

## 4-D МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА В АРХЕЕ КАК СИНТЕЗ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Слабунов А.И.<sup>1</sup>, Хёлтта П.<sup>2</sup>, Шаров Н.В.<sup>1</sup>, Нестерова Н.С.<sup>1</sup>

1. Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

2. Геологическая служба Финляндии, Эспоо

## A 4-D FRAMEWORK OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD EARTH CRUST GROWTH IN ARCHEAN: SYNTHESIS OF OFF THE SHELF GEOLOGICAL DATA

Slabunov A.I.<sup>1</sup>, Hölttä P.<sup>2</sup>, Sharov N.V.<sup>1</sup>, Nesterova N.S.<sup>1</sup>

1. Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk

2. Geological Survey of Finland, Espoo

The eastern Fennoscandian (Baltic) Shield consists dominantly of Archean bedrock that can be divided into the Karelian, Murmansk, Belomorian, Kola, and Norrbotten provinces, each having a distinct crustal growth and subsequent reworking history. The Karelian craton and the Kola province falls into relatively large terrains that differ in the age and composition of their rock constituents.

The Fennoscandian Shield is split up into three fragments of the Paleoproterozoic (3.5-3.2 Ga) continental crust that presumably existed as one microcontinent. About 3.1 Ga ago it broke up.

Ca. 3.05 Ga ago a new growth cycle of the continental crust began. During the 3.05-2.95 Ga period the crust was forming by subduction and subsequent accretion to the largest old Vodlozero block. Mantle-plume magmatism manifests itself in the central part of the block.

The main bulk of continental crust of Fennoscandian Shield in Archean was formed during the 2.95-2.82 Ga period. Fragments of island-arc volcanics, ophiolites, eclogites have been encountered in the Fennoscandian Shield. The basic continental crust-forming geodynamics is provided by subduction-accretion processes.

These processes also dominated over the 2.78-2.72 Ga period when island-arc volcanics, the eclogites and suprasubduction ophiolites were produced too.

During the 2.72-2.58 Ga period collision and postcollision processes took place in the central part of the continent. The Belomorian belt is the core of the collisional orogen, and accretion processes continued north and south of the core of the orogen.

2.5 Ga ago, rift formation marked the beginning of a new cycle in the lithospheric evolution of the Fennoscandian Shield. In the preceding period (2.58-2.5 Ga) endogenous activity faded out.

The duration of formation of the continental crust in the eastern Fennoscandian Shield in Mesoproterozoic time and its main stages is comparable to their duration in the classical Wilson cycle: total duration is ca. 650 Ma (from 3.1 to 2.5 Ga), including the initial stage – ca. 50 Ma, the early stage – 330 Ma (3.05–2.72 Ga), the middle (collision) stage – 30 Ma (2.72–2.69 Ga), the late stage – 110 Ma (2.69–2.58 Ga) and the final stage – 80 Ma (2.58–2.5 Ga).

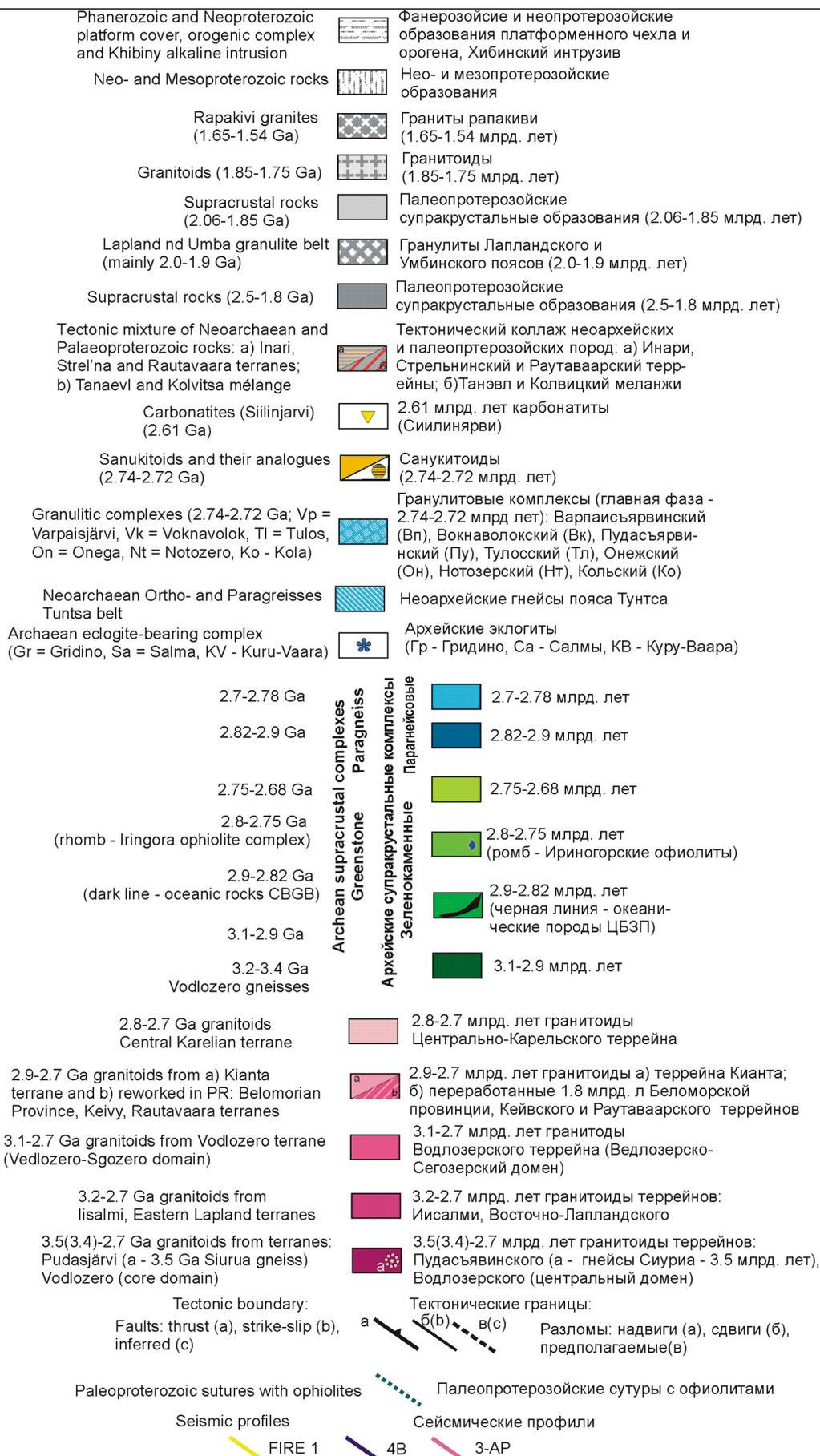
Available data on the eastern Fennoscandian Shield suggest that the formation patterns of the continental crust in Archean and Phanerozoic time are fairly similar.

4D модель – это не что иное, как хорошо известная визуализированная картина развития земной коры, т.е. схема ее эволюции в пространстве и времени. Визуализация может быть различной: 1) серия временных срезов с обозначением на каждом из них пространственного (на плоскости) расположения отдельных террейнов, ориентировки зон субдукции, спрединга, коллизионных сутур, положение проявлений плюмового магматизма, что позволяет оценивать кинематику литосферных плит как на плоскости, так в глубину (в третьем измерении); 2) мультимедийная анимация, позволяющая демонстрировать на экране движения отдельных террейнов и литосферных плит.

Схемы эволюции земной коры Фенноскандинавского (Балтийского) щита в архее обсуждались многими исследователями: как для структуры в целом (Gaál, Gorbatshev, 1987), так и для отдельных его частей (Кожевников, 2000; Куликов, Куликова, 1985; Минц и др., 1999; Светов, 2005; Светов, Свиреденко, 1991; Слабунов, 2008; Ruotoistenmäki, 1996).

Реконструкция взаимного расположения террейнов в пространстве проводится в настоящей работе на основании корреляции геологических событий в них, оценке геодинамических обстановок, понимания глубинного строения земной коры по геофизическим (сейсмическим, особенно) данным и принципа актуализма.





Однако в будущем, для определения пространственного расположения геологических тел могут быть использованы данные палеомагнитных исследований. Для неархея Фенноскандинавского щита пока проведен небольшой объем таких работ (Лубнина, Слабунов, 2009 и ссылки там). Они показали, например, что Карельский кратон находился в неархее в тропических-умеренных широтах южного полушария и дрейфовал в тропические, а также, что траектория движения различных террейнов несколько отличалась до их объединения (Лубнина, Слабунов, 2009). Более того, рассматриваемый фрагмент литосферы входил в состав более крупной геодинамической системы и к концу архея стал, вероятно, частью первого суперконтинента Кенорленд, конфигурация которого в настоящее время широко обсуждается (Лубнина, Слабунов, 2011; Bleeker, 2003 и ссылки там). Таким образом, палеомагнитные исследования перспективны для понимания пространственного расположения фрагментов литосферы и в архее, но пока из-за ограниченного набора измерений используются мало.

Континентальная кора, сформировавшаяся в архее, составляет большую часть восточной части Фенноскандинавского (Балтийского) щита (рис. 1). Ее тектоническое районирование по времени становления коры позволяет выделить Карельскую, Мурманскую, Беломорской, Кольскую и Норрботтен провинции (Слабунов и др., 2006; Hölttä et al., 2008; Slabunov et al., 2006 и ссылки там). Каждая из них имеет свои особенности формирования коры в архее и ее переработки в протерозое. Две первые и последняя структуры рассматриваются как неархейские кратоны, Беломорская и Кольская – как докембрийские подвижные пояса. Более детальное районирование провинций проводится на основе террейнового анализа, т.е. выделяются геологические тела региональной размерности, история формирования которых отличается от соседних и от которых они отделены разломами. Для понимания особенностей строения террейнов важное значение имеют данные сейсмического профилирования (Шаров и др., Mints et al., 2009 и ссылки там).

Большая часть (~80%) архейских провинций сложена гранитогнейсами, среди которых залегают зеленокаменные, парагнейсовые и гранулитовые комплексы. В составе Карельской провинции (кратона) выделяются следующие террейны: Водлозерский (состоит из двух доменов), Центрально-Карельский, Кианта, Хириналми, Виеки, Иисалми, Пудасъярвинский, Восточно-Лапландский (рис. 1). В Кольской: Кольско-Норвежский, Кейвский, Сосновский и Колмозеро-Воронья, Инари и Стрельнинский (Балаганский, 2002; Слабунов и др., 2006, Hölttä et al., 2008 и ссылки там). Террейны различаются возрастом и составом слагающих их пород. На геолого-геофизических профилях (рис. 2, 3) отчетливо виден надвиговый характер границ этих структур, вариации строения земной коры. В частности, обращает на себя внима-

ние чешуйчато-надвиговая структура Беломорской провинции, что хорошо согласуется с геологическими данными (Миллер, Милькевич, 1995).

Детальное описание большей части террейнов выполнено ранее (Лобач-Жученко и др., 2000; Слабунов и др., 2006, Slabunov et al., 2006), но позднее строение ряда из них было уточнено, а также обосновано выделение новых (Hölttä et al., 2011 и ссылки там). Так, в составе Западно-Карельской структуры (часто рассматриваемой как самостоятельный террейн) выделяется три террейна: Кианта (Kianta), Хириналми (Hirynsalmi) и Виеки (Vieki). Террейн Кианта представлен, главным образом, мезо-неархейскими (2.84-2.75 млрд. лет – далее Ga), с небольшой долей мезоархейских (2.96-2.80 Ga) ТТГ, зеленокаменными комплексами в поясах Кухмо-Типасъярви-Суомуссалми и Костомукшском. Санукитоидные массивы здесь образовались около 2.72 Ga. Террейн Хириналми отделяется от Кианты пологопогружающимся на запад разломом (рис. 3) и существенно отличается от последнего по составу: здесь широко развиты неархейские (около 2.7 Ga) парагнейсы с прослоями амфиболитов (MORB-тип) комплекса Нурмес (Kontinen et al., 2007). Последний сформировался, очевидно, в задуговом бассейне. Наиболее молодые граниты, секущие парагнейсы, имеют возраст 2.71-2.69 Ga. Террейн Виеки – небольшая тектоническая пластина, сложенная ТТГ двух возрастных групп 2.79-2.77 Ga и 2.75-2.73 Ga и мезоархейским зеленокаменным комплексом (пояс Ипатти). Он граничит на востоке с Центрально-Карельским террейном. Террейн Раутаваара (Rautavaara) является пограничным между Западно-Карельской структурой и расположенными к западу террейнами Пудасъярви и Иисалми. Он состоит из неархейских (2.75-2.68 Ga) парагнейсов, тоналитов, санукитоидов и гранулитов, которые интенсивно переработаны около 1.89 Ga.

Центрально-Карельский террейн состоит, главным образом, из неархейских санукитоидов, ТТГ, зеленокаменных комплексов, гранулитов. Эта структура выделяется среди остальных высокой долей санукитоидных массивов среди гранитов. В составе террейна выделяется два домена: Таваярви-Гимольский и Вокнаволоок-Иломантси, разделенные, вероятно, палеопротерозойским разломом (рис. 2).

Корреляция главных геологических событий проведена в выделенных террейнах на основе данных по геохронологии цирконов, главным образом (рис. 4). Кроме того, исследования сфенов показали (Бибикова и др., 1999; Нестерова и др., 2010 и ссылки там), что возраст изотопной системы этого минерала-геохронометра в породах Карельской провинции варьирует от 2.85 до 2.52 Ga, тогда как в Беломорской – 2.0-1.75 Ga (рис. 5). Наиболее древние возрасты сфенов (древнее 2.8 Ga) устанавливаются в пределах Водлозерского террейна, в то время



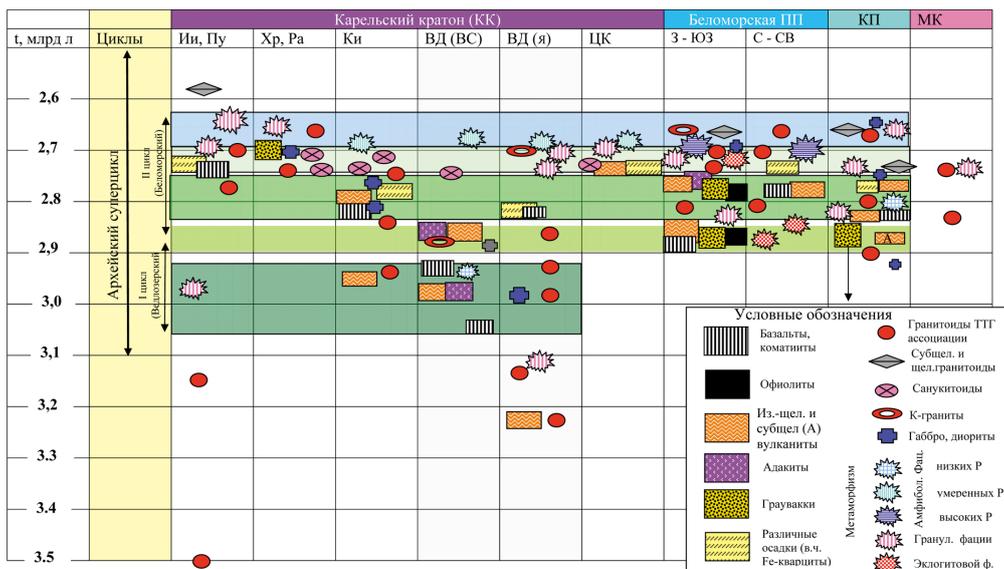


Рис. 4. Корреляция архейских зеленокаменных, парагнейсовых, гранитоидных и метаморфических комплексов террейнах (Ии – Иисалми, Ра – Раутаваара, Ха – Хиринсалми, Ки – Кианта, ВД (ВС) – Ведлозерско-Сегозерский ЗП Водлозерского террейна, ВД(я) – ядерная часть Водлозерского террейна, ЦК – Центрально-Карельский) Карельского кратона (КК), Беломорском (3-ЮЗ – западная – юго-западная часть, С-СВ – север-северо-восточная часть) подвижном поясе и Кольской (КП) провинциях, Мурманском (МК) неархейском кратоне Фенноскандинавского щита (Слабунов, 2008 с дополнениями по Hölttä et al., 2011).

Fig. 4. Correlation of Archean greenstone, paragneiss magmatic complexes and metamorphic events in the eastern Fennoscandian (Baltic) Shield

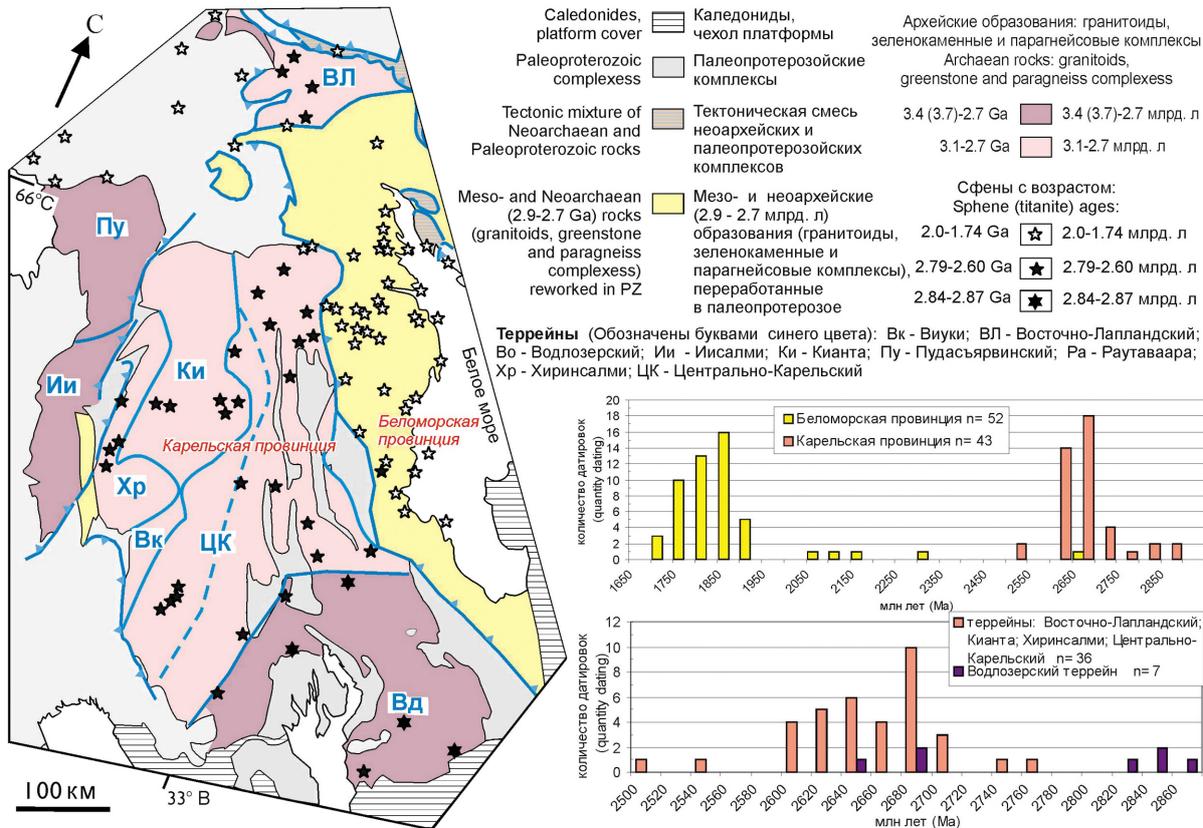


Рис. 5. Расположение датировок сфенов на схеме тектонического районирования Карельской и Беломорской провинций и гистограммы распределения их U-Pb возрастов (Нестерова и др., 2010 и ссылки там)

Fig. 5. Location of spene dating on the scheme of tectonic structure of Karelian and Belomorian provinces and histograms of their U-Pb ages distribution (Nesterova et al., 2010 and references herein)

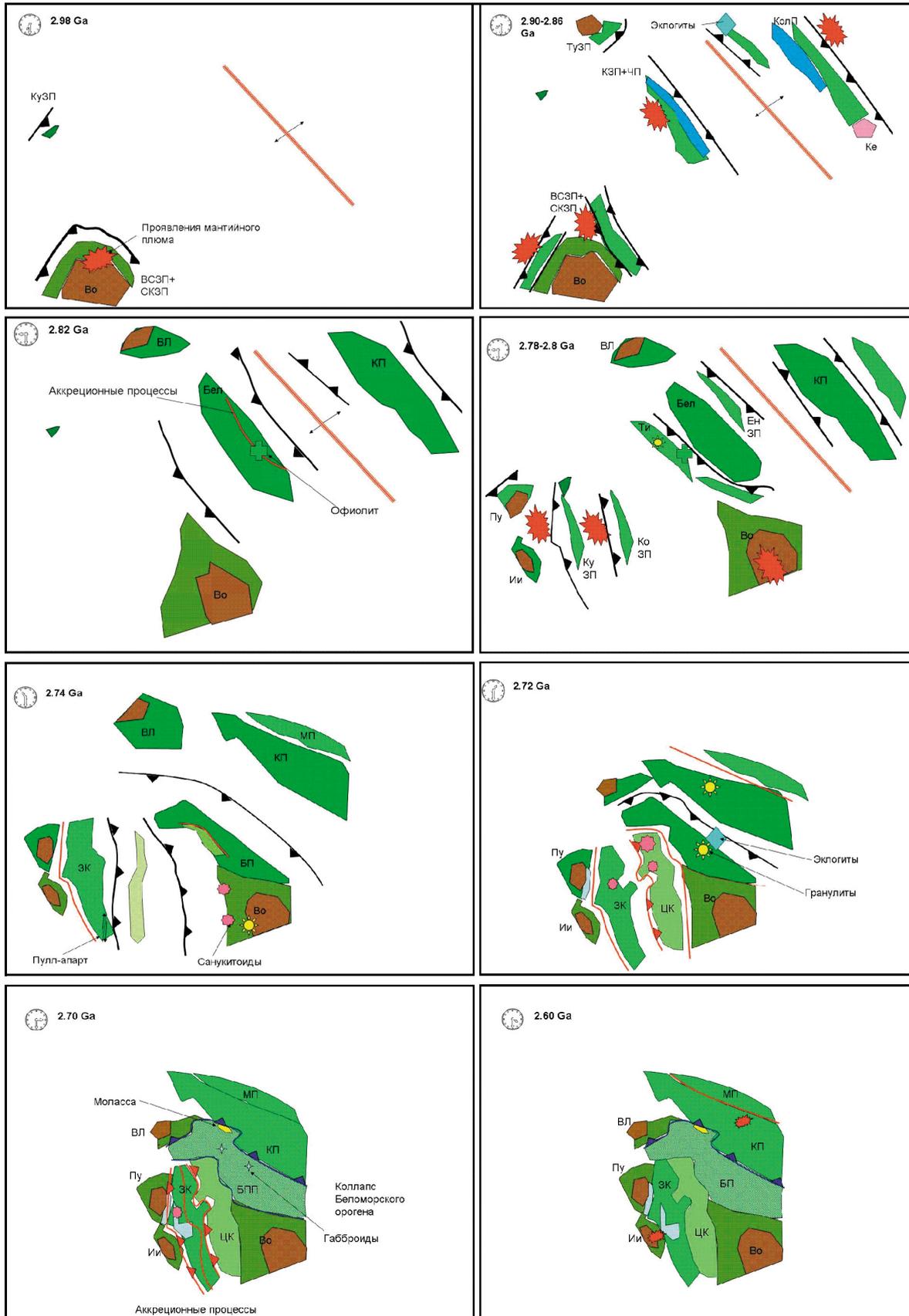


Рис. 6. Пространственно-временная (4D) модель формирования земной коры восточной части Фенноскандинавского щита

Fig. 6. 4D model of growth and amalgamation of continental crust of the eastern Fennoscandian Shield.

как сфены из пород Центрально-Карельского – имеют возраст 2.63–2.74 Ga (рис. 5). Эти данные позволяют оценивать время поздних крупных термальных или тектонических событий в различных структурах щита.

Анализ геохронологических, геологических, изотопно-геохимических и геофизических данных позволяет провести геодинамические реконструкции для архейского (3.2–2.6 Ga) времени (рис. 6).

В составе щита выделяется три фрагмента палеоархейской (3.5–3.2 Ga) континентальной коры. Находки более древних хадейских-эоархейских зерен цирконов в архейских и палеопротерозойских осадках (Кожевников и др., 2010, Мыслова и др., 2005) свидетельствует о том, что в областях сноса в конце архея и ятулии находились и более ранние фрагменты коры. Около 3.1 Ga древний блок коры, по-видимому, распался.

Около 3.05 Ga начинается новый цикл роста континентальной коры. В период 3.05 – 2.95 Ga она формируется путем субдукции и последующего аккрецирования к наиболее крупному фрагменту коры – древнему ядру Водлозерского террейна (Светов, 2005 и ссылки там). В центральной части последнего фиксируется проявление мантийно-плюмового магматизма (Ранний..., 2005). Кроме того, в этот период, вероятно, сформировалась субдукционная система, фрагменты которой (группа Лоума) фиксируется в западной части Карельского кратона.

В период 2.95 – 2.82 Ga, когда сформировался наибольший объем континентальной коры региона, ее рост фиксируется благодаря комплексам на юго-востоке Карельской провинции, на смежной с ней территории Беломорской, а также в Кольской. В Беломорской провинции известны фрагменты офиолитов этого периода (Слабунов, 2008), а также более ранние (2.87 Ga) эклогиты (Mints et al., 2010 и ссылки там). Основной механизм формирования континентальной коры – субдукционно-аккреционные процессы.

Эти процессы доминируют и в период 2.78–2.72 Ga. Именно в это время формируются, например, неоархейские эклогиты (Володичев и др., 2004), супрасубдукционные офиолиты (Shchipansky et al., 2004 и ссылки там). Вместе с тем, в начале этого этапа (2.8–2.78 Ga) и процессы континентального рифтогенеза фиксируются, например, в Водлозерском террейне (Кожевников и др., 2006). В западной части Карельского кратона начинается формирование массивов санукитоидов, особенно крупные – в Центрально-Карельском террейне (рис. 1).

В период 2.72–2.58 Ga в результате столкновения Водлозерского, Центрально-Беломорского и, вероятно, Кольского и Норрботтенского микроконтинентов формируется коллизионный ороген, ядро которого сохранилось в Беломорской провинции. Комплекс тектонитов пояса Тунтса (рис. 1) в восточной Лапландии, по-видимому, марки-

рует фрагмент одного из надвигов, по которому происходило движение пластин континентальной коры в ходе коллизии. Вслед за формированием орогена начинается его коллапс (Слабунов, 2008), который проявляется в образовании вулканогенно-грубообломочных комплексов и внедрении габброидов в Беломорской провинции (рис. 1). В террейне Хиринсалми формируется в этот период парагнейсовый с силлообразными телами базитов комплекс Нурмес и близкие по возрасту гранитоиды (Kontinen et al., 2007).

2.5 Ga назад с рифтогенеза начинается новый цикл эволюции литосферы Фенноскандинавского щита (Балаганский, 2002).

Продолжительность формирования континентальной коры восточной части Фенноскандинавского щита во второй половине архея в целом и ее главных стадий сопоставима с их продолжительностью в рамках классического цикла Вилсона (Слабунов, 2008).

*Работа выполняется при поддержке РФФИ (грант No 11-05-00168).*

### Литература

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. СПб. 2002. 32 с.

Библикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Т. Шельд. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Библикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. 223 с.

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. 19–41.

Кожевников В. Н., Скублов С. Г., Марин Ю. Б. и др. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // ДАН. 2010. Т. 431. № 1. С. 85–90

Куликов В.С., Куликова В.В. Некоторые черты эндогенных режимов в докембрии Карельского региона // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука. 1985. С. 187–192.

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.

- Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Палеомагнетизм неархейской полифазной Панозерной интрузии Фенноскандинавского щита // Вестник Московского Университета. Серия Геология. 2009. №6. С. 18–25.
- Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Неоархейский суперконтинент Кенорленд: палеомагнитный и геологический аспекты // Международная конференция, посвященная памяти Виктора Ефимовича Хаина. Современное состояние наук о Земле. 2011. С. 1192–1194.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.
- Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир. 1996. 277 с.
- Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82–85.
- Нестерова Н.С., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И. U-Pb возраст сфена Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов Карельского кратона // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXI молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. СПб. 2010. С. 59–62.
- Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука. 1991. 197 с.
- Светов С.А. Магматические системы перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 298 с.
- Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. № 6. 2006. С. 3–32.
- Шаров Н.В., Слабунов А.И., Исанина Э.В. и др. Сейсмогеологический разрез земной коры по профилю ГСЗ – ОГТ «Суша-Море» Калевала-Кемь-горло Белого моря // Геофизический журнал. 2010. Т. 32. № 5. С. 21–34.
- Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. Vol. 71. P. 99–134.
- Gaál G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 15–52.
- Hölttä P., Balagansky V., Garde A. et al. Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. Special Issue. 2008. Vol. 31. № 1. P. 13–19.
- Hölttä P., Halla J., Heilimo E. et al. Archean of the Karelian province in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper. 2011 (in press)
- Kontinen A., Käpyaho A., Huhma H. et al. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: Provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation // Precambrian Research. V. 152. 2007. P. 119–148.
- Kontinen A., Paavola J. A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archean complex between Vartiuss and Vieremä, based on constraints from surface geology and FIRE 1 seismic survey: Geological Survey of Finland. Special Paper 43. 2006. P. 223–240.
- Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I. T. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1. Geological Survey of Finland, Special Paper 43. 2006. P. 45–76.
- Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. Geology. 2010. Vol. 38. P. 739–742.
- Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V. A three-dimensional model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia craton and Belomorian tectonic province // Tectonophysics. 2009. Vol. 472. P. 323–339.
- Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V. et al. 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE BalticShield, Russia // Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 425–487.
- Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V. et al. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds) Geological Society, London, Memoirs, 32. 2006. P. 627–644.
- Ruotoistenmäki T. A schematic model of the plate tectonic evolution of Finnish bedrock. Espoo. Geological Survey of Finland. Report of Investigation 133. 1996. 23 p.