S-L., Shen P., Wu T-W., Liou J.G., Sobolev N.V. Geochemistry of garnetiferous Ti-clinohumite rock and talc-kyanite-phengite-almandine schist from the Kokchetav UHP terrane, Kazakhstan: An insight to possible origins of some chemically unusual UHP rocks // *Lithos* 118(1), 2010, pp. 131-144.

4. Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. (2011) Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // ДАН, т. 436, № 4, 2011, стр. 499-503
5. Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J. // Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan): insights from zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematics // *Gondwana Res.*, v. 27, 2015 pp. 424-438.
6. Буслов М.М., Добрецов Н.Л., Вовна Г.М., Киселев В.И. Структурное положение, состав и геодинамическая природа алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*, т. 56, 2015, 89-109.
7. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K-L., Chung S-L., Lee H-Y., Jahn B-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.*, 47, 2017, pp. 28-43.

## ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ПРИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ СОСТОЯНИЯХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ.

*К.И.Шмулович*

*ИЭМ РАН им.Д.С.Коржинского, Черноголовка, [Kshmulovich@yandex.ru](mailto:Kshmulovich@yandex.ru)*

Эволюция стандартной модели флюидных систем  $H_2O$  - неполярный газ ( $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2$ ,  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $CO$  и т.п.) – соль ( $NaCl$ ,  $KCl$ ,  $CaCl_2$  etc.) при изменении параметров состояния приводит к образованию специфических сред, процессы образования фаз в которых сильно отличаются от привычных. Особенности фазовых диаграмм бинарных систем определяют тренды эволюции составов флюидных фаз: верхняя критическая точка в системах вода-газ по температуре, а в системах вода-соль – по давлению.

При всплытии флюида в расплаве и/или в пористой среде давление уменьшается, флюид разделяется на газо-паровую и водно-солевую фазы. В пределе  $P \rightarrow 0,1$  МПа получаем паровую фазу с магматическими температурами и «сухой» солевой расплав. Каждая из этих сред имеет свои особенности как среда минералообразования.

Малоплотный пар при  $T > 400^\circ C$  выносит петрогенные элементы пропорционально давлению пара их оксидов. При этом, низкая плотность и высокие температуры приводят к доминированию простейших комплексов, в том числе и субвалентное состояние некоторых элементов. В частности, для кремнезема при  $T \sim 1000^\circ C$  характерна основная форма переноса  $SiO$ , и, как следствие, реакции диспропорционирования. Другая особенность пара – обогащение  $HCl$ ,  $HF$  и т.п., что приводит к образованию кислот при конденсации водно-паровой фазы.

Солевой расплав, равновесный с «кислой» паровой фазой, относительно обогащен  $MeOH_x$ , но эффект «подщелачивания» невелик из-за большой буферной емкости силикатного расплава. Особенностью водно-солевой фазы (а в пределе низких  $P$  – солевого расплава) является высокие концентрации рудного вещества и сравнительно высокая упругость насыщенного пара хлоридов щелочных металлов. Как следствие, при уменьшении давления происходит обогащение рудными элементами ( $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  и т.п.) за счет повышения солёности и испарения соли. Сопряженный процесс реакции  $MeOH_x$  с  $SiO_2$  в присутствии окислителя (атмосферный  $O_2$ ) приводит к экстракции и миграции не только рудных, но и благородных металлов. В частности, растворимость золота в расплаве  $NaCl$  достигает 30 г/кг соли при  $860^\circ C$ .

Сочетание субвалентного переноса элементов высокотемпературным паром и равновесного с этим паром солевого расплава приводит к образованию в солевом расплаве самородных  $Al$ ,  $Si$  и т.п., область устойчивости которых далека от наблюдаемой и может отличаться на 30 порядков по летучести кислорода.

Необычной и плохо изученной средой является вода и растворы в пористой среде при температурах ниже  $200^\circ C$ . На модели синтетических флюидных включений (СФВ) исследуются фазовая диаграмма воды в метастабильной области ( $P < 0$ ), вторая и, возможно, третья критические точки в однокомпонентной системе, распределение растворенных компонентов в микропоре, пределы растяжения жидкой фазы. Уже экспериментально измерены давления  $-200$  МПа (растяжения) в  $0,7$  m растворе  $Na_2WO_4 + CsCl$ . В статическом эксперименте метастабильная вода не замерзает при  $-25^\circ C$ , что, в принципе, указывают на возможность «стеклования» воды.

Наши новые измерения, сделанные на СФВ с  $0,7$  m раствором, косвенно подтверждают топологию фазовой диаграммы воды (Qui et.al., 2016) со второй критической точкой, где совпадают: неупорядоченная замерзшая «растянутая» метастабильная фаза и неупорядоченный обычный лед.

## СУБДУКЦИЯ В АРХЕЕ: ФАКТ, А НЕ ФИКЦИЯ

*А.А. Шипанский<sup>1</sup>, М.Ю. Сидоров<sup>2</sup>, В.В. Балаганский<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, shchipansky@mail.ru

<sup>2</sup>Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия, eslingur@yandex.ru,  
balagan@geoksc.ru

<sup>2</sup> Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

Одна из ключевых проблем наук о Земле заключается в вопросе о времени начала плейт-тектонических процессов, определяющим элементом которых является глубинная субдукция океанической коры. Существуют многочисленные геологические и изотопно-геохимические свидетельства, которые демонстрируют преобладание развития Земли в раннем докембрии и фанерозое. Кроме того, работы по физическому моделированию тепловой эволюции Земли не запрещают субдукцию в архее, а, наоборот, показывают, вероятность ее возникновения вскоре после стадии магматического океана и тяжелой метеоритной бомбардировки хадейского времени [1]. Численные эксперименты по моделированию процессов субдукции в условиях горячей архейской верхней мантии также показывают ее возможность при параметрах ее потенциальной температуры не превышающей 300 °К в сравнении с современными значениями [2]. Единственным весомым контраргументом для признания возможности субдукции в архее являлось отсутствие ультра-высокобарических (УНР) пород древнее 650 млн. лет, что оставалось причиной различного рода гипотез о специфической раннедокембрийской геодинамике [3, 4]. Таким образом, вопрос о существовании или отсутствии УНР минеральных ассоциаций в раннем докембрии, и особенно в архейских коровых комплексах, является центральным для понимания процессов эволюции геодинамических режимов в истории Земли.

В настоящем сообщении мы приводим комплекс геологических, изотопно-геохронологических и петрологических данных о реликтовых ассоциациях ультра-высокобарического метаморфизма (УНРМ), обнаруженных нами в последние годы в Беломорском поясе Беломорского пояса Балтийского щита. Современное понимание тектонической природы этого пояса заключается в том, что он представляет собой глубоко эродированный архейский фундамент юго-западного форланда палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена. Пик коллизии произошел в интервале 1.92 – 1.90 млрд. лет, после чего начался длительный пост-орогенный аплифт [5]. Пост-орогенное остывание глубоких горизонтов беломорского фундамента орогена было очень медленным; его охлаждение оценивается градиентами 2 – 4 °С/млн. лет [6]. Этот процесс явился причиной двух противоположных явлений, первое из которых привело к эксгумации глубинных уровней архейской коры вмещающих эклогиты. Второе явление отразилось в сильной ретроградной эклогитизации в условиях амфиболитовой фации, обусловленной длительностью (>100 млн. лет) процессов эксгумации.

Такое понимание тектоники пояса прекрасно объясняет полиметаморфизм его породных ассоциаций, на что, к сожалению, не обращают внимания многие исследователи этого региона. Особенно это касается интерпретации изотопных возрастов цирконов из ретроградно измененных эклогитов по методике, разработанной для моноцикловых метаморфитов фанерозоя. В результате такой интерпретации получается парадоксальная картина: самые древние, реликтовые ассоциации эклогит-серогнейсового меланжа оказываются в геолого-структурной событийной шкале Беломорского пояса, охватывающей более 1 млрд. лет геологической истории, самыми молодыми с изотопным возрастом ~ 1.9 млрд. лет.

Недавние находки минерала-индикатора ультра-высокобарического (УНР) метаморфизма – алмаза – в эклогитовых породах Беломорья заставляют радикально пересмотреть представления о палеопротерозойском орогеническом происхождении эклогитов провинции. В настоящее время алмаз, как и другие индикативные минералы УНР, идентифицированы на двух объектах – в одном из блоков, обнажающемся в районе южного берега Кох-озера, и на карьере Куру-Ваара. Наиболее полно УНР минеральные ассоциации сохранились в эклогитовых породах карьера Куру-Ваара, геолого-структурные соотношения которого хорошо изучены [7].

Важно подчеркнуть, что детальное многолетнее исследование карьера позволили выявить не только петрологические индикаторы УНРМ, но и геологические свидетельства погружения архейской океанической коры на мантийные глубины. Выдающимся из таких свидетельств является находка линз эклогитов и эклогитовых пород, заключенных в блоки флогопитовых метаперидотитов, что указывает на процессы взаимодействия погружающегося слэба океанической коры с мантийным клином [8]. Более того, полное механическое сцепление слэба с мантийным клином в современных субдукционных обстановках происходит на глубинах более 80 км [9]. Очевидно, что такие глубины заметно превышают глубины корней орогенических сооружений, т.е. соответствуют глубинам УНР метаморфизма.

К настоящему времени детально изучены минеральные ассоциации только из двух эклогитовых линз, впечатанных в метаперидотиты. Но, в обеих эклогитовых линзах рамановской спектроскопией был диагностирован алмаз, ретроградно замещающийся менее барическими полиморфными модификациями углерода

– упорядочным и неупорядочным графитом, газовой фазой CO<sub>2</sub> и карбонатом. Алмаз, в том числе и в форме октаэдра, диагностирован как включения в клинопироксене и гранате.

Следует заметить, что эклогитовые линзы в метапериодитах также были подвержены сильным ретроградным изменениям, а сохранность пиковых минеральных ассоциаций ограничивается участками миллиметровых размеров. Тем не менее, в нескольких шлифах удалось обнаружить дополнительные свидетельства УНРМ, которые могут существенно изменить представления о стиле субдукционных процессов в архее, их роли в формировании ранней континентальной коры и проблем возникновения алмазоносных килей под древними кратонами. Во-первых, в клинопироксене местами наблюдаются структуры распада калиевого клинопироксена с формированием наиболее ранних тончайших ламелей флогопита. Во-вторых, в пиковых пироповых гранатах сохраняются многочисленные включения цоизита, некоторые из которых сохраняют реликты лавсонита. Согласно экспериментальным данным, сосуществование лавсонита и цоизита в поле стабильности алмаза при температурах 750 – 1000 °С ограничено давлением ~ 5.5 – 6.0 ГПа [10]. Верхний предел давления определяется стабильностью флогопита в пиковых ассоциациях, который при более высоких давлениях должен замещаться калиевым рихтеритом. Интересно отметить, что ассоциация цоизит+кианит+кварц, возникающая за счет распада лавсонита [11], была ранее описана в ретроградно измененных эклогитах Куру-Ваары [12].

Полученные ограничения на пиковые параметры УНР метаморфизма демонстрируют холодный тип архейской субдукции с градиентом погружения 6-7 °С/км, что противоречит априори принятым представлениям о горячем или теплом типе субдукции с прогрессивным трендом через поле амфиболитовой фации, где должно было начинаться масштабное плавление слэба. По-видимому, как и в фанерозойских областях УНРМ масштабное плавление должно было начинаться на стадии декомпрессии эклогитов, достигая кульминации в области стабильности амфибола.

Поскольку геохимия циркона в полиметаморфических комплексах не дает внятных критериев для распознавания того или иного события [13], мы датировали жилу гранатовых плагиогранитов, секущих симплектитовые эклогиты Куру-Ваары. Выделенные из нее цирконы показали возраст 2460 ± 5.3 млн. лет, что отвечает известному на Балтийском щите сумийскому супер-плюмовому событию и связанному с ним ультра-высокотемпературному метаморфизму. Учитывая то, что к этому времени эклогиты уже были размещены в условиях средней коры, их возраст, очевидно, относится к архею.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 16-05-00479, 16-05-01031*

#### **Литература:**

- [1] Korenaga J. Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: Theories and observations // Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2013, v. 41, p. 117–151.
- [2] van Hunen J., Moyen J.-F. Archean Subduction: Fact or Fiction? // Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2012, v. 40, p. 195–212.
- [3] Brown M. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics // Geoscience Frontiers, 2014, v.5, p. 553-569.
- [4] Hacker B. R. Gerya T.V. Paradigms, new and old, for ultra-high pressure tectonism // Tectonophysics, 2013, v. 603. p. 79-88.
- [5] Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J., The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geological Society, London, Memoir, 2006, v. 32, p. 579–598.
- [6] Bibikova E.V., Sköld T., Bogdanova S.V., Gorbachev R., Slabunov A. Titanite\_rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Research., 2001, v. 105, p. 315-330.
- [7] Balagansky V. Shchipansky A., Slabunov A., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing, and tectonic implications// Inter. Geol. Rev. 2015, v. 57, p. 1543-1565.
- [8] Ernst W.G., Hacker B.R., Liou J.S. Petrotectonics of ultrahigh-pressure crustal and upper-mantle rocks – Implications for Phanerozoic collision orogens // Geol. Soc. Amer., Spec. pap., 2007, v. 433, p. 27-49.
- [9] Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A., 2010. The global range of subduction zone thermal models // Physics of Earth and Planetary Interiors, 2010, v. 183, p. 73-90.
- [10] Poli S., Schmidt M. The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages // Contrib. Mineral. Petrol., 1998, v. 130, p. 162-175.
- [11] Pawley A.R. The pressure and temperature stability limits of lawsonite: implications for H<sub>2</sub>O recycling in subduction zones // Contrib. Mineral. Petrol., 1994, v. 118, p. 99-108.
- [12] Liu F.L., Zhang L.F., The petrological study of eclogites from Chalma (Kuru-Vaara), Belomorian Mobile Belts, Russia // Precambrian high-grade mobile belts. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014, p. 49-50.
- [13] Harley S.M., Kelly N.M. The impact of zircon–garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U–Pb ages in complex high-grade terrains: An example from the Rauer Islands, East Antarctica // Chem. Geol., 2007, v. 241, p. 62-87.



# МЕХАНИЗМЫ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИЙНЫХ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ В ОБЛАСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ ПОД АВАЧИНСКИМ ВУЛКАНОМ (КАМЧАТКА)

Шарапов В.Н.<sup>1</sup>, Кузнецов Г.В.<sup>1</sup>, Перепечко Ю.В.<sup>1</sup>, Сорокин К.Э.<sup>1</sup>, Семенов Ю.И.<sup>2</sup>  
<sup>1</sup> ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), <sup>2</sup> ИЯФ РАН (г. Новосибирск), vik@igm.nsc.ru

На основе статистического анализа структурно-минералогических характеристик и состава метасоматизированных ультрабазитов из ксенолитов андезиобазальтов Авачинского вулкана, определения состава флюидной фазы и температуры образования минеральных ассоциаций построена гидродинамическая модель тепломассопереноса в проницаемой трещиновато-пористой области над магматическими очагами в приближении многорезервуарного проточного реактора. Исследование динамики зональности равновесного неизотермического инфильтрационного метасоматоза позволило оценить физико-мимические и термодинамические условия наблюдаемых метасоматических изменений первичного состава гарцбургитов в шпинелевой фации глубинности в интервале температур 600-1150°C [1]. В таких породах установлено две формы проявления магматических жидкостей: 1) маломасштабное (1-5 об.%) локальное плавление скоплений шпинели в ассоциации с ортопироксеном и формирование жил выполнения в открытых трещинах шириной 1-5 см состава клинопироксен + амфибол, кристаллизующихся в интервале 1100-1200°C; 2) друзовидное заполнение открытых трещин клинопироксеном или амфиболом (+ плагиоклаз, магнетит, пузыристое кислое стекло). Эти минералы содержат нормальные расплавные включения, гомогенизирующиеся в вышеуказанном интервале температур. Температурный интервал гомогенизации нормальных расплавных включений в шпинели около 1160°C [2]. Поскольку в изученных породах не обнаружено зон конвективного плавления по модели [3] или взаимодействия расплав-порода [4], первый тип локального плавления можно отнести к случаю декомпрессионного плавления по модели [5]. Такой механизм плавления возможен при отмеченном уровне конвективного прогрева мантийных пород при сейсмогенном объемном снижении давления, при котором температуры несколько превышают температуру солидуса высоко флюидизированных ультрабазитов [6]. Второй случай заполнения открытых трещин кристаллами клинопироксена или амфибола аналогичен процессам сублимации и перекристаллизации базитовых пород [7] при воздействии на трещиноватые ультрабазиты магматических флюидов по механизму «пар-жидкость-кристалл». Возможность проявления такого механизма было исследовано на установке, генерирующей высокоплотные электронные пучки (ИЯФ СО РАН) и позволяющей получать кипящие ультрабазитовые и базитовые жидкости и конденсаты магматического газа на поверхности гарцбургита или искусственных металлических и стеклянных экранах [8]. Таким образом, под вулканами в интервале глубин выше 60 км существует сейсмогенная область развития смешанных флюидно-магматических систем, в которых проходят процессы инфильтрационного метасоматоза, частичного декомпрессионного плавления и формирования жил выполнения.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 16-29-15131.*

## Литература:

1. Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Тимина Т.Ю., Томиленко А.А., Чудненко К.В. Численное моделирование неизотермического метасоматического преобразования ультрабазитов мантийного клина под Авачинской группой вулканов (Камчатка) // Геология и геофизика, т. 58, № 5, 2017, стр. 674 - 700.
2. Тимина Т.Ю., Ковязин С.В., Томиленко А.А. Состав расплавных и флюидных включений в шпинели из ксенолитов перидотитов Авачинского вулкана (Камчатка) // ДАН, т. 442, № 2, 2012, стр. 239 - 243.
3. Golubev V.S., Kuznetsov Ya.A., Scharapov V.N. To the dynamics of granitization and melting of crystal rocks during filtration of volatiles // Modern Geology, v. 13, 1978, pp. 17 - 35.
4. Morgan Z., Liang Y., Kelemen P. Significance of the concentration gradients associated with dunnite bodies in the Josephine and Trinity ophiolites // G3, v. 9, 2008, Q0729.
5. Френкель М.Я., Кадик А.А. Адиабатическая декомпрессия водосодержащего силикатного расплава (на примере альбит-вода) и ее роль в развитии магматического процесса // В кн.: Динамические процессы физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1982, стр. 33 - 42.
6. Katz R.F., Spiegelman M., Langmuir C.H. A new parameterization of hydrous mantle melting // G3, v. 4, No. 9, 2003, 1073.
7. Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1970, 105 стр.
8. Logachev P.V., Semenov Yu.I., Sharapov V.N., Boguslavskii A.E., Podgornyykh N.M. Some Structural and Mineralogical Peculiarities of Quenching Liquids Obtained by Melting of Mantle Ultrabasite Xenoliths and Mafic Volcanics by an Electron Beam // Doklady Earth Sciences, v. 481, Part 2, 2018, pp. 1095 - 1098.



**ИНСТИТУТ  
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ  
МИНЕРАЛОГИИ**  
имени академика Д.С. Коржинского  
Российской академии наук  
Научный центр РАН в Черноголовке

**Отделение наук о Земле РАН**

**СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ,  
ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК**



**Министерство науки и высшего образования  
Российской Федерации**

ISBN 978-5-6041841-1-0

