

УДК 551.24.02

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОБЪЕМНОЙ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА

**М. В. Минц**

*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

Результаты нашего исследования изложены в двух взаимосвязанных последовательных публикациях. В статье «Объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования» (М. В. Минц, Е. Ю. Соколова и рабочая группа ЛАДОГА) представлена объемная модель глубинного строения позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена. Модель базируется на скоординированных данных геологического картирования, сейсморазведки в отраженных волнах по профилям FIRE-2-2а-1 и FIRE-3-3а, использует сечения 3-мерной плотностной модели коры, результаты магнитотеллурических исследований по профилю Выборг-Суоярви в Северном Приладожье и материалы ранее проведенных финскими исследователями магнитотеллурических исследований в Южной Финляндии. В настоящей статье эти результаты использованы в качестве отправной точки для развития эволюционной модели и определения места Свекофеннского орогена в строении и истории палеопротерозойского Лавро-Русского внутриконтинентального орогена. Палеопротерозойский орогенез захватил преобладающую часть Лавроскандии – палеоконтинента, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны. Обсуждение особенностей строения коры и эволюции Лавро-Русского орогена приводит к заключению о том, что зарождение и эволюция этого орогена состояли в причинной связи с развитием палеопротерозойского суперплюма, инициировавшего, в свою очередь, процессы тектоно-плитного типа. Эволюция Лавро-Русского орогена включает три периода интенсивного развития (~2,5; 2,2–2,1 и 1,95–1,87 млрд лет). В осевой зоне внутриконтинентального орогена возник Свекофеннский – Пре-Лабрадорский океан, при закрытии которого вдоль обрамляющих континентальных окраин были сформированы аккреционные орогены Свекофеннский и Пре-Лабрадорский.

**Ключевые слова:** Свекофеннский ороген; сейсморазведка отраженных волн; магнитотеллурическое зондирование; объемная модель коры; Фенноскандинавский щит; палеопротерозой; модель эволюции; геодинамика.

### **M. V. Mints. 3D MODEL OF THE DEEP STRUCTURE OF THE SVECOFENNIAN ACCRETIONARY OROGEN: A GEODYNAMIC INTERPRETATION**

The results of this study are reported in two related successive publications. The article “3D model of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen based on data from CDP seismic reflection method, MT sounding and density modeling” (M. V. Mints, E. Yu. Sokolova, LADOGA Working Group) presented a 3D model of the deep structure of the Late Paleoproterozoic Svecofennian accretionary orogen. The model is based on

harmonized data of geological mapping, FIRE-2-2a-1 and FIRE-3-3a seismic reflection profiling, using sections of the 3D crustal density model, results of magnetotelluric surveys along the Vyborg-Suojarvi profile in the Northern Ladoga area and materials from MT surveys previously carried out by Finnish specialists in Southern Finland. In this paper these results were used as the baseline for the construction of the evolutionary model and determination of the position of the Svecofennian orogen in the structure and history of the Paleoproterozoic Lauro-Russian intracontinental orogen. This Paleoproterozoic orogeny swept the predominant part of Lauroscandia, a paleocontinent that united the North American and the East European cratons. Interpretation of the structural features and evolution of the Lauro-Russian orogen leads to the conclusion that its onset and evolution had a causative relation to the development of the Paleoproterozoic superplume which, in turn, initiated plate tectonic events. The evolution of the Lauro-Russian orogen included three intensive development periods (~2.5; 2.2–2.1 and 1.95–1.87 Ga). In the axial zone of the intracontinental orogen there appeared the Svecofennian Pre-Labrador Ocean, and the accretionary Svecofennian and Pre-Labrador orogens formed along its continental margins after its closure.

**Key words:** Svecofennian orogen; seismic reflection surveying; magnetotelluric sensing; 3D crustal model; Fennoscandian shield; Paleoproterozoic era; evolution model; geodynamics.

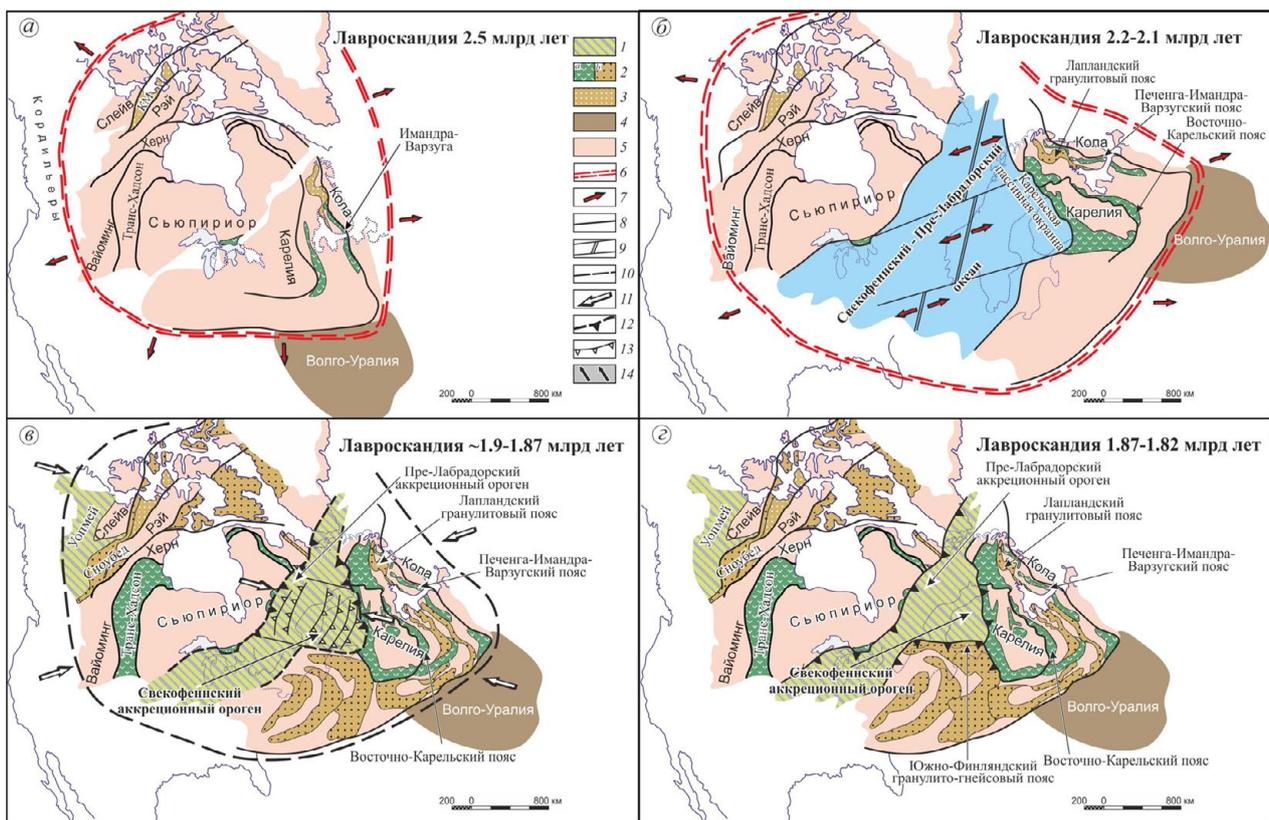
## Введение

В конце прошлого – начале нынешнего столетия были завершены исследования глубинного строения восточной части Фенноскандинавского щита и фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах территории России на базе сейсмопрофилирования методом отраженных волн – общей глубинной точки (МОВ-ОГТ) по геотраверсам 1-ЕВ и Татсейс и профилю 4В. Объемные модели коры и согласованные с ними модели эволюции раннедокембрийской коры представлены в значительном числе публикаций. Наиболее полная и систематическая характеристика результатов этих исследований опубликована в двух монографиях на русском и английском языках [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. В то же самое время аналогичные исследования были проведены в юго-восточной части Фенноскандинавского щита по системе профилей проекта FIRE в Финляндии [Kukkonen, Lahtinen, 2006; Lahtinen et al., 2005, 2009]. Полученные результаты положены в основу моделей глубинного строения и геологической эволюции докембрия Финляндии [Kontinen, Raavola, 2006; Korja et al., 2006a, b; Janik et al., 2009].

Первая цель нашей работы, представленная в статье [Минц и др., 2018], состояла в создании объемной модели глубинного строения позднепалеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена, значительная часть которого расположена в Южной Финляндии, с использованием методических подходов и приемов, отработанных в процессе глубинных исследований на российской части Восточно-Европейского

кратона. Важная роль в этих исследованиях была отведена результатам магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований (МТЗ/МВЗ) по профилю Выборг-Суоярви в Северном Приладожье [Соколова и др., 2016, 2017] и использованию ранее полученных магнитотеллурических материалов по Южной Финляндии [Korja et al., 2002; Vaittinen et al., 2012]. Данные магнитотеллурики значительно расширили возможности реконструкции вещественного состава горных пород в глубинах коры.

Целью настоящей статьи явилась разработка эволюционной модели формирования Свекофеннского аккреционного орогена. Объемная модель глубинного строения была использована в качестве отправной точки при разработке эволюционной модели, определении места Свекофеннского орогена в структуре палеопротерозойского Лавро-Русского внутриконтинентального орогена и в истории палеопротерозойского орогенеза, охватившего преобладающую часть территории Лавроскандии – суперконтинента, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны (наименование этого суперконтинента было предложено академиком РАН В. Е. Хаиным [Минц, 2007]). Фактическому обоснованию модели палеопротерозойской эволюции Лавроскандии посвящен ряд публикаций [Минц, 2007, 2011; Минц и др., 2010; Mints, 2014; Mints et al., 2015], в которых представлена возрастная корреляция дугообразных гранулитно-гнейсовых поясов и осадочно-вулканических поясов низкого и умеренного уровня метаморфизма, а также продемонстрировано зеркально-симметричное расположение этих



Модель палеопротерозойской эволюции Лавро-Русского внутриконтинентального коллизионного орогена со специальным вниманием к истории Свекоефеннского аккреционного орогена [по: Mints, Eriksson, 2016 с дополнениями]. Ширина Свекоефеннского – Пре-Лабораторского океана показана ориентировочно и, скорее всего, соответствует минимальной оценке

1–3 – палеопротерозой: 1 – аккреционные комплексы, 2 – внутриконтинентальные осадочно-вулканогенные (а) и гранулитогнейсовые (b) пояса, 3 – раннепалеопротерозойские гранулитогнейсовые комплексы; 4–5 – архей: 4 – гранулитогнейсы, 5 – гранит-зеленокаменные ассоциации; 6–14 – геодинамические события и тектонические перемещения: 6 – приблизительная граница влияния суперплюма на стадии роста, 7 – ориентировка растяжения, 8 – главные тектонические границы, инициированные мантийно-плюмовой активностью, 9 – раскрытие Свекоефеннского – Пре-Лабораторского океана: осевая дивергентная граница (зона спрединга) и трансформные разломы, 10 – приблизительная граница влияния суперплюма на стадиях сокращения и отмирания, 11 – ориентировка сжатия, 12, 13 – закрытие Свекоефеннского – Пре-Лабораторского океана: конвергентные границы (12), зоны субдукции (13), 14 – заключительная коллизия: направления тектонического транспорта

Model of the Paleoproterozoic evolution of the intracontinental Lauro-Russian orogen with special attention to the history of the Svecofennian accretionary orogen (after [Mints, Eriksson, 2016] with additions). The width of the Svecofennian Pre-Labrador Ocean is conventional and most likely corresponds to the minimum estimate

1–3 – Paleoproterozoic: 1 – accretionary complexes, 2 – intracontinental sedimentary-volcanic (a) and granulite-gneiss (b) belts, 3 – Early Paleoproterozoic granulite-gneiss complexes; 4–5 – Archean: 4 – granulite-gneisses, 5 – granite-greenstone associations; 6–14 – geodynamic events and tectonic displacements: 6 – approximate boundary of superplume influence at growth stages, 7 – extension orientation, 8 – main tectonic boundaries initiated by mantle plume activity, 9 – Svecofennian Pre-Labrador Ocean opening: axial divergent boundary (spreading zone) and transform faults, 10 – approximate boundary of superplume influence at contraction stages and plume death, 11 – compression orientation, 12–13 – closure of the Svecofennian Pre-Labrador Ocean: convergent boundaries (12), subduction zones (13), 14 – final collision: directions of tectonic transport

поясов в пределах Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов (рис.).

### Геологический очерк

Район исследований, охватывающий сопредельные тектонические структуры на

юго-востоке Фенноскандинавского щита – архейского Карельского кратона и позднепалеопротерозойского Свекоефеннского аккреционного орогена, располагается в пределах России и Финляндии (см. рис. 1 в [Минц и др., 2018]). Формирование Карельского кратона, как и Кола-Карельского континента в целом,

завершилось в неогархее ~ 2,75 млрд лет назад. В дальнейшем кора достраивалась и подверглась переработке преимущественно во внутриконтинентальной обстановке. В результате процессов мантийно-плюмового типа 2,76–2,58 млрд лет назад кора архейского континента была кардинально преобразована, и не позднее начала палеопротерозоя возник суперконтинент Лавроскандия, объединивший Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны [Минц и др., 2010, гл. 1, 2; Mints et al., 2015, ch. 2, 3]. Затем в ходе палеопротерозойских процессов в пределах суперконтинента Лавроскандия был сформирован внутриконтинентальный Лавро-Русский ороген. Эволюция этого орогена включает три периода интенсивного развития: ~2,5; 2,2–2,1 и 1,95–1,87 млрд лет, когда кора архейского континента была дополнена значительными добавками ювенильного вещества [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015].

Данная статья посвящена реконструкции тектонических событий и геодинамических обстановок, связанных с пиком мантийно-плюмовой активности в среднем-позднем палеопротерозое ~ 2,2–1,8 млрд лет назад. В это время во внутренней области Карельского кратона возникли протяженные рифты, заполнявшиеся осадками и лавами базальтового и андезитобазальтового состава. Процессы растяжения сопровождалась локальными переходами от рифтинга к спредингу и частичному разрыву континентальной литосферы, в частности, вдоль границы Кухмо-Сезозерской и Кьянта гранит-зеленокаменных областей (см. рис. 1 и 2 в [Минц и др., 2018]). Место разрыва континентальной коры и кратковременное существование океанической структуры Красноморского типа фиксирует офиолитовый комплекс Йормуа, возникший 1,97–1,95 млрд лет в пределах пояса Кайнуу [Peltonen et al., 1998]. С этим пиком мантийно-плюмовой активности связано разделение суперконтинента Лавроскандия на Северо-Американскую и Восточно-Европейскую части и возникновение Свекофеннского океана [Минц, 2017]. Сформированный при закрытии Свекофеннского океана одноименный аккреционный ороген занимает центральную часть Фенноскандинавского щита. В различных местах Свекофеннского орогена в метаосадках и магматических породах были обнаружены цирконы с возрастными 2,08–1,91 и в меньшем количестве 2,78–2,45 млрд лет, что свидетельствует о существовании предшествовавшей Свекофеннской аккреции ювенильной среднепалеопротерозойской коры, включавшей в той

или иной степени ассимилированные фрагменты коры архейского возраста [Andersson et al., 2006, 2011 и ссылки в них].

Заключительным событием в палеопротерозойской истории Восточно-Европейского композитного кратона стало формирование дугообразного Лапландско-Среднерусско-Южно-Прибалтийского внутриконтинентального коллизионного орогена, охватившего Карельский кратон с севера, востока, юга и юго-запада [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. Южно-Прибалтийский сектор этого орогена с востока и северо-востока обрамлен Старая Русса – Южно-Финляндским гранулитогнейсовым поясом, который протягивается от оз. Ильмень и города Старая Русса к северу, далее через Северное Приладожье на запад вдоль северного побережья Финского залива. Протяженность пояса достигает 1200 км. Южно-Финляндская ветвь этого пояса, в отличие от нашей интерпретации, традиционно рассматривается финскими исследователями в составе Свекофеннского орогена. Наиболее часто употребляемое наименование этой структуры – Южно-Финляндский осадочно-вулканогенный комплекс. Начиная, возможно, с [Kähkönen et al., 1994] предполагается, что Южно-Финляндский пояс был сформирован в обстановке задугового бассейна зрелой островной дуги.

Объемное представление глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена и сопредельных тектонических структур – Карельского кратона и Южно-Финляндского гранулитогнейсового пояса (см. рис. 7 в [Минц и др., 2018]) позволило объединить и увязать геологическую карту и глубинные сечения коры. Совмещение сейсмических образов коры и данных о структурных закономерностях распределения (1) электропроводящих (графитсодержащих) метаосадков, переслаивающихся с вулканитами, и (2) гранитоидов, которые, напротив, характеризуются высоким электрическим сопротивлением, позволило нам уверенно проследить на сейсмических разрезах тектонические пластины обоих типов от поверхности до границы коры и мантии. Совмещение двух сейсмогеологических разрезов указывает на преобладающее северо-восточное направление погружения пород аккреционного комплекса. Погружение тектонических пластин, как следует из данных геологического картирования и в согласии с геометрическими соотношениями границы Карельского кратона и направления аккреции, сопровождалось праводвиговыми перемещениями в пределах как Карельского кратона, так и Свекофеннского аккреционного комплекса. Пограничная область

характеризуется расслаиванием и взаимным расклиниванием коры, типичным для коллизионных орогенов. На всем протяжении сейсмических профилей аккреционный комплекс ограничен снизу диффузной коро-мантийной границей зубчатого начертания: глубинные окончания погружающихся тектонических пластин визуально «растворяются» в мантии.

## Обсуждение

### *Особенности строения и эволюции Свекофеннского аккреционного орогена*

Первая детально проработанная модель геодинамической эволюции Свекофеннского орогена, учитывающая особенности глубинного строения коры, установленные сеймопрофилированием МОВ-ОГТ в рамках проекта BABEL, была представлена в работе [Lahtinen et al., 2005]. В дальнейшем вовлечение в анализ данных о глубинном строении, которые были получены в проекте FIRE, позволило тем же авторам с участием П. Хейккинена расширить модель, включив в нее представления о двух коллизионных орогенах: Лапландско-Кольском и Саво-Лапландском [Lahtinen et al., 2009]. Согласно главному выводу этих авторов, к настоящему времени центральная часть Фенноскандии представляет собой докембрийскую кратоническую область, включающую выведенные к современной поверхности глубинные уровни коры повышенной мощности, которая подстилается литосферной мантией также значительной толщины. Палеопротерозойская кора рассматривается как конечный продукт последовательных процессов аккреции, континентальной коллизии и коллапса орогена. Утверждается, что структуры аккреционного орогена были в значительной степени разрушены и лишь отдельные фрагменты аккреционного комплекса сохранились в своеобразных убежищах в промежутках между столкнувшимися жесткими блоками.

Особенности глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена, представленные в [Минц и др., 2018], позволяют обратиться к реконструкции геодинамических обстановок и истории формирования этого орогена с новых позиций. Для обоснования эволюционной модели необходимо объяснить ряд важных особенностей строения коры и коро-мантийной границы Свекофеннского орогена:

1) свидетельства существования ювенильной палеопротерозойской коры, сформированной в интервале между 2,2–2,1 и 1,9 млрд лет,

и архейского компонента в литосфере, которые были установлены в магматическом источнике аккреционного комплекса;

2) высокую скорость и кратковременность формирования монотонно погружающихся тектонических пластин и в целом аккреционного комплекса в интервале между ~1,90 и 1,87–1,82 млрд лет;

3) однотипность преобразования тектонических пластин аккреционного комплекса при погружении в мантию;

4) сохранность комплекса пород пассивной окраины в пограничной зоне Карельского кратона при отсутствии заметных свидетельств магматизма, свойственного активным окраинам, и происхождение Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса (ЦФГК).

Обсудим перечисленные особенности строения Свекофеннского аккреционного орогена с учетом новых возможностей, предоставленных анализом объемной модели глубинного строения.

1. Ранее было показано, что сложная и богатая событиями палеопротерозойская история восточной части Фенноскандии включала кратковременные и незначительные по масштабу разрывы континентальной литосферы во внутренней области архейского континента Кола-Карелия. Аналогичные явления зафиксированы в пределах обширного континента Лавроскандия, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны, одним из компонентов которого была Кола-Карелия [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015; Mints, Eriksson, 2016]. Исключение, важное в аспекте нашего исследования, зафиксировано возникновением Свекофеннского океана в интервале между ~2,2 млрд лет и 1,9 млрд лет назад [Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996, 1998; Buchan et al., 1998; Hanski et al., 1998]. Упомянутые выше цирконы с возрастными 2,08–1,91 и в меньшем количестве 2,78–2,45 млрд лет, которые были обнаружены в различных местах Свекофеннского орогена в метаосадках и магматических породах, свидетельствуют о предшествовавшей Свекофеннской аккреции ювенильной среднепалеопротерозойской коре, включавшей в той или иной степени ассимилированные фрагменты коры архейского возраста [Andersson et al., 2006, 2011 и ссылки в них]. Среднепалеопротерозойская литосфера, включавшая фрагменты архейской коры, очевидно, была сформирована при расколе Лавроскандии и возникновении межконтинентального Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана между 2,2–2,1 и ~1,9 млрд лет.

Существование Пре-Лабрадорского океана позволяют реконструировать исследования восточной окраины Северной Америки. При закрытии этого океана 1,89–1,83 млрд лет назад на восточной окраине Северо-Американского кратона возникли Пре-Лабрадорский и Пеннокийский аккреционные орогены [Gower, Krogh, 2002; Schulz, Cannon, 2007]. Близкое и частично совпадающее по возрасту существование Свекофеннского и Пре-Лабрадорского океанов предполагает полное разделение архейского континента Лавроскандия на Восточно-Европейскую и Северо-Американскую составляющие во второй половине палеопротерозоя [Mints, 2014; Mints, Eriksson, 2016; Минц, 2017 и ссылки в них]. Последовавшее зеркально-симметричное формирование аккреционных орогенов вдоль окраин этого океана (соответственно Свекофеннского и Пре-Лабрадорского) позволяет предполагать его полное закрытие и восстановление единства Лавроскандии.

Разделение и последующее восстановление единства Лавроскандии, неоднократно повторявшееся в геологической летописи протерозоя и фанерозоя [Минц, 2017], предполагает существование специфической Атлантической тектонической зоны, где при разрывах литосферы сохранялась глубинная связь (глубинные корни) между разделенными континентальными фрагментами [Goodwin, 1985; O'Reilly et al., 2009]. Природа этой связи нуждается в дальнейшем изучении.

2. В качестве оценок верхней возрастной границы заключительных событий в истории аккреционного комплекса можно рассматривать внедрение посткинematических гранитоидов в пределах и в обрамлении ЦФГК 1,89–1,87 млрд лет назад [Nironen et al., 2000; Rämö et al., 2001] и формирование Южно-Финляндского надвигового пояса, которое завершилось между 1,87 и 1,82 млрд лет [Väisänen et al., 2000 и ссылки в ней]. Суммируя возрастные оценки начала и завершения процесса формирования Свекофеннского аккреционного комплекса, мы приходим к выводу о кратковременности и высокой скорости формирования аккреционного комплекса в течение всего лишь 30, максимум 50 млн лет.

3. Высокий темп аккреции подтверждается однотипно проявленными на протяженных разрывах (1) постепенным переходом структурно-выразительного аккреционного комплекса через акустически полупрозрачную гомогенную нижнекорковую область и далее в акустически прозрачную мантию и (2) диффузным обликом коро-мантийной границы. Каковы бы ни были метаморфические или магматические события,

преобразовавшие аккреционный комплекс, однотипность результатов этих процессов указывает на их временную близость. Высокий темп аккреции мог быть достигнут либо в результате быстрого погружения океанской литосферы в единственной зоне субдукции, либо при значительном количестве одновременно функционирующих зон субдукции. Учитывая значительную протяженность аккреционного комплекса и зафиксированную геохронологическими данными синхронность возникновения и поглощения тектонических пластин, составляющих этот комплекс, вторая версия кажется более предпочтительной.

Однако какого типа процесс мог быть ответственным за повсеместное преобразование аккреционного комплекса при пересечении коро-мантийной границы тектоническими пластинами? Согласно модели [Kukkonen et al., 2008], в основании коры Свекофеннского орогена в процессе субдукции и в результате коллизии с Карельским кратоном возникли РТ-условия, которые обеспечивали эклогитизацию пород, слагающих погружающиеся тектонические пластины. Предполагается, что нижняя часть эклогитового «слоя» подверглась деляминации, эклогитизированные породы аккреционного комплекса погрузились в мантию и в той или иной степени подверглись дезинтеграции. На наш взгляд, эта модель имеет слабые стороны, которые делают ее корректность сомнительной.

Во-первых, высокоскоростной-высокоплотный комплекс в основании коры Свекофеннского орогена без каких-либо осложнений прослеживается в сопредельную область Карельского кратона, где важные элементы модели, такие как температура и давление в основании коры и ее механические свойства, оцененные для Свекофеннского орогена, теряют свою значимость.

Во-вторых, разнородность состава аккреционного комплекса, включающего вулканиты различного состава, осадки, интрузивные тела мафитов и гранитоидов, безусловно, предполагает, что эти породы, испытав метаморфизм эклогитовой фации, сохраняют значительные различия в плотностных и скоростных характеристиках и соответствующие различия акустической жесткости. Контакты пород, эклогитизированные разности которых в необходимой степени различаются акустической жесткостью, останутся источниками сейсмических отражений. Следовательно, метаморфизм эклогитовой фации не может быть достаточной причиной гомогенизации среды относительно условий возникновения сейсмических отражений.

Наконец, в-третьих, аналогичные сейсмические образы коры и коро-мантийной границы ранее были отмечены за пределами Свекофеннского аккреционного орогена в иных структурах и обстановках, в частности, в основании Онежской депрессии на Карельском кратоне и в основании Токмовского овоида в пределах Волго-Уральского кратона.

Учитывая определяющую роль мантийно-плюмовых процессов в палеопротерозойской геодинамике Восточно-Европейского кратона [Минц и др., 2010, гл. 4, 8; Минц, 2011, 2016; Mints et al., 2015, ch. 12, 14; Mints, Eriksson, 2016], можно предположить, что породы Свекофеннского аккреционного комплекса под воздействием эндогенного теплового потока подвергались высокотемпературному метаморфизму гранулитовой и по мере увеличения глубины – высокотемпературной эклогитовой фации [Kukkonen et al., 2008; Glaznev et al., 2015] и парциальному плавлению. По-видимому, именно парциальное плавление могло быть причиной «размывания» контактов пород, которые в исходном состоянии создавали контрасты акустической жесткости. В итоге весь комплекс пород превращался в акустически гомогенную среду, способную генерировать только слабые незакономерно ориентированные отражения. По мере перехода к глубинным уровням и увеличения интенсивности магматических и метаморфических процессов породы постепенно становились акустически прозрачными и в этом качестве подобными породам мантии. Аналогичные изменения акустических свойств характерны для нижней коры и коро-мантийной границы в основании осадочных бассейнов и рифтов различного возраста. К числу примеров относятся: неоархейский бассейн Витватерсранд в Южной Африке [De Wit, Tinker, 2004], трог Валенсия в Западном Средиземноморье [Collier et al., 1994], палеозойский осадочный бассейн на северо-востоке Германии [Krawczyk et al., 1999].

Напротив, данные сейсморазведки отраженных волн, характеризующие кайнозойский аккреционный комплекс Северо-Американских Кордильер в районе острова Ванкувер и палеопротерозойского орогена Уопмей на северо-западе Канады, которые не подвергались воздействию мантийно-плюмовой активности, демонстрируют протяженный образ погружающейся океанской плиты, который прослеживается до глубины не менее 80 км [Van der Velden, Cook, 1999].

Реальная глубина проникновения тектонических пластин Свекофеннского аккреционного комплекса в мантию остается неопределенной,

можно лишь предположить, что эта глубина была ограниченной. Следует специально отметить, что сейсмические образы коры Свекофеннского орогена не перекрыты и не затушеваны какими-либо преобразованиями, которые могли бы быть ответственны за формирование скоростной-плотностной расслоенности коры, обнаруживаемой глубинным сейсмическим зондированием и гравитационным плотностным моделированием.

4. Еще одна важная характеристика Свекофеннского орогена, отличающая его от молодых и современных аккреционных комплексов, состоит в отсутствии проявлений надсубдукционного магматизма на окраине Карельского кратона. Очевидно, именно этим обстоятельством объясняется сохранность пород пассивной окраины в пограничной зоне кратона. По-видимому, существует некая генетическая связь между высоким темпом раскрытия и последующего закрытия океана и формирования аккреционного комплекса, отсутствием надсубдукционного магматизма в области, где его проявление наиболее ожидаемо, свидетельствами высокотемпературных условий в мантии в области погружения тектонических пластин аккреционного комплекса и свидетельствами кристаллизации посткинematических гранитоидов ЦФГК из «сухих» магм А-типа и/или магм чарнокит-эндербитовой серии, формировавшихся в условиях гранулитовой фации. С учетом вышесказанного в качестве причины этих особенностей аккреционного процесса может быть принято событие мантийно-плюмового типа.

*Модель возникновения и геодинамической эволюции Свекофеннского аккреционного орогена: подходы к созданию модели палеопротерозойской эволюции Лавроскандии*

Корреляция геологических событий в пределах Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов уверенно прослеживается начиная с границы архея и протерозоя [Минц, 2007 и ссылки в ней]. Г. Уильямс с соавторами [Williams et al., 1991] показали, что практически все архейские провинции Северо-Американского кратона могли быть объединены к рубежу 2,5 млрд лет в составе континента Кенорленд. Этот континент подвергся мощному рифтингу и был фрагментирован в период между 2,5–2,4 и 2,0 млрд лет. Единство Кенорленда было восстановлено 1,9–1,8 млрд лет назад. В качестве коллизионных швов рассматриваются Транс-Гудзонский ороген и магматический

пояс Талтсон [Hoffman, 1989]. Опираясь на новые геохронологические данные и результаты сейсмопрофилирования через Транс-Гудзонский ороген, свидетельствующие о восстановлении единства континента к 1,9–1,8 млрд лет приблизительно в прежней конфигурации, Л. Б. Асплер и Дж. Р. Чианзелли с соавторами в противовес концепции П. Хоффмана о «Соединенных Плитах Америки» [Hoffman, 1988, 1989] (модель П. Хоффмана кратко охарактеризована ниже) пришли к выводу, что орогены Транс-Гудзон и Талтсон следует рассматривать в качестве «внутренних», то есть внутриконтинентальных палеопротерозойских орогенов [Aspler, Chiarenzelli, 1998; Chiarenzelli et al., 1998; Aspler et al., 2001]. Независимо от того, существовал ли Кенорленд уже с 2,5 млрд лет или этот континент впервые возник к 1,9–1,8 млрд лет, достаточно очевидно, что в мезопротерозое его размеры значительно выросли в результате формирования аккреционных орогенов вдоль западной границы (ороген Уопмей) и вдоль восточной и юго-восточной границ (Пре-Лабрадорский и Пенокийский орогены), где в дальнейшей истории формирование последовательности аккреционных орогенов охватило временной интервал от ~1,8 до ~1,0 млрд лет.

Однотипность по составу и возрасту компонентов аккреционных орогенов, сформированных в мезопротерозое вдоль восточной и юго-восточной границ Северо-Американского кратона, включая Гренландию, и вдоль западной границы Восточно-Европейского кратона, отмеченная Ч. Гауэром с соавторами, и послужила основанием для реконструкции протерозойского суперконтинента Нена (другие названия: Нуна, Коламбия), возникшего ~1,8 млрд лет назад и существовавшего вплоть до распада Пангеи [Gower et al., 1990]. Согласно реконструкции этих авторов, в составе Нены помимо Северной Америки, Гренландии и Балтики участвовали Сибирь и Восточная Антарктика. Развитием этих представлений является идея о возникновении Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана в результате раскола Лавроскандии и разделения Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов, которое завершилось их повторным объединением и размещением Свекофеннского орогена в промежутке между ними [Mints, 2014; Mints, Eriksson, 2016; Минц, 2017].

С другой стороны, согласно модели, ранее представленной П. Хоффманом [Hoffman, 1989], предполагается, что обширный палеопротерозойский океан предшествовал возникновению Транс-Гудзонского орогена, который образовался в результате столкновения двух

независимых континентальных блоков во второй половине протерозоя. Палеомагнитные исследования свидетельствуют о значительных смещениях границ Транс-Гудзонового орогена [Gala et al., 1998; Halls, Heaman, 2000; Symons, Harris, 2000]: Маникьюинский океан, разделявший борта будущего орогена около 1,84 млрд лет назад, мог достигать ширины 4000 км. Однако свидетельства стартовых событий в эволюции Транс-Гудзонового орогена 2,6–2,5 млрд лет назад, которые четко ограничены периферией и внутренней областью этого орогена в его современной конфигурации [Bickford et al., 2005; Rayner et al., 2005; Dahl et al., 2006], а также строгий параллелизм границ орогена и некоторые другие особенности [Mints, Eriksson, 2016] позволяют предполагать, что Транс-Гудзонский ороген фиксирует место разрыва первоначально единого континента, формирование внутриконтинентального океана и последующее восстановление единства континента. Надсубдукционные комплексы в обрамлении орогена распространены лишь ограниченно.

Таким образом, имеются достаточные основания для представления о подобии Транс-Гудзонского орогена вулканогенно-осадочным поясам Восточно-Европейского кратона и о решающей роли Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана во фрагментации архейской Лавроскандии.

Ниже в виде последовательности тектонических событий представлена модель возникновения и геодинамической эволюции Свекофеннского аккреционного орогена. Модель суммирует геологические и геофизические данные, представленные в настоящей статье, и одновременно учитывает позицию Свекофеннского орогена в структуре и истории Лавро-Русского внутриконтинентального орогена, охватившего в палеопротерозое преобладающую часть территории Лавроскандии [Mints, 2014; Mints et al., 2015, ch. 17] (рис.). В этой модели охарактеризованы четыре этапа развития Лавро-Русского орогена и продемонстрированы позиция и стадии развития Свекофеннского орогена:

1) ~2,5 млрд лет, старт активности палеопротерозойского суперплюма: инициальная стадия эволюции Лавро-Русского орогена, рифтинг архейского кратона, формирование рифтогенных депрессий, андер- и интраплейтинг мафитовых магм и сопутствующий гранулитовый метаморфизм (рис., а);

2) 2,2–2,1 млрд лет, концентрация мантийно-плюмовой активности в срединной части Лавроскандии: ограниченно проявленный

рифтогенез континентальной области, переход от рифтинга к спредингу в осевой зоне и последующее разделение Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов, формирование литосферы Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана (рис., б);

3) пик мантийно-плюмовой активности, по-видимому, связанный с интервалом 1,95–1,90 млрд лет, далее между ~1,9 и 1,87 млрд лет следует снижение мантийно-плюмовой активности: сокращение океана при значительном количестве одновременно функционирующих зон субдукции и формирование Свекофеннского и Пре-Лабрадорского аккреционных орогенов, завершающееся закрытием Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана (рис., в);

4) 1,87–1,82 млрд лет, завершение палеопротерозойской мантийно-плюмовой активности: общее сжатие и оформление Лавро-Русского внутриконтинентального орогена, включавшие перемещение Южно-Финляндского тектонического покрова и формирование гранулитогнейсового пояса покровно-надвигового строения (рис., г).

Таким образом, согласно представленной модели, главная особенность палеопротерозойской эволюции Свекофеннского аккреционного орогена, как и Лавроскандии в целом, состояла в причинной связи с развитием суперплюма, одним из элементов которого явилась инициализация значительных событий тектоно-плитного типа. В итоге в осевой зоне внутриконтинентального Лавро-Русского орогена возникли Свекофеннский и Пре-Лабрадорский аккреционные орогены.

Размеры головы Лавро-Русского палеопротерозойского суперплюма приблизительно охарактеризованы на рисунке: примерно 3500 км в меридиональном направлении и на разных стадиях эволюции в широтном направлении от 3000 до 5500 км, где 5500 км – скорее всего, минимальная оценка наибольшего расширения. Ширина Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана около 2000 км, показанная на рисунке, б, вероятно, также соответствует минимальной оценке. Диаметр сформированного в палеопротерозое Лавро-Русского внутриконтинентального коллизионного орогена мог составить 3500–4000 км. Наиболее значимые временные интервалы в развитии внутриконтинентального орогена (~2,5 и 2,2–1,8 млрд лет) совпадают по времени с суперплюмовыми событиями глобального ранга [Mints, Eriksson, 2016 и ссылки в ней], а отчетливые явления наследования главных тектонических направлений свидетельствуют о взаимосвязанном характере этих событий.

## Заключение

В качестве отправной точки для развития эволюционной модели формирования аккреционного орогена и определения его места в истории палеопротерозойского Лавро-Русского внутриконтинентального орогенеза, охватившего преобладающую часть территории Лавроскандии – крупного палеоконтинента, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны, была использована объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена.

1. Эволюционная модель включает четыре этапа развития Лавро-Русского орогена и демонстрирует тектоническую позицию и стадии развития Свекофеннского орогена:

~2,5 млрд лет, первоначальное проявление палеопротерозойского суперплюма: рифтинг Лавроскандии, андер- и интраплейтинг мафитовых магм;

2,2–2,1 млрд лет, переход от рифтинга к спредингу в осевой зоне суперплюма и последующее разделение Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов, формирование литосферы Свекофеннского – Пре-Лабрадорского океана;

1,95–1,90 млрд лет, пик мантийно-плюмовой активности, далее между ~1,9 и 1,87 млрд лет снижение мантийно-плюмовой активности: сокращение океана при значительном количестве одновременно функционирующих зон субдукции и формирование Свекофеннского и Пре-Лабрадорского аккреционных орогенов.

1,87–1,82 млрд лет, завершение палеопротерозойской мантийно-плюмовой активности и оформление Лавро-Русского внутриконтинентального орогена.

2. Главная особенность палеопротерозойской эволюции Свекофеннского аккреционного орогена, как и Лавроскандии в целом, состояла в причинной связи с развитием суперплюма, одним из элементов которого явилась инициализация событий тектоно-плитного типа. В осевой зоне внутриконтинентального Лавро-Русского орогена возникли Свекофеннский и Пре-Лабрадорский аккреционные орогены. Наиболее значимые временные интервалы в развитии внутриконтинентального орогена, ~2,5 и 2,2–1,9 млрд лет, совпадают по времени с суперплюмовыми событиями глобального ранга.

*Автор благодарен Российскому фонду фундаментальных исследований за поддержку проектов №№ 15-05-01214, 16-05-00543, 16-05-00975. Работа поддержана ФАНО России (проект 0135-2016-0014).*

## Литература

- Минц М. В. Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника. 2007. № 4. С. 3–29.
- Минц М. В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29. doi: 10.1134/S0016852111040054
- Минц М. В. Сейсмические образы коро-мантийной границы как отражение геодинамики докембрийского корообразования // Геофизические исследования. 2016. Т. 17, № 1. С. 65–82.
- Минц М. В. Палеопротерозой-фанерозойская история Атлантической зоны: уникальный пример взаимодействия плюм-тектоники и плит-тектоники // Тектоника современных и древних океанов и их окраин: Матер. XLIX Тектонического совещания, посвящ. 100-летию акад. Ю. М. Пушаровского / Ред. К. Е. Дегтярев. М.: ГЕОС, 2017. Т. 2. С. 19–23.
- Минц М. В., Сулейманов А. К., Бабаянц П. С., Белоусова Е. А., Блох Ю. И., Богина М. М., Буш В. А., Докукина К. А., Заможняя Н. Г., Злобин В. Л., Каулина Т. В., Конилов А. Н., Михайлов В. О., Натопов Л. М., Пийп В. Б., Ступак В. М., Тихоцкий С. А., Трусов А. А., Филиппова И. Б., Шур Д. Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; т. 2. 400 с.
- Минц М. В., Соколова Е. Ю., рабочая группа ЛАДОГА. Объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Труды КарНЦ РАН. 2018. С. 34–61. doi: 10.17076/geo656
- Соколова Е. Ю., Голубцова Н. С., Ковтун А. А., Куликов В. А., Лозовский И. Н., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. И., Таран Я. В., Яковлев А. Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладжской аномалии электропроводности // Геофизика. 2016. № 1. С. 48–64.
- Соколова Е. Ю. и рабочая группа ЛАДОГА. Эксперимент синхронного профильного МТ/МВ зондирования Ладжской аномалии электропроводности: новые свидетельства о структуре юго-востока Балтийского щита // Глубинное строение и геодинамика Приладожья: Матер. Всерос. конф. с междунар. участием. ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 204–214.
- Andersson U. B., Högdahl K., Sjöström, Bergman S. Multistage growth and reworking of the Paleoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U – Pb geochronology // Geol. Mag. 2006. Vol. 143, no. 5. P. 679–697. doi: 10.1017/S0016756806002494
- Andersson U. B., Begg G. C., Griffin W. L., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden // Lithosphere. 2011. Vol. 3, no. 6. P. 409–419. doi: 10.1130/L162.1
- Aspler L. B., Chiarenzelli J. R. Two Neoproterozoic supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic // Sedimentary Geol. 1998. Vol. 120. P. 75–104.
- Aspler L. B., Chiarenzelli J. R., Cousens B. L., McNicoll V. J., Davis W. J. Paleoproterozoic intracratonic basin processes, from breakup of Kenorland to assembly of Laurentia: Hurwitz Basin, Nunavut, Canada // Sediment. Geol. 2001. Vol. 141/142. P. 287–318.
- Bickford M. E., Mock T. D., Steinhart III W. E., Collier J. S., Lewry J. F. Origin of the Archean Sask craton and its extent within the Trans-Hudson orogen: evidence from Pb and Nd isotopic compositions of basement rocks and post-orogenic intrusions // Can. J. of Earth Sci. 2005. Vol. 42 (4). P. 659–684. doi: 10.1139/e04-064
- Buchan K. L., Mortensen J. K., Card K. D., Percival J. A. Paleomagnetism and U – Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada // Can. J. Earth Sci. 1998. Vol. 35. P. 1054–1069. doi: 10.1139/e98-054
- Chiarenzelli J. R., Aspler L. B., Villeneuve M., Lewry J. F. Early Proterozoic evolution of the Saskatchewan Craton and its allochthonous cover, Trans-Hudson Orogen // J. Geol. 1998. Vol. 106. P. 247–267.
- Collier J. S., Buhl P., Tome M., Watts A. B. Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean) // Geophys. J. Inter. 1994. Vol. 118. P. 159–180.
- Dahl P. S., Hamilton M. A., Wooden J. L., Folland K. A., Frei R., McCombs J. A., Holm D. K. 2480 Ma mafic magmatism in the northern Black Hills, South Dakota: a new link connecting the Wyoming and Superior cratons // Can. J. of Earth Sci. 2006. Vol. 43 (10). P. 1579–1600. doi: 10.1139/e06-066
- De Wit M., Tinker J. Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data // South African J. of Geol. 2004. Vol. 107. P. 185–206. doi: 10.2113/107.1-2.185
- Gala M. G., Symons D. T. A., Palmer H. C. Geotectonics of the Hanson Lake Block, Trans-Hudson Orogen, Central Canada: A preliminary paleomagnetic report // Precambrian Research. 1998. Vol. 90. P. 85–101. doi: 10.1016/S0301-9268(98)00034-5
- Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M., Raevsky A. B., Osipenko L. G. Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: nature of density layering of the crust and the crust – mantle boundary // Geodynamics and Tectonophysics. 2015. Vol. 6, no. 2. P. 133–170. doi: 10.5800/GT-2015-6-2-0176
- Goodwin A. M. Rooted Precambrian ring-shields: growth, alignment, and oscillation // Am. J. Sci. 1985. Vol. 285. P. 481–531. doi: 10.2475/ajs.285.6.481
- Gower C. F., Krogh T. A. U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province // Can. J. of Earth Sci. 2002. Vol. 39. P. 795–829. doi: 10.1139/e01-090
- Gower C. F., Ryan A. B., Rivers T. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this

volume. In: Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica / Gower C. F., Rivers T. and Ryan A. B. (Eds.) // Geol. Assoc. 1990. Canada Sp. Paper 38. P. 1–20.

Halls H. C., Heaman L. M. The paleomagnetic significance of new U-Pb age data from the Molson Dyke Swarm, Cauchon Lake Area, Manitoba // Can J. Earth Sci. 2000. Vol. 37. P. 957–966. doi: 10.1139/e00-010

Hanski E. J., Huhma H., Lehtonen M. I., Rastas P. 2.0 Ga old oceanic crust in northern Finland / Eds. E. Hanski and J. Vuollo. International Ophiolite Symposium and Field Excursion, Abstracts: Geological Survey of Finland Special Paper 26, 1998. 24 p.

Hoffman P. United Plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1988. Vol. 16. P. 543–604.

Hoffman P. F. Precambrian Geology and Tectonic History of North America: An Overview / Eds. A. W. Bally, A. R. Palmer // The Geology of North America. Geol. Soc. Amer. 1989. Vol. A. P. 447–512.

Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect // J. of Geophys. Res. 2009. Vol. 114, B06308. doi: 10.1029/2008JB005689

Kähkönen Y., Lahtinen R., Nironen M. Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland / Ed. M. Pajunen. High Temperature – Low Pressure Metamorphism and Deep Crustal Structures. Meeting of International Geoscience Programme (IGCP) Project 304 “Deep Crustal Processes” in Finland // Geological Survey of Finland Guide 37. 1994. P. 43–47.

Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 313–341.

Kontinen A., Paavola J. A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archaean complex between Vartiuss and Vieremä, based on constraints from surface geology and Fire 1 seismic survey / Eds. I. T. Kukkonen, R. Lahtinen. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005: Geological Survey of Finland Special Paper 43. 2006. P. 223–240.

Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I. N. and FIRE Working Group. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1. In: Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Special paper 43. 2006a. P. 45–76.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // In: European Lithosphere Dynamics / Eds. D. G. Gee and R. A. Stephenson. Geological Society, London, Memoirs. 2006b. Vol. 32. P. 561–578.

Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A. D., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L. and the BEAR Working Group. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield // Earth Planets Space. 2002. Vol. 54. P. 535–558.

Krawczyk C. M., Stiller M., DEKORP – BASIN Research Group. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin // Tectonophysics. 1999. Vol. 314. P. 241–253. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00246-2

Kukkonen I. T., Kuusisto M., Lehtonen M., Peltonen P. Delamination of eclogitized lower crust: Control on the crust – mantle boundary in the central Fennoscandian shield // Tectonophysics. 2008. Vol. 457. P. 111–127. doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.029

Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005 // Geological Survey of Finland, Special Paper. 2006. Vol. 43. 247 p.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution / Eds. M. Lehtinen, P. A. Nurmi, O. T. Rämö. Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B. V., Amsterdam. 2005. P. 481–532.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia / Eds. P. A. Cawood, A. Kröner. Earth Accretionary Systems in Space and Time. The Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 318. P. 237–256. doi: 10.1144/SP318.8

Mints M. V. Granulite-gneiss belts and areals of the East European craton (regional and global patterns of tectonic and geodynamic evolution of the granulite-gneiss complexes) // Geotectonics. 2014. Vol. 48. P. 496–522.

Mints M. V., Eriksson P. G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. Vol. 7 (2). P. 173–232. doi: 10.5800/GT-2016-7-2-0203

Mints M. V., Suleimanov A. K., Zamozhniaya N. G., Stupak V. M. Chapter 12. Study of the basement of the Russian European Platform based on a system of geotraverses and CMP profiles: 3D models of the Early Precambrian crust in key regions // In: Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N., Philippova I. B., Zlobin V. L., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush W. A., Dokukin P. A., Kaulina T. V., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Suleimanov A. K., Trusov A. A., Van K. V., Zamozhniaya N. G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. The Geological Society of America Special Paper 510. 2015. P. 265–300. doi: 10.1130/2015.2510(12)

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. Vol. 53. P. 37–58. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00007-4

O'Reilly S. Y., Zhang M., Griffin W. L., Begg G., Hronsky J. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical “mantle reservoir” problem? // Lithos. 2009. Vol. 211. P. 1043–1054. doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.028

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland // J. of Petrology. 1996. Vol. 37. P. 1359–1383. doi: 10.1093/petrology/37.6.1359

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland):

melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up // *J. of Petrology*. 1998. Vol. 39. P. 297–329. doi: 10.1093/ptro/39.2.297

Rämö O. T., Vaasjoki M., Mänttari I., Elliott B. A., Nironen M. Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex: I. Radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution // *J. of Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 1971–1993. doi: 10.1093/ptrology/42.11.1971

Rayner N. M., Stern R. A., Bickford M. E. Tectonic implications of new SHRIMP and TIMS U-Pb geochronology of rocks from the Sask Craton, Peter Lake Domain, and Hearne margin, Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan // *Can. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 42 (4). P. 635–657. doi: 10.1139/e04-045

Schulz K. J., Cannon W. F. The Penokean orogeny in the Lake Superior region // *Precambrian Research*. 2007. Vol. 157. P. 4–25. doi: 10.1016/j.precamres.2007.02.022

Symons D. T. A., Harris M. J. The 1830 Ma Trans-Hudson hairpin from paleomagnetism of the Wapisiu gneiss dome, Kisseynew Domain, Manitoba // *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 913–922. doi: 10.1139/e99-043

## References

Mints M. V. Paleoproterozoiskii superkontinent: vozniknovenie i evolyutsiya akkretsiionnykh i kollizionnykh orogenov (na primere severnykh kratonov) [Paleoproterozoic supercontinent: origin and evolution of accretionary and collisional orogens exemplified in Northern cratons]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2007. No. 4. P. 3–29.

Mints M. V. Ob'emnaya model' glubinnogo stroeniya rannedokembriiskoi kory Vostochno-Evropeskogo kratona, paleogeodinamicheskie sledstviya [A 3D model of the deep structure of the Early Precambrian crust in the East European Craton and Paleogeodynamic implications]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2011. No. 4. P. 3–29. doi: 10.1134/S0016852111040054

Mints M. V. Seismicheskie obrazy koro-mantiinoi granitsy kak otrazhenie geodinamiki dokembriiskogo koroobrazovaniya [Seismic images of the crust-mantle boundary as an expression of geodynamics of the Precambrian crust formation]. *Geofizicheskie issledovaniya* [Geophysical Research]. 2016. Vol. 17, no. 1. P. 65–82.

Mints M. V. Paleoproterozoi-fanerozoiskaya istoriya Atlanticheskoi zony: unikal'nyi primer vzaimodeistviya plyum-tektoniki i pleit-tektoniki [The Palaeoproterozoic-Phanerozoic history of the Atlantic zone: a unique example of plume and plate tectonics relationship]. *Tektonika sovremennykh i drevnykh okeanov i ikh okrain: Materialy XLIX Tektonicheskogo soveshchaniya, posvyashchennogo 100-letiyu akademika Yu. M. Pushcharovskogo* [Tectonics of Modern and Ancient Oceans and their Vicinity: Proceed. of XLIX Tectonic Meeting Dedicated to the 100<sup>th</sup> Anniv. of Acad. Yu. M. Pushcharovskiy]. Ed. K. E. Degtyarev. Moscow: GEOS, 2017. Vol. 2. P. 19–23.

Mints M. V., Suleimanov A. K., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush V. A., Dokukina K. A., Zamozhnyaya N. G., Zlobin V. L., Kaulina T. V., Konilov A. N., Mikhailov V. O., Natapov L. M.,

Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L. M., Hölttä P. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland // *Lithos*. 2000. Vol. 54. P. 63–81. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00018-9

Vahtinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lah-ti I., Smirnov M. Yu. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean – Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland // *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 188. P. 908–924. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05300.x

Van der Velden A. J., Cook F. A. Proterozoic and Cenozoic subduction complexes: A comparison of geometric features // *Tectonics*. 1999. Vol. 18, no. 4. P. 575–581. doi: 10.1029/1999TC900011

Williams H., Hoffman P. E., Lewry J. F., Monger J. W. H., Rivers T. Anatomy of North America: thematic portrayals of the continent // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 187. P. 117–134.

Поступила в редакцию 23.08.2017

Piip V. B., Stupak V. M., Tikhotskii S. A., Trusov A. A., Filippova I. B., Shur D. Yu. Glubinnoe stroenie, evolyutsiya i poleznye iskopaemye rannedokembriiskogo fundamenta Vostochno-Evropeskoi platformy: Interpretatsiya materialov po opornomu profilu 1-EV, profilyam 4V i Tatseis [The deep crustal structure, evolution, and mineral deposits of the Early Precambrian basement of the East European Craton: interpretation of the data from the 1-EU Geotraverse, the 4B and TATSEIS profiles]. Moscow: GEOKART; GEOS, 2010. Vol. 1. 408 p.; vol. 2. 400 p.

Mints M. V., Sokolova E. Yu., rabochaya gruppa LADOGA (LADOGA working group). Ob'emnaya model' glubinnogo stroeniya Svekofennskogo akkretsiionnogo orogena po dannym MOV-OGT, MTZ i plotnostnogo modelirovaniya [A 3D model of the deep structure of the Svecofennian accretionary orogen according to CDP seismics, MTS and density modeling]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. of KarRC of RAS]. 2018. P. 34–61. doi: 10.17076/geo656

Sokolova E. Yu., Golubtsova N. S., Kovtun A. A., Kulikov V. A., Lozovskii I. N., Pushkarev P. Yu., Rokityanskii I. I., Taran Ya. V., Yakovlev A. G. Rezul'taty sinkhronnykh magnitotelluricheskikh i magnitovariatsiionnykh zondirovaniy v raione Ladozhskoi anomalii elektroprovodnosti [The results of synchronous magnetotelluric and magnetic-variation surveys within the Ladoga electroconductivity anomaly]. *Geofizika* [Geophysics]. 2016. No. 1. P. 48–64.

Sokolova E. Yu. i rabochaya gruppa LADOGA (LADOGA working group). Eksperiment sinkhronnogo profil'nogo MT/MV zondirovaniya Ladozhskoi anomalii elektroprovodnosti: novye svidetel'stva o strukture yugo-vostoka Baltiiskogo shchita [An experiment of synchronous MT/MV surveys of the Ladoga electroconductivity anomaly: new data on the structure

of the south-eastern Baltic Shield]. *Glubinnoe stroenie i geodinamika Priladozh'ya: Mater. Vseros. nauch. konf. s mezhdunar. uchastiem. IG KarNTs RAN [Deep structure and geodynamics of Lake Ladoga region. Proceed. of the All-Russ. Scientific Conf. with Int. Part. IG KarRC RAS]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2017. P. 204–214.

Andersson U. B., Högdahl K., Sjöström and Bergman S. Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U – Pb geochronology. *Geol. Mag.* 2006. Vol. 143, no. 5. P. 679–697. doi: 0.1017/S0016756806002494

Andersson U. B., Begg G. C., Griffin W. L., Högdahl K. Ancient and juvenile components in the continental crust and mantle: Hf isotopes in zircon from Svecofennian magmatic rocks and rapakivi granites in Sweden. *Lithosphere*. 2011. Vol. 3, no. 6. P. 409–419. doi: 10.1130/L162.1

Aspler L. B., Chiarenzelli J. R. Two Neoproterozoic supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic. *Sedimentary Geol.* 1998. Vol. 120. P. 75–104.

Aspler L. B., Chiarenzelli J. R., Cousens B. L., McNicoll V. J., Davis W. J. Paleoproterozoic intracratonic basin processes, from breakup of Kenorland to assembly of Laurentia: Hurwitz Basin, Nunavut, Canada. *Sediment. Geol.* 2001. Vol. 141/142. P. 287–318.

Bickford M. E., Mock T. D., Steinhart III W. E., Collier K. D., Lewry J. F. Origin of the Archean Sask craton and its extent within the Trans-Hudson orogen: evidence from Pb and Nd isotopic compositions of basement rocks and post-orogenic intrusions. *Can. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 42 (4). P. 659–684. doi: 10.1139/e04-064

Buchan K. L., Mortensen J. K., Card K. D., Percival J. A. Paleomagnetism and U – Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 1998. Vol. 35. P. 1054–1069. doi: 10.1139/e98-054

Chiarenzelli J. R., Aspler L. B., Villeneuve M., Lewry J. F. Early Proterozoic evolution of the Saskatchewan Craton and its allochthonous cover, Trans-Hudson Orogen. *J. Geol.* 1998. Vol. 106. P. 247–267.

Collier J. S., Buhl P., Tome M., Watts A. B. Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean). *Geophys. J. Inter.* 1994. Vol. 118. P. 159–180.

Dahl P. S., Hamilton M. A., Wooden J. L., Folland K. A., Frei R., McCombs J. A., Holm D. K. 2480 Ma mafic magmatism in the northern Black Hills, South Dakota: a new link connecting the Wyoming and Superior cratons. *Can. J. Earth Sci.* 2006. Vol. 43 (10). P. 1579–1600. doi: 10.1139/e06-066

De Wit M., Tinker J. Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data. *South African J. of Geology*. 2004. Vol. 107. P. 185–206. doi: 10.2113/107.1-2.185

Gala M. G., Symons D. T. A., Palmer H. C. Geotectonics of the Hanson Lake Block, Trans-Hudson Orogen, Central Canada: A preliminary paleomagnetic report. *Precambrian Research*. 1998. Vol. 90. P. 85–101. doi: 10.1016/S0301-9268(98)00034-5

Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M., Raevsky A. B., Osipenko L. G. Complex geological – geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: nature of density layering of the crust and the crust – mantle boundary. *Geodynamics and Tectonophysics*. 2015. Vol. 6, no. 2. P. 133–170. doi: 10.5800/GT-2015-6-2-0176

Goodwin A. M. Rooted Precambrian ring-shields: growth, alignment, and oscillation. *Amer. J. Sci.* 1985. Vol. 285. P. 481–531. doi: 10.2475/ajs.285.6.481

Gower C. F., Krogh T. A. U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Can. J. Earth Sci.* 2002. Vol. 39. P. 795–829. doi: 10.1139/e01-090

Gower C. F., Ryan A. B., Rivers T. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. Geol. Assoc.* 1990. Canada Sp. Paper 38. P. 1–20.

Halls H. C., Heaman L. M. The paleomagnetic significance of new U-Pb age data from the Molson Dyke Swarm, Cauchon Lake Area, Manitoba. *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 957–966. doi: 10.1139/e00-010

Hanski E. J., Huhma H., Lehtonen M. I., Rastas P. 2.0 Ga old oceanic crust in northern Finland. In: Hanski E. and Vuollo J. *International Ophiolite Symposium and Field Excursion*, Abstracts: Geological Survey of Finland Special Paper 26, 1998. 24 p.

Hoffman P. United Plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1988. Vol. 16. P. 543–604.

Hoffman P. F. Precambrian Geology and Tectonic History of North America: An Overview. *The Geology of North America. Geol. Soc. Amer.* 1989. Vol. A. P. 447–512.

Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect. *J. of Geophysical Research*. 2009. Vol. 114. P. B06308. doi: 10.1029/2008JB005689

Kähkönen Y., Lahtinen R., Nironen M. Palaeoproterozoic supracrustal belts in southwestern Finland. *High Temperature – Low Pressure Metamorphism and Deep Crustal Structures*. Meeting of International Geoscience Programme (IGCP) Project 304 “Deep Crustal Processes” in Finland. Geological Survey of Finland Guide 37. 1994. P. 43–47.

Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – the Jor-mua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland. *Precambrian Research*. 1987. Vol. 35. P. 313–341.

Kontinen A., Paavola J. A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archaean complex between Vartiuss and Vieremä, based on constraints from surface geology and Fire 1 seismic survey. *Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005: Geological Survey of Finland, Special Paper 43*. 2006. P. 223–240.

Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I. N. and FIRE Working Group. A geological interpretation of

the upper crust along FIRE 1. In: *Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005*. Geological Survey of Finland, Special paper 43. 2006a. P. 45–76.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. In: *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs. 2006b. Vol. 32. P. 561–578.

Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A., Kovtun A. A., Palshin N. A., Smirnov M. Yu., Tokarev A. D., Asming V. E., Vanyan L. L., Vardaniants I. L. and the BEAR Working Group. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield. *Earth Planets Space*. 2002. Vol. 54. P. 535–558.

Krawczyk C. M., Stiller M., DEKORP – BASIN Research Group. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. *Tectonophysics*. 1999. Vol. 314. P. 241–253. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00246-2

Kukkonen I. T., Kuusisto M., Lehtonen M., Peltonen P. Delamination of eclogitized lower crust: Control on the crust – mantle boundary in the central Fennoscandian shield. *Tectonophysics*. 2008. Vol. 457. P. 111–127. doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.029

Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Special Paper. 2006. Vol. 43. 247 p.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution. In: Lehtinen, M., Nurmi, P. A., Rämö, O. T. (Eds.), *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B. V., Amsterdam. 2005. P. 481–532.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia. Eds. P. A. Cawood, A. Kröner. *Earth Accretionary Systems in Space and Time*. The Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 318. P. 237–256. doi: 10.1144/SP318.8

Mints M. V. Granulite-gneiss belts and areals of the East European craton (regional and global patterns of tectonic and geodynamic evolution of the granulite-gneiss complexes). *Geotectonics*. 2014. Vol. 48. P. 496–522.

Mints M. V., Eriksson P. G. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. Vol. 7 (2). P. 173–232. doi: 10.5800/GT-2016-7-2-0203

Mints M. V., Suleimanov A. K., Zamozhniaya N. G., Stupak V. M. Chapter 12. Study of the basement of the Russian European Platform based on a system of geotraverses and CMP profiles: 3D models of the Early Precambrian crust in key regions. In: Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N., Philippova I. B., Zlobin V. L., Babayants P. S., Belousova E. A., Blokh Yu. I., Bogina M. M., Bush W. A., Dokukin P. A., Kaulina T. V., Natapov L. M., Piip V. B., Stupak V. M., Suleimanov A. K., Trusov A. A., Van K. V., Zamozhniaya N. G. *East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure*. The Geological Society of America Special Paper 510. 2015. P. 265–300. doi: 10.1130/2015.2510(12)

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. Vol. 53. P. 37–58. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00007-4

O'Reilly S. Y., Zhang M., Griffin W. L., Begg G., Hronsky J. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical “mantle reservoir” problem? *Lithos*. 2009. Vol. 211. P. 1043–1054. doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.028

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland. *J. of Petrology*. 1996. Vol. 37. P. 1359–1383. doi: 10.1093/petrology/37.6.1359

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up. *J. of Petrology*. 1998. Vol. 39. P. 297–329. doi: 10.1093/ptrology/39.2.297

Rämö O. T., Vaasjoki M., Mänttari I., Elliott B. A., Nironen M. Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex: I. Radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution. *J. of Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 1971–1993. doi: 10.1093/petrology/42.11.1971

Rayner N. M., Stern R. A., Bickford M. E. Tectonic implications of new SHRIMP and TIMS U-Pb geochronology of rocks from the Sask Craton, Peter Lake Domain, and Hearne margin, Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 42 (4). P. 635–657. doi: 10.1139/e04-045

Schulz K. J., Cannon W. F. The Penokean orogeny in the Lake Superior region. *Precambrian Research*. 2007. Vol. 157. P. 4–25. doi: 10.1016/j.precamres.2007.02.022

Symons D. T. A., Harris M. J. The 1830 Ma Trans-Hudson hairpin from paleomagnetism of the Wapisiu gneiss dome, Kisseynew Domain, Manitoba. *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 913–922. doi: 10.1139/e99-043

Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L. M., Hölttä P. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos*. 2000. Vol. 54. P. 63–81. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00018-9

Vahtinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lahti I., Smirnov M. Yu. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean – Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland. *Geophys. J. Inter.* 2012. Vol. 188. P. 908–924. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05300.x

Van der Velden A. J., Cook F. A. Proterozoic and Cenozoic subduction complexes: A comparison of geometric features. *Tectonics*. 1999. Vol. 18, no. 4. P. 575–581. doi: 10.1029/1999TC900011

Williams H., Hoffman P. E., Lewry J. F., Monger J. W. H., Rivers T. Anatomy of North America: thematic portrayals of the continent. *Tectonophysics*. 1991. Vol. 187. P. 117–134.

Received August 23, 2017

**СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:****Минц Михаил Вениаминович**

заведующий лаб. тектоники раннего докембрия, д. г.-м. н.  
Геологический институт РАН  
Пыжевский пер., 7, Москва, Россия, 110017  
эл. почта: michael-mints@yandex.ru

**CONTRIBUTOR:****Mints, Mikhail**

Geological Institute, Russian Academy of Sciences  
7 Pyzhevsky Per., 110017 Moscow, Russia  
e-mail: michael-mints@yandex.ru