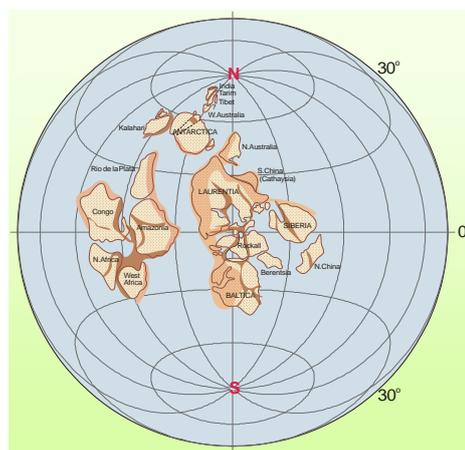
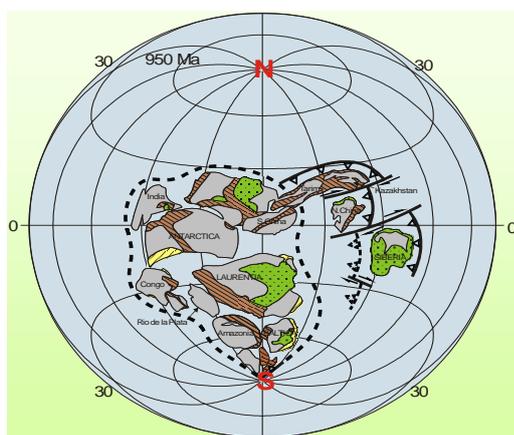


РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ РАН ПО ПРОБЛЕМАМ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РАН

*«Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия».*

Материалы  
IV Российской  
конференции  
по проблемам  
геологии и  
геодинамики  
докембрия



Санкт-Петербург  
8-10 октября 2014 года

**Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия.**  
***Материалы IV Российской конференции по геологии и***  
***геодинамики докембрия.*** Санкт-Петербург: Институт  
**геологии и геохронологии докембрия, 2014. – 98 с.**  
<http://www.ipgg.ru/download/precambrian.2014/ART-Supercontinent.pdf>  
ISBN

*Тезисы докладов не проходили рецензирования и представлены в авторской редакции.*

***Фотографии на обложке представлены А.Н. Диденко:***

Рис. 1. Магнитотектоническая реконструкция мезопротерозойского суперконтинента. На основе (Condie, 2002; Pesonen et al. 2003; Li et al, 2008; Ernst et al, 2000)

Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция раннего неопротерозоя. На основе (Хераскова и др., 2010, с изменениями)

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>П.Я. Азимов, А.А. Щипанский, А.И. Слабунов.</i> Реликты экстремального (УНТ-НР) метаморфизма в раннедокембрийском Беломорском подвижном поясе (Фенноскандинавский щит).	6
<i>М.Л.Баженов.</i> Сравнение палеомагнитных полюсов по докембрию и фанерозою Балтики: что бы это значило?	9
<i>В.В. Балаганский.</i> Лапландско-Кольская коллизионная и Свекофеннская аккреционная орогении – две стадии формирования Балтийского щита как фрагмента палеопротерозойского суперконтинента	11
<i>Ш.К.Балтыбаев.</i> Палеопротерозойские события в Фенноскандии и Гренландии (общие черты развития при деструкции и консолидации архейской коры)	14
<i>С.В. Богданова.</i> Уроки реконструкций суперконтинентов докембрия: Родиния	19
<i>Н.А. Божко.</i> Проблемы тектоники суперконтинентов	22
<i>И.В. Бучко, А.А. Сорокин.</i> Фрагменты офиолитов в зоне сочленения зверевского и станового комплексов юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона	26
<i>Р.В. Веселовский, М.Л.Баженов.</i> Мезозойское перемагничивание в пределах Фенноскандинавского щита и его возможные следствия для докембрийских палеотектонических реконструкций	30
<i>В.Ю. Водовозов, А.Р. Зверев, М.А. Баклан, Е.Л. Щербакова.</i> Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона (хребты Аakitкан и Удокан)	31
<i>А.Н. Диденко, А.Ю. Песков, В.А. Гурьянов, А.В. Косынкин, В.Ю. Водовозов.</i>	

- Палеомагнетизм Улканского прогиба и траектория кажущейся миграции полюса Сибирского кратона 35
- А.В. Каргин.** Позиция кимберлитового магматизма севера Восточно-Европейской провинции в суперконтинентальных циклах 38
- И.К. Козаков, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, И.В.Анисимова, Е.В.Бибикова, Т.И.Кирнозова, М.М.Фузган.** Неопротерозойский этап корообразования в структурах Центральной Азии и проблема распада Родинии 42
- Б.Б. Кочнев, Б.Г. Покровский.** Венд и нижний кембрий Предпатомского прогиба (юг Сибирской платформы): новые С-изотопные данные 45
- С.Б. Лобач-Жученко.** Этап  $2.7 \pm 0.05$  млрд. лет в истории суперконтинента Кенорленд 49
- А.В. Маслов, В.Н. Подковыров.** Становление Родинии и влияние гранвильской орогении на формирование осадочных последовательностей рифея Северной Евразии 51
- А.А.Носова, О.Ф.Кузьменкова, В.М.Горожанин, Л.В.Шумлянский.** Магматизм Восточно-Европейского кратона в неопротерозойском суперконтинентальном цикле 54
- О.М. Розен.** Возникновение суперконтинента – изменение конвективной структуры мантии? 58
- А.В.Самсонов, Ю.О.Ларионова, Е.В.Бибикова, А.Н. Ларионов, В.Ю. Герасимов.** Среднерусский складчатый пояс: ключ к истории объединения Восточно-Европейского кратона (часть суперконтинента Нуна) 62

- С.Г.Скублов, А.В.Березин, А.Е.Мельник, Н.Г.Ризванова.** Многоэтапность свекофеннского метаморфизма по результатам изотопно-геохимического исследования титанита из эклогитов Беломорского подвижного пояса 65
- А.И. Слабунов, Н.В. Лубнина.** Неоархейский суперконтинент Кенорленд: геологические и палеомагнитные аргументы 69
- А.А.Сорокин, Ю.Н. Смирнова.** Возрастные популяции детритовых цирконов в условно верхнепротерозойских-нижнекембрийских и нижнекембрийских отложениях Мамынского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса 73
- А.В. Степанова, Е.Б. Сальникова, А.В. Самсонов, Ю.О.Ларионова, В.С.Степанов, С.В. Егорова, А.Н. Ларионов.** Палеопротерозойские долериты на Карельском кратоне: импульсы внутриплитного магматизма и индикаторы фрагментации архейского континента 77
- С.И. Турченко.** Формирование раннедокембрийских суперконтинентов и их металлогении 80
- А.А. Федотова, Е.В. Бибилова, С. Клаэссон.** Признаки смены стилей конвергенции на границах плит: геохимические и изотопно-геохимические данные для архейских пород и аксессуарных цирконов Приазовского блока Ураинского щита 85
- В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова, С.Б. Лобач-Жученко.** Формирование архейской коры Водлозерского домена – предыстория заложения суперконтинента Кенорленд (Балтийский щит) 88
- Е.В. Шарков.** Геодинамика ранней Земли как следствие процессов становления нашей планеты на первом этапе ее развития 94
- В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский.** Докембрийские террейны Центрально-Азиатского складчатого пояса и образование Палеоазиатского океана (на примере террейнов Хангайской группы). 97

**РЕЛИКТЫ ЭКСТРЕМАЛЬНОГО (УНТ-НР) МЕТАМОРФИЗМА В  
РАННЕДОКЕМБРИЙСКОМ БЕЛОМОРСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ  
(ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)**

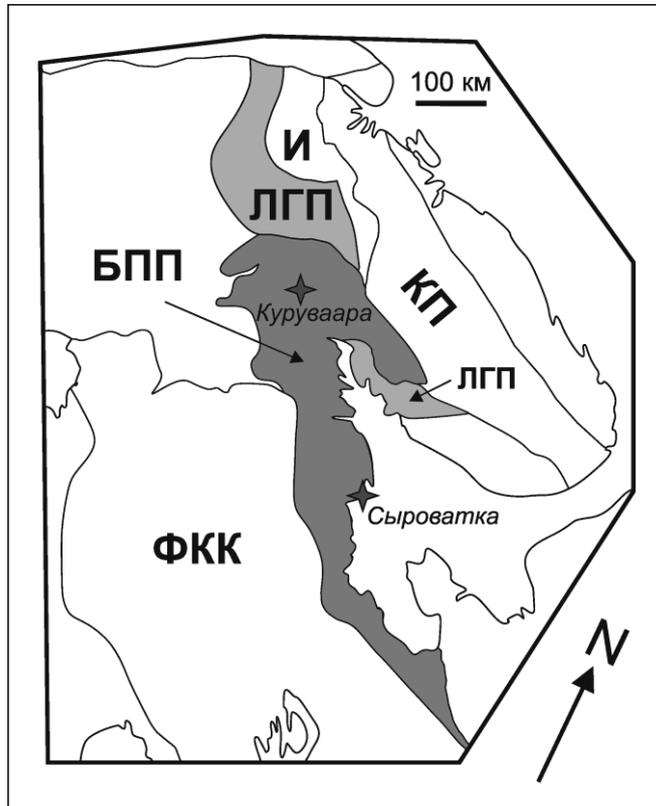
П.Я. Азимов<sup>1</sup>, А.А. Щипанский<sup>2</sup>, А.И. Слабунов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, Россия

Сверхвысокотемпературный ( $> 900^{\circ}\text{C}$ ) гранулитовый метаморфизм во времени и пространстве приурочен к амагальмации раннедокембрийских суперкратонов и суперконтинентов [2], поэтому выявление такого метаморфизма важно для реконструкции геодинамических обстановок раннего докембрия. Такой метаморфизм выявлен во многих докембрийских комплексах [3], но до сих пор не был известен в Беломорском подвижном поясе (БПП). Нами установлены два проявления такого метаморфизма (Рис. 1): Куруваара (Ёнский сегмент БПП) и Сыроватка (Кемский сегмент БПП).



На месторождении Куруваара среди ретроградно измененных эклогитов в центре больших базитовых тел установлены гранитоидные жилки мощностью от первых см до первых десятков см, сложенные преимущественно Pl, Qtz и Grt с небольшим количеством Or, а в краевой части содержащие Vt. Жилки обрамлены гранатитовой меланосомой (образование *in situ*). В некоторых из этих жилок по краям зёрен Pl и вокруг Vt возникают реакционные каёмки низконатриевого Crx. В других жилках, содержащих Ky, в качестве вторичного минерала по Grt развиваются каймы Орх. Вблизи жилок в диафторированных эклогитах можно наблюдать и участки, где плавление только начинается (образование парагенезиса Pl+Qtz+Vt за счёт амфибола в апоэклогитовых диафторитах). Мультиравновесные термобарометрические исследования, выполненные методом TWEEQU [1], показывают, что наиболее высокотемпературная ассоциация в гранитоидных жилках (Pl + Qtz +Grt +Vt) образовалась при температурах 900-950°C, а регрессивные изменения (образование Crx и Орх реакционных кайм) происходит в интервале температур 850-650°C при давлениях 16-12 кбар. Последующие ретроградные изменения, проявившиеся в амфиболизации апоэклогитовых диафторитов и связанные с позднепалеопротерозойскими метаморфизмом и деформациями, приводят к возникновению в этих жилках безгранатовых парагенезисов Pl + Qtz + Hbl + Vt (за счёт более кальциевых гранитоидов) и Pl + Qtz + Vt (за счёт Ky-содержащих гранитоидов).

Другое проявление сверхвысокотемпературных гранулитов установлено на острове Сыроватка на Карельском берегу Белого моря, между губами Поньгома и Калгалакша. Здесь среди мигматизированных кианит-содержащих гнейсов, приуроченных к сдвиговой зоне, встречена линза мигматизированных грубозернистых Grt-Pl-Qtz пород без Ky, с высоким содержанием крупных порфиробластов Grt и небольшим количеством Vt. Акцессорные минералы – Rt, Ilm, алланит, вторичные – Ms, Mi, Ttn, карбонаты. По составу порода, вероятно, является известково-силикатной, гранат богат кальцием (20-25% Grs компонента). Расчёт в программе TWQ по двум независимым реакциям (Fe-Mg обмен между Grt и Vt и GRIP) даёт для пика метаморфизма значения в интервале 900-1000°C и 12-15 кбар. Ретроградные изменения проявлены в развитии Ttn по Rt и Ilm, Ms по Vt, появлению агрегата зёрен Mi.

Близость термобарометрических оценок условий метаморфизма для этих двух проявлений высокотемпературных пород позволяет предположить, что они связаны с одним и тем же метаморфическим событием. Возраст этого события в настоящее время неясен. В соседнем с Беломорским поясом Лапландском гранулитовом поясе (ЛГП),

являющемся, как и БПП, частью Лапландско-Кольского орогена, известны палеопротерозойские гранулиты, метаморфизованные в схожих условиях [4,5]. Возможно, что УНТ-НР гранулиты БПП возникли под воздействием метаморфизма в ЛГП, возможен и неоархейский их возраст. В первом случае эти гранулиты указывают на становление суперконтинента Коламбия, во втором – на амальгамацию суперкратона [2]. В любом случае их взаимоотношения с эклогитами указывают на постэклогитовый возраст гранулитов, соответственно, досвекофеннский возраст эклогитов. Дальнейшие исследования будут включать установление возраста УНТ-НР метаморфизма.

Работа поддержана грантами РФФИ № 12-05-00597, 12-05-01080 и 13-05-91162-ГФЕН.

**Рис. 1.** Положение реликтов УНТ-НР гранулитов в Беломорском подвижном поясе. БПП – Беломорский подвижный пояс, ЛГП – Лапландский гранулитовый пояс, КП – Кольская провинция, ФКК – Фенно-Карельский кратон, И – блок Инари.

1. *Berman R.G. // Can. Mineral. 1991. V. 29. P. 833-855.*
2. *Brown M. // Indian J. Geol. 2008. V. 80. No. 1-4. P. 3-21.*
3. *Harley S.L. // Geol. Soc. Spec. Publ. 1998. V. 138. P. 81-107.*
4. *Mints M.V. et al. // Gondwana Res. 2007. V. 12. P. 252-267.*
5. *Фонарёв В.И. // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 397-402.*

## СРАВНЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ ПО ДОКЕМБРИУ И ФАНЕРОЗОЮ БАЛТИКИ: ЧТО БЫ ЭТО ЗНАЧИЛО?

*М.Л.Баженов*

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Значение палеомагнитных данных для оценки тектонических горизонтальных перемещений устойчиво растет вглубь времен; и чем древнее объекты, тем большим монополистом становится метод. Одновременно нарастает вероятность того, что первоначальная намагниченность полностью уничтожена, а на ее месте возникла намагниченность иного направления. Вдобавок, чем древнее объекты, тем большую роль играют палеомагнитные данные по интрузиям, для которых есть мало методов проверки надежности результатов. В итоге основным доводом становится качество выделения компонент намагниченности и, в «хорошем» случае, соотношение намагниченностей интрузий и вмещающих пород (тест обожженных контактов).

Известен и еще один критерий достоверности палеомагнитного результата: полученное направление намагниченности должно отличаться от всех более поздних палеомагнитных направлений. Для отдельных результатов такое сравнение делается часто, но мне неизвестно примеров систематического применения этого подхода ко всем палеомагнитным данным по докембрию какой-то платформы. Это и есть цель данной работы: сравнить палеомагнитные данные для Балтики по породам с возрастными от 2 млрд. лет до 500 млн. лет с кривой миграции полюса (КМП) для интервала времени 0 - 490 млн. лет.

В самом общем виде результаты предварительного анализа можно сформулировать следующим образом:

- 1) Распределение докембрийских полюсов на сфере очень неравномерно, причем непропорционально большая их часть находится в «опасной близости» от фанерозойской КМП;
- 2) На КМП есть участки, «особо предпочитаемые» докембрийскими данными;
- 3) В таких «любимых участках» присутствуют докембрийские полюса по породам с возрастными, различающимися на сотни миллионов лет.

Надо подчеркнуть – эти выводы имеют предварительный характер. Окончательные результаты с числовыми оценками и красивыми картинками будут представлены на конференции.

## ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКАЯ КОЛЛИЗИОННАЯ И СВЕКОФЕННСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ОРОГАЦИИ – ДВЕ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА КАК ФРАГМЕНТА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА

В.В. Балаганский

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

Свекофеннская область (СО) и Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП), расположенные, соответственно, на юго-западе и севере Балтийского щита (БЩ, рис.),

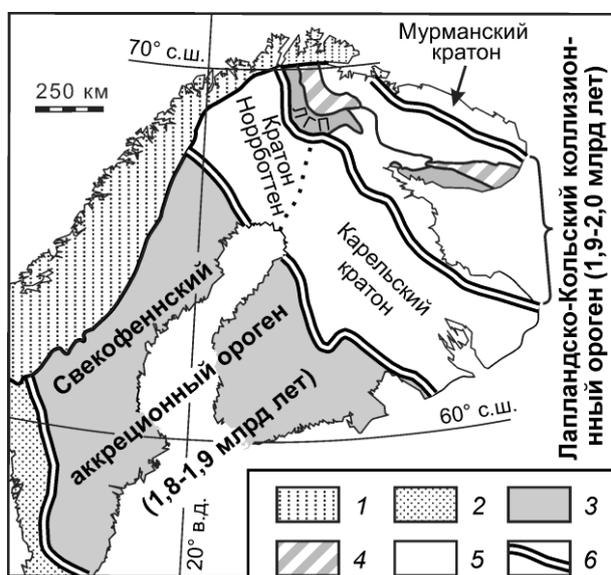


Рис. Главные тектонические элементы Балтийского щита.

1 – рифей и фанерозой; 2 – мезо- и палеопротерозойская ювенильная кора; 3 – палеопротерозойская ювенильная кора; 4 – палеопротерозойская ювенильная и архейская кора; 5 – архейская кора; 6 – границы палеопротерозойских орогенов.

существенно отличаются друг от друга. СО занимает половину щита и испытала гранулитовый и амфиболитовый метаморфизм умеренных давлений, тогда как узкий ЛГП претерпел высоко- $P$  и высоко- $T$  гранулитовый метаморфизм. Обе эти тектонические структуры являются реперными для понимания эволюции БЩ в палеопротерозое. СО сложена палеопротерозойским ювенильным материалом и считается палеопротерозойским орогеном, подобным современным аккреционным орогенам [4, 11, 12]. В отличие от нее, ЛГП дал начало моделям, в которых ведущая роль принадлежит коллизии

континентальных блоков архея [5, 6, 14]. Протолиты всех пород ЛГП произошли из палеопротерозойских ювенильных источников в островодужной обстановке [2, 9, 15, и ссылки в них на ранние работы]. Поэтому Д. Бриджуотер и др. [8] предложили концепцию палеопротерозойского Лапландско-Кольского мобильного пояса или орогена – альпинотипного коллизионного пояса, прослеживаемого через Атлантику в

Гренландию и Канаду. Эта идея получила дальнейшее развитие в результате исследований по проекту ЕВРОПРОБЫ "СВЕКАЛАПКО" [9].

Анализ коллизионных событий в Лапландско-Кольском коллизионном и Свекофеннском аккреционном орогенах выявил пространственно-временную последовательность формирования БЩ как фрагмента палеопротерозойского суперконтинента. Коллизия на БЩ началась 1.97 млрд. лет назад с проявления альпинотипной тектоники в Кейвском террейне, расположенном почти на крайнем северо-востоке щита [3, 7]. Рубеж 1.97 млрд. лет отвечает самому раннему эпизоду метаморфизма и деформации пород, который завершился 1.93 млрд. лет назад [10, 13]. Именно к рубежу 1.97–1.98 млрд. лет приурочены первые ТТГ породы и диориты в ядре Лапландско-Кольского орогена (ЛКО), знаменующие начало субдукции океанической коры Лапландско-Кольского палеоокеана, которая существовала между кольской и беломорской континентальными массами архея [2, 9]. Затем коллизионные события сместились к ЮЗ от Кейвского террейна в ядро ЛКО, в котором субдукция сменилась межконтинентальной коллизией 1.93–1.95 млрд. лет назад. Таким образом, до начала главного в ЛКО этапа межконтинентальной коллизии верхняя и средняя кора была сорвана с архейского фундамента [3, 7], а после его начала глубинные надвиги стали развиваться в нижней коре ядра ЛКО (лапландские гранулиты и их аналоги) и прилегающей с юга части Беломорской провинции в условиях пика метаморфизма 1.92–1.93 млрд. лет назад [2, 9]. Далее коллизионные события сместились на самый юго-западный край ЛКО, то есть на границу Беломорской провинции и Карельского кратона (рис.), где пик метаморфизма был достигнут 1.89–1.91 млрд. лет назад [1].

Одновременно с окончанием лапландско-кольской коллизионной орогении на северо-восточной окраине Карельского кратона на его противоположной, юго-западной окраине начались главные свекофеннские аккреционные события. Аккреция свекофеннских островодужных террейнов сопровождалась развитием надвигов, которые мигрировали дальше к ЮЗ и З и при этом омолаживались (Саво-Лапландская орогения вдоль юго-западной границы Карельского кратона 1.92–1.89 млрд. лет тому назад, далее Феннская орогения 1.89–1.85 млрд. лет тому назад и Свекобалтийская орогения в самой южной и западной частях Свекофеннского орогена 1.83–1.80 млрд. лет тому назад [12]). Смещение во времени и пространстве (с СВ к ЮЗ) свекофеннских аккреционных событий было подтверждено и в Приладожье [4].

Таким образом, Лапландско-Кольская коллизионная и Свекофеннская аккреционная орогении отражают латеральный рост Балтийского щита как фрагмента

палеопротерозойского суперконтинента, зафиксированный миграцией коллизии с северо-востока к юго-западу через весь щит (рис.).

Исследования финансировались программой ОНЗ–6.

1. Азимов П.Я. и др. *P-T условия и возраст метаморфизма гранат-кианит-ставролит-двуслюдяных сланцев на границе архей–протерозой в Кукаозерской структуре, Северо-Карельская зона карелид, Балтийский щит // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Тезисы докладов. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 6–9.*

2. Балаганский В.В., Глебовицкий В.А. // *Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. С. 124–175.*

3. Балаганский В.В. и др. // *Геотектоника, 2011, № 2. С. 32–48.*

4. Балтыбаев Ш.К. // *Геотектоника, 2013, N 6. С. 44–59.*

5. Глебовицкий В.А. и др. // *Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.*

6. Минц М.В. и др. *Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры // М. Научный мир. 1996. 287 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 503).*

7. Мудрук С.В. и др. // *Геотектоника, 2013, № 4. С. 13–30.*

8. Bridgwater D. et al. *The eastern extension of the early Proterozoic Torngat Orogenic Zone across the Atlantic // LITHOPROBE Report No. 27. 1992. P. 76–91.*

9. Daly J.S., et al. // *European Lithosphere Dynamics. Geological Society London, Memoirs, 2006. V. 32. P. 579–598.*

10. Kaulina T.V. *Growth of 1.7 Ga metamorphic zircons in rocks of the Keivy supracrustal belt, central Kola Peninsula // Abstracts of a joint meeting of the EUROBRIDGE and SVEKALAPKO projects. St Petersburg: VSEGEI, 2001. P. 19.*

11. Korsman K. et al. // *International Geology Review. 1999. V. 41. P. 287–333.*

12. Lahtinen R. et al. // *Episodes. 2008. V. 31. № 1. P. 20–28.*

13. Marker M., Kaulina T.V. *New constraints for the evolution of the Keivy supracrustal belt, central Kola Peninsula, from recent U-Pb single zircon dating at NORDSIM // 5th SVEKALAPKO workshop abstracts. Oulu: University of Oulu, Department of Geophysics, 2000. Report № 23. P. 51.*

14. Mitrofanov F.P et al. *Geology of the Kola Peninsula. Apatity: Kola Science Centre RAS. 1995. 145 p.*

15. Tuisku P. et al. // *Can. J. Earth Sci. 2012. V. 49. P. 1297–1315.*

## **ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СОБЫТИЯ В ФЕННОСКАНДИИ И ГРЕНЛАНДИИ (ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ПРИ ДЕСТРУКЦИИ И КОНСОЛИДАЦИИ АРХЕЙСКОЙ КОРЫ)**

*Ш.К.Балтыбаев*

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Палеопротерозойский этап развития Фенноскандинавского щита (ФЩ) важен тем, что масштабные палеопротерозойские эндо- и экзогенные процессы в значительной степени определили основные черты строения щита, которые сохранились и доступны нашему наблюдению в настоящее время. Это дает возможность говорить о кинематике движения и других пространственных закономерностях строения ФЩ в докембрии без учета влияния более поздних геологических событий. Таким образом, открывается перспектива проследить пространственно-временные соотношения развивавшихся в протерозое структур в пределах в достаточной степени консолидированной к концу архея коры. В данном сообщении затрагиваются следующие вопросы:

- возрастная дискретность формирования и преобразования протерозойских структур, выявляемая в Фенноскандии и Гренландии,
- временные и пространственные тренды в проявлении протерозойских эндогенных событий,
- сочетание эндогенных процессов разной длительности и их возможные механизмы.

Объектами для такого анализа выбраны архей-протерозойские породы Фенноскандии и Гренландии. Такой широкий выбор определяется необходимостью оценить масштабность анализируемых процессов, выявить, имеем ли мы дело с региональными или локальными закономерностями и, соответственно, судить о применимости тектонических реконструкций для более глобальных построений.

Подавляющее большинство исследователей склонно связывать начало деструкции архейской коры на ФЩ с формированием расслоенных преимущественно мафитовых плутонов. Они, по-видимому, знаменуют условия региональных растягивающих полей напряжения и заложение континентальных рифтов. Уже на этом этапе (около 2.5 млрд лет назад [10]) отмечается пространственно-временная закономерность размещения плутонов с проявлением «тренда омоложения» с северо-востока на юг-юго-запад (здесь и далее указания частей света приводятся в современных координатах).

Продолжение регионально проявленного растяжения архейской коры с сохранением направления тренда выразилось в формировании бассейнов типа pull-apart. Необходимо отметить, что план размещения и морфология таких бассейнов показывает наряду с растяжением существенную роль сдвиговой составляющей. В результате такой тектоники возникли многокомпонентные (осадочно-вулканоплутонические структуры). К ним можно отнести, например, Шомбозерскую, Лехтинскую структуры, Ветренный пояс (Россия), пояс Перапохья (Финляндия).

Около 2 млрд лет назад в условиях тектонического режима конвергентных границ формируется Лапландско-Умбинско-Треская зона протерозоид [7 и ссылки в ней], что сочетается с тектоникой рифтогенеза к северу и северо-западу (зона Печенга – Имандра-Вазуга).

Начиная с момента столкновения Кольской и Карельской континентальных плит (около 1.97-1.95 млрд лет) последовательно формируются поясные структуры, как внутрикратонные, так и на границах плит. Тектонические и термальные режимы новообразованных протерозойских поясов отвечают условиям коллизии типа «континент-континент». Фрагментами таких гипотетических континентов являются Кольская и Карельская плиты. На то, что коллизия имеет планетарный масштаб указывает тот факт, что в Гренландии, например, формируется мобильный пояс Инглефилд (Inglefield, [1, 2]), по многим признакам сходный с протерозойскими поясами в шовной зоне между Карельской и Кольской плитами. Указанный пояс характеризуется мигматизацией и метаморфизмом от амфиболитовой до гранулитовой ступени, сопряженным с ним преимущественно ювенильным магматизмом (тоналиты и диориты с возрастом около 1.95 млрд лет). Примечательно, что в поясе Инглефилд позднекинematические монцограниты и сиениты имеют возраст 1.92 млрд лет, что близко по времени с формированием посттектонических жил [7] в протерозойских структурах в пределах Кольской плиты.

К югу от пояса Инглефилд в Гренландии развиты более молодые протерозойские структуры (складчатый пояс Ринкиан, ороген Нагссугтокидиан (Rinkian, Nagssugtoqidian), в пределах которых магматическая активность островодужного типа заключена во временные рамки 1.92-1.87 млрд лет (см. ссылки выше), а еще южнее – в пределах орогена Китилидиан (Ketilidian), пик эндогенной активности смещается от 1.85 к 1.80-1.79 млрд лет.

Такая картина пространственного смещения эндогенной активности весьма характерна для юго-западной части ФШ и отвечает этапам формирования отдельных структур в составе Свекофеннского орогена (СО).

Основные черты строения СО определились в течение короткого интервала времени 1.92-1.86 млрд. лет назад [3, 5, 8 и ссылки в ней]. Этот период охватывает процессы накопления терригенного материала, образования вулканно-плутонических ассоциаций примитивной и зрелой стадии развития островных дуг, последующую аккрецию и коллизию дуг и сопряженный метаморфизм толщ. В пределах Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса к моменту около 1.87 млрд лет назад наблюдаются признаки консолидации орогена и развитие гранитоидов с характеристиками А-типа [4]. Но наряду с этим, продолжаются тектоно-метаморфические и магматические процессы с пиком 1.83-1.79 млрд. лет южнее в пределах СО; такие процессы выявлены в Южнофинляндской зоне калиевых гранитов и мигматитов [3]. Латеральные и временные тренды развития эндогенной активности наблюдаются в пределах СО и в постсвекофеннское время – при образовании постколлизионных гранитов (1.87-1.79 млрд лет), а также комплекса рапакиви-гранитов (1.65-1.47 млрд лет) [8]. Однако, следует отметить, что начиная с 1.80-1.78 млрд лет в Фенноскандии наблюдается смена направления «тренда омоложения» протерозойских событий с меридионального на субширотный (с востока на запад).

Эндогенная эволюция в пределах СО позволяет связывать метаморфические события с процессами глубинных зон литосферы. Наблюдаемое по данным сейсмического анализа [3] утолщение свекофеннской коры может объясняться приращением снизу магм основного состава. В то же время, в южной части СО (в Южнофинляндской зоне калиевых гранитов и мигматитов, где малочисленны интрузии базитов), утолщение нижней коры, видимо, происходило благодаря аккреционно-коллизионным процессам. На постколлизионной стадии, в связи с растяжением коры и ее утонением в южной части СО могли возникнуть зоны притока тепла (до образования пород гранулитовой фации) и магматической активности 1.83-1.80 млрд лет назад. Термальные импульсы позднейших стадий растяжения и плавления нижней части коры в пределах СО выразились в образовании пояса рапакиви-гранитов, и при этом возникали только локальные приконтактные с рапакиви-гранитами термические аномалии, несмотря на то, что уровень метаморфизма вмещающих пород иногда достигал гранулитовой ступени. Общая продолжительность формирования комплекса гранитов-рапакиви составляет около 200 млн лет.

Говоря о протерозойских тектоно-термальных событиях, следует обратить внимание на некоторую общность этих процессов в Беломорском поясе (БП) и СО, особенно в зоне их сочленения с Карельским кратоном.

В пределах БП латеральная неоднородность [6] проявления раннепротерозойской термальной активности позволяет выделять три провинции (с северо-востока на юго-запад) с разными этапами кульминации событий: 1.93-1.90 (начальносвекофеннский, "лапландский"), 1.89-1.86 (раннесвекофеннский), 1.83-1.78 (позднесвекофеннский) млрд лет. Два последних этапа масштабно проявлены и в пределах СО и выразились в образовании пространственно разобщенных плутоно-метаморфических комплексов.

Существует пространственная симметричность и синхронность проявления раннепротерозойских событий (1.80-1.78 млрд лет) на бортах эпиархейского Карельского кратона. Об этом свидетельствуют результаты изотопных исследований сфенов [11] и монацитов [8, 9] в прикратонной зоне БП и СО. Это может указывать на общий механизм тектоно-термальной переработки прикратонных зон БП и СО. Таким механизмом может быть региональная правосторонняя сдвиговая деформация, обусловившая приток флюида и тепла в шовной зоне указанных структур около 1.80-1.78 млрд лет назад. Подобные преобразования в шовных зонах архейских кратонов и подвижных поясов на территории Гренландии отсутствуют, либо еще не выявлены.

Таким образом, раннепротерозойские эндогенные события в ряде случаев имеют общие черты как в Фенноскандии, так и Гренландии, что говорит о тектонических событиях глобального (планетарного) уровня, наряду с тем, что иные структурно-метаморфические преобразования можно объяснить спецификой проявления относительно локальных тектонических процессов. При этом в протерозойских структурах возникают комплексы пород, характеризующие латеральные и временные тренды разного порядка и содержания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №12-05-01036) и программы НИР ИГГД РАН.

1. Dawes, P. R., *Explanatory notes to the Geological map of Greenland, 1:500,000, Humboldt Gletscher, Sheet 6: Geological Survey of Denmark and Greenland Map Series, 2004. V. 1. 48 p.*
2. Garde, A.A., Hamilton, M.A., Chadwick, B., Grocott, J., and McCaffrey, K.J. W. *The Ketilidian orogen of South Greenland: Geochronology and tectonics, magmatism and forearc*

*accretion during Palaeoproterozoic oblique convergence: Canadian Journal of Earth Sciences. 2002. V. 39. P. 765-793.*

3. *Korsman K. et al. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland // International Geology Review. 1999. V.41, P. 287-333.*
4. *Nironen M., Elliott B.A., Rämö O.T. 1.88-1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence // Lithos. 2000. V. 53. P. 37-58.*
5. *Pietikäinen K., Vaasjoki M. Structural observations and U-Pb mineral ages from igneous rocks at the Archean-Proterozoic boundary in the Salohmi Schist Belt, central Finland: constraints on tectonic evolution // Geol. Soc. Finl., Bull. 1999. № 71, Pt.1. P. 133-142.*
6. *Skiöld T. et al. Timing of late Paleoproterozoic metamorphism in the northern Belomorian Belt, White Sea region: conclusions from U-Pb isotopic data and P-T evidence // Geol. Soc. Finl., Bull. 2001. № 73, Pt.1-2. P. 59-73.*
7. *Балаганский В.В. Диссертация на соискание уч. степени докт. геол.-мин. наук. СПб. Апатиты: ИГ КНЦ, ИГГД РАН, 2002.*
8. *Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.*
9. *Балтыбаев Ш.К. и др. Полихронная природа метаморфической зональности по данным U-Pb, Pb-Pb датирования метаморфических пород (Южная Карелия, Балтийский щит) // ДАН. 2005. Т.401. № 4. С. 496-499.*
10. *Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.*
11. *Бибикова Е.В. и др. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842-857.*



Этот ”модный” подход к реконструкциям взаиморасположения континентальных блоков страдает многими неопределенностями статистического характера, а в случаях метаосадочных комплексов требует осторожности в интерпретации изотопных анализов циркона. Рециклинг более древних осадочных пород также трудно учесть при интерпретации источников сноса, что затрудняет корреляции разрезов через границы континентальных блоков.

- Отсутствие или редкость надежных биомаркеров в докембрийских, часто глубоко метаморфизованных разрезов и их трассирование через границы континентов также отличает реконструкции докембрийских суперконтинентов от фанерозойских.

Группа (2) использует признаки распада суперконтинента и в настоящее время признана наиболее эффективной для распознавания позиции отдельных континентов в общей палеогеографии суперконтинента, главным образом в начальную стадию распада.

- Крупные магматические провинции (LIPs = Large Igneous Provinces) с их ярко выраженным мафическим магматизмом в виде расслоенных плутонов, силлов и дайковых роев зарекомендовали себя как главный признак распада суперконтинентов и формирования океанов. Распределение дайковых роев и установление их тройных сочленений в сочетании с точной ”бадделиитовой” геохронологией даек и их палеомагнетизмом дают неоценимую информацию для реконструкции предшествующего суперконтинента [2, 8, 7, 12]. Создание временных ”штриховых кодов” мафического магматизма для каждого континентального блока – наиболее современный способ корреляции континентов. Необходимым элементом этих исследований, однако, являются геохимические критерии глубинно-мантийного и возможно астеносферного происхождения мафического магматизма.
- Пассивные окраины континентов, продолжающие одна другую вдоль распадающегося суперконтинента, и парные пассивные окраины [6] содержат многообразную информацию о распавшемся суперконтиненте и его дальнейшей эволюции.

Существование суперконтинентов также отражается на глобальных (”вековых”) изменениях эволюции Земли, например, на изотопном составе морской воды и морских осадков за счет значительного вклада материалов континентальной коры,

преобладающих регрессиях осадконакопления при снижении уровня океана и относительной древности океанической коры, в целом более холодном климате и др.

Рис. 1. Родиния около 900 млн. лет назад (по Li et al., 2008 с изменениями)

1. Богданова, С.В., Писаревский, С.А., Лу, Ч.-Х. *Стратиграфия. Геологическая Корреляция*, 2009, 17(3). С. 29-45.
2. Bleeker, W. and Ernst, R.E., In: Hanski, E., Mertanen, S., Rõmu, T., Vuollo, J. (Editors), *Dyke Swarms - Time Markers of Crustal Evolution*. Taylor & Francis Leiden, the Netherlands, 2006. С. 3-26.
3. Bradley, D.C. 2011. *Earth-Science Reviews* 108(1-2), С. 16-33.
4. Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B. *Geology* 40(10), 2012. С. 875-878.
5. Condie, K.C. *J. of African Earth Science* 15, 2002. С. 179-183.
6. Dalziel, I.W.D. *Geology* 19(6), 1991. С. 598-601.
7. Ernst, R., Srivastava, R., Bleeker, W., Hamilton, M. *Precambrian Research* 183(3), 2010. vii-xi.
8. Ernst, R.E., Wingate, M.T.D., Buchan, K.L., Li, Z.X. *Precambrian Research* 160(1-2), 2008. С.159-178.
9. Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V. *Precambrian Research* 160(1-2), 2008. С. 179-210.
10. Meert, J.G., 2014. *Geoscience Frontiers* 5, 2014. С. 155-166
11. Nance, R.D., Murphy, J.B. and Santosh, M. *Gondwana Research* 25(1), 2014. С. 4-29.
12. Süderlund, U., Hofmann, A., Klausen, M.B., Olsson, J.R., Ernst, R.E., Persson, P.O. *Precambrian Research* 183(3), 2010. С. 388-398.

## ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ

*Н.А.Божко*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Проблема суперконтинентов является существенно докембрийской. За исключением Пангеи, все признанные и непризнанные суперконтиненты существовали в докембрии. В рассматриваемой проблематике отчетливо намечаются три основных направления. Одно связано с вопросами суперконтинентальной цикличности. Другое направлено на реконструкцию географии древних суперконтинентов. Третье сосредоточено на выявлении глубинных механизмов распада и генерации суперконтинентов. В докладе рассматриваются первые две проблемы на основании эмпирических обобщений, вытекающих из современных мировых геологических данных.

В настоящее время почти общепризнано существование нескольких суперконтинентов в истории Земли и суперконтинентальной цикличности, хотя продолжительность цикла оценивается неоднозначно. Принимая во внимание «общепринятые» суперконтиненты-Кенорлендию (Пангею 0) -2600 млн лет, Колумбию (Пангею 1) – 1800 млн лет, Родинию -1000 млн лет и Пангею -230 млн лет, период цикличности составит приблизительно 800 млн лет.

Автором разработана суперконтинентальная цикличность с периодом в 400 млн лет [1]. В структуре цикла выделяются собственно суперконтинентальная и межсуперконтинентальная стадии, отражающих смену двух состояний Земли: 1) один континент - один океан и 2) несколько континентов-несколько океанов. Каждая из этих стадий состоит соответственно из двух фаз: интеграции-деструкции и фрагментации-конвергенции. Стадии и фазы цикла коррелируются с некоторыми галактическими событиями. Данная цикличность позволила выявить существование в трехмиллиардной истории Земли семи суперконтинентальных циклов и соответствующее число суперконтинентов, при этом «общепринятые» суперконтиненты вписываются в нее.

В ходе суперконтинентальной цикличности отмечается проявление двух типов суперконтинентальных циклов [2]. Циклы первого типа характеризуются рассосредоточенным глобальным распадом суперконтинента на относительно многочисленные континенты и океаны. Циклы второго типа характеризуются «неполным» распадом суперконтинента локализуемым попеременно в каком то сегменте южного или северного полушария, тогда как значительная его площадь

остается вне распада. Обычно такие циклы не принимаются во внимание чем и обусловлено меньшее количество «общепринятых» суперконтинентов по сравнению с тем, которое вытекает из цикличности с периодом 400 млн лет.

Более значительно мнения расходятся относительно того существует ли упорядоченность от цикла к циклу в локализации процессов распада и сборки суперконтинентов или эти процессы происходят произвольно, вне каких то пространственных рамок и поддаются анализу только палеомагнитными методами.

Последний подход находится в противоречии с некоторыми существующими фактами, а результатами ряда последних исследований. В числе наиболее весомых аргументов такого рода являются следующие:

*Тектоническая унаследованность проявлений циклов Вильсона*, отражающих раскрытие и закрытие океанов. На восточной континентальной окраине Северной Америки в одной и той же полосе субмеридионального направления прошли два полных таких цикла, Развитие мезопротерозойского океана Уранус завершилось формированием Гренвильского гранулитового пояса на уровне около 1000 млн. лет. Замыкание палеозойского океана Япетус, заложенного на гренвильском фундаменте привело к образованию Аппалачского орогена параллельного Гренвильскому поясу. Раскрытие Атлантики в мезозое произошло по этому же плану. Детальные работы А.Томмаса и соавторов выявили глубинный контроль этих событий ослабленными зонами в литосферной мантии, отмеченными ориентировкой кристаллов и агрегатов оливина, что вызывает крупномасштабную механическую и сейсмическую анизотропию [8]. Исследования У. Томас [7] подтвердили тектоническую унаследованность и показали существенную роль трансформных разломов древних пассивных окраин, в ее контроле.

Раскрытия современной Южной Атлантики и Индийского океана предшествовало существование в рифее-венде океанов Адамастор и Мозамбикского.

В истории Средиземноморского полициклического межконтинентального подвижного пояса можно выделить по крайней мере два повторных океанических раскрытия, разделенных периодом существования Пангеи – в позднем протерозое-палеозое и мезозое-кайнозое..

*Предопределенность локализации континентального рифтогенеза и раскол суперконтинентов вдоль подвижных поясов.* Давно отмечено [3] и подтверждено современными исследованиями [5,8], что континентальные рифты, являющиеся первой стадией цикла Вильсона закладываются на субстрате мобильных поясов или

параллельно им, строго избегая стабильные элементы земной коры, такие как, например, архейские кратоны. Распад суперконтинентов происходит вдоль таких ослабленных зон.

*Эволюция полициклических высокобарических гранулитогнейсовых поясов (ГП)-структур, природа которых связана с межконтинентальными коллизиями, завершающими цикл Вильсона. Для образования этих поясов наибольшей популярностью пользуется коллизионная модель Гималайского типа. Она предполагает тектоническое скупивание и переутолщение коры вплоть до сдвигания ее мощности (60-80 км) в ходе континентальной коллизии, сопровождающееся гранулитовым метаморфизмом с последующей относительно быстрой эксгумацией гранулитов. В свете этой модели высокобарические ГП выступают как показатели древних межконтинентальных коллизий, а следовательно и предшествующих им раскрытий. Из этого следует, что, если в одном и том же ГП устанавливается несколько этапов гранулитового метаморфизма, разделенных длительными интервалами в сотни млн лет, то можно предполагать, что эволюция этого пояса отмечена неоднократными межконтинентальными коллизиями и предшествующими океаническими раскрытиями. Именно такая картина вырисовывается в результате анализа эволюции ГП, важной отличительной особенностью которых является полициклическость и полиметаморфизм. Следовательно, гранулитогнейсовые пояса свидетельствуют о тектонической унаследованности на уровне межконтинентальных коллизий [4].*

*Между реконструкциями суперконтинентов разного возраста обнаруживаются значительные аналогии. Так в работе Дж. Мирта [6] отмечается сильное сходство между суперконтинентами Колумбия, Родиния и Пангея. При этом, особенную выраженную идентичность и устойчивость во времени обнаруживают сочленения Северной Америки, Балтики и Сибири, а также Австралии. Восточной Антарктиды, Индии и Мадагаскара.*

Известные данные, а также результаты современных исследований свидетельствуют, таким образом, о тектонической унаследованности, противоречащей, представлениям о хаотической перетасовке континентальных блоков в процессе суперконтинентальной циклическости и о существовании упорядоченного структурного плана Земли, в рамках которого протекают эти процессы.

1. Божко Н.А. // Вестн. Моск. Ун-та. 2009. Сер. 4, Геология, № 2. С.13-27.
2. Божко Н.А. // Вестн. Моск. Ун-та. 2011. Сер. 4, Геология, № 5. С.15-24.

3. Божко Н.А. В кн.: *Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон*. М., Наука, 1978. С. 33-40.
4. Божко Н.А. // *Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий*. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 398 с. С.31-34.
5. Corti G. et al. // *Tectonics*, 2007. Vol. 26. P. 1-13.
6. Meert J.G. // *Geoscience Frontiers*. 2014. № 5. P. 155-166.
7. Thomas, W. A. // *GSA Today*. 2006. Vol. 16. № 2 .P. 4-11
8. Tommasi A., Vauchez A. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. Vol. 185. Issues 1-2. P.199-210.

## ФРАГМЕНТЫ ОФИОЛИТОВ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЗВЕРЕВСКОГО И СТАНОВОГО КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

*И.В. Бучко<sup>1,2</sup>, А.А. Сорокин<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

E-mail: inna@ascnet.ru

<sup>2</sup>Амурский государственный университет, Благовещенск, Россия

Пристановой пояс по существующим геологическим представлениям интерпретируется как коллизионный шов (или сутурная зона), возникший в результате закрытия в раннем протерозое океанской структуры, разделявшей Алданскую и Джугджуро-Становую континентальные плиты [1, 2]. Авторами в зоне сочленения Пристанового пояса и Джугджуро-Станового супертеррейна в верхнем течении р. Могот впервые выявлены фрагменты редуцированного офиолитового разреза, состоящего из ультрабазитового, габброидного и дайкового комплексов.

Преобладающими породами *ультрабазитового комплекса* являются гарцбургиты, в подчиненном количестве установлены верлиты.

Основными минералогическими особенностями минералов гарцбургитов являются низкие содержания СаО в оливине (до 0.17%), высокие значения MnO и хромистости ( $Cr\# = Cr / (Cr + Al)$ ) - 0.86-0.99, что свойственно реститовым перидотитам аномальных сегментов срединно-океанических хребтов (СОХ) [5] и преддуговым гарцбургитам [6]. Ультрамафиты с подобными количествами MnO в шпинелях установлены в Пан-Африканском офиолитовом комплексе Египта [4].

Основными петро- и геохимическими особенностями гарцбургитов являются недосыщенность SiO<sub>2</sub>, высокие содержания MgO, низкие значения модуля MgO/SiO<sub>2</sub> - 0.84-1.01, малые количества TiO<sub>2</sub> и щелочей, что типично для гарцбургитов дна современных океанов. Низкие содержания СаО и очень низкие значения СаО/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, свидетельствуют о преобладании ортопироксена над клинопироксеном, что обусловлено высокой степенью плавления вещества мантии и исключает образование изучаемых перидотитов во внутриплитной обстановке. По уровню концентраций и характеру распределения редкоземельных элементов среди серпентинизированных гарцбургитов можно выделить две группы: первая – с низкими содержаниями как легких (La=0.21-0.69 ppm), так и тяжелых (Lu=0.02 ppm) лантаноидов с U-образным

графиком их распределения при  $[La/Yb]_n=1.4-5.2$ ; вторая - обогащенные легкими лантаноидами ( $La=0.85-2.55$  ppm), при практически том же уровне тяжелых ( $Lu=0.03$  ppm) с более высокие значениями отношения  $[La/Yb]_n=2.79-8.79$ . Кроме того, большинству серпентинизированных гарцбургитов свойственны отчетливые отрицательные европиевые аномалии  $Eu/Eu^*=0.18-0.59$ , обусловленные процессами рефертилизации, а в спектрах распределения LREE половины образцов отмечаются положительные Ce-аномалии –  $Ce/Ce^*=1.20-2.38$ .

Серпентинизированным верлитам свойственна резкая недосыщенность  $SiO_2$ , низкие содержания  $TiO_2$  (0.10%),  $Al_2O_3$  (1.58%),  $Na_2O$  (0.10%),  $K_2O$  (0.03%), высокие  $MgO$  (23.68%,  $Mg\#=72$ ), что при повышенном значении отношения  $CaO/Al_2O_3$  свидетельствует об их кумулятивной природе. Породы максимально деплетированы REE, количества которых ниже хондритовых. При этом спектр распределения REE характеризуется пологим U-образным графиком с равными плечами  $[La/Yb]_n = 1.1$  и негативной Eu-аномалией  $Eu/Eu^*=0.50$ .

*Габброидный комплекс* мощностью от первых метров до десятков метров представлен в тектонических пластинах или будинах, сложенных амфиболизированными метагаббро, амфиболитами, гранатовыми амфиболитами. Площадь распространения образований комплекса значительно превышает выходы пород ультрабазитов.

Метагабброидам свойственны еще более высокие концентрации  $Al_2O_3$  (11.09 - 15.54%),  $Na_2O$  (1.02 - 2.04%),  $K_2O$  (0.78 - 0.95%),  $Fe_2O_3$  (13.18 - 21.87%) при таком же уровне  $CaO$  (9.85 - 12.87%) и пониженном содержании  $MgO$  (6.89 - 12.48,  $Mg\#=25-48$ ), что позволяет относить их к толеитам. По количеству двуокиси титана они разделяются на две группы – умеренно титанистые ( $TiO_2 = 0.84-1.78$  %) и высокотитанистые ( $TiO_2 = 2.66-3.64\%$ ). Следует отметить, что для последних характерны максимальные содержания  $FeO^*$ , и, как следствие, низкая магнезиальность ( $Mg\#=25.2-27.7\%$ ). Графики распределения редкоземельных элементов в обеих группах метагабброидов характеризуются близгоризонтальной формой с отношением  $[La/Yb]_n = 0.60-2.59$  и отрицательной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.82-0.96$ ).

Основными особенностями химического состава метавулканитов среднеосновного составов являются умеренные содержания  $Al_2O_3$  (15.19 - 15.38%),  $MgO$  (3.89 - 4.58%), высокие  $K_2O$  (3.29 - 4.44%), низкие -  $TiO_2$  (0.90 - 0.91%),  $CaO$  (2.56 - 4.84%). Распределение редкоземельных элементов в этих породах носит отчетливо дифференцированный характер ( $[La/Yb]_n = 14.9-15.87$ ), подобный таковому в OIB.

Все петрографические разновидности метабазитов характеризуются относительным обогащением крупноионными литофильными элементами (Ba, Rb, Th, U, LREE) и деплетированием в отношении высокозарядных элементов и, прежде всего, Nb и Ta.

Вебстериты, по-видимому, относящиеся к дайковому комплексу, характеризуются более высокими содержаниями  $TiO_2$  (0.43%),  $Al_2O_3$  (5.88%), CaO (11.91%),  $Na_2O$  (0.79%),  $K_2O$  (0.40%), пониженными MgO (16.46%, Mg#=57). Им свойственен слабо дифференцированный спектр лантаноидов  $[La/Yb]_n = 2.88$ , при практически не выраженной Eu-аномалии  $Eu/Eu^*=0.88$ .

Анализ геохимических особенностей пород, выявленной офиолитовой ассоциации, позволяет предполагать её образование в надсубдукционной обстановке. При этом образование надсубдукционных перидотитов происходило, вероятнее всего, в результате декомпрессионного плавления астеносферной мантии в надсубдукционных зонах спрединга с формированием реститов и комплементарных к ним N-MOR-подобных базальтов и IAT.

В целом, результаты проведенных минералого-геохимических исследований свидетельствуют о том, что метаморфизованные гарцбургиты, верлиты, пироксениты, габбро и базальты по своему составу отвечают мантийным ультрабазитам и базитам океанических зон. В этой связи, полученные данные являются первым прямым свидетельством наличия фрагментов океанической коры в зоне сочленения зверевского комплекса Пристанового пояса и станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна. Эти данные хорошо согласуются с упомянутой выше моделью [1, 2], согласно которой Пристановой пояс может рассматриваться в качестве коллизионного шва (или сутурной зоны), возникшего в результате закрытия в раннем протерозое океанской структуры, разделявшей Алданскую и Джугджуро-Становую континентальные плиты. Не исключено, что к этой же структуре относится Гербикинский офиолитовый комплекс [3], расположенный в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Возраст плагиогранитов этого комплекса составляет  $1901 \pm 14$  млн. лет (неопубликованные данные авторов).

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (грант 12-II-CY-08-013).

*1. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2011. Т. 438. №. 3. С. 355-359.*

2. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б и др. // *Геотектоника*. 2009. № 4. С. 3-15.
3. Сорокин А.А., Бучко И.В., Котов А.Б. и др. // *Тихоокеан. геология*. 2010. Т.29.№5. С.83-94.
4. Ahmed A.H., Gharib M.E., Arai S. // *Lithos*. 2012. V. 142-143. P. 67–83.
5. Arai S., Kadoshima K., Morishita T. // *Journal of Geological Society London*. 2006. V. 163. P. 869–879.
6. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H. et al. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results, 125*. Texas: College Station, 1992. P. 445–485.

**МЕЗОЗОЙСКОЕ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ В ПРЕДЕЛАХ  
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И ЕГО ВОЗМОЖНЫЕ СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ  
ДОКЕМБРИЙСКИХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ**

*Р.В.Веселовский<sup>1,2</sup>, М.Л.Баженов<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> Геологический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия,  
roman.veselovskiy@ya.ru

<sup>2</sup> Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

Нами выполнены масштабные палеомагнитные исследования, охватившие более сотни даек девонского возраста в разных районах Кольского полуострова, в результате которых было выявлено широкое распространение в изученных породах вторичной компоненты намагниченности, возникшей, вероятно, в юрское время в результате гидротермально-метасоматических процессов [1]. Учитывая отсутствие нарушения К-Аг изотопной системы в плагиоклазах части из исследованных перемагниченных даек после их внедрения в девоне, а также наличие (по данным микрозондовых исследований), очевидно, вторичных минеральных преобразований в этих же дайках, выдвинуто предположение о низкотемпературной природе процесса перемагничивания. В данной работе мы показываем, что палеомагнитное направление вторичной компоненты намагниченности девонских даек согласуется с палеомагнитными направлениями, полученными разными исследователями по раннепалеозойским и позднедокембрийским объектам Фенноскандии, и считающимися первичными. В связи с этим нами рассмотрен вопрос о надежности части из имеющихся рифей-раннекембрийских полюсов Восточно-Европейской платформы и правомерности их использования для построения позднедокембрийских палеотектонических реконструкций.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 12-05-00216-а, 12-05-00513-а, 13-05-12021 и гранта Министерства образования и науки РФ № 14.Z50.31.0017.

*1. Веселовский Р.В. и др. // Физика Земли. 2013. №4. С.82-104.*

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА (ХРЕБТЫ АКИТКАН И УДОКАН)

В.Ю. Водовозов<sup>1,2</sup>, А.Р. Зверев<sup>1</sup>, М.А. Баклан<sup>1</sup>, Е.Л. Щербакова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

<sup>2</sup> ГИН РАН, Москва, Россия

Цель настоящей работы – получение новых палеомагнитных определений по геологическим объектам, имеющим четко определенную геодинамическую позицию и изотопный возраст, отдельно для Ангаро-Анабарской провинции и отдельно для Алдано-Становой провинции. В благоприятном случае мы смогли бы ответить на вопрос, с какого времени все эти блоки перемещались вместе, т.е. с какого времени существовал Сибирский кратон. Такие объекты были найдены и по ним получены предварительные палеомагнитные результаты.

### ***Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс***

В долине реки Миня, прорезающей хребет Аkitкан, были отобраны коллекции образцов из вулканитов и осадочных пород чайской свиты. Вулканиты чайской свиты являются, по представлениям [1], образованиями Миньского палеовулкана и объединяются в ламборский вулканический комплекс. По этим породам получена датировка изотопного возраста U/Pb методом по цирконам –  $1823 \pm 7$  млн. лет [5].

В породах чайской свиты выделены две высокотемпературных компоненты, которые образуют два кучных кластера (табл.). Первая компонента (ht1) практически совпадает с направлениями в чайской свите реки Чаи, удаленной от Мини примерно на 160 км. Тест складки для нее положительный. По породам, содержащим компоненту ht1, была получена датировка изотопного возраста U/Pb методом по цирконам –  $1874 \pm 22$  млн. лет (А.Б. Котов, л/с). Вторая компонента (ht2) гораздо чаще встречается в образцах вулканитов и имеет биполярное распределение, тест обращения положительный, тест складки неопределенный. Полюс, рассчитанный по компоненте ht2, ложится на раннепротерозойскую ТКПМ Сибири к востоку от самых древних полюсов, т.е. в сторону омоложения (рис.). Подобную картину можно объяснить двумя фазами образования чайской свиты реки Мини. Первая фаза отвечает времени накопления чайской свиты, т.е. примерно 1863-1873 млн. лет, вторая фаза связана с внедрением наиболее молодых вулканитов Миньского палеовулкана и отвечает

времени примерно 1823 млн. лет. Оба определения можно использовать для уточнения раннепротерозойской ТКМП Сибири.

***Олекминский блок Алданской провинции***

В качестве основных объектов были выбраны массивы гранитов кодарского комплекса, по которому были получены изотопные датировки U/Pb методом по цирконам –  $1873_{\pm 3}$  и  $1877_{\pm 4}$  млн. лет. [4] и габброиды Чинейского расслоенного плутона ( $1867_{\pm 3}$  млн. лет [6]).

Из четырех изученных массивов гранитов кодарского комплекса в трех нашлись породы, пригодные для получения палеомагнитного определения. Первичность выделенных высокотемпературных компонент подтверждается положительными тестами обращения и совпадением направлений в удаленных массивах. Для Ат-Бастахского, Ханинского и Кеменского массивов получены средние направления ЕОН, вычислен средний палеомагнитный полюс и произведена корректировка за счет раскрытия Вилюйского рифта, согласно [7] (табл.).

Образцы габброидов Чинейского массива были отобраны в центральной части из пород 3 фазы (габбро-норитовой). Почти все они характеризуются сильным магнитным сигналом и схожим поведением ЕОН в процессе чистки. Выделенные высокотемпературные характеристические компоненты на стереограмме образуют кластер (табл.) в северо-восточном румбе, есть также несколько образцов с антиподальными высокотемпературными компонентами.

Практически одновременные полюсы по чинейским габброидам и кодарским гранитоидам различаются (рис.), хотя и перекрываясь овалами доверия. Это может указывать на небольшие локальные развороты отдельных массивов Забайкалья. Кроме того, оба определения смещаются в сторону более молодых определений; помимо более молодого возраста намагниченности, это может свидетельствовать о незначительном повороте Олекминского блока (или всей Алданской провинции) относительно Ангаро-Анабарской провинции в раннем протерозое, т.е. более позднем времени становления фундамента Сибирского кратона. В статье [3] это было показано на примере образований раннепротерозойских образований Улканского прогиба. Впрочем, если не производить корректировку за счет раскрытия Вилюйского рифта, оба определения ложатся самое начало палеопротерозойской кривой.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01138).*

Таблица: Высокотемпературные компоненты ЕОН раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы

	Формация	Возраст, млн. лет	Тесты	Среднее направление				Палеомагнитный полюс			
				D°	I°	k	$\alpha_{95}$	$\Phi, ^\circ$	$\Lambda, ^\circ$	dp/dm, A95,°	$\varphi, ^\circ$
Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс (река Миня)											
1	Чайская свита (компонента ht1)	1874 $\pm$ 22	F	187.5	17.8	103.2	6.0	-24.1	100.4	3.2/6.2	9
2	Чайская свита (компонента ht2)	1823	R	148.2	15.1	30.3	22.8	-20.7	142.4	12.0/23.4	8
Олекминский блок Алданской провинции											
3	Кодарский комплекс	1873	R	17.7	-6.4	693.5	4.7	-27.2 -27.9*	99.6 127.8*	5.9	3
4	Чинейский комплекс	1867		29.8	-18.6	19.8	9.6	-19.5 -22.8*	87.3 113.8*	5.2/10.0	10

\* Полюс повернут вокруг полюса вращения 62° сш, 117° вд на угол +25°, согласно [7]

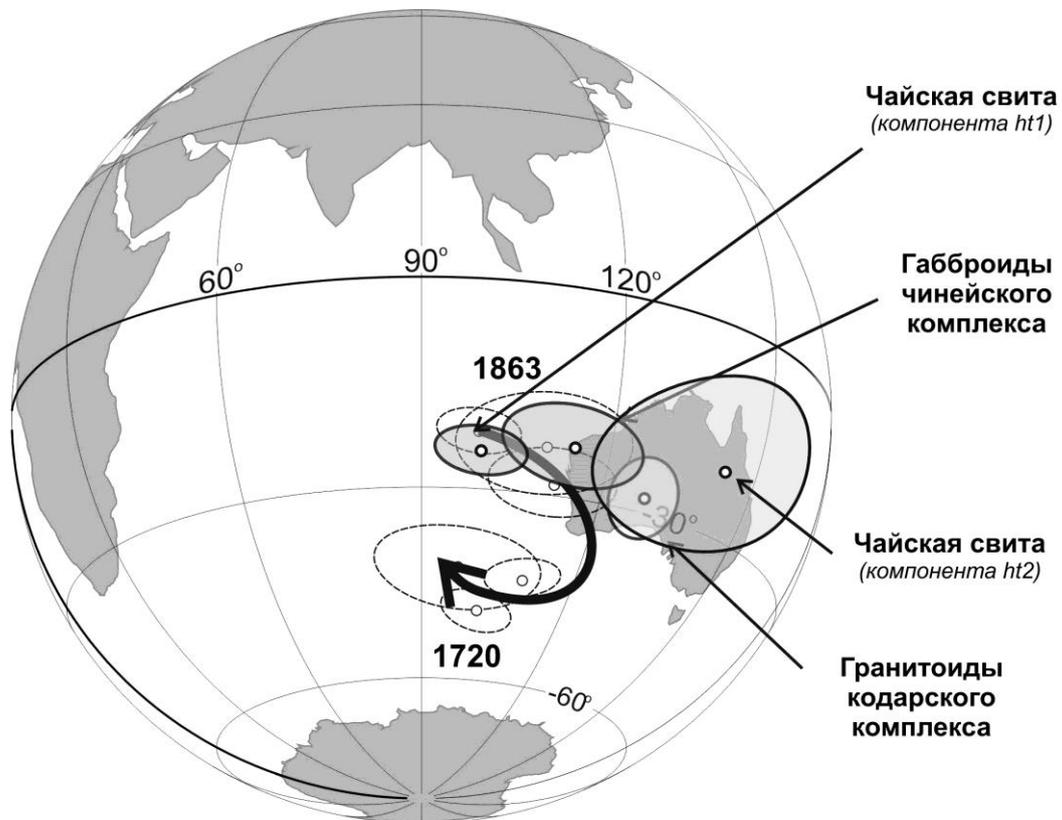


Рис. Сравнение полученных определений с раннепротерозойской ТКМП Сибири [2]

1. Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса. Иркутск: ИГУ. 2005. 184 с.
2. Водовозов В.Ю. // Дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, 2010.
3. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А. и др. // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 31-53.
4. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267-279.
5. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 1. С. 182-186.
6. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517-521.
7. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276. P. 229–242.

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ УЛКАНСКОГО ПРОГИБА И ТРАЕКТОРИЯ КАЖУЩЕЙСЯ МИГРАЦИИ ПОЛЮСА СИБИРСКОГО КРАТОНА

*А.Н. Диденко<sup>1,3</sup>, А.Ю. Песков<sup>1</sup>, В.А. Гурьянов<sup>1</sup>, А.В. Косынкин<sup>1</sup>, В.Ю. Водовозов*

*2,3*

<sup>1</sup> Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск  
Россия, <sup>2</sup> Геологический факультет МГУ им. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>3</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

### Введение

В конце прошлого столетия рядом авторов [1, 7] была предложена модель образования Сибирского кратона, согласно которой последний состоит из серии террейнов: Тунгусский, Анабарский, Олекменский, Алданский и Становой. К основным структурным швам, объединившим террейны Сибирского кратона в докембрии можно отнести Аkitканский и Билякчан-Улканский (Улканский) вулканоплутонические пояса.

Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс расположен на юго-востоке Алдано-Станового щита. Улканская осадочно-вулканогенная серия объединяет три свиты – топориканскую, улкачанскую и элгэтэйскую – общей мощностью более 3 км. Наиболее крупными массивами гранитов улканского комплекса являются Улканский и Южночурский; первый является петротипическим. Улканский массив гранитов формировался в три фазы [3].

Настоящая работа посвящена: 1) представлению палеомагнитных результатов изучения палеопротерозойских пород Улканского прогиба; 2) сопоставлению полученных палеомагнитных данных с данными по Сибирскому кратону [2, 5]; 3) представлению новой модели траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибири для второй половины палеопротерозоя и начала мезопротерозоя.

Палеомагнитные исследования пород улканского комплекса

Для 120 образцов гранитоидов улканского комплекса проведена детальная температурная магнитная чистка естественной остаточной намагниченности (NRM) до температуры 600-620° С. NRM 27 образцов в ходе температурной чистки показывает нестабильное поведение. В 69 образцах выделено направление высокотемпературной компоненты намагниченности непосредственно при компонентном анализе, для 24 –

кругами переманчивания. Мы определяем это направление как характеристическое (ChRM) для гранитов улканского комплекса.

Более 260 ориентированных образцов пород элгэтэйской свиты прошли термомагнитную чистку. В качестве обоснования палеомагнитной надежности выделенной характеристической намагниченности для пород свиты в полном объеме удалось применить тест складки. Тесты внутрiformационных конгломератов и обращения выполнены на небольшом количестве образцов и положительны для ChRM.

Анализ распределений в различных системах координат направлений ChRM показал существенное увеличение кучности в стратиграфической системе, что указывает на доскладчатый («догранитный») возраст ChRM пород элгэтэйской свиты.

Согласно [8], возраст цирконов из гранитов 1-й, 2-й и 3-й фаз улканского комплекса составляет  $1720.8 \pm 1.0$ ,  $1715.8 \pm 2.5$  и  $1704.6 \pm 4.7$  млн. лет, соответственно. По [4] он равен  $1729.7 \pm 1.9$  (1-я фаза) и  $1724.7 \pm 3.6$  (3-я фаза) млн. лет. Учитывая время остывания гранитоидного массива до температуры  $500 - 600^\circ \text{C}$  мы предполагаем, что возраст ChRM гранитоидов улканского комплекса составляет  $\sim 1720$  млн. лет [6]. Возраст цирконов из трахириодацитов верхнеэлгэтэйской подсвиты составляет  $1732 \pm 4$  млн. лет [6] и сопоставим с возрастом ChRM пород элгэтэйской свиты.

Траектория кажущейся миграции полюса Сибирского кратона

Полученные палеомагнитные результаты по Улканскому прогибу стимулировали нас снова обратиться к проблеме построения ТКМП Сибири для конца палеопротерозоя – начала мезопротерозоя.

К имеющимся раннепротерозойским полюсам по Сибирскому кратону, включая полученный полюс по гранитам Улканского массива, мы добавили определение [9], отвечающее началу мезопротерозоя. Анализ их распределения показывает, что имеются два кластера с надежно датированными полюсами: 1) 1840-1860 млн. лет; 2) 1740-1470 млн. лет, по которым был рассчитан сегмент ТКМП Сибири.

Заключение

1. Проведенные палеомагнитные исследования позволили рассчитать координаты двух палеомагнитных полюсов: а)  $\sim 1732$  млн. лет для вулканогенно-осадочных пород элгэтэйской свиты ( $Plat=7.1$  (-7.1),  $Plong=183.5$  (3.5),  $dp=10.5$ ,  $dm=16.4$ ; б) менее 1720 млн. лет для гранитов улканского комплекса ( $Plat=42.1$  (-42.1),  $Plong=249.4$  (69.4),  $dp=3.4$ ,  $dm=5.6$ ).

2. Полученные данные предполагают, что Улканский массив располагался в момент образования вулканогенно-осадочных пород элгэтэйской свиты на 18-26°

южной широты. В интервале от 1732 и до 1720 лет массив испытал вращение вокруг вертикальной оси по часовой стрелке на  $70^\circ$  и перемещение вдоль долготы на  $7^\circ$ .

3. Проведенный анализ существующих палеомагнитных данных для позднего палеопротерозоя – раннего мезопротерозоя Сибири позволил определить 12 ключевых полюсов, по которым рассчитана ТКМП этого палеоконтинента.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект 12-I-0-ОНЗ-07) и при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00088а) и ДВО РАН (проект 14-III-B-08-071, 14-III-B-08-072).

1. Борукаев, Ч.Б. // Структуры докембрия и тектоника плит Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
2. Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Песков А.Ю. // Современное состояние наук о Земле: Тез. докл. М.: МГУ им. Ломоносова, 2011. С. 367 – 373.
3. Гурьянов В.А. // Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит) Владивосток: Дальнаука. 2007. 227с.
4. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Фугзан М.М. // Тихоокеанская геология. 2010. №5. С. 44–70.
5. Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. // Геология и геофизика. 2009. № 1. С. 72–78.
6. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. // Тихоокеанская геология. 2013. Т.32. №1. С. 31–54.
7. Зоненшайн, Л.П., Кузьмин М.И., Натанов, Л.М. // Тектоника литосферных плит территории СССР М. : Недра, 1990. Кн. 1– 328 с. Кн. 2 – 334 с.
8. Ларин А.М. // Граниты рапакиви и ассоциирующие породы СПб: Наука, 2011. 402 с.
9. Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., // Pre-cambrian Research. 2009. 170. P. 256–266.

## ПОЗИЦИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ В СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЦИКЛАХ

*А.В. Каргин*

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия

Формирование, разрушение и метасоматическое преобразование литосферного корня, также, как и образование источника глубинных щелочно-ультраосновных расплавов, контролируется суперконтинентальными циклами, включающими сборку и распад суперконтинентов. Интервалы, лишенные кимберлитового магматизма, коррелируются с периодами стабильности суперконтинентов, а эпохи глобального внедрения кимберлитов - с этапами сборки и распада [10, 11, 14]. Зачастую достаточно сложно четко разделить этапы сборки и распада суперконтинентов, которые могут накладываться друг на друга во времени: внутриплитные проявления плюмового магматизма, которые ассоциируются с распадом суперконтинентов, сопоставимы по времени с процессами формирования крупных орогенных поясов.

На территории севера Восточно-Европейской платформы (ВЕП) с палеопротерозоя по девон известны следующие проявления кимберлитового и родственного магматизма: Кимозера, Костомукша-Лентиира, Куусамо и Каави-Куопио, Архангельская провинция.

*Кимберлиты Кимозера.* На время их внедрения, около 2000 млн. лет [2], архейский Карельский кратон находился «в центре» орогенных событий, предшествующих сборки суперконтинента Коламбия (Нуна). Вдоль его южной и западной границы формировался Свекофенский ороген аккреционного типа (около 1910 млн. лет [12]), а вдоль северной и восточной – Лапландско-Кольский ороген коллизионного типа (начальные этапы около 2100 млн. [9, 16]). Около 2200 млн. лет назад орогенным событиям предшествовало открытие океанических бассейнов [12].

С этим этапом связаны проявления в северной части Карельского кратона карбонатитов Тикшозера (1999±5 млн. лет [8]), которые вместе с кимберлитами Кимозера, а также, возможно с лампрофирами в районе Костомукши, образуют протяженную полосу в центральной архейской части Карельского кратона, субпараллельную южному (Кольскому) сегменту Лапландско-Кольского пояса.

*Оранжеиты и лампроиты Карелии.* Формирование оранжеитов, около 1230 млн. лет назад [1], знаменуется окончательным распадом суперконтинента Коламбии. Синхронно с рифтогенезом (начиная с 1310 млн. лет), территория западных террейнов Фенноскандии была вовлечена в инициальные стадии формирования Свеконорвежского орогена [4]. Внедрение оранжеитов 1230-1200 млн. лет назад сопряжено по времени с формированием даек и силлов долеритов Центрально-Скандинавской долеритовой группы (1274-1256 млн. лет, [18]), а также бимодальной ассоциации зоны Протоджин [19], которые расположены западнее в пределах Свекофенского домена. По всей вероятности, данные породы формировались в условиях растяжения задуговых бассейнов в ходе орогенных событий, предшествующих Свеконорвежской орогении (1340-1140 млн. лет, [5, 7, 18, 19]), в инициальные этапы сборки суперконтинента Родиния.

Аналогичного рода процессы проходили на территории Лаврентии, где известны серии лампроитов (Сисимьют, Гренландия и Наполеон Бей, Арктическая Канада, с возрастом 1250-1200 млн. лет [17]), которые находятся в пространственном и временном сочетании с базитами зон растяжения задуговых бассейнов [18], расположенных в тыловой части Гренвильского орогена.

*Кимберлиты Финляндии (Куусамо и Каави-Куопио).* Формирование кимберлитов тесно связано с начальными и финальными стадиями распада суперконтинента Родиния (порядка 760 и 600 млн. лет соответственно [15]) - кимберлитовый магматизм, особенно на финальной стадии распада суперконтинента, сопровождается обильным внутриплитным магматизмом основного состава, сходного возрастного интервала. При этом кимберлиты получили свое распространение и на других континентах, входящих в состав Родинии – это кимберлиты Канады и Гренландии, с возрастными 630-540 млн. лет, которые находятся в тесной ассоциации с базитовыми проявлениями внутриплитного магматизма, с возрастом 615-560 млн. лет [6, 15, 17].

*Кимберлиты Архангельской алмазоносной провинции (ААП).* Геодинамическая позиция формирования кимберлитов ААП, возрастом 390-340 млн. лет [обзор в 2], аналогична позиции формирования кимберлитов Кимозера, поскольку их становление происходило в обстановке сочетания посторогенных и внутриплитных условий: кимберлиты ААП сформировались после Каледонской орогении на западе и Уральской орогении на востоке на ранних стадиях формирования суперконтинента Пангея (400-300 млн. лет, обзор в [13]). Синхронно на территории Кольского полуострова произошло формирование крупной щелочной провинции.

Таким образом, кимберлиты севера ВЕП формировались на следующих этапах суперконтинентальных циклов:

1. Сборка суперконтинента в условиях протекающих субдукционных процессов на фоне отдельных эпизодов проявления внутриплитного магматизма (кимберлиты Кимозера, Костомукши, ААП);

2. Распад суперконтинента, ассоциация кимберлитовых пород с проявлениями внутриплитного базитового магматизма (кимберлиты Куусамо и Каави-Куопио).

1. *Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В. и др. // Геохимия. 1997. №6. С.658-662.*
2. *Кононова В.А., Богатилов О.А., Кондрашов И.А. // Петрология. 2011. Т.19. №1. С.35-55.*
3. *Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др. // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов». Санкт-Петербург, 2009. Т.2. С.158-161.*
4. *Bingen B., Belousova E.A., Griffin W.L. // Precamb. Res. 2011. V.189. P. 347-367.*
5. *Bingen B., Nordgulen Ø. // Norwegian J. Geology. 2008. V.88. P. 43-72.*
6. *Birkett T.C., McCandless T.E., Hood C.T. // Lithos. 2004. V.76. P. 475-490.*
7. *Brabder L., Söderlund U., Bingen B. // Geolog. Magazine. 2011. V.148. № 4. P. 632-643.*
8. *Corfu F., Bayanova, T.B., Shchiptsov, V.V., Frantz, N. // Central European Journal of Geosciences. 2011. V.3. № 3.3. 302-308.*
9. *Daly J., Balagansky V., Timmerman M. et al. // Precamb. Res. 2001. V.105. P. 289-314.*
10. *Heaman L.M., Kjarsgaard D. F., Creaser R.A. // Lithos. 2004. V.76. P. 377-397.*
11. *Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G. // Lithos. 2009. V.112S. P. 155-165.*
12. *Korja A., Lantinen N.R., Nironen M. // European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London. Memoirs. 2006. V.32. P. 561-578.*
13. *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A. et al. // Precamb. Res. 2008. V.160. P. 179-210.*
14. *Nosova A., Kargin A. // Abstracts of Supercontinental Symposium 2102. P. 87-88.*
15. *O'Brien H., Lehtonen M., Spencer R. et al. // Abstracts of 8th IKC. 2003. № FLA\_0261.*
16. *Samsonov A.V. Tretyachenko V.V., Nosova A.A. et al. // Abstracts of 10th IKC. 2012. P. 10IKC35.*
17. *Secher K., Heaman L.M., Nielsen T.F.D. et al. // Lithos. 2001. V.112S. P. 400-406.*
18. *Söderlund U., Elming S., Ernst R.E. et al. // Precamb. Res. 2006. V.150. P. 136-152.*

19. *Söderlund U., Isachsen C., Bylund G. et al. // Cont. Min. Petrol. 2005. V.150. P. 174-194.*

## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП КООРДОБРАЗОВАНИЯ В СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ПРОБЛЕМА РАСПАДА РОДИНИИ

*И.К. Козаков<sup>1</sup>, В.П. Ковач<sup>1</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>1</sup>, И.В. Анисимова<sup>1</sup>, Е.В. Бибилова<sup>2</sup>,  
Т.И. Курнозова<sup>2</sup>, М.М. Фугзан<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

Структура раннекаледонской складчатой области Центральной Азии определяется сочетанием блоков с докембрийским кристаллическим основанием и обрамляющих их зон развития позднерифейских и венд-раннепалеозойских комплексов океанических бассейнов и островных дуг. Наиболее крупные фрагменты докембрийской континентальной коры представлены в фундаменте Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов. Последний рассматривался как структура с раннедокембрийским фундаментом, в которой объединены кристаллические комплексы собственно Дзабханского и Байдарикского блоков, а также Тарбагатайского и Сонгинского выступов. Позднее эти структуры были отнесены к так называемым «кратонным террейнам» [5]. Однако раннедокембрийский возраст этих образований доказан только для пород фундамента Гарганской глыбы, северо-западной части Байдарикского блока, а также идерского комплекса Тарбагатайского выступа. Последний представляет собой группу структурно изолированных блоков раннего и позднего докембрия, «плавающих» в поле пермских гранитоидов Хангайского батолита. Раннедокембрийские образования Байдарикского блока также отделены от Дзабханского блока полем позднепалеозойских вулканоплутонических образований. Сонгинский выступ рассматривался как фрагмент древнего кратона и объединялся с Дзабханским микроконтинентом, но результаты геохронологических и Nd изотопно-геохимических исследований исключают данную корреляцию [2].

Геологические, геохронологические (U-Pb метод по циркону) и Nd-изотопно-геохимические исследования были проведены в различных структурах собственно Дзабханского блока (микроконтинента), где наиболее полно представлены типовые метаморфические комплексы, рассматриваемые как образования раннедокембрийского фундамента. В них установлены сопряженные с ранним эпизодом метаморфизма

габбро-диориты с возрастом  $860 \pm 3$  млн. лет, для гнейсо-гранитов, завершающих этот метаморфизм ранее установлен возраст  $856 \pm 2$  млн. лет. Гранитоиды Дзабханского батолита, внедрение которых определяет завершение позднего эпизода высокоградного метаморфизма в породах, относимых к раннедокембрийскому фундаменту, имеют возраст  $786 \pm 6$  млн. лет. Близкие значения возраста установлены для гранитоидов, прорывающих позднедокембрийские породы Сонгинского ( $790 \pm 3$  млн. лет) и Тарбагатайского ( $793 \pm 4$  млн.лет) выступов, фиксирующих стадию формирования позднерифейской зрелой континентальной коры [3].

Присутствие позднерифейских глубокометаморфизованных комплексов в подвижных поясах Центральной Азии свидетельствует, что к середине позднего рифея были сформированы структуры с достаточно мощной континентальной корой. Однако, в отличие от более поздних вендских кристаллических комплексов, формирование которых связано с развитием структур Палеоазиатского океана, формирование кристаллических пород, связанных с позднерифейским тектогенезом, по-видимому, происходило в палеоокеанической области обрамления древних континентальных блоков суперконтинента Родиния.

В целом, результаты проведенных исследований последних лет свидетельствуют о масштабном проявлении позднерифейских ( $880-780$  млн. лет) процессов конвергенции, с которыми связано формирование континентальной коры, представленной в структурах Центральной Азии. При этом предполагается, что суперконтинент Родиния с относительно стабильной конфигурацией существовал в интервале около  $1000-850$  млн. лет [6, 7], после чего в структурах древних кратонов фиксируются процессы дивергенции, определяющие ранние стадии распада Родинии [8, 9, 1, 4]. Проявления внутриплитного магматизма в интервалах  $830-795$  и  $780-745$  млн. лет (U-Th-Pb метод, SHRIMP) установлены в блоках Янцзы Южного Китая, Тарима и Австралии [7, 8, 9, 10, 12, 13]. В блоке Катазия Южного Китая установлены габброиды и базальты с возрастными  $836 \pm 7$ ,  $841 \pm 12$ ,  $847 \pm 8$ ,  $857 \pm 7$  млн. лет (U-Pb метод, SHRIMP) с геохимическими характеристиками, фиксирующими проявление процессов континентального рифтогенеза [11]. Эти данные дают основание полагать, что параллельно с процессами дивергенции, определявшими распад суперконтинента Родиния, в палеоокеанической области его обрамления началось заложение и дальнейшее развитие зон конвергенции и, соответственно, возникновение континентальной коры. Иными словами, процессы дивергенции в пределах древних континентальных блоков и шельфа суперконтинента Родиния компенсировались

развитием зон конвергенции в его обрамлении, с которыми связано формирование позднерифтовой континентальной коры.

Полученные результаты дают основание внести некоторые коррективы в модели распада суперконтинента Родиния, в которых преимущественно рассматривается перемещение блоков раннедокембрийской континентальной коры, представленной в древних кратонах. При разработке таких моделей необходимо определить возможное место формирования блоков неопротерозойской континентальной коры и характер её взаимодействия с раннедокембрийской в ходе развития структур Палеоазиатского океана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00208) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 "Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее".

1. Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29-45.
2. Ковач В.П., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др. // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С.451-469.
3. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., и др. // Петрология. 2013. Т. 21. № 3 . С. 227–246.
4. Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5-28.
5. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. // Journal of Asian Earth Science. 2004. V. 21. 87-110.
6. Condie K.C. // Gondwana Res. 2001. V. 4. P. 5–16.
7. Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al. // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 85-109.
8. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 179–210.
9. Lu S., Li H., Zhang Ch., Niu G. // Precambrian Research. 2008a. V. 160. Issue 1-2. P. 94-107.
10. Lu S., Zhao G., Wang Hu., Hao G. // Precambrian Research. 2008b. V. 160. – P. 77–93.
11. Shu L.S., Faure M., Yu J.H, Jahn B.M. // Precambrian Research 187 (2011) 263–276.
12. Wang J., Li Z.X. // Precambrian Res. 2003.V. 122. P. 141-158.
13. Zhang Z., Zhu W., Shu L. et al. // Geol. Mag. 146 (1). 2009. P 150-154.

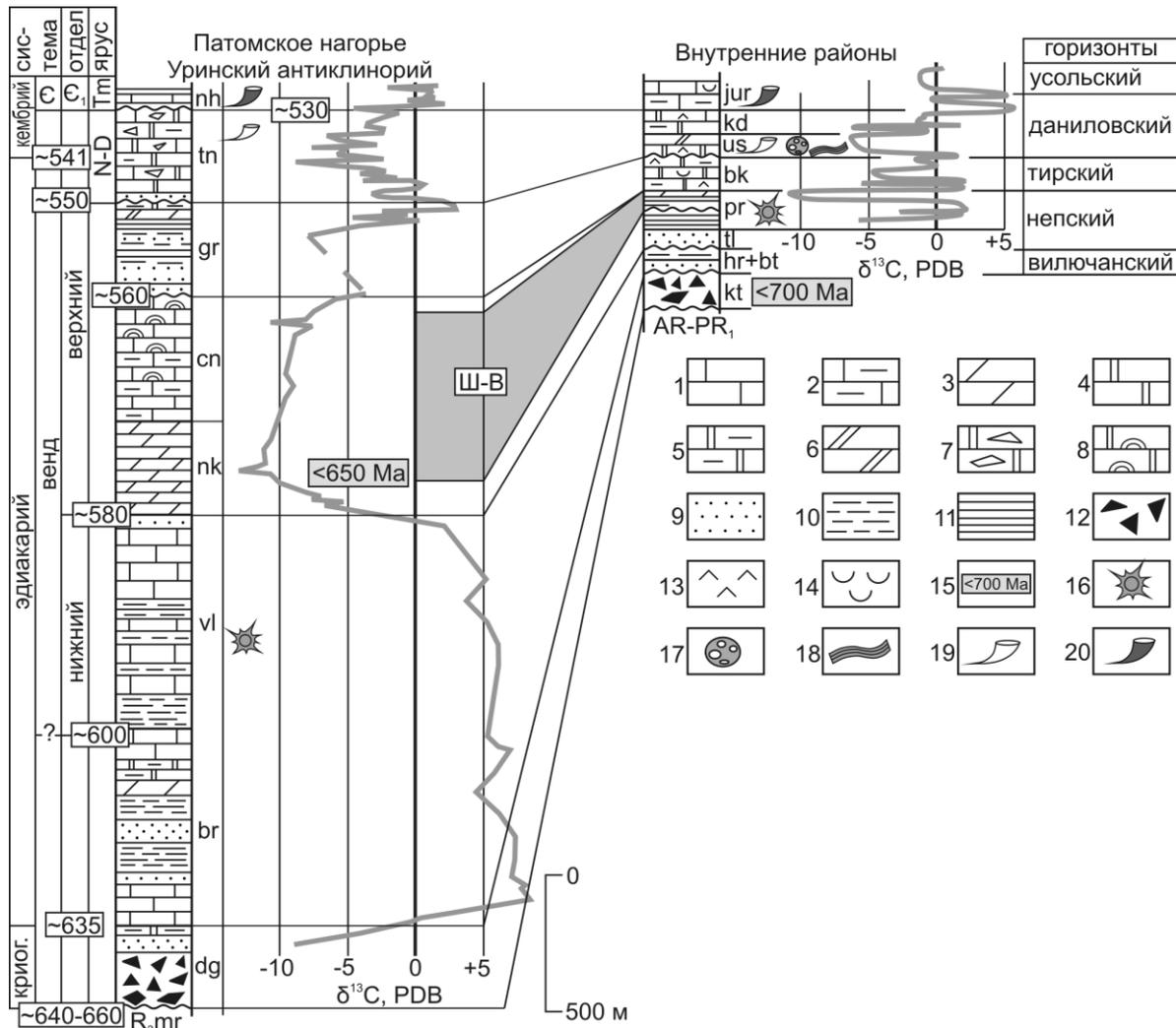
## ВЕНД И НИЖНИЙ КЕМБРИЙ ПРЕДПАТОМСКОГО ПРОГИБА (ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ): НОВЫЕ С-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

*Б.Б. Кочнев<sup>1</sup>, Б.Г. Покровский<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
Новосибирск, Россия, e-mail: kochnevbb@ipgg.sbras.ru

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

Разрез позднего докембрия Патомского нагорья благодаря комплексной геохимической и палеонтологической характеристике и наличию ледниковых отложений предложено считать типовым для венда юга Сибирской платформы [3, 5]. Однако до сих пор оставалось дискуссионным, каким образом соотносятся разрезы обнаженных районов Патомского нагорья с разрезами скважин внутренних районов платформы. Нами на основании более 200 определений изотопного состава углерода из ряда скважин, расположенных в 200-400 км к северу от естественных разрезов составлена сводная кривая  $\delta^{13}\text{C}$ , охватывающая большую часть вендского разреза и характеризующаяся широкими вариациями  $\delta^{13}\text{C}$  от -11 до +5‰ (рис.). Основание томмотского яруса, установленное в сравниваемых районах по появлению характерных остатков [4], характеризуется в центральной части платформы одним или двумя крупными позитивными экскурсами  $\delta^{13}\text{C}$  с амплитудой 4-5‰, положение которых в разрезах севера Патомского нагорья неоднозначно вследствие сильных постседиментационных изменений карбонатов тинновской и нохтуйской свит [8]. Основание немакит-далдынского яруса (даниловского горизонта), внутри которого наблюдаются негативные экскурсы до -7...-8‰, кроме перерыва в основании, характеризуется первопоявлением выше него скелетных остатков и вендотениевой флоры [1] и датируется по аналогии с Восточно-Европейской платформой около 550 млн. лет. Тирский горизонт, отвечающий стадии регрессии, на фоне околонулевых значений содержит до 3 интервалов с негативными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ . Наиболее крупный негативный экскурс (до -10...-11‰) в разрезе центральных районов Сибирской платформы обнаружен нами в верхней части непского горизонта. В



с

редней части непского горизонта значения  $\delta^{13}\text{C}$  возвращаются к слабо положительным, снова сменяясь отрицательными в самых нижних по разрезу замерах (рис.).

Крупный негативный пик в верхней части непского горизонта может быть сопоставлен с экскурсом, характеризующим жуинскую серию Патомского прогиба и сопоставляемым с глобальным С-изотопным событием Шурам-Вонока [3]. Кроме того, верхненепское событие имеет исключительное сходство с аналогичным по амплитуде и мощности изотопным событием DOUNCE в верхней части формации Доушаньто Южного Китая, одновозрастного событию Шурам-Вонока [6]. Верхний возрастной предел этого крупнейшего в геологической истории негативного С-изотопного события оценивается порядка 550 млн. лет, а нижний, по всей видимости, менее 580 (возможно, моложе) млн. лет [7]. Вместе с тем, в низах разреза внутренних районов отсутствуют мощные горизонты морских карбонатных осадков с высокими (+5...+8‰) положительными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , аналогичными дальнотайгинской серии Патомского нагорья, хотя подстилающие ледниковые отложения близкого возраста найдены в

обоих районах [2]. Таким образом, венд в большей части центральных районов Сибирской платформы, где он начинается с непского горизонта, имеет неполный стратиграфический объем и представлен в основном верхним отделом венда. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 13-05-00784, 14-05-00274) и РНФ (проект 14-17-00409).

Рис. Корреляция позднедокембрийских отложений Патомского нагорья (Уринский антиклинорий, Чумаков и др., 2013; Покровский и др., 2006, Pelechaty, 1998) и центральных районов Сибирской платформы. 1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – мергели; 4 – доломиты; 5 – глинистые доломиты; 6 – доломитовые мергели; 7 – доломитовые брекчии; 8 – строматолитовые доломиты; 9 – песчаники; 10 – алевролиты; 11 – аргиллиты; 12 – диамиктиты; 13 – ангидриты; 14 – соли; 15 – минимальные датировки отложений по детритовым цирконам; 16 – микрофоссилии эдиакарского акантоморфного облика; 17 – скелетные остатки *Namacalathus*; 18 – вендотениевая флора; 19 – мелкораковинные остатки немакит-далдынского яруса; 20 – мелкораковинные остатки томмотского яруса. Ш-В – С-изотопное событие Шурам-Вонока. Индексы свит: nh – нохтуйская, tn – тинновская, gr – жербинская, sp – ченчинская, nk – никольская, vl – валюхтинская, br – баракунская, dg – джемкуканская, mg – мариинская, jug – юряхская, kd – кудулахская, us – успунская, bk – бюкская, pr – паршинская, tl – талахская, hr – хоронохская, bt – бетинчинская, kt – конгломератовая толща.

1. Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. // *Стратиграфия. Геол корреляция*. 2010. Т. 18. № 5. С. 28-41.
2. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Прошенкин А.И. // *Докл. РАН*. 2014 (в печати).
3. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. // *Литология и полезн. ископаемые*. 2006. № 5. С. 1-26.
4. *Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления*. Ред. Мельников Н.В. Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.
5. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2013. Т. 21. № 4 С. 26-51.
6. Lu M., Zhu M., Zhang J. et al. // *Precambrian Research*. 2013. V. 225. P. 86-109.

7. *Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A. et al. // Chem. Geology. 2013. V. 362. P. 250-272.*
8. *Pelechaty S.M. // Journal of GSA, London. 1998. V. 155. P. 957-973.*

## ЭТАП 2.7± 0.05 МЛРД. ЛЕТ В ИСТОРИИ СУПЕРКОНТИНЕНТА КЕНОРЛЕНД

*С.Б.Лобач-Жученко ИГГД РАН*

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

В истории раннего докембрия предполагается существование суперконтинентов: Ваальбара ~ 3.6 млрд лет, Ур ~ 3 млрд лет, Кенорлед- 2.7 млрд лет, Колумбия -2.1-1.8 млрд лет. Идея возникновения и распада суперконтинентов появилась как логическое следствие разработки плейт-тектонической парадигмы. В настоящее время накоплен большой материал, позволивший поставить вопрос – когда в истории Земли началась плейт – тектоника? Высказаны различные точки зрения, базирующиеся на разных подходах: в палео- эоархее [Blichert-Toft et al., 2005], с раннего или позднего мезоархее [Condie, Pears, 2008; Condie, O'Neil, 2010; Gerya, 2012], 3.2 млрд лет назад [Naeraa et al., 2012], в протерозое или, возможно, в неоархее [Condie, Kroner, 2011], в протерозое [Hamilton, 1998], в неопротерозое [Stern, 2005; Hamilton, 2011].

Соответственно, возникает необходимость пересмотреть данные, использованные при выделении древних суперконтинентов.

Критериями объединения кратонов в суперконтиненты для раннего докембрия являются палеомагнитные данные, сопоставление орогенных событий, геохронология, интрузии и дайки LIP [Meert, 2014].

Суперконтинент Кенорленд включал Балтию, Лаврентию и З.Австралию [Condie, 1998; Pessonen et al., 2003] и возник за счет амальгамации блоков континентальной коры с образованием сутур, подобных орогенным поясам, выделяемым для суперконтинента Колумбия [Rogers, Santosh, 2002]. Палеомагнитные данные позволили обосновать для этапа ~2.4 Ga принадлежность Кольского и Карельского блока к единой структуре [Храмов и др., 2006], показана принадлежность Карелии и кратона Сьюпериор (Канадский щит) к единому континенту [Buchan et al., 2000; Bleeker et al., 2008]. Позднее, единство Карелии и Сьюпериор было обосновано и для возраста 2680 млн лет [Mertanen, Korhonen, 2011]. В палеопротерозое предполагается вхождение Кенорленда в суперконтинент Колумбия [Rogers, Santosh, 2002; Zhao et al., 2003].

Главным механизмом образования Кенорленда, как и других суперконтинентов, рассматривается аккреция. Этот механизм предполагает – 1) входящие в суперконтинент кратоны (части кратонов) должны иметь, как правило, различающуюся

геологическую историю , 2) должны иметь размеры, соответствующие плитам, способным к субдукции, 3) должны выделяться области активных и пассивных окраин, сутуры, спаивающие плиты (орогенные пояса).

На этапе 2650-2750 мле лет на территории Кенорленда последовательно имело место. 1)Формирование внутрикратонных зеленокаменных поясов (з/к п)-напр.,Маткалахтинский з/к п, Балтика [Кожевников и др.,2006], з/к п Йеллоунайф.[Bleeker e a.,2001], Канадский щит, и др.). Реликты протоплатформенного чехла (аренитовые кварциты), обнаруженные на Балтийском и Канадском щитах указывают, что рифтогенез с образованием з/к п имел место в условиях стабильного тектонического режима. В этих же условиях имело место внедрение субщелочных (санукитоидов, лампрофиоров, лампроитов) и щелочных (содержащих карбонатиты) интрузий.

В интервале 2.7-2.63 млрд лет происходило становление обширных полей коровых гранитоидов во всех доменах обоих щитов. Эти процессы, как и сопутствующий базитовый магматизм, являются следствием подъема мантийных плюмов.

На этапе ~2700 млн лет был проявлен гранулитовый метаморфизм в различных регионах Кенорленда и за его пределами: на Бразильском щите; в Южной Индии и Шриланке; в Левизианском комплексе Шотландии; на п-ве Лабрадор; в комплексе Ксефьорден в Гренландии, в поясе Лимпопо, в Африке, что может указывать на пик планетарной термальной активности в это время.

Таким образом, этап 2.7 +/-0.05 млрд лет являлся периодом активной эндогенной активности, проявленной на всей территории Кенорленда, вызванной поднятием плюма.

Процессы этапа 2.5-2.4 млрд лет, проявленные на Балтийском и Канадском щитах главным образом рифтогенным базитовым магматизмом, по-существу отражают попытку раскола Кенорленда

## СТАНОВЛЕНИЕ РОДИНИИ И ВЛИЯНИЕ ГРЕНВИЛЬСКОЙ ОРОГЕНИИ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ РИФЕЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

*А.В. Маслов<sup>1</sup>, В.Н. Подковыров<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург*

<sup>2</sup> *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

Самыми значительными геодинамическими событиями рифея (мезо-неопротерозоя) в ходе гренвильского орогенического цикла (~1250–980 млн лет) явились образование суперконтинента Родиния и последующий его распад [1, 4]. Возникшие в результате гренвильского орогенического цикла горные сооружения распространены не только в Северной и Южной Америке, а также описаны и в ряде других регионов. Остается, однако, не ясным отражение гренвильских событий в строении и составе наиболее полных осадочных разрезов рифея Северной Евразии. В первую очередь это касается изменения петрографического и химического состава песчаников и аргиллитов среднего и верхнего рифея Башкирского мегантиклинория (БМА) и Учуро-Майского региона (УМР).

Известно, что общая особенность песчаников – тектоническая конвергенция состава [2], хотя анализ последовательностей песчаных пород различных геоструктурных единиц показывает, что их вертикальная и латеральная архитектура в ряде случаев подчиняется вполне определенным закономерностям. Так, для герцинид Южного Урала выделяются доинверсионные и послеинверсионные песчаниковые ассоциации. Последние представлены в основном петрокластическими, лититовыми и смешанными граувакками. Анализ данных по палеозоидам Южного Тянь-Шаня и ряду других регионов показывает, что для коллизионных стадий развития присущи лититовые и К-Na-полевошпатовые граувакки. Рифтогенез в наиболее общем случае также ведет к формированию песчаных пород с низкой минералогической зрелостью (кварцевые лититовые граувакки, кварцевые аркозы и аркозы). Для межгорных и предгорных впадин характерны лититовые и кварцевые граувакки, К-Na- и К-аркозы [2]. Можно предполагать, что синорогенные псаммиты должны быть менее зрелыми, нежели доорогенные. Из сказанного следует, что синорогенные псаммиты на диаграмме  $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  должны располагаться в области низких значений  $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  и высоких величин  $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ . В случаях средне-

верхнерифейских последовательностей БМА и УМР тенденция к уменьшению степени зрелости песчаников снизу вверх по разрезам не наблюдается.

Средние валовые составы аргиллитов, ассоциирующих с песчаниками, на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})/\text{SiO}_2$  сосредоточены в полях, характеризующих составы преимущественно «обычных» глинистых образований верхнего докембрия. Вместе с данными по валовому химическому составу песчаников это указывает на отсутствие в составе осадочных толщ БМА и УМР признаков проявления гренвилльских тектонических событий. Таким образом, на палеоводосборах, поставлявших в конце юрматиния–начале каратавия кластический материал в бассейны осадконакопления, в исследованных нами регионах не существовало коллизионных и аккреционных орогенов, которые можно было бы считать источниками существенных объемов относительно незрелой алюмосиликокластики.

Реконструкции состава коры областей, в которых проявились гренвилльские события, показывают, что в них присутствуют существенные объемы доэльзевирских магматических и метаморфических пород как корового, так и мантийного происхождения. Роль последних, как следует из стабильно низких значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в Мировом океане в конце среднего-начале позднего рифея и ряда других данных, в коре гренвиллид была весьма значительной. Кроме того, в начале позднего рифея предполагается поступление в океан значительных объемов свежего мантийного материала [1]. В рассмотренных нами случаях наличие такого материала на палеоводосборах фиксируется по снижению  $T_{DM}$  и одновременному росту величин  $e_{Nd}(T)$  в тонкозернистых обломочных породах только для УМР. Формирование практически всей юрматинско-каратауской последовательности БМА происходило при относительно неизменных значениях двух указанных параметров.

Как отмечено в [3], кора в пределах Волго-Уралии (восточная часть Восточно-Европейского кратона (ВЕК) – основной источник обломочного материала для осадочных последовательностей рифея БМА) имеет преимущественно архейский возраст и сложена протяженными поясами метаосадочных и метамагматических гранулитов с возрастом 3.0–2.7 млрд. лет и подчиненными им зеленокаменными поясами с коматиитами. На архейские комплексы наложены куполовидные палеопротерозойские структуры, во внутренних частях которых присутствуют гранитные интрузии. Метаморфизм и анатексис этих комплексов имел место ~2.05–2.02 млрд. лет назад, т.е. в период коллизии Волго-Уралии и Сарматии. Принципиальной особенностью эволюции ВЕК после его сборки примерно 1.8–1.7

млрд. лет назад является отчетливое различие тектонических режимов его западной и восточной (в современных координатах) частей. На протяжении большей части позднедокембрийской эволюции западной части кратона, за исключением интервала времени 1.4–1.2 млрд. лет, преобладали процессы, типичные для активных окраин, и магматизм АМСГ-типа. Аккреция и рост коры происходили здесь почти непрерывно от ~1.7 до 1.5 млрд. лет. Вследствие данополонского и свеконорвежского орогенезов (соответственно ~1.5–1.4 и 1.1–0.9 млрд. лет назад) первичная конфигурация плит оказалась несколько реорганизованной. В центральной и восточной частях ВЕК в позднем докембрии, напротив, наблюдались неоднократные эпизоды рифтогенеза, чередовавшиеся с накоплением зрелых осадочных образований платформенного типа и имевшие место соответственно до 1.4 и ~1.1–0.7 млрд. лет назад. Примерно 1.4 млрд. лет назад на востоке ВЕК были сформированы крупные внутри- или транскратонные авлакогены [3]. Их появление коррелируется с эктазийским периодом растяжения и бимодального вулканизма в Фенноскандии. Таким образом, какие-либо признаки проявления гренвильских коллизионных событий в восточной части Балтики в настоящее время отсутствуют. Наши данные по литогеохимии песчаников и тонкозернистых обломочных пород второй половины юрматиния–начала каратавия БМА подтверждают этот вывод. Неоднократные эпизоды рифтогенеза, чередовавшиеся с накоплением зрелых платформенных осадков, известны в рифее и в центральной и восточной частях Сибирской платформы, где также отсутствуют признаки проявления гренвильских коллизионных процессов. Все это показывает, что для преобладающей части территории современной Северной Евразии гренвильские события не внесли какого-либо заметного вклада в формирование осадочного выполнения существовавших здесь бассейнов.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке проекта УрО РАН № 12-С-5-1014.

1. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
2. Шванов В.Н. *Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов)*. Л.: Недра, 1987. 269 с.
3. Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V. et al. // *Am. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 1345–1383.
4. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. // *Prec. Res.* 2008. V. 160. P. 179–210.

## МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОМ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОМ ЦИКЛЕ

*А.А.Носова<sup>1</sup>, О.Ф.Кузьменкова<sup>2</sup>, В.М.Горожанин<sup>3</sup>, Л.В.Шумлянский<sup>4</sup>*

<sup>1</sup>ИГЕМ РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>БелНИГРИ, Минск, Беларусь,

<sup>3</sup> ИГ УНЦ РАН, Уфа, Россия,

<sup>4</sup> ИГМР НАН, Киев, Украина

Восточно-Европейский мегакратон (ВЕК) или континент Балтика входил в состав Родинии и был вычленен из нее в ходе распада этого суперконтинента. Эти геологические события, главным образом раскол континентальных масс, зафиксированы в Балтике многочисленными проявлениями магматизма. После основного этапа распада Родинии (780 – 630 млн. лет), на фоне амальгамации Палеогондваны, в промежуток времени от 630 до 540 млн. лет, происходило разделение Балтики, Лаврентии и Амазонии, затронувшее западные границы ВЕК, а к восточным и южным границам кратона были аккретированы неопротерозойские орогенные террейны. Эти события также отразились масштабными магматическими проявлениями на ВЕК.

В докладе обзорно рассмотрен NP магматизм всех окраин ВЕК, и будет дана геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика, а также петрологическая и геодинамическая интерпретация NP магматизма северной (Поморской), восточной (Уральской) и юго-западной (Белорусско-Украинской) окраин ВЕК, на основе полученных авторами опубликованных [1-5 и др.] и новых данных.

Северная окраина ВЕК в неопротерозое развивалась, начиная примерно с 670 млн. лет в режиме пассивной окраины. Изотопные Nd характеристики и геохимические особенности континентальных базитов Поморской окраины свидетельствуют о сильно деплетированном, близком к астеносферному, мантийном источнике, располагавшемся на относительно небольших глубинах [1], что указывает на деструкцию древней литосферы кратона.

NP магматические комплексы Уральской окраины ВЕК принадлежат к трахибазальт-трахит-граносиенитовой и габбро-гранитной сериям. Проведенные исследования Sm-Nd систематики неопротерозойских базитов показали, что все они (за исключением габбро Мазаринского массива) характеризуются положительными

значениями  $eNd$  в интервале от +1.5 до +7.1. Наименее радиогенные значения отмечены для вулканитов Башкирского антиклинория (+1.5 - +2.4); наиболее радиогенными составами отличаются вулканиты благодатского комплекса Среднего Урала (+5.0 - +6.7) и габбро Барангуловского массива зоны Уралтау (+7.0...+7.1). Расплавы трахибазальт-трахит-граносиенитовой серии Среднего Урала формировались на более глубоких мантийных уровнях, вероятно при меньших степенях плавления мантийного субстрата и при участии карбонатного компонента в его составе; коровая контаминация не оказала существенного влияния на состав расплавов. Расплавы трахибазальт-трахит-граносиенитовой серии Южного Урала генерировались на меньших уровнях глубинности и на их составе отразился коровый вклад. Эти различия могут быть связаны со значительной деструкцией литосферы Южного Урала в ходе мезопротерозойского «машакского» события [6].

NP габбро-гранитные массивы, хотя и принадлежат к анорогенному А-типу, значительно различаются геохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками; их формирование происходило за счет различных мантийных и коровых источников, причем последние отличались гетерогенностью по возрасту и составу.

NP магматизм на юго-западной периферии ВЕК, сочленявшейся в составе Родинии с Амазонией, проявился значительно позже, чем на его северных и восточных границах – только 560-550 млн. лет назад. Однако проявления этого магматизма носили весьма значительные масштабы – была сформирована крупная провинция на юго-западе ВЕК, протягивающаяся вдоль линии Тейссера-Торквинста от Добруджи до Белорусской антеклизы. В провинции проявлен бимодальный магматизм: за первым этапом ее формирования, представленным единичными излияниями пикритовых магм и масштабными излияниями субщелочных оливиновых базальтов, последовал этап формирования ограниченно распространенных кислых вулканитов, а завершилось становление провинции образованием обширной толщи толеитовых эффузивов. Кислые породы, представленные андезито-дацитами, пижонитовыми дацитами, риодацитами и трахириодацитами, демонстрируют геохимические характеристики, типичные для гранитоидов А-типа. Совокупность из 5 анализов собственных магматических цирконов из риолитов определяет их конкордантный возраст как  $557 \pm 9$  млн. лет (СКВО 1,14, вероятность 0,29). Возраст магматических событий, фиксируемый захваченными сильно резорбированными кристаллами (что позволяет соотнести их источник с протолитом)  $\sim 1,93$  и  $\sim 1,85$  млрд. лет дает основание

предполагать, что протолитом расплавов, сформировавших риолиты, послужили метаморфические комплексы позднепалеопротерозойского возраста. Пространственное распределение Nd изотопных характеристик базитов ВВП обнаруживает явную связь с их положением относительно ареала кислых пород – вблизи них базиты имеют наименее радиогенные изотопные составы Nd ( $\epsilon\text{Nd}(550)$  -6...-7), а по мере удаления наблюдается сдвиг в сторону менее радиогенных изотопных составов Nd (до  $\epsilon\text{Nd}(550)$  +0 ...-1). Пикриты, имеющие экстремально низкорadiогенный изотопный состав Nd ( $\epsilon\text{Nd}(550)$  -11...-12) являются наиболее высокомагнезиальными и ранними производными магматизма провинции. Такая ситуация указывает на частичное плавление коровых горизонтов под воздействием базитовых расплавов и контаминацию базитов коровыми выплавками.

Геодинамическая эволюция южной и юго-западной границ ВЕК в неопротерозое определялась преимущественно аккреционными/коллизийными событиями, отвечающими закрытию Япетуса и последующему открытию раннепалеозойского океана Рейк. Эти события привели к формированию на южной периферии ВЕК обширной магматической области наиболее вероятно посторогенной природы.

1. Носова А.А., Ларионова Ю.О., Веретенников Н.В., Юткина Е.В. Корреляция неопротерозойского вулканизма Юго-Восточного Беломорья и Запада Урала: новые данные об изотопном возрасте базальтов Солозера (Онежский грабен) // Доклады Академии наук, 2008, Т. 419, № 2, С.303-307
2. Сазонова Л.В., Носова А.А., Петрова Л.Г. Неопротерозойские рифтогенные субщелочные базиты Среднего Урала: геохимическая специфика клинопироксена // Геохимия. 2010. № 3. С. 274-294
3. Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Веретенников Н.В., Петрова Л.Г., Левский Л.К. Неопротерозойская Волынско-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейского кратона: особенности внутриплитного магматизма в области древних шовных зон // Петрология, 2008. Т.16. № 2. С.115-147
4. Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Шумлянский Л.В. Возраст и природа корового протолита кислых эффузивов неопротерозойской Волынско-Брестской провинции на западе Восточно-Европейской платформы. Тез. докл. XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т.2. С.103-105

5. Шумлянський Л.В., Носова А.А. *Возраст литосферного джерела вендських трапів Волині // Доповіді Національної академії наук України. 2008. № 1. С.115-118.*
6. Носова А. А., Сазонова Л. В., Каргин А. В., Ларионова Ю. О., Горожанин В. М., Ковалев С. Г. *Мезопротерозойська внутріплитна магматическа провінція Західного Урала: основні петрогенетическі типи порід і їх походження // Петрологія. 2012. Т.20. № 4. С. 392-428.*

## ВОЗНИКНОВЕНИЕ СУПЕРКОНТИНЕНТА – ИЗМЕНЕНИЕ КОНВЕКТИВНОЙ СТРУКТУРЫ МАНТИИ?

*О.М. Розен*

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Суперконтиненты в геологической истории являются довольно заурядным событием, что очевидно из нижеследующего перечня (согласно [11]):

Пангея (Pangaea) ~300—~200 млн. лет

Гондвана (Gondwana) ~510—~180 млн. лет

Лавразия (Laurasia) ~510—~200 млн. лет

Паннотия или Вендиан (Pannotia, Vendian) ~600—~545 млн. лет

Родиния (Rodinia) ~1100 – ~750 млн. лет

Колумбия, или Нуна (Columbia, Nuna) ~1.8–1.5 млрд. лет

Кенорленд (Kenorland) ~2.7 млрд. лет. Кардинальная особенность состоит в том, что это была эпоха наибольшего в истории, по масштабам и продолжительности, подъема плюмов из мантии. Следствием было объединение первичных континентов, сложенных тоналит-трондьемит-гарнодиоритовой (TTG) формацией. Последняя маркирует рубежи кратонизации на щитах и платформах Евро-Азиатского континента: в Карелии (2,7 млрд.лет), на Украинском (2,7-2,8 млрд.лет) и Алдано-Становом (2,6-2,7 млрд.лет) щитах, в Курско-Воронежском массиве (2,8 млрд.лет) и Присаянье (2,6 млрд.лет) [1]. Распад этого суперконтинента в результате над-плюмового рифтинга проходил в течение весьма длительного времени 2.48 – 2.45 и закончился ~2.1 млрд. лет назад

Ур (Ur) ~3 млрд. лет. Предположительно наибольший и возможно единственный континент для своего времени. Отмечают, что это возможно и не суперконтинент (в собственном смысле слова), но можно полагать, что для своего времени он был суперконтинентом, даже если он был меньше сегодняшней Австралии.

Ваалбара (Vaalbara (~3.6 млрд. лет). Выделен по кратону Илгарн, Западная Австралия, и архейским зеленокаменным поясам.

*Образование суперконтинентов в конце архея* согласуется с гипотезой смены структуры всей мантии с двухслойной на однослойную вследствие обвала вещества, слагающего раздел верхняя/нижняя мантия 410–670 км [4, 6]. Этот обвал произошел в результате скопления эклогитизированных (тяжелых) мегалитов субдуцированной

океанической коры, вызвавшего потерю прочности раздела. Одновременно внутри мантии происходит смена много-ячейковой конвекции на одно-ячейковую [6]. Следствием должно явиться движение блоков коры в сторону погружающегося крыла ячейки, сближение фрагментов сиалической (континентальной) коры и образование аккрецированного континента (суперконтинента). Обязательными сопровождающими явлениями, как предполагают, являются катастрофический рост плюмов, давших начало массовому появлению коматиитов, океанских базальтовых плато, континентальных платобазальтов, гигантских дайковых роев и крупных расслоенных плутонов [6, 7, 8, 10]. Вероятно по такому типу шло развитие суперконтинента Кенорленд. Предложен также другой, более сложный, механизм, предполагающий существование двух конвектирующих доменов: Тихоокеанский домен и домен континентов, разделенных полосой холодной, погружающейся мантии. Поверх последней периодически скапливаются континенты, образующие суперконтинент [1]. В таком случае сомнение возникает в связи с тем, что суперконтиненты (в реконструкциях) имеют изометричные формы, а полосовидные скорее являются исключением. Подобный обвальный магматизм сопровождает далеко не все суперконтиненты, а образование их происходит гораздо быстрее (Рис.) [12]. Очевидна возможность объединения континентов в процессе закрытия океана между ними и/или островными дугами, однако летопись подобных событий показывает, что в этом случае дело обычно не доходит до образования суперконтинента.

В *поисках причин* можно обратиться к процессам тектонического дрейфа литосферных плит. Этот дрейф обеспечивается движением (замкнутым круговоротом) внутри отдельных ячеек верхней мантии (выше мантийного раздела 410-660 км). При этом плита на кровле ячейки движется от воздымающегося фланга к погружающемуся. В результате происходит спонтанная аккреция блоков коры, например островных дуг, что может быть непосредственно или косвенно связано с субдукцией. Что необходимо для аккреции всех сиалических блоков в одном месте – будущем суперконтиненте? Очевидно, что в этом случае погружающийся фланг ячейки – как цель перемещения – должен превратиться в центр будущего суперконтинента, в точку схождения континентов. Тогда вся остальная часть земной коры превратится в воздымающийся «фланг». Совместно, точка схождения и окружающий ее воздымающийся «фланг», отражают действие одной конвективной ячейки. Если такое предположение справедливо, то циклы генерации суперконтинентов обусловлены замещением много-ячейковой конвекции верхней мантии на одно-ячейковую.

*Заключение.* Суперконтиненты – следствие периодических вариаций в эволюции мантии. В истории верхней мантии, предположительно, происходила периодическая смена много-ячейковой конвекции на одно-ячейковую. При первой происходило массовое новообразование сиалической (континентальной) коры в процессе субдукционного (островодужного) магматизма. При второй – отдельные фрагменты сиалической коры (палеоконтиненты) аккрегировались вокруг точки схождения в единую массу, обозначаемую как суперконтинент. Периодичность появления суперконтинентов отражает смену этапов эволюции мантии. Эта смена происходит, предположительно, в результате периодического обвала в нижнюю мантию эклогитизированных мегалитов субдуцированной океанической коры, скапливающихся на кровле раздела 410–670 км, и последующего их погружения к ядру, до поверхности горизонта D'' согласно [10]. Обосновывается предположение о том, что образование суперконтинента не сопровождается аномально интенсивным магматизмом, если причины перемещения локализованы только в верхней мантии.

Подпись к рисунку

Рис. Реконструкция палеопротерозойского суперконтинента Колумбия [12] и положение Анабарской коллизионной системы. 1, 2. Архейский и палеопротерозойский фундамент: 1 – погребенный под фанерозоем или под континентальными льдами, 2-обнаженный. 3. Коллизионные орогены, 2.1-1.8 млрд. лет. 4. Аккреционные орогены, 1.8-1.3 млрд.лет.

1. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. // *Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Новосибирск, Наука, 1991. С. 4-21*
2. Anderson D.L. // *Geology. 1994. V. 22. P. 39–42*
3. Bleeker W. // *Lithos. 2003. V. 71. P. 99–134.*
4. Collins W.J. // *Earth Planet Sci. Lett. 2003. V. 205. P. 225–237.*
5. Condie K.C. // *Earth Planet Sci Lett. 1998. V. 163. P. 97–108.*
6. Condie K.C. // *Geophys. Res. Abstr. 2003. V. 5. P. 01269.*
7. Dalziel I.W.D., Lawver L.A., Murphy J.B. // *Earth Planet Sci. Lett. 2000. V. 178. P. 1–11.*
8. Gurnis M. // *Nature. 1988. V. 332. P. 695–699.*
9. Heaman L.M. // *Geology. 1997. V. 25. № 4. P. 299–302.*
10. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. // *Gondwana Research. 2007. V. 11. P. 7– 37*

*11. Wikipedia, 03.02.2014*

*12. Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S. // Earth Sci. Rev. 2004. V. 67. P. 91-123.*

**СРЕДНЕРУССКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС: КЛЮЧ К ИСТОРИИ  
ОБЪЕДИНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА (ЧАСТЬ  
СУПЕРКОНТИНЕНТА НУНА)**

*А.В.Самсонов<sup>1</sup>, Ю.О.Ларионова<sup>1</sup>, Е.В.Бибикина<sup>2</sup>, А.Н. Ларионов<sup>3</sup>, В.Ю. Герасимов<sup>4</sup>*

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и  
геохимии РАН, Москва, Россия, samsonovigem@mail.ru

<sup>2</sup> Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН, Москва,  
Россия

<sup>3</sup> Центр изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского  
геологического института им. А.П.Карпинского, С.-Петербург, Россия

<sup>4</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

Среднерусский складчатый пояс (СРСП) – крупная палеопротерозойская тектоническая структура в центральной части Восточно-Европейского кратона (ВЕК), которая разделяет архейские ядра Фенноскандии и Волго-Уралья. Весь СРСП перекрыт осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы, и его строение и состав определяются по геофизическим данным и результатам изучения керна немногочисленных глубоких скважин. Это определяет слабую изученность СРСП и многочисленные вопросы о его строении, составе и соотношениях с другими складчатыми поясами, что в итоге вызывает оживленную дискуссию по истории формирования всего ВЕК. Новые результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований керна скважин по породам СРСП дают дополнительную информацию к этой дискуссии. В строении СРСП на основании геофизических данных и результатах исследования керна скважин выделяется четыре структурно-вещественных террейна субширотного простирания (с севера на юг): Рыбинский, Тверской, Ярославский и Московский.

**Рыбинский террейн** распознается на карте аномального магнитного поля в виде области знакопеременных магнитных аномалий северо-западной ориентировки, которые продолжают структуры Раахе-Ладожского террейна Свекофеннского домена в ЮВ обрамлении Карельского кратона. В районе Рыбинского водохранилища и к северо-востоку от него несколько скважин, включая Вологодскую и Пошехонскую, вскрыли Bt-Grt плагиогнейсы и Bt-Ms-Sil сланцы, которые образовались при

метаморфизме песчаников и пелитов в условиях амфиболитовой фации ( $P = 5.5 - 6.0$  кб,  $T = 510-550$  °C). Sm-Nd модельные возрасты ( $T_{DMNd} = 2.23 - 2.51$  млрд лет) и геохимические данные показывают, что главным источником этих осадков служили ювенильные палеопротерозойские комплексы с островодужными характеристиками. Это подтверждается результатами U-Pb датирования цирконов SIMS методом, согласно которым осадки формировались за счет палеопротерозойских источников с возрастными  $\sim 2.02$  и  $1.94$  млрд лет при минимальном вкладе архейской коры. Пик метаморфизма пород –  $1790$  млн лет (U-Pb данные по цирконам), время выведения их на уровень верхней коры –  $1710 - 1670$  млн лет (K-Ar данные по слюдам). По всем характеристикам породы Рыбинского террейна близки к осадкам ладожской серии Раахе-Ладожской зоны Свекофеннского пояса [2, 4].

**Тверской террейн** выделяется как субизометричный геофизический «блок», распознаваемый на карте общей намагниченности по контурам площадного чередования сильно и слабо магнитных пород. По данным глубокого бурения, в составе Тверского террейна преобладают разнообразные по составу гнейсы и гранитоиды с древними Sm-Nd модельными возрастными ( $T_{DMNd} = 3.06 - 3.31$  млрд лет), сопоставимые по возрасту с мезоархейским Водлозерским террейном смежного Карельского кратона. В палеопротерозойское время архейская кора Тверского террейна претерпела как минимум два этапа тектоно-магматической переработки. В начале палеопротерозоя ( $\sim 2.50$  млрд лет назад) здесь внедрялись Fe-Ti монцодиориты с внутриплитными характеристиками. Около  $1.75$  млрд лет назад Тверской террейн был охвачен структурно-тектонической переработкой, в ходе которой формировались мощные зоны надвигов в северной и западной его частях.

**Ярославский террейн** выделен в восточном обрамлении Тверского террейна и оконтурен по области с низкой намагниченностью и линейным рисунком распределения магнитных аномалий. По результатам изучения керн глубоких скважин в составе Ярославского террейна преобладают Vt-Ms плагиогнейсы, которые, возможно, образовались при метаморфизме мезоархейских ( $T_{DMNd} = 2.92 - 3.00$  млрд лет) вулканогенно-осадочных пород. Отличительной особенностью террейна является широкое распространение в нем палеопротерозойских(?) интрузий Fe-Ti метагаббро с характеристиками OIB, геохимические особенности которых предполагают глубинное, Grt-равновесное зарождение их материнских расплавов.

**Московский террейн** выделяется по системе протяженных линейных резко градиентных магнитных аномалий, которые трассируют южный фланг СРСП.

Вещественные и возрастные особенности комплексов пород этой зоны изучены по керну глубоких скважин Московской и Калужской областей. Полученные данные фиксируют структурно-метаморфическую, геохимическую и Sm-Nd изотопную асимметрию Московского террейна. В его северном борту преобладают палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы с островодужными геохимическими характеристиками и различным вкладом архейского корового материала (U-Pb возраст по цирконам  $1980 \pm 3$  млн. лет, [1],  $\epsilon_{\text{NdT}} = +0.6 / -1.6$ ), которые претерпели интенсивную тектоническую переработку и метаморфизм в условиях гранулитовой фации ( $P =$  от 6 до 8 кб,  $T =$  от 750 до 900°C, [1]). В южном борту Московского террейна преобладают ювенильные палеопротерозойские гранитоиды ( $T_{\text{DMNd}} = 2.24 - 2.48$  млрд лет). В региональном плане Московский террейн является СВ продолжением структуры палеопротерозойской Осницко-Микашевический активной окраины [3, 5] и, возможно, также образовался в обстановке активной континентальной окраины на краю Волго-Уральского блока.

Анализ имеющихся данных показывает, что особенности строения и состава СРСП, по-видимому, обусловлены его формированием на краю архейского континента. В начале палеопротерозоя (~2.50 млрд. лет) СРСП, возможно, представлял пассивную окраину архейской Фенноскандии. На это указывает широкое распространение в архейских террейнах СРСП палеопротерозойских внутриплитных Fe-Ti диоритов и габброидов с OIB характеристиками, которые контрастно отличаются от одновозрастных внутриплитных базитов внутренних частей архейской Фенноскандии. Эта пассивная окраина при «сборке» палеопротерозойского суперконтинента Нуна в конце палеопротерозоя (~1.80-1.75 млрд. лет) претерпела коллизию с активной окраиной, сформированной ~2.00 млрд. лет назад на краю Волго-Сарматского блока.

Работа поддержана грантом РФФИ № 14-05-00933.

1. Богданова С. В., Бибикова Е. В., Постников А. В. и др. // ДАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 376–380
2. Котова Л.Н., Котов А.Б., Глебовицкий В.А. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 3-22.
3. Claesson, S., Bogdanova, S., Bibikova, E. et al. // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. P. 1-18
4. Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A. et al. // *Precambrian Research*. 2010. V. 176. P. 77–93
5. Taran, L., Bogdanova, S. // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. P. 193-214

**МНОГОЭТАПНОСТЬ СВЕКОФЕННСКОГО МЕТАМОРФИЗМА ПО  
РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ  
ТИТАНИТА ИЗ ЭКЛОГИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

*С.Г.Скублов, А.В.Березин, А.Е.Мельник, Н.Г.Ризванова*

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия;

В настоящем сообщении приводятся результаты изотопно-геохимического исследования, сопровождавшегося изучением распределения редких и редкоземельных элементов в титаните из различных проявлений эклогитов в БПП, являющихся ключевыми объектами при геодинамических реконструкциях в докембрии и до сих пор крайне дискуссионными в отношении возраста высокобарического метаморфизма. Авторы придерживаются точки зрения о свекофеннском (около 1900 млн. лет) возрасте процесса эклогитизации, основываясь на оригинальных результатах комплексного датирования (U-Pb метод по циркону, Sm-Nd и Lu-Hf метод по гранату и моноклинному пироксену) с привлечением данных по геохимии минералов [1, 2]. Для комплексов пород Фенноскандинавского щита результаты U-Pb датирования титанита и рутила были использованы при реконструкции термальной истории Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (БПП) [3 и др.]. Было установлено принципиальное отличие значений U-Pb возраста титанита и рутила из этих структур: архейского – для пород кратона и палеопротерозойского – для пород БПП. Однако исследование характера распределения редких элементов в титаните, потенциально содержащего информацию о параметрах, определяющих условия кристаллизации, для пород Фенноскандинавского щита ранее не проводилось.

Титанит из обр. 6 и 8 были отобраны в карьере Куру-Ваара (северо-западная часть БПП) из жильных образований в контактовой зоне салминских эклогитов и вмещающих тоналит-трондьемитовых гнейсов. Обр. 108 – это эклогитизированный ультрабазит (район с. Гридино). Обр. 202, 205 и 216 отобраны из эклогитов на о-ве Сидоров Керетского архипелага. Обр. 202 представляет собой центральную часть будины эклогита, обр. 216 взят из каймы интенсивной амфиболизации мощностью до 0.5 м по периметру этой будины, рассеченной поздними пегматитовыми и карбонат-кварцевыми жилами (обр. 205). Обр. 304 отобран в районе Красной Губы из полевошпат-кварцевого прожилка, секущего эклогитоподобный метабазит с метасоматическими зонами обогащения гранатом и моноклинным пироксеном. Таким

образом, для дальнейшего исследования был отобран титанит как из собственно эклогитов, так и из более поздних по возрасту ассоциаций амфиболитовой фации, наложенных на эклогиты и отличающихся отсутствием в них граната.

По характеру распределения REE проанализированные титаниты можно разделить на две группы – из гранатсодержащих парагенезисов, к которым относится титанит из салминских эклогитов (обр. 6, 8), эклогитов Керетского архипелага (обр. 202) и Красной Губы (обр. 304) и из пород без граната (обр. 205, 216). У всех титанитов из гранатсодержащих парагенезисов (11 анализов) спектры распределения REE параллельны друг другу с характерной выпуклой формой, обусловленной ростом нормированного содержания LREE от La к Nd, и далее, через экстремум в районе Nd или Sm, происходит резкое, в среднем на порядок, снижение концентрации HREE от Gd к Yb. Общее содержание REE варьирует: оно минимально у титанита из эклогитоподобной породы Красной Губы (600-700 ppm), у титанита из салминских и керетских эклогитов достигает 3000 ppm, максимальное содержание REE отмечено в титаните из метаультрабазита района Гридино – 9000-10000 ppm. При таких вариациях содержания REE в минерале сходство спектров распределения REE свидетельствует об общности условий образования титанита в различных проявлениях эклогитов в БПП. Парагенезис с гранатом является определяющим для распределения HREE в титаните. Для титанита из безгранатовых парагенезисов установлен принципиально иной характер спектров REE. Титанит из сильно амфиболитизированных эклогитов, содержащих тела пегматитов (о. Сидоров, обр. 216 и 205, соответственно), характеризуется почти горизонтальным спектром распределения REE с сохранением слабой дифференцированности в пределах полпорядка, LREE и незначительной, варьирующей по знаку Eu-аномалии. Наиболее контрастно, в зависимости от присутствия в парагенезисе граната, титанит разделяется по величине GdN/YbN отношения и содержанию Y. GdN/YbN отношение, отвечающее характеру дифференциации (наклону части спектра) HREE, для титанита из эклогитов в среднем составляет 16.5, для титанита из безгранатовых парагенезисов – 1.0. Содержание Y в титаните из апогаббровых эклогитов в среднем около 250 ppm, в титаните из безгранатовых парагенезисов в тех же обнажениях (обр. 216, 205) – около 1300 ppm.

Результаты U-Pb датирования титанита из эклогитов БПП позволяют выделить три возрастных кластера. К первому кластеру относится титанит из эклогитов района Гридино и Керетского архипелага (обр. 108, 202, 205) с возрастом 1885-1881 млн. лет, ко второму – титанит из салминских эклогитов (обр. 6, 8) с возрастом около 1870 млн.

лет, самый молодой возраст около 1855 млн. лет установлен для титанита из эклогитоподобной породы района Красной Губы (обр. 304). В предшествующих работах в районе проявлений эклогитового метаморфизма нами была установлена неоднократность свекофеннских термальных событий, обоснованная в серии публикаций [1, 2 и др.]. Возраст образования эклогитового минерального парагенезиса определен как ~1900 млн. лет, кроме него устойчиво фиксируются два рубежа проявления наложенного метаморфизма амфиболитовой фации, несколько отличающиеся по давлению. Возраст раннего метаморфизма амфиболитовой фации составляет 1880-1870 млн. лет, он фиксируется как на породном уровне – образованием характерных кайм амфиболитизации вокруг будин эклогитов, срезающих линейные зоны эклогитизации, так и спорадическим омоложением U-Pb возраста эклогитового циркона на 10-20 млн. лет, по сравнению с результатами датирования граната и моноклинного пироксена Lu-Hf методом [1], подтвержденным локальным исследованием геохимии циркона [2]. Скорее всего, это не самостоятельный этап метаморфизма, а проявление ретроградной ветви раннего свекофеннского метаморфизма, на пике которого в 1900 млн. лет в БПП локально возникали эклогиты. Время проявления позднего этапа свекофеннского метаморфизма, с которым связано внедрение жил керамических пегматитов и гранатитизация салминских эклогитов, определено U-Pb методом по циркону как  $1841 \pm 12$  млн. лет. Логично предположить, что разброс датировок по титаниту определенным образом коррелируется с уже выделенными этапами свекофеннского метаморфизма с учетом особенностей его проявления в каждом изученном опорном участке эклогитов. Как показывают наши данные, термальные условия были достаточными для перезагрузки U-Pb системы сфена только в ходе метаморфизма эклогитовой фации. Соответственно, более молодые, чем 1900 млн. лет, значения U-Pb возраста по титаниту отвечают либо времени остывания пород до температуры закрытия (Tc) U-Pb системы титанита (около 700°C), либо возрасту кристаллизации титанита при наложенном метаморфизме с температурой ниже Tc.

1. Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. // Доклады АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221-224.
2. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470-494.

3. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. // *Геохимия*. 1999. № 8. С. 842-857.

## НЕОАРХЕЙСКИЙ СУПЕРКОНТИНЕНТ КЕНОРЛЕНД: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ АРГУМЕНТЫ

*А.И. Слабунов<sup>1</sup>, Н.В. Лубнина<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>2</sup> Геологический факультет Московского Государственного Университета  
имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

По мере накопления новых палеомагнитных и геологических данных по архейским комплексами и совершенствования методов их анализа, становится возможным более надежно реконструировать взаимное расположение континентальных блоков земной коры, в том числе в архее [1, 2, 7 и ссылки там].

При этом все более очевидно, что решение проблемы суперконтинента(ов) возможно только на основании совместного использования геологических и палеомагнитных данных. При анализе палеомагнитных материалов используется подход Эванса-Писаревского [5], предусматривающий сопоставлении угловых расстояний между парами одновозрастных «ключевых» полюсов на разных кратонах. Предполагает, что, если отдельные континентальные блоки принадлежат единой литосферной плите, то они у них будут сходные тренды и скорости передвижения. Важно, что сходство угловых расстояний между парами одновозрастных полюсов говорит об их движении в составе единой литосферной плиты, а не о близком сонахождении.

Геологические данные, т.е. материалы о истории формирования и строении каждого фрагмента земной коры, которой входит в состав суперконтинента (суперкратона), могут использоваться для тестирования построений, выполненных на основании палеомагнитных данных.

Новые палеомагнитные данные для неоархея, полученные для Карельского и Каапваальского кратонов, в совокупности с уже имеющимся «ключевыми» полюсами по кратонам Пилбара и Каапвааль, позволяют предложить новую конфигурацию суперконтинента [2, 4 и ссылки там]. Сходство угловых расстояний между парами одновозрастных неоархейских-палеопротерозойских полюсов кратонов Каапвааль, Пилбара, Сьюпириор и Карельского свидетельствуют об их совместном перемещении в пределах единой литосферной плиты. Согласно предложенной реконструкции,

суперконтинент Кенорленд реконструируется в виде плиты вытянутой или серповидной формы [3, 4, 7, 8 и ссылки там]. При этом между Карельским и Каапваальским кратонами располагался кратон Пилбара. Расхождение угловых расстояний между парами разновозрастных полюсов фиксируется в интервале 2.50-2.45 млрд лет (далее Ga, млн лет – Ma), что позволяет говорить о начале распада неоархейского суперконтинента на два мегаконтинента Карельский-Сьюпириор и Каапвааль-Пилбара.

На основании геологических данных очевидно значительное сходство мезо-неоархейской истории формирования континентальной земной коры восточной части Фенноскандинавского щита (Карельская, Беломорская и Кольская провинции) и восточной части Канадского (провинция Сьюпириор). При этом коррелируется не только время проявления наиболее значимых аккреционно-коллизийных событий, но и генеральные направления субдукции, обеспечивающей взаимодействия террейнов [4, 11 и ссылки там]

Модель единого неоархейского суперконтинента Кенорленд, в состав которого входили Карельский и Каапваальский кратоны, также имеет геологическую аргументацию. Мезо-неоархейская история формирования земной коры кратонов имеет важные черты сходства [10]. В этот период новые фрагменты континентальной коры формируются в северной и западной частях Каапваальского кратона и в Зимбабве, а также вокруг Водлозерского блок (террейна) в Карельском кратоне и сопряженных с ним структурах. В неоархее в результате коллизии 2.65-2.57 Ga образуется ороген Лимпопо, а около 2.7 Ga - Беломорский. Ориентировка неоархейских складчатых поясов Лимпопо и Беломорского существенно отличается в предложенной конфигурации Кенорленда. Вместе с тем, в восточной части Каапваальского кратона широко проявлены неоархейские (около 2724 Ma) тектоно-термальные процессы (гранитоидный магматизм, метаморфизм до гранулитовой фации) [6], которые коррелируются с проявлениями субдукционного гранулитово метаморфизма на Карельском кратоне. Эти события могут быть связаны с конвергентной границей на восточном крае неоархейского суперконтинента.

Развитие кратонов Индийского щита имеют некоторые особенности [9 и ссылки там]. Древние ядра южных (Западный Дхарвар (Western Dharwar), Бастар (Bastar), Сингдум (Singhdhum)) кратонов в мезоархее (3.1-2.8 Ga), подобно Каапваальскому, испытывали воздействие мантийных плюмов, в результате чего формировались базальт-коматиитовые с осадками комплексы (такие как Surgur, Bababudan (в Западном

Дхарваре), Sukma (на кратоне Бастар), Vadampahar and Simlipal (на кратоне Сингдум)). Вероятно, эти кратоны в мезоархее развивались независимо. В неоархее (2.8-2.7 Ga) к востоку (в современной системе координат) от Западного Дхарварского древнего блока и в югу от южного блок Бунделькхандского (Bundelkhand) кратона происходит рост новой континентальной коры в ходе аккреционно-субдукционных процессов. В этот период формируются зеленокаменные комплексы Восточного Дхарвара (Eastern Dharvar) и Центрально-Бунделькхандского пояса. Коробразование в связи субдукционными процессами (вероятно в режиме активной континентальной окраины) отмечается на кратонах Индийского щита также в период 2.56-2.54 Ga. В конце неоархее (около 2.5 Ga) произошла амальгамация южных кратонов, в то время как объединение их с северными – значительно более позднее событие (в палеопротерозое).

Палеомагнитные и геологические данные дают основания полагать, что в конце неоархее 2.7-2.6 Ga сформировался суперконтинент Кенорленд, составляющими которого, безусловно, были Карельский, Каапваальский, Пилбара, Сьюпириор кратоны [4], вероятно, кратоны Индийского щита [9], а также, другие [8].

1. Божко Н.А. // *Вестник Московского государственного университета. Серия Геология*. 2009. №2. С. 13-27
2. Лубнина Н.В. *Восточно-Европейский кратон от неоархее до палеозоя по палеомагнитным данным. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. М. 2009. 41 с.*
3. Лубнина Н.В., Слабунов А.И. // *Вестник Московского государственного университета. Серия Геология*. 2009. №6. С.18-25
4. Лубнина Н.В., Слабунов А.И. // *Вестник Московского государственного университета. Серия Геология*. 2011. № 4. С. 22–29.
5. Evans D.A.D., Pisarevsky S.A. // *When did Plate Tectonics Begin? Geol. Soc. of America*. 2008. P. 249–263.
6. Hofmann A., Slabunov A., Krüner A. et al // *Rodinia-2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium. Abstracts. Moscow: PERO Press. P. 38-39.*
7. Nance R. D., Murphy J. B., Santosh M. 2013 // *Gondwana Research*. 2013 (<http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.026>)
8. Piper J.D.A. // *Journal of Geodynamics*. 2010. V. 50. P. 154–165

9. Slabunov A. // *3<sup>rd</sup> Precambrian Continental Growth and Tectonism, Jhansi, India. Abstract Volume. IAGR Conference Series No. 16. 2013. P. 173-175.*
10. Slabunov A., Hofmann A. Lubnina N. et al. 2012. // *Craton Formation and Destruction. Abstract volume. University of Johannesburg, South Africa. P. 36-37.*
11. Slabunov A., Lubnina N. // *Rodinia-2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium. Abstracts. Moscow: PERO Press. 69 p.*

**ВОЗРАСТНЫЕ ПОПУЛЯЦИИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ В УСЛОВНО  
ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ И  
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА  
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО  
ПОЯСА**

*А.А.Сорокин, Ю.Н.Смирнова*

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

E-mail: sorokin@ascnet.ru

Проблема наличия докембрийского фундамента в строении континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса является одним из ключевых моментов в реконструкции этой главнейшей тектонической структуры Центральной и Восточной Азии.

Наименее исследованные в этом отношении являются континентальные массивы (террейны) восточной части пояса, наиболее крупными из которых являются Аргунский, Мамынский, Буреинский (Туранский), Малохинганский (Цзямусинский), Ханкайский [1, 2]. В "основании" этих террейнов обычно выделяются условно архейские метаморфические комплексы [1-3]. Однако в результате целенаправленных геохронологических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований показано, что формирование протолитов метаморфических пород этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским и мезозойским этапами геологической истории [4-5]. Эти данные ставят под сомнение существующие представления о наличии раннедокембрийских комплексов в "основании" указанных выше террейнов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

К следующему структурному звену в строении континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в существующих схемах корреляции геологических комплексов [1, 3] относятся условно верхнепротерозойские преимущественно терригенные (с подчиненным значением вулканитов и мраморов) и кембрийские терригенно-карбонатные образования. Кроме того к этому же уровню условно отнесены габбро, диориты, кварцевые диориты, граниты, формирующие небольшие по площади массивы. Надежные определения возраста для этих

магматических образований практически отсутствуют. Можно лишь отметить единичные датировки, полученные для гранитоидов чаловского комплекса Гожинского террейна, кивилийского комплекса Буреинского террейна, свидетельствующие об их фанерозойском, а не позднедокембрийском возрасте [4, 6].

Одним из путей реконструкции эпизодов коробразующих процессов в истории формирования континентальных структур является анализ возрастных популяций детритовых цирконов из разновозрастных осадочных комплексов. В данном сообщении представлены результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований цирконов из условно верхнепротерозойских-нижнекембрийских и нижнекембрийских отложений Мамынского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Исследования проведены в корпорации "Apatite to Zircon, Inc" (Айдахо, США) с использованием системы лазерной абляции New Wave YAG 213 nm в сочетании с ICP-масс-спектрометром Finnigan Element-2. Диаметр кратера составлял около 20 мкм. Калибровка проводилась по стандартам FC, F5, TR, R3, T2 и MD. Экспериментальные данные обработаны с помощью программы ISOPLOT [7]. Для геологической интерпретации использованы только те оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10%. При этом для цирконов древнее 1.0 млрд. лет возраст рассчитывался по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , а для более молодых цирконов - по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

Мамынский террейн в схемах структурного районирования обычно рассматривается в качестве составной части Аргунского супертеррейна. Геохронологическое обоснование выделяемых в его основании раннедокембрийских комплексов полностью отсутствует. Для некоторых массивов условно позднепротерозойских гранитоидов, а также трахириодацитов Косматинского вулканического поля в последние годы установлен их позднекембрийский (490-488 млн. лет) возраст (неопубликованные данные А.Сорокина).

Являющиеся объектом исследований условно верхнепротерозойские-нижнекембрийские и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения развиты в центральной части Мамынского террейна в бассейне р. Мамын (правый приток р. Селемджа, бассейн р. Зея).

Условно верхнепротерозойские-нижнекембрийские отложения представлены преимущественно кварц-серицитовыми сланцами, филлитизированными алевролитами и песчаниками, мраморизованными известняками [8]. Фаунистическое обоснование возраста пород отсутствует. Среди 120 проанализированных зерен детритовых

цирконов, выделенных из мелкозернистого песчаника (обр. С-1203-3), обнаружены 80 зерен этого минерала, которые характеризуются конкордантными оценками возраста. За исключением одного зерна с возрастом ~ 1.8 млрд. лет, все значения укладываются в один возрастной интервал 615-467 млн. лет.

Нижнекембрийские отложения (косматинская толща) представлены известняками, алевролитами, известково-глинистыми сланцами. На основании находок позднеаттабанских археоциат возраст толщи принят [3] нижнекембрийским. Из 120 изученных зерен детритовых цирконов из алевролита косматинской толщи (обр. С-1198) конкордантные оценки возраста получены для 73 зерен. За исключением одного зерна с возрастом ~ 1.6 млрд. лет, все значения укладываются в возрастной интервал 575-478 млн. лет.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать несколько выводов. Во-первых, наиболее молодая популяция детритовых цирконов из исследованных отложений имеет ранне-среднеордовикский возраст. В этой связи эти отложения не могут быть ни верхнепротерозойскими, ни нижнекембрийскими, а являются более молодыми. Во-вторых, практически все цирконы в обоих образцах имеют почти идентичный позднекембрийский – раннепалеозойский (615-467 млн. лет) возраст. Это свидетельствует о широком проявлении в указанный период магматических процессов (в том числе и эдиакарских).

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-00116), Президиума ДВО РАН (грант 12-1-0-ОНЗ-09).

1. *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.*
2. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеан. геол. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.*
3. *Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Комплект схем. - Хабаровск, Дальгеология, 1994.*
4. *Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. // ДАН. 2009. Т.428. № 5. С.637-640.*
5. *Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. // ДАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519-522.*
6. *Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2011. Т. 440. №3. С.392-396.*
7. *Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex.Version 2.06. Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. №*

*1а. 49 р.*

*8. Зубков В.Ф. Государственная геологическая карта. Лист. N-52-XXXIV. Л.:ВСЕГЕИ, 1978.*

**ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДОЛЕРИТЫ НА КАРЕЛЬСКОМ  
КРАТОНЕ: ИМПУЛЬСЫ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА И  
ИНДИКАТОРЫ ФРАГМЕНТАЦИИ АРХЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА**

*Степанова А.В.<sup>1</sup>, Сальникова Е.Б.<sup>2</sup>, Самсонов А.В.<sup>3</sup>, Ларионова Ю.О.<sup>3</sup>,  
Степанов В.С.<sup>1</sup>, Егорова С.В.<sup>1</sup>, Ларионов А.Н.<sup>4</sup>*

1 - Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия E-mail:

2 – Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,

3 – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии,  
Москва, Россия

4 – Центр изотопных исследований, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

Карельский кратон Фенноскандинавского (Балтийского) щита – это крупный сегмент архейской континентальной литосферы, который был обособлен в палеопротерозое при расколе архейского суперконтинента и открытии Лапландско-Кольского и Свекофеннского океанических бассейнов [1,2]. Эндогенные события, которые воздействовали на этот суперконтинент и в итоге привели к его расколу, зафиксированы в Карельском кратоне в виде разновозрастных внутриплитных магматических комплексов. Изотопное датирование и определение условий образования этих магматических комплексов позволяют восстановить эволюцию эндогенных событий палеопротерозойского дивергентного этапа и идентифицировать геодинамический режим, ответственный за раскол континентального блока.

В докладе будут приведены новые данные по изучению ятулийских (2.3-2.1 млрд лет) базитов Карельского кратона, которые объединяются исследователями в единую платобазальтовую (трапповую) провинцию [3–5]. Результаты комплексного изучения ятулийских базитов, в том числе новые данные об их возрасте (бадделеит, ID TIMS, циркон, ID TIMS, SIMS), редкоэлементных и изотопно-геохимических (Sr-Nd) характеристиках свидетельствуют о существовании трех дискретных эпизодов их формирования: 2.31, 2.22 и 2.14 млрд лет. При этом каждая из возрастных групп обладает специфическими геохимическими и изотопными характеристиками.

Долериты возраста 2.31 млрд лет, известные ранее лишь в восточной Финляндии и выявленные нами в западной Карелии, имеют очень низкую Mg#, обогащены Fe, Ti и HFSE, имеют слабо фракционированные спектры распределения легких и тяжелых лантаноидов ((La/Sm)<sub>n</sub> ~ 1.5, (Gd/Yb)<sub>n</sub> ~ 1.3) и невысокие положительные значения

$\square_{Nd_t} = +0.4 - +0.8$  [6]. Эти особенности состава предполагают генерацию первичных расплавов в поле стабильности шпинели (или в зоне перехода гранат-шпинель) и последующую длительную коровую историю – фракционную кристаллизацию расплавов в промежуточных камерах и их контаминацию веществом континентальной коры.

Базиты возраста 2.22 млрд лет, представленные силлами карьялитов на территории Финляндии [7], выявлены также в российской части Карельского кратона. Первые результаты датирования цирконов из долеритов западной Карелии позволяют предполагать, что базиты этого возраста распространены значительно шире, чем считалось ранее. Эти низко глиноземистые и низко магниевые долериты с высоким содержанием Fe, значениями отношений  $(La/Sm)_n$  и  $(Gd/Yb)_n \sim 1.8$  и отрицательными  $\square_{Nd_t} = -0.3$ , контрастно отличаются от предшественников. Фиксируемые различия могут быть связаны с плавлением мантии на более глубоких уровнях и интенсивной контаминацией коровым материалом.

Долериты возраста 2.14 млрд лет, имеющие площадное распространение на территории Карельского кратона [8], характеризуются довольно примитивным составом – умеренными содержаниями Mg, Fe, Ti, Ca, отношениями  $(La/Sm)_n$  и  $(Gd/Yb)_n \sim 1$ , положительными аномалиями Nb и значениями  $\square_{Nd_t} = +2.8 - +3.0$ . Такие характеристики, близкие к N-MORB, предполагают генерацию первичных расплавов в результате плавления источника DM-типа в поле стабильности шпинели, умеренные степени фракционирования расплавов в промежуточных камерах и низкую степень контаминации коровым веществом. В сочетании с морфологическими особенностями тел это позволяет предполагать быстрый подъем расплавов в условиях интенсивного растяжения.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что на протяжении ятулийского времени имели место три одновременных эпизода внутриплитного магматизма с контрастными изотопно-геохимическими характеристиками, разной глубиной зарождения мантийных магм и разной степенью их взаимодействия с корой. Базиты самого позднего эпизода 2.14 млрд лет, выделенные как континентальные толеиты MORB-типа [8], являются геохимическими аналогами синраскольных базальтов Северо-Атлантической провинции и Афара [9,10] и, по-видимому, могут служить индикатором времени раскола архейской континентальной литосферы Карельского кратона и открытия палеопротерозойских океанических бассейнов. Примечательно, что по имеющимся данным, для толеитов возраста 2.31 млрд лет

малоглубинные условия зарождения мантийным магм были близки к таковым для толеитов 2.14 млрд лет, а особенности химического и изотопного состава расплавов связаны с более глубокой дифференциацией и интенсивной контаминацией мантийных магм коровым материалом. Это позволяет предположить, что эпизод 2.31 млрд лет фиксирует геодинамическое событие сопряженное с уменьшением мощности архейской континентальной литосферы, которое, однако, не привело к ее расколу. Следовавшее за этим «неудавшимся расколом» эндогенное событие 2.22 млрд лет было связано со значительным углублением источника мантийной магмогенерации, возможно, обусловленным увеличением мощности литосферы Карельского кратона. Континентальные толеиты MORB-типа фиксируют время максимального утонения и раскола континентальной литосферы 2.14 млрд лет назад.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 14-05-00432.

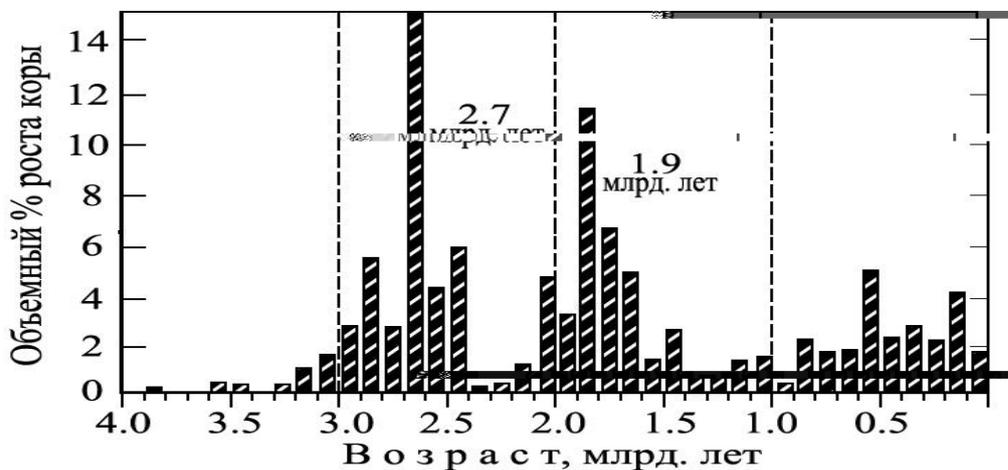
9. *Hanski E.J. // Read. Arch. Earth's Oxyg. Vol. 1 Palaeoproterozoic Fennoscandia as Context Fennoscandian Arct. Russ. - Drill. Early Earth Proj. 2013. Vol. 1.P. 111–178.*
10. *Melezhik V.A., Hanski E.J. // Read. Arch. Earth's Oxyg. Vol. 1 Palaeoproterozoic Fennoscandia as Context Fennoscandian Arct. Russ. - Drill. Early Earth Proj. 2013. Vol. 1.P. 179–245.*
11. *Малашин М.В. и др. // Вестник СПбГУ, Серия 7. 2003. № 1. С. 3–32.*
12. *Иваников В.В. и др. // Вестник СПбГУ Серия 7. 2008. № 4. С. 31–45.*
13. *Голубев А.И. и др. // Мантийные плюмы и металлогения. Тез. докл. Петрозаводск – Москва, ГЕОС, 2002. С. 355–359.*
14. *Степанова А.В. и др. // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457, № 4. С. 1–6.*
15. *Hanski E., Huhma H., Vuollo J. // Bull. Geol. Soc. Finl. 2010. Vol. 82. P. 31–62.*
16. *Stepanova A.V. et al. // J. Petrol. 2014. Vol. 55, in press.*
17. *Waight T.E., Baker J.A. // J. Petrol. 2012. Vol. 53, № 8. P. 1569–1596.*
18. *Daoud M.A. et al. // Lithos. 2010. Vol. 114, № 3–4. P. 327–336.*

## ФОРМИРОВАНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИИ

*С.И.Турченко*

ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Несмотря на многочисленные свидетельства плейт-тектонических процессов в раннем докембрии, не менее важными были плюм-тектонические события формирования континентальной коры для созидания континентов. Эпизодический рост ювенильной континентальной коры проявляется циклично при мантийно-плюмовых событиях (рис.1).



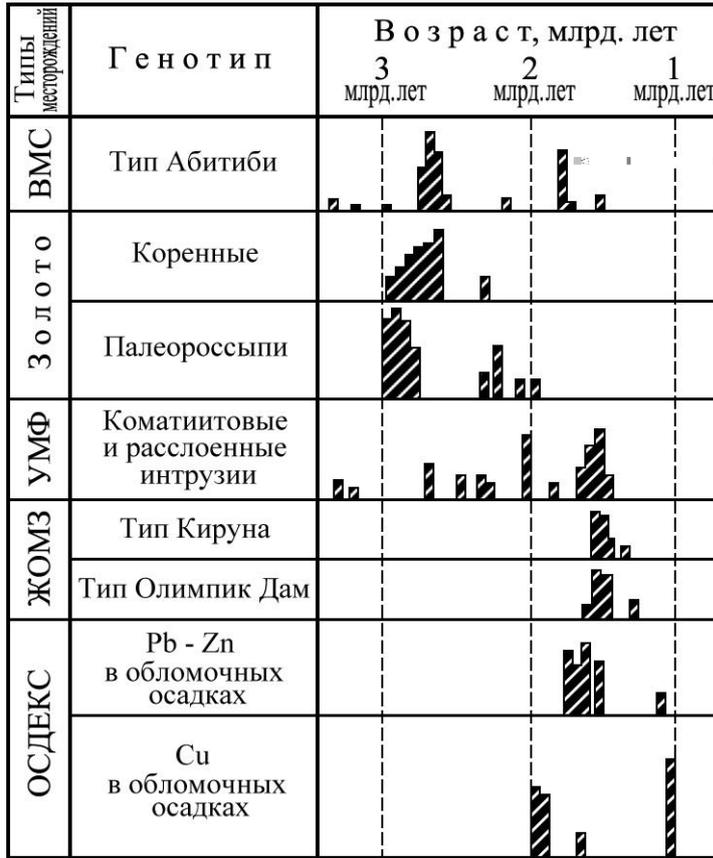
Различные типы месторождений ассоциируют именно с этими циклами образования континентальной коры. Синхронность с образованием ювенильной континентальной коры связана с развитием субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ), которая эволюционировала благодаря прогрессивному уменьшению теплового потока и активности плюмов. Архейская СКЛМ имела различный минералогический состав и соответственно плотность, в то время как поздняя литосфера была всегда прогрессивно более плотной, поэтому архейские кратоны, образующие ранние суперконтиненты, такие как Ур, Атлантика, Арктика (рис.2), были обрамлены протерозойскими, а затем и фанерозойскими линейно вытянутыми поясами.

Типы минеральных месторождений обладают различным по времени распределением с пиками в специфические периоды развития Земли. Месторождения различных металлов чувствительные к окислительно-восстановительным условиям

показывают многоэтапный характер их формирования на протяжении истории образования суперконтинентов эволюционирующей Земли (рис.3). Формирование раннедокембрийских.



месторождений происходило в большинстве около 2.7 и 2.0-1.8 млрд. лет и реже в период 1.7-0.6 млрд. лет, от цикла к циклу континентального роста земной коры благодаря изменениям в сторону современного стиля плейт-тектонических процессов. Ранние месторождения не сохранялись в молодых орогенических поясах из-за подъема и эрозии континентальных масс.

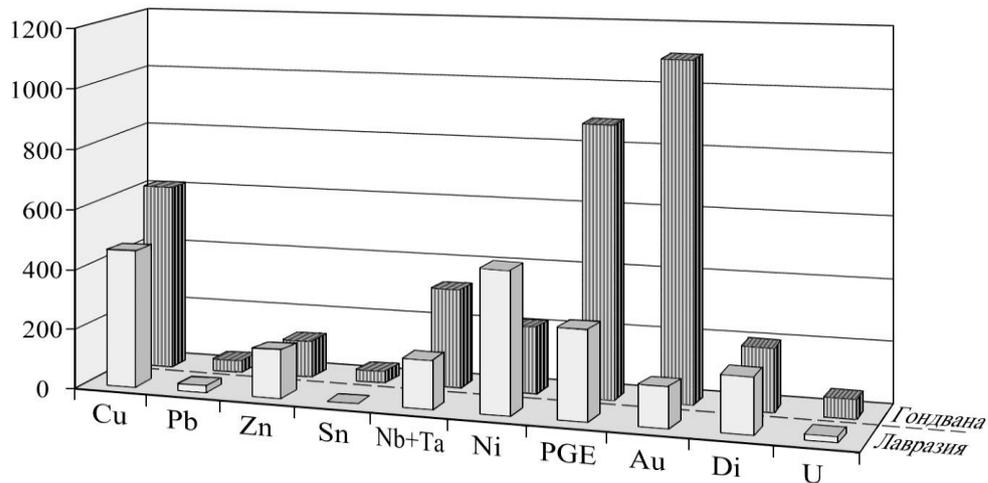


Вулканогенные массивные сульфидные (ВМС) месторождения формировались на конвергентных границах континентов, на которых также образовывались орогенические золоторудные месторождения. Первое появление железо-окисных медно-золоторудных месторождений около 2.55 млрд. лет тесно связано с раннедокембрийской метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантией (СКЛМ) под ранними кратонами, являющихся центрами суперконтинентов. Примером может быть гигантское месторождение Олимпик Дэм в кратоне Гоулер, Ю.Австралия. Гигантские позднеархейские палеороссыпные месторождения золота и урана, такие как Витватерсранд в Ю.Африке, формировались под действием флювиальной сортировки тяжелых минералов в экстремальных климатических условиях, но сохранившихся благодаря низкой плотности или плавучести СКЛМ под вмещающими такие месторождения бассейнами. Такие же месторождения золота, связанные с фельзитовыми интрузиями, имеющие мантийно-коровые изотопные значения, образовывались на границах кратонов – ядрах раннедокембрийских суперконтинентов. Пост-Палеопротерозойский подъем и эрозия, вероятно, в орогенических поясах с высокой плотностью литосферы привели к захоронению или

уничтожению рассмотренных типов месторождений в неопротерозой-фанерозойских суперконтинентах.

U-Pb цирконовые возраста, вместе с Nd и Hf изотопными данными показывают значительный рост континентальной коры, начиная с 3.0 млрд. лет с пиками около 2.7 и 1.9 млрд. лет (рис. 1) и перерывами между ними в период от 2.4-2.2 млрд. лет. В первом случае это связано с глобальным формированием основной массы зеленокаменных поясов с возрастом 2.75-2.60 млрд. лет (например, в кратоне Йилгарн, провинциях Сьюпериор и Слейв в Канаде, кратонах Зап. Африки, Индии, Сао Франсиско в Бразилии, Карельском на Балтийском щите, Средне-Приднепровской провинции Украинского Щита).. Во втором случае (1.9 млрд. лет) это связано с новым этапом образования ювенильной коры в палеопротерозое. Эти пики формирования континентальной коры и соответственно образования суперконтинентов являются также пиками глобального контроля металлогении (см. рис.3). Один из последних этапов прироста коры периода 2.1-1.6 млрд. лет отвечал росту суперконтинента Родиния и дальнейшему в период 1.4-0.6 млрд. лет ее распаду на континенты Гондвана и Лавразия.

Неоднородность литосферы Земли отражается в неоднородном характере распределения месторождений в этих докембрийских континентах, составляющих их минерально-сырьевой потенциал. В качестве оценочного инструмента сравнения минерально-сырьевого потенциала Лавразии и Гондваны использована ценность минеральных ресурсов [1]. На рис.4 показана неоднородность в распределении металлов в позднекембрийских континентах Лавразия и Гондвана. Особенно заметна эта неоднородность по Au, PGE, Ni и Nb-Ta.



Подписи к рисункам:

Рис.1. Частота роста ювенильной континентальной коры, основанная на общем объеме коры и на U-Pb по циркону возрастах и Nd изотопных данных по [2].

Рис. 2. Реконструкция положения древнейших суперконтинентов Ур, Атлантика, Арктика по [4] в современных континентах. Отдельно показаны очертания блоков, входящих в состав обобщенного континента Евразия.

Рис.3. Распределение во времени раннедокембрийских генотипов месторождений по [3] с дополнениями. Месторождения: ВМС- вулканогенные массивные сульфидные, УМФ- ультрамафит-мафитовые формации, ЖОМЗ- железо-окисные медно-золоторудные, ОСЭКС- осадочно-эксталяционные.

Рис.4. Сравнительная диаграмма распространенности минеральных ресурсов в суперконтинентах Лавразия и Гондвана.

1. Красный Л.И. (Ред), Геолого-минералогическая карта Мира. Объяснительная записка. Ч.2, Минерально-сырьевые ресурсы континентов и активных транзиталей. Изд. СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2000. 34 с.
2. Condie K.C. // *Tectonophysics*. 2000. V. 322. P.153-162.
3. Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J., Hronsky J.M.A., Vielreicher R.M. // *Economic Geology*. 2005. V.100. N 2. P. 203-224.
4. Unrug R. // *Geological Society of America*. 1997. V.7. p. 1-6.

**ПРИЗНАКИ СМЕНЫ СТИЛЕЙ КОНВЕРГЕНЦИИ НА ГРАНИЦАХ ПЛИТ:  
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ  
АРХЕЙСКИХ ПОРОД И АКЦЕССОРНЫХ ЦИРКОНОВ ПРИАЗОВСКОГО  
БЛОКА УРАИНСКОГО ЩИТА**

*А.А. Федотова<sup>1,2</sup>, Е.В. Бибикова<sup>1</sup>, С. Клаэссон<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия,

<sup>3</sup> Swedish Museum of Natural History, Stockholm, Sweden

Стиль геологических процессов на конвергентных границах плит, стабильность этих границ во времени в значительной степени определяют потенциальную возможность объединения блоков литосферы и образования суперконтинентов. В сообщении представлены данные, указывающие на признаки изменения режима конвергенции, фиксируемые по данным для архейских метаосадочных и магматических пород Приазовского блока Украинского щита.

Изучение и U-Pb изотопное датирование терригенных цирконов из метаосадочных пород мезоархейского Сорокинского поясов Приазовского блока Украинского щита проводилось на масс-спектрометре вторичных ионов NORDSIM [4]. Возраст циркона из подстилающих метабазиты гранат-биотитовых плагиогнейсов, составляет 3350 млн. лет [1]. Состав и геохимические признаки изученных метаосадочных пород крутобалкинской свиты Сорокинской структуры близки к составам кислых метавулканитов ольгинской свиты этой структуры [2]; все эти породы сходны со средними составами тоналит-трондjemит-гранодиоритовых серии, представленных, в частности, в работе [7]. Для всех этих пород характерна отрицательная аномалия Nb. В изученных метаосадочных породах величины отношений Cr/V и Ni/Co (до 2.3 и 3.8, соответственно) превышают значения для среднего архейского аргиллита (1.5 и 2.5), что может указывать на присутствие в области сноса коматиитов [5]. В сочетании с геохимическими признаками ТТГ эти особенности демонстрируют гетерогенность источника обломочного материала протолитов мусковит-биотитовых гнейсов и кварцитов Сорокинской зеленокаменной структуры Приазовского блока. Среди терригенных цирконов в изученных образцах преобладают цирконы возрастом 3500-3600 млн. лет, несколько зерен имеют возраст выше 3700 млн. лет. Возраст гранулитовых обрастаний на ядрах цирконов около 3300 млн. лет. Метапесчаники и

метагравелиты крутобалкинской свиты прорываются гранодиоритами Осипенковского массива с возрастом 2,85 млрд. лет [1, 3], что устанавливает для крутобалкинской свиты архейский возраст.

Широкий разброс как возрастов, так величины Th/U отношения в цирконах указывает на неоднородное строение области сноса, как по составу пород, так и по их возрасту, что может объясняться накоплением осадков за счет размыва различных типов пород, испытавших тектоническое совмещение. Геохимическая специфика ТТГ с резкой отрицательной аномалией Nb, унаследованная осадками указывает, что для время формирования осадочной породы, до 2.9 млрд лет могут реконструироваться условия конвергентной границы плит, отличных от фанерозойских по мощности и строению коры.

Комплекс пород – показатель смены условий на конвергентных границах плит, серия санукитоидов, интродировала породы Приазовского блока Украинского щита 2.9–2.93 млрд лет назад [3]. Эти породы широко распространены в Салтычанском антиклинории, крупной структуре Приазовского блока; на значительной части площади здесь развиты габброиды и диориты, а также монцодиориты и кварцевые сиениты, присутствуют небольшие тела тоналитов и трондъемитов; все породы мигматизированы. Породы принадлежат к двум группам: группе нормальной магнезиальности и высокомагнезиальным ( $mg\# = MgO/(MgO+FeO) = 0.38-0.45$ ;  $mg\# = 0.48-0.69$ , соответственно) [3].

В цирконах из трех образцов габброидов были изучены изотопный состав кислорода на масс-спектрометре вторичных ионов NORDSIM. Магматические цирконы изученных пород характеризуются мантийными или несколько повышенными значениями  $\delta^{18}O$  5.3-6.6‰. Изотопный состав кислорода в цирконах из ТТГ соответствует диапазону 5.0-6.0‰, в то время как более высокие значения  $\delta^{18}O$  (6.0-7.0‰) характерны для цирконов из санукитоидов, что указывает на участие флюида корового происхождения в формировании санукитоидов [6]. Санукитоиды, породы, формировавшиеся только в конце архея, и не имеющие аналогов в других возрастных диапазонах, считаются продуктами частичного плавления мантийных перидотитов, измененных процессами в мантийном клине на конвергентной границе плит [7 и др.]. До времени 2.9 млрд лет магматизм условий конвергенции характеризуется, главным образом, сериями ТТГ, формирование которых связано с частичным плавлением корового мафитового материала без существенного вклада мантийных магм. Таким образом, появление санукитоидного типа магматизма считается свидетельством смены

стиля субдукции: перехода от тектоники утолщенных полого погружающихся при конвергенции плит к тектонике относительно тонких и холодных океанических плит с развитием мантийного клина над зоной субдукции, близкой по строению к большинству современных.

Приведенные примеры показывают, что на рубеже 2.9 млрд лет для Приазовского блока Украинского щита фиксируются явные признаки смены обстановок формирования магматических серий и продуктов их размыва, указывающие, по всей вероятности, на начало изменения условий на конвергентных границах литосферных плит. Стиль тектоники относительно тонких и холодных плит, выявляемый по первым признакам возникновения мантийного клина над зоной субдукции, представляется более благоприятным для образования континентальных окраин, близких к современным – протяженных устойчивых границ континентальных блоков, определяющих, по всей видимости, возможность образования первого суперконтинента.

Работа выполнялась при поддержке РФФИ (проект 12-05186), Программ № 24 РАН и № 4 ОНЗ РАН.

1. Артеменко Г.В., Жуков Г.В., Кльоц В.А. Нижня вікова межа осипенківської світи // *Допов. АН УРСР. Сер.Б.* - 1986.- №3.- С.3-5.

2. Артеменко Г.В., Самборская И.А., Демедюк В.В., Стеценко М.Е. // *Минералогический журнал.* 2010, № 1. С. 67-73.

3. Бибилова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В. и др. // *Петрология.* 2008, № 3. С. 227-247.

4. Бибилова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А. и др. // *Геохимия.* 2010, № 9. С.899-816.

5. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. *Континентальная кора, ее состав и эволюция.* М.: Мир, 1988. 384 с.

6. King, E.M., Valley, J.W., Davis, D.W., Edwards, G.R. // *Precambrian Research.* 1998. V. 92. 365-387.

7. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 107-128.

**ФОРМИРОВАНИЕ АРХЕЙСКОЙ КОРЫ  
ВОДЛОЗЕРСКОГО ДОМЕНА – ПРЕДЫСТОРИЯ ЗАЛОЖЕНИЯ  
СУПЕРКОНТИНЕНТА КЕНОРЛЕНД (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)**

*В.П.Чекулаев, Н..А.Арестова, С.Б.Лобач-Жученко*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

При разработке модели формирования кратонов на ранних стадиях истории Земли в настоящее время обсуждаются две основные геодинамические модели – сочленение небольших разновозрастных фрагментов коры в крупные кратоны или суперкратоны, в том числе, суперконтиненты, и распад крупных структур на более мелкие фрагменты. основополагающим методом при палеореконструкциях является корреляция во времени и пространстве процессов формирования конкретных комплексов пород и их геодинамическая идентификация. По имеющимся представлениям Балтийский щит являлся ядром древнейшего суперконтинента Кенорленд, существовавшего 2,7-2,1 млрд лет назад. Представляется, что основой для его образования служили более древние кратоны, фрагменты которых мы находим сегодня на Балтийском щите.

Крупнейшим и наиболее хорошо изученным фрагментом палео-мезоархейской коры Балтийского щита является Водлозерский домен (Лобач-Жученко и др., 2000; Ранний докембрий..., 2005), слагающий юго-восточную часть Фенно-Карельской провинции. Домен характеризуется широким развитием пород, имеющих возраст цирконов (U-Pb) более 3,0 млрд. лет и неодимовый модельный возраст  $T(DM)_{Nd}$  в интервале 3,3-3,4 млрд. лет. Породы с таким возрастом установлены в ряде районов Финляндии, что наряду с геологическими и геофизическими данными позволило (Лобач-Жученко и др., 2000) в пределах провинции выделить также Западнокарельский домен с древней корой. Эти два домена отделены Центральнокарельским доменом, где имеющиеся значения возраста цирконов не превышают 2,75 млрд лет, а значения  $T(DM)_{Nd}$  2,9 млрд лет. Хорошая изученность Водлозерского домена позволяет проследить его эволюцию на протяжении более 600 млн лет, т.е. до образования суперконтинента Кенорленд и с учетом имеющихся геохронологических данных (Арестова и др., 2012) выделить и охарактеризовать основные этапы эволюции домена.

Древнейшими образованиями Водлозерского домена являются ТТГ породы, преимущественно тоналиты и трондьемиты, характеризующие дозеленокаменный этап

формирования сиалической коры Балтийского щита. Многочисленными экспериментальными работами поддержана модель образования тоналитов в результате плавления основных пород. В то же время, петрогенетическое моделирование на примере тоналитов р.Выг (Лобач-Жученко и др., 1999) показало, что тоналитовые расплавы не могли быть получены из основных пород состава базальтов зеленокаменных поясов, а источником должны быть породы, обогащенные рядом литофильных элементов, подобные амфиболитам, присутствующим среди гнейсов и тоналитов Водлозерского домена (Вревский и др., 2010). Разрыв между временем кристаллизации и модельным возрастом  $T(DM)_{Nd}$  исключает образование тоналитов в зонах субдукции путем частичного плавления основных пород зеленокаменных поясов. Наиболее адекватной моделью является образование ранних ТТГ за счет плавления основных пород нижней коры (андерплейтинга) и повторное переплавление более древних тоналитов, вызванное подъемом астеносферного диапира или нижнемантийного плюма (Вревский и др., 2010).

В образовании ранних пород ТТГ-серии Водлозерского домена выделяются два импульса: **3,24** и **3,13-3,15** млрд. лет. Более древние породы характеризуются высокими отношениями  $Sr/Y$  и  $(La/Yb)_n$ , низкими содержаниями  $Y$ , HREE, что указывает, на их формирование на больших глубинах (присутствие в рестите граната).

Этап **3020-2900** млн лет характеризовался формированием зеленокаменных поясов, расплуженных в краевых частях Водлозерского домена, и базитовых даек, секущих тоналиты. Согласно Nb-Zr-Y-Th систематике К.Конди (Condie, 2005) вулканиты коматиит-базальтовой ассоциации попадают в поле плюмовых источников, и формирование исходных расплавов вулканитов соответствует обстановкам плато (Арестова, 2008). Присутствие в различных частях Водлозерского домена даек амфиболитов, секущих более древние породы ТТГ-ассоциации, и аналогичных по составу и возрасту базальтам зеленокаменных поясов, а также расслоенной пироксенит-норит-диоритовой интрузии, исходный расплав которой является производным коматиитового расплава, исключает модель обдукции океанических плато на континентальную кору, предлагаемую рядом исследователей для данного фрагмента архейской коры, и согласуется с плюмовой моделью. Этот этап базитового магматизма следует рассматривать как проявление плюмовой активности в Водлозерском домене.

Вулканиты андезит-дацитовой серии этого этапа, имеющие возраст 2,96-2,92 млрд. лет, варьируют по содержаниям Cr, Ni и величине  $(La/Yb)_n$  и  $(Gd/Yb)_n$ , свидетельствующим о различных источниках плавления, которые для андезитов

Хаутаваарской и Семченской структур, вероятно, были представлены перидотитами мантии, а для Палаламбинской и Остерской структур – мафитами нижней коры. Присутствие в породах фундамента даек, аналогичных по составу и возрасту вулканитам, не согласуется с механизмом образования расплавов в условиях островных дуг с последующей аккрецией. Такие породы могли быть выплавлены из обводнённых участков мантии или базальтов нижней коры (Вревский, 2009),

Дайки габбро и диоритов этапа **2900-2840** млн лет характеризуются повышенной магнезиальностью, ( $mg\# = 0.60-0,75$ ), что свидетельствует о формировании исходного расплава при плавлении реститовой мантии гарцбургитового состава, а фракционированный спектр распределения. РЗЭ с  $(La/Yb)_n = 7$  и небольшие отрицательные аномалии Eu, Nb, Ti свидетельствуют о существенной роли воды в процессе плавления (Condie, 2001). Субвулканические тела и дайки средне-кислого состава с возрастом 2875-2854 млн. лет характеризуются большим разнообразием состава. Наблюдаемое синхронное внедрение даек андезитов и риолитов с умеренной и низкой магнезиальностью в пределах одной структуры предполагает одновременное плавление нижнекоровых амфиболитов и мантийных источников под влиянием теплового импульса.

Базитовые интрузии этого этапа представлены габбро и габброанортозитами. Исходные расплавы интрузий являются производными коматиитовых или высокотемпературных базальтовых расплавов, а всё последующее разнообразие составов обусловлено процессами контаминации и далее жидкостной и кристаллизационной дифференциацией. Образование таких расплавов, возможно при наличии дополнительного источника тепла в архейской мантии. Поэтому широкое развитие базитовых интрузий этапа 2,87-2,84 млрд. лет могло быть связано со следующим этапом активности плюма, обусловившего повторный рифтогенез.

Тоналиты с возрастом ~2850 млн. лет, (массивы Шилосский и Шальский) по составу приближаются к ТТГ-породам с возрастом ~3150 млн лет, но изотопный состав Nd указывает на их более молодой (меньше 3 млрд. лет) источник.

На этапе **2810-2840** млн лет формировались внутрикратонный Маткалахтинский зеленокаменный пояс, содержащий аренитовые кварциты платформенной ассоциации (Кожевников и др, 2006), и полимиктовые конгломераты района оз. Остер, свидетельствующие о стабильном тектоническом (субплатформенном) режиме коры Водлозерского домена в это время.

Санукитоидный магматизм интервала **2,73-2,74** млрд лет проявлен лишь на западной границе Водлозерского домена и представлен массивами кварцмонцонит-диоритового и сиенитового состава. Источником расплавов для этих пород являлась метасоматизированная мантия, плавление которой было обусловлено плюмом (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Лобач-Жученко и др., 2007). Важно отметить, что санукитоидный магматизм этого времени проявлен на всей архейской части щита, включая и молодой Центральнокарельский домен. То есть это время можно считать началом формирования крупного кратона, возможно, части суперконтинента Кенорленд.

Образование на всей территории домена (как и на остальной территории Балтийского щита) гранитов с возрастом **2705-2680** млн лет связано с частичным плавлением более древних ТТГ-серий, что согласуется с данными об их составе и модельном Nd возрасте (Ранний докембрий..., 2005). Широкое плавление тоналитовой коры на всей архейской части щита также может быть связано с воздействием плюма

Наиболее поздним проявлением архейской магматической активности в пределах Водлозерского домена являются дайки субщелочных габбро, внедрившиеся **2680 -2610** млн лет назад. Возможно, они являются результатом затухающей активности последнего архейского плюма.

Таким образом, архейская геологическая история Водлозерского домена прослеживается на протяжении более 600 млн. лет, начиная с 3.24 млрд лет. Формирование сиалической коры осуществлялось проявлением чередующихся этапов развития плутонических ТТГ серий и вулcano-плутонических ассоциаций разного состава.

С уменьшением возраста наблюдается уменьшение масштабов их проявления, что может быть обусловлено постепенным переходом к более стабильному состоянию коры, отраженному в последующих магматических и осадочных сериях.

Базит-ультрабазитовый мантийный магматизм в интервалах 3,02-2,92 и 2,87-2,84 млрд лет обусловлен дополнительным источником тепла в архейской мантии, связанным с развитием плюмов.

Последующий субщелочной магматизм в интервале 2.73-2.74 млрд лет, связанный с плавлением метасоматизированной мантии, и гранитоидный магматизм 2.68-2.7 млрд лет, связанный с плавлением континентальной коры, также как и внедрение базитовых даек 2.65-2.6 млрд лет отражают субплатформенные условия и были обусловлены воздействием плюма. Резкое отличие магматизма моложе 2,74 млрд лет по условиям

образования от более раннего и проявление его на всей архейской части Балтийского щита предполагают в это время переход к существенно иной геодинамике и, возможно, начало формирования суперконтинента Кенорланд.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН и Фонда РФФИ проект 05-12-00678а

*Арестова Н.А. Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 5-18.*

*Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко и др. Корреляция архейских событий Водлозерского домена в свете новых геологических и изотопных данных // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции, посвящённой 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М.Саранчиной. СПбГУ. 2012б. Т.1. С. 46-49.*

*Вревский А.Б. Изотопно-геохимические признаки внесубдукционных механизмов формирования неоархейской континентальной литосферы Фенноскандинавского щита // Доклады АН. 2009. Т. 429. № 6. С. 794-798.*

*Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., и др. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20-38.*

*Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 19-40.*

*Лобач-Жученко С.Б, Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Левченков О.А., Крылов И.Н., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Коваленко А.В. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии. // Петрология 1999. Т.7. №2. С.156-173*

*Лобач-Жученко С.Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П, и др. Геология и петрология архейского высоко-калиевого и высокомагнезильного Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. т.15, № 5.С.494-523.*

*Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26-42.*

*Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий). СПб. Наука. 2005. 711 с.*

*Condie K.C. Mantle plumes and their records in earth history. Cambridge university press. 2001. 306 p.*

*Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V.79. P. 491-504.*

*Lobach- Zhuchenko. S. B. , Rollinson H. R., Chekulaev V.P. et al.: High-Mg granitoids (sanukitoids) of the Baltic shield –geological setting, geochemical characteristics and implication for the origin of mantle derived melt. Lithos. 2005. V.79. P. 107-128.*

## ГЕОДИНАМИКА РАННЕЙ ЗЕМЛИ КАК СЛЕДСТВИЕ ПРОЦЕССОВ СТАНОВЛЕНИЯ НАШЕЙ ПЛАНЕТЫ НА ПЕРВОМ ЭТАПЕ ЕЕ РАЗВИТИЯ

*Е.В. Шарков*

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
(ИГЕМ) РАН. E-mail: sharkov@igem.ru

Мы мало что знаем о геологических процессах на ранней Земле, поскольку сохранившиеся блоки ранней литосферы (докембрийские кратоны) претерпели за свою долгую жизнь многочисленные тектоно-метаморфические преобразования. В результате были сильно изменены как сами породы, так и геологические структуры, от которых часто сохранились только их фрагменты в тектонических блоках. Поэтому возникает большой соблазн использовать геохимию в качестве главного метода изучения геологии и тектоники докембрия, взяв за основу современную модель тектоники плит со всеми вытекающими последствиями. К сожалению, именно по этому пути пошло сейчас изучение геологии докембрия, в результате чего современные представления о происходивших тогда процессах являются всего лишь искаженным отражением тектоно-магматических процессов фанерозоя.

Вместе с тем, изучение этого типа активности представляет исключительную важность, т.к. он прекратил свое существование еще около 2 млрд. лет назад, и характеризовался своей геологией, геодинамикой, тектоникой, магматизмом, метаморфизмом, своей атмосферой и гидросферой и т.д., т.е. на практике это тогда была совершенно «другая» Земля. Только ее непредвзятое изучение может пролить свет на то, что именно происходило на ранних стадиях ее развития и какие именно процессы это обеспечивали. Получение таких данных имеет фундаментальное значение также для понимания ранних этапов становления и развития других планет земной группы, которые развивались по такому же сценарию (Богатиков и др., 2010).

*Проблема первичной земной коры.* Считается, что первичная кора Земли была базальтовой, а сиалическая кора появилась в результате процессов субдукции. Вместе с тем, этот механизм отнюдь не является единственным для формирования расплавов среднего и кислого состава. К такому же результату должно привести направленное затвердевание глобального магматического океана, который, по мнению многих

специалистов, появился после аккреции Земли. Возникшие в результате кристаллизационной дифференциации низкотемпературные расплавы кислого состава были «согнаны» к его поверхности, образуя первичную сиалическую кору (континентального типа), которая имела тогда глобальное распространение.

*Особенности тектоно-магматических процессов в раннем докембри.* Главными типами тектонических структур в архее и раннем палеопротерозое являлись одновременно развивавшиеся гранит-зеленокаменные области (ГЗО) и разделяющие их гранулитовые пояса (ГП). Вдоль границ этих главных структур формировались промежуточные зоны пологого тектонического течения типа Беломорского подвижного пояса на Балтийском щите (Шарков, Богатиков, 2010) или промежуточных зон в гранулитовом поясе Лимпопо (Van Reenen et al., 1992). ГЗО представляли собой области подъема, растяжения и сноса, а ГП – сжатия и погружения, сопровождавшегося появлением первых осадочных бассейнов. Формирование этих мегаструктур сопровождалось образованием региональной структурно-метаморфической зональности.

Матрицы ГЗО в основном образованы разгнейсованными породами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ), по существу - в разной степени переработанной первичной корой, в которых развита неправильная сеть зеленокаменных поясов (ЗКП); на их долю приходится порядка 10-20% площадей ГЗО. В разрезе ЗКП преобладали происшедшие за счет деплетированных ультрамафических субстратов высоко-Mg вулканиты коматиит-базальтовой и реже - бонинитоподобной серий; андезиты и дациты встречаются обычно в подчиненном количестве. ЗКП представляют собой проторифтовые структуры над головными частями мантийных суперплюмов первого поколения, обеспечивавших подъем ГЗО. Появление ЗКП означает начало собственно геологических процессов на Земле.

Гранулитовые пояса, например, неоархейский *Кольско-Норвежский пояс* в Кольском кратоне, представляют собой зоны интенсивных деформаций в условиях умеренных давлений (6-7 кбар, локально до 8.5 кбар) и повышенных температур (700-850°C); в отличие от ГЗО, в них преобладал синкинематический коровый чарнокит-эндербитовый магматизм. Эти пояса возникали над зонами нисходящих течений в мантии между растекающимися головными частями мантийных плюмов, где накапливались продукты сноса с соседних ГЗО, а также избытки корового материала, возникшие при образовании проторифтовых структур. Повышение температуры в этих структурах связывается с выделением тепла при интенсивных механических

деформациях (фрикционное тепло), поскольку другие источники тепла здесь отсутствовали.

*Переходный период в развитии Земли* начался около 2.35 млрд. лет назад с массового появления геохимически-обогащенных Fe-Ti базальтов и пикритов, ассоциирующих, как и в фанерозойских континентальны крупных изверженных провинциях, с Fe-Ti толеитами и базальтами E-MORB типа (Шарков, Богина, 2009). Их появление связывается с подъемом мантийных плюмов второго поколения (термохимических), характерных для фанерозоя и существующих вплоть до настоящего времени. Согласно геофизическим данным, их корни располагаются на границе жидкого ядра и силикатной мантии (Maryama, 1994; Добрецов и др., 2001). Благодаря наличию флюидов, выделявшихся из жидкого ядра, они поднимались до более высоких гипсометрических уровней, и растекание их головных частей приводило к разрывам вышележащей древней литосферы, формированию движущихся в разных направлениях литосферных плит и появлению и разрастанию океанической коры, т.е. к появлению плейт-тектоники. Этот тип активности окончательно утвердился около 2 млрд. лет назад и существует поныне, приводя к возникновению и распаду суперконтинентов (Коламбия, Родиния, Пангея и др.) и постепенной замене первичной сиалической коры на вторичную - базальтовую.

Таким образом, докембрийские кратоны, по-существу, представляют собой реликты (блоки) литосферы ранней Земли, существовавшей до середины палеопротерозоя и характеризовавшейся своей геологией, геодинамикой, магматизмом и т.д. Этот период ее эволюции окончательно завершился в середине палеопротерозоя, после чего наша планета необратимо вступила на современный путь развития. Поэтому популярная сейчас идея «подгонки» геологии докембрия под современную плейт-тектоническую модель на основе геохимических особенностей пород начинает серьезно тормозить изучение реальных геологических процессов первой половины истории Земли. Поскольку планеты земной группы развивались по такому же сценарию, изучение реальных геологических процессов в раннем докембрии позволит понять, как именно происходило формирование и развитие твердых планет.

**ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО  
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ОБРАЗОВАНИЕ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА  
(НА ПРИМЕРЕ ТЕРРЕЙНОВ ХАНГАЙСКОЙ ГРУППЫ).**

*В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский*

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
РАН, Москва, Россия

Террейны докембрийской коры распространены в разновозрастных складчатых зонах Центрально-Азиатского складчатого пояса, но особенно широко в области раннепалеозойских (каледонских) его структур, определяя мозаично-блоковое строение последних. В отношении природы этих террейнов нет общего мнения. С одной стороны, предполагается, что они отвечают фрагментам краевых участков Родинии, возникших при ее распаде и рассредоточенных по площади палеоокеана, с другой, они рассматриваются в качестве фрагментов неопротерозойских комплексов Палеоазиатского океана, последовательно аккретированных к Сибирскому континенту в неопротерозое. В строении таких террейнов встречаются фрагменты раннедокембрийской коры, раннебайкальские и позднебайкальские структуры. Одновозрастные комплексы, как правило, плохо коррелируются между различными террейнами, отражая тем самым сложный характер эволюции той части геологического пространства, в котором возник Палеоазиатский океан. Особый интерес в плане расшифровки истории формирования этого океана представляют террейны внутренних участков ЦАСП, которые трудно связать с особенностями развития краевых участков платформы.

В последние годы получен большой объем новой геологической информацией, раскрывающей особенности строения террейнов, сгруппированных в Центральной Монголии в районе Хангая (Хангайская группа террейнов). Показаны существенные различия в развитии Байдарикского, Дзабханского, Тарбагатайского и Сонгинского террейнов (Козаков и др., 2011, 2012, 2013, 2014).

Байдарикский композитный террейн включает блок архейских и палеопротерозойских структур, поздне-неопротерозойских (позднебайкальских) Тацаингольского блока, а также офиолитов Баян-Хонгорской зоны. Дзабханский террейн сложен неопротерозойскими кристаллическими образованиями.

Тарбагатайский террейн также включает блок раннепротерозойских структур с крупными массивами анортозитов. С северо-запада он обрамляется раннебайкальскими метаморфическими комплексами, аккретированными к нему около 800 млн. лет назад.

Сонгинский террейн содержит ряд структурных зон, различающихся составом слагающих их пород: Баяннурскую, Холбонурскую и Дзабхан-Мандалскую. Баннурская зона занимает северо-западную часть Сонгинского выступа и сложена гнейсами и мигматитами баяннурского комплекса, сформированными по терригенным породам. Возраст структурно-метаморфических преобразований комплекса – 800 млн. лет.

В строении Холбонурской зоны выделяется три комплекса пород (базитовый, кремнисто-базальтовый, вулканогенно-молассовый), которые были сформированы в океанических обстановках, но при этом различаются составом магматических продуктов, а также характером их ассоциаций с осадочными образованиями. Породы *базитового комплекса* имеют составы, близкие к базальтам ОИВ типа. Их формирование скорее всего было связано с образованием океанического острова или лавового плато типа Онтонг-Ява. На поздней стадии развития комплекса его породы были рассечены дайками, сложенными базитами типа MORB, изотопно-геохимическим источником которых служила деплетированная мантия.

*Кремнисто-базальтовый комплекс* представлен толщей, сложенной переслаивающимися пачками вулканически, кремнистых и кремнисто-терригенных и в меньшей степени, карбонатных пород. Изотопно-геохимические параметры вулканических пород комплекса отвечают относительно деплетированным источникам расплавов, близких по характеристикам к E-MORB. Предполагается формирование комплекса на склоне поднятия, возможно, типа срединно-океанического хребта.

*Вулканогенно-молассовый комплекс* характеризуется развитием вулканических пород дифференцированной серии, которые обладают геохимическими характеристиками, типичными для конвергентных границ плит. В терригенной части комплекса участвуют внутриформационные конгломератов и олистолиты, которые формировались в основном за счет местного материала, в первую очередь пород вулканической гряды. Образование комплекса сопровождалось комагматичными интрузиями гранитоидов. Полученные характеристики позволяют связывать комплекс с внутриокеанической дугой.

Все три комплекса холбонурской зоны представляют фрагменты ювенильной коры, сформированной в различных участках палеоокеана, в пределах которого, по-видимому, располагался также турбидитовый террейн Баяннурской зоны. Процессы тектонического совмещения этих комплексов и их превращения в складчатую зону произошли около 800 млн. лет в результате аккреции к континентальному массиву, фрагмент которого представляет Тарбагатайский блок, наращивающий структуры Сонгинского блока к востоку.

Дзабхан-Мандалская зона сложена метаморфическими комплексами, которые следует рассматривать как более глубокие уровни экспозиции Холбонурской зоны. Сходство устанавливается как на уровне отдельных комплексов, так и возрастных рубежей их формирования.

Проведено сопоставление террейнов Хангайской группы с Тувино-Монгольским и Байкало-Муйским супертеррейнами. Показано: 1. Общим для них является наличие раннедокембрийских блоков разного строения. 2. Практически все рассматриваемые аккреционные террейны сложены комплексами пород, связанными с процессами ювенильного корообразования разной геодинамической природы – океаническими островами, срединно-океаническими хребтами, островными дугами, турбидитовыми террейнами, пассивными окраинами. 3. Процесс раннебайкальской аккреции в их пределах происходил практически одновременно, независимо от различий в строении и составе террейнов. 4. После своего формирования практически все аккреционные террейны были вовлечены в процессы внутриплитной переработки, завершившимися расколами и формированием новой океанической литосферы.

Рассматривается следующая схема геологических процессов, приведших к формированию Палеоазиатского океана и появлению в его пределах докембрийских террейнов.

1. Наличие фрагментов палеопротерозойских структур в составе террейнов позволяет связать образование последних с процессами аккреции неопротерозойских комплексов к блокам с раннедокембрийской континентальной корой, входившим в состав суперконтинента Родиния. Различия в составе и строении отдельных террейнов и, прежде всего, входящих в их состав раннедокембрийских блоков, очевидно, свидетельствуют о значительных размерах возникшей аккреционной области.

2. Спустя 20-30 млн лет после завершения аккреционных процессов, новообразованная аккреционная область была вовлечена в процессы внутриплитной активизации, индикаторами которых стали многочисленные анорогенные гранитоиды,

пироксенит-габбро-норитовые и габбро-анортозитовые расслоенные массивы, массивы высокотитанистых габбро, дайковые пояса и т.д. Этот магматизм был синхронизирован с рифтогенезом, который охватил ряд континентов, входивших в состав Родинии. С этим рифтогенезом также связывается раскол между Сибирью и Ларентией, в зоне которого в интервале 725 – 640 млн. лет назад возникли многочисленные массивы ультраосновного щелочного состава с карбонатитами, сформировался дайковый пояс Франклин, а также началось образование Палеоазиатского океана.

3. В процессы рифтогенеза было вовлечено раннебайкальское складчатое обрамление Родинии. Раскол, по-видимому, следовал вдоль границ континентальных массивов с палеопротерозойской корой, поэтому в состав новообразованных блоков (террейнов) попадали не только собственно неопротерозойские аккреционные комплексы, но и фрагменты древнего фундамента суперконтинента. Процессы раскола рассредоточили эти террейны по площади Палеоазиатского океана. Их последующее объединение в составные террейны, вероятно, произошло в конце неопротерозоя и было связано с перестройкой системы литосферных плит в палеоокеане, завершившей позднебайкальский этап корообразования. Наиболее ранним стадиям развития Палеоазиатского океана в структурах докембрийских террейнов, по-видимому, отвечают офиолиты Баян-Хонгорской зоны с характеристиками внутриплитного (OIB) магматизма и Шишхидской зоны, сложенной островодужными комплексами.