

**FAULT SYSTEMS IN THE UPPER CRUST OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD,
THE EAST EUROPEAN PLATFORM****V.S. Burtman**  , **S.Yu. Kolodyazhny** 

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

ABSTRACT. Directions of 683 faults located in the southeastern part of the Fennoscandian (Baltic) shield were statistically analyzed, and three orthogonal associations of fault systems were identified in the study area. According to the dynamic analysis of the fault systems and their associations, the main NW-striking faults belong to the fault network originating mainly from the early Paleoproterozoic. These faults functioned in the Paleoproterozoic during four main deformation stages: D1 – sinistral shear transtension and asymmetric rift genesis (2.1–1.9 Ga); D2 – sinistral shear transpression under oblique accretion and convergence (1.9 Ga); D3 – sinistral shear transpression under oblique collision (1.89–1.80 Ga); D4 – dextral strike-slip displacements at the background of complex escape tectonics of the late collision stage (1.80–1.78 Ga). The regional stress field changed as follows: D1 – northeast- or east-trending extension; D2 – northeast compression; D3 – sub-latitudinal compression; D4 – sub-meridian compression. Changes in dynamic loading conditions led to multiple kinematic inversions of the fault networks. Widespread transtension and transpression settings in the southeastern parts of the Baltic Shield give evidence of asymmetric rifting, oblique accretion and collision in the Paleoproterozoic, which must be taken in to account in geodynamic reconstructions.

KEYWORDS: geodynamics; fault system; Paleoproterozoic; transtension; transpression; geodynamic reconstruction; Fennoscandian Shield

FUNDING. This study carried out under Assignment № 0135-2019-0055 of the Geological Institute RAS was financially supported by RFBR (grant № 18-05-00485).

RESEARCH ARTICLE

Received: March 27, 2020

Revised: June 5, 2020

Accepted: June 10, 2020

Correspondence: Valentin S. Burtman, vburtman@gmail.com

FOR CITATION: Burtman V.S., Kolodyazhny S.Yu., 2020. Fault systems in the upper crust of the Fennoscandian shield, the East European platform. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (4), 756–769. doi:10.5800/GT-2020-11-4-0505

СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ В ВЕРХНЕЙ КОРЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.С. Буртман, С.Ю. Колодяжный

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

АННОТАЦИЯ. Статистический анализ направлений 683 разломов юго-восточной части Фенноскандинавского (Балтийского) щита позволил выделить три ортогональные ассоциации систем дизъюнктивных нарушений. Динамический анализ систем разломов и их ассоциаций показал, что главные структурообразующие разломы территории, имеющие северо-западное простирание, принадлежат сети разломов, которая была создана преимущественно в раннем палеопротерозое. В палеопротерозое они функционировали на протяжении четырех главных этапов деформаций: D1 – левосдвиговая трансенсия и асимметричный рифтогенез (2.2–1.9 млрд лет), D2 – левосдвиговая транспрессия в обстановке косой аккреции и конвергенции (1.9 млрд лет), D3 – левосдвиговая транспрессия в условиях косой коллизии (1.89–1.80 млрд лет), D4 – правый сдвиг на фоне сложной коллажной тектоники позднеколлизийного этапа (1.80–1.78 млрд лет). Региональное поле напряжений в процессе эволюции нарушений менялось следующим образом: D1 – растяжение в северо-восточном (или ВСВ) направлении, D2 – сжатие в северо-восточном направлении, D3 – сжатие в субширотном направлении, D4 – сжатие в субмеридиональном направлении. Изменения динамических условий нагрузки обусловили многократную кинематическую инверсию сети разрывных нарушений. Широкое распространение обстановок трансенсии и транспрессии на юго-востоке Балтийского щита свидетельствует о проявлении асимметричного рифтинга, косой аккреции и коллизии в палеопротерозое, что необходимо учитывать при геодинамических реконструкциях.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: геодинамика; система разломов; палеопротерозой; трансенсия; транспрессия; геодинамическая реконструкция; Балтийский щит

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в соответствии с темой Геологического института РАН № 0135-2019-0055, при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00485).

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение долгоживущих тектонических нарушений внутриплитных областей представляет собой актуальную задачу современной геодинамики. Это отмечали многие исследователи, изучавшие разновозрастные элементы дизъюнктивной тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы [Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 1996; Cloetingh et al., 2007; Garetsky, 2007; Kolodyazhny, 2006, 2010, 2018; Leonov, 1997]. Разработка моделей эволюции структур такого рода имеет фундаментальное значение. Анализ этапов развития долгоживущих нарушений логично проводить начиная с ранних стадий их формирования в процессе становления кристаллического фундамента платформы.

Балтийский (Фенноскандинавский) щит представляет собой экспонированный на поверхности докембрийский фундамент северной части Восточно-Европейской платформы. Ввиду детальной изученности, область щита является хорошим объектом для изучения ранних этапов развития долгоживущих нарушений. В земной коре Балтийского щита на глубине 10–15 км расположена граница между верхней и нижней корой [Karakin et al., 2003], которая соответствует сейсмической границе Форша (F, K1). Граница Форша служит разделом, определяющим структурную дисгармонию между верхней и нижней корой [Ivanov, 1994]. Верхняя кора в разных тектонических условиях обладает свойствами упругопластичного или упруговязкого

реологического тела. В ней возможно хрупкое разрушение – возникновение дизъюнктивных дислокаций. Нижняя кора, вероятно, имеет свойства, близкие к свойствам вязкопластичного тела, в котором хрупкая деформация не происходит или происходит в локальных кратковременных аномалиях. Сейсмологические данные, результаты сейсмического и магнитотеллурического зондирования, выполненные в разных регионах, показывают, что протяженные разломы, изученные на земной поверхности, проникают в нижнюю кору и в верхнюю мантию. В вязкопластичной среде нижней коры и мантии они должны иметь иное выражение, чем в верхней коре. Экстраполяция на глубину физических параметров разломов, изученных на земной поверхности, возможна в пределах верхней коры.

В статье рассмотрена геодинамика одного из сегментов Балтийского щита в палеопротерозое (рис. 1, 2), дизъюнктивная деформация его верхней коры и вероятные условия формирования обнаруженных систем разломов.

2. СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Для проведения анализа выбрана территория Балтийского щита, охватывающая Южную Финляндию и Юго-Западную Карелию (см. рис. 1).

Главными тектоническими элементами рассматриваемой территории являются архейский Карельский

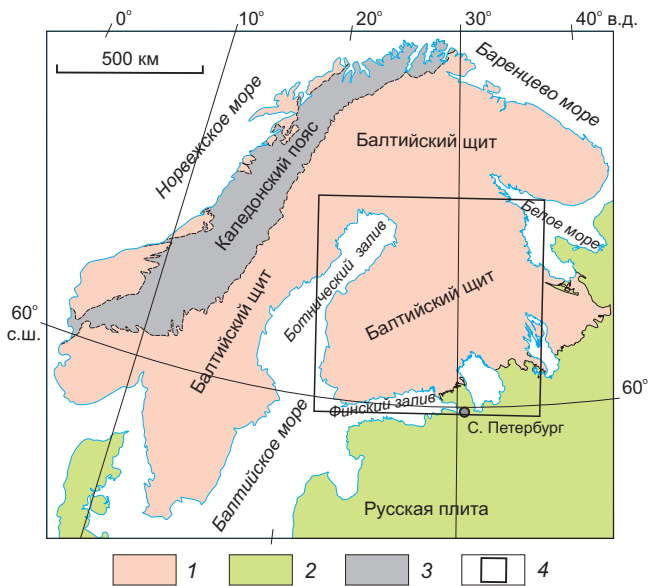


Рис. 1. Схема строения северной части Восточно-Европейской платформы.

1 – архей-протерозойский фундамент; 2 – венд-фанерозойский чехол; 3 – каледонский складчато-надвиговый комплекс; 4 – участок исследований (рис. 2).

Fig. 1. Schematic structure of the northern part of the East European platform.

1 – Archean-Proterozoic basement; 2 – Ediacarian-Phanerozoic cover; 3 – Caledonian fold-thrust complex; 4 – study area (Fig. 2).

кратон и позднепалеопротерозойский Свеккофеннский аккреционный ороген, которые разделены Раахе-Ладожской шовной зоной северо-западного простирания [Morozov A.F., 2010; Kulikov et al., 2017; Morozov Yu.A., 1999]. С северо-востока Карельский кратон перекрыт системой надвигов (с элементами сдвига) Лапландско-Беломорского архей-палеопротерозойского орогенного пояса и в целом образует вытянутый в северо-западном направлении архейский срединный массив, расположенный между двумя активными в палеопротерозое орогенными поясами (рис. 2).

Карельский кратон представляет собой гранит-зеленокаменную область, в строении которой участвуют архейские гранитогнейсы и зеленокаменные пояса, образующие протяженные относительно узкие зоны, вытянутые в субмеридиональном направлении. Во внутреннем строении этих поясов обособлены субконформные их простиранию системы наиболее древних архейских разрывно-складчатых нарушений, испытавших активизацию в палеопротерозое [Kolodyazhny, 1999; Kozhevnikov, 2000; Kulikov et al., 2017; Miller, 1988; Systra, 1991]. Зеленокаменные пояса, связанные с ними зоны древних нарушений и границы блоков, которые они разделяют, ориентированы диагонально под большими углами к внешним границам Карельского кратона.

На гранит-зеленокаменном основании Карельского кратона с несогласием залегают вулканогенно-осадочные комплексы палеопротерозоя, с которыми генетически связаны интрузии бимодального состава.

Данные комплексы формировались во внутриконтинентальной обстановке рассеянного рифтогенеза в связи с развитием плюмов, максимальная активность которых отмечается в интервалах времени 2.53–2.42 и 2.10–1.95 млрд лет [Morozov, 2010; Sokolov, 1987; Kulikov et al., 2017; Mints, Eriksson, 2016]. С поздним этапом рифтогенеза, в частности, было связано формирование роев даек габбро-долеритов (2.20–1.97 млрд лет [Morozov, 2010; Kulikov et al., 2017]), широко развитых в западной части Карельского массива и ориентированных под углом к его окраине.

В центральных частях Карельского кратона рифтогенные комплексы палеопротерозоя подвержены деформациям, наиболее интенсивно проявленным вдоль сдвиговых зон северо-западного простирания. В раннем и среднем палеопротерозое эти зоны развивались на фоне рифтогенеза в условиях трансформации и контролировали формирование присдвиговых грабен, депрессий типа пулл-апарт и клиновидных в плане прогибов в сегментах виргации сдвигов [Heiskanen, 1990; Kolodyazhny, 2006; Leonov et al., 2011; Morozov, 2002; Svetov, 1979; Svetov, Sviridenko, 1991].

На этапе свекофеннской коллизии (1.90–1.75 млрд лет) в результате кинематической инверсии и проявления трансформации толщи палеопротерозоя в зонах сдвига были преобразованы в сложноскладчатые синформные структуры, которые в плане часто имеют клиновидную и ромбовидную форму [Kolodyazhny, 2006; Kratts, 1963; Leonov et al., 2011; Svetov, Sviridenko, 1991; Sokolov et al., 1970; Systra, 1991]. В строении этих «синформных сдвигов» участвуют сдвиговые, взбросо-сдвиговые и сдвиго-надвиговые нарушения, кулисные системы наклонных и горизонтальных складок, которые в совокупности нередко образуют дивергентные структуры цветка.

В краевых частях Карельского кратона вулканогенно-осадочные комплексы палеопротерозоя представлены рифтогенными и окраинно-континентальными образованиями [Kulikov et al., 2017]. Континентальный рифтогенез здесь локально и кратковременно сменялся спредингом (микроокеаны красноморского типа), завершившимся коллизией и надвиганием толщ [Morozov, 2010; Peltonen et al., 1998]. Карельский кратон почти по всему периметру обрамлен палеопротерозойским вулканогенно-осадочным поясом, вовлеченным в сдвиго-надвиговые перемещения. Вдоль юго-западного контура кратона окраинно-континентальные образования участвуют в строении Раахе-Ладожской трансформационной зоны. На северо-востоке кратон обрамляет во многом аналогичная Восточно-Карельская зона, на севере его ограничивают дугообразные зоны сдвига, смыкающиеся зоны нарушений, развитые вдоль его бортов. Структурные данные [Kolodyazhny, 2006; Morozov, 1999, 2002] показывают, что в палеопротерозое и преимущественно на ранней стадии свекофеннской коллизии вдоль всей этой циркумкарельской системы тектонических зон проявлялись левосдвиговые перемещения. Из этого следует, что внутренняя

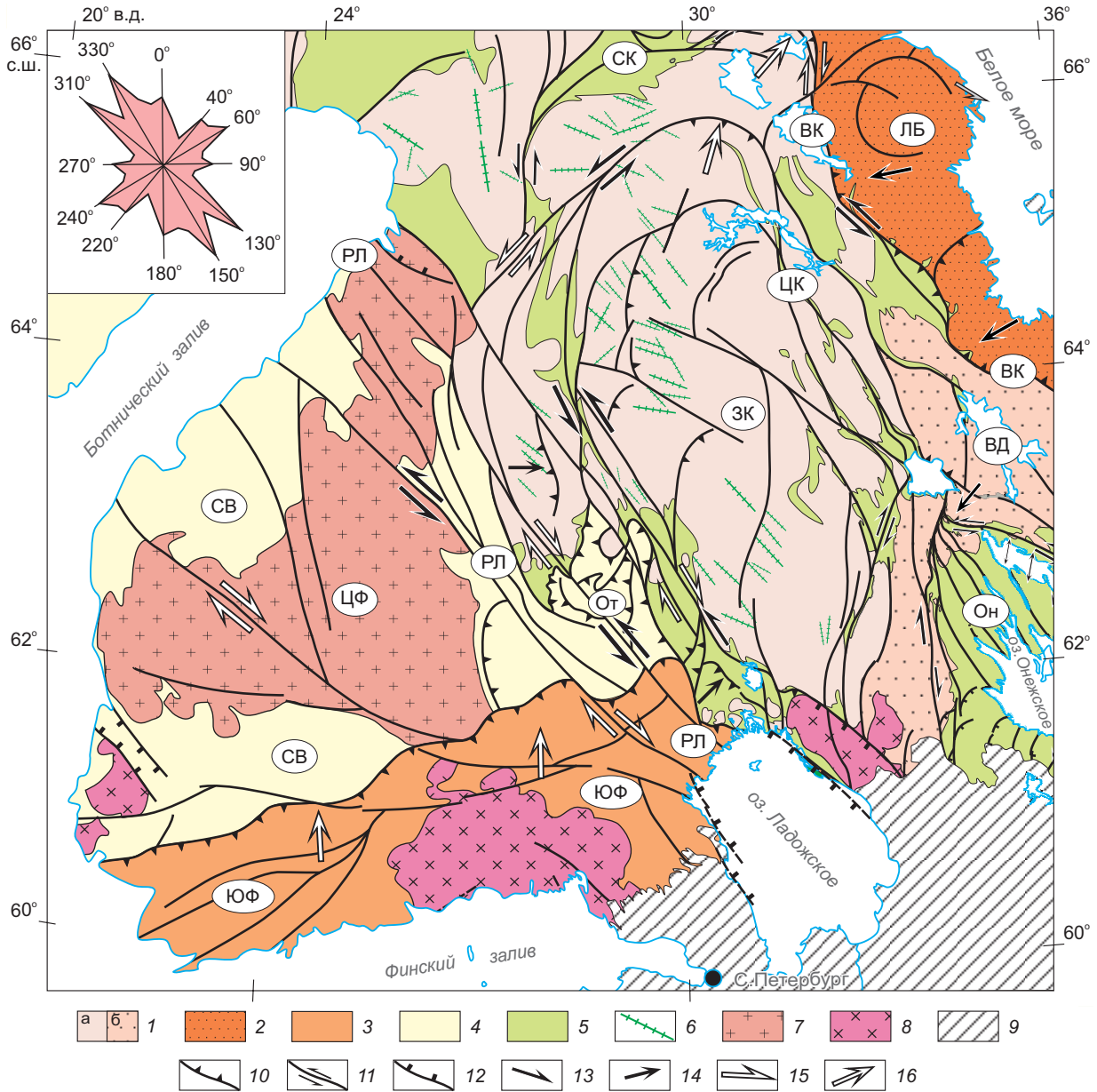


Рис. 2. Геолого-структурная схема юго-восточной части Балтийского щита (по данным [Morozov, 2010; Kulikov et al., 2017; Sidorenko, 1980]).

1 – архейские комплексы массивов: а – Западно-Карельского (ЗК), б – Водлозерского (ВД); 2 – архей-палеопротерозойские комплексы Лапландско-Беломорского пояса (ЛБ); 3–7 – палеопротерозойские комплексы: 3 – метаморфические и магматические Южно-Финского пояса (ЮФ), 4 – вулканогенно-осадочные и магматические островодужные Свеккофеннского пояса (СП), 5 – вулканогенно-осадочные рифтогенные и окраинно-континентальные Карельского массива, 6 – дайки (2.20–1.97 млрд лет), 7 – гранитоиды Центрально-Финского массива (ЦФ); 8 – раннерипейские граниты рапакиви; 9 – венд (эдиакарий) – фанерозойский чехол Восточно-Европейской платформы; 10–12 – разрывы: 10 – взбросы и надвиги, 11 – сдвиги, 12 – сбросы; 13–16 – направления перемещений: 13–14 – этапы D2 и D3 (13 – сдвиговые, 14 – горизонтально-тангенциальные), 15–16 – этап D4 (15 – сдвиговые, 16 – горизонтально-тангенциальные). Зоны сдвига: РЛ – Раахе-Ладожская, ЦК – Центрально-Карельская, ВК – Восточно-Карельская, СК – Северо-Карельская. Он – Онежская структура, От – шарьяжи Оутокумпу.

Fig. 2. Geological and structural diagram of the southeastern part of the Baltic shield (data from [Morozov, 2010; Kulikov et al., 2017; Sidorenko, 1980]).

1 – Achaean complexes of the West-Karelian (ЗК) (a) and Vodlozersky (ВД) (б) massifs; 2 – Archean–Paleoproterozoic complexes of the Lapland-Belomorian belt (ЛБ); 3–7 – Paleoproterozoic complexes: 3 – metamorphic and magmatic complexes of the South Finland (ЮФ), 4 – volcano-sedimentary and magmatic island-arc complexes of the Svecofennian belt (СП), 5 – volcanogenic-sedimentary rifting and marginal complexes of the Karelian massif, 6 – dykes (2.20–1.97 Ga), 7 – granites of the Central Finland massif (ЦФ); 8 – Early Riphean granite rapakivi; 9 – Ediacaran-Phanerozoic cover of the East European plate; 10–12 – faults: 10 – reverse faults and thrusts, 11 – strike-slip faults, 12 – normal faults; 13–16 – movement directions: 13–14 – stages D2 and D3 (13 – strike-slip, 14 – lateral-tangential), 15–16 – stage D4 (15 – strike-slip, 16 – lateral-tangential). Shear zones: РЛ – Raaheladoga, ЦК – Central Karelian, ВК – East Karelian, СК – North Karelian. Он – Onega structure; От – Outokumpu nappes.

область кратона, и преимущественно Западно-Карельский массив, испытывала вращение по часовой стрелке. Это вращение адаптировалось за счет концентрических левосдвиговых смещений и структур растяжения, локализованных в юго-восточной части массива, где в результате деструкции коры формировалась Онежская палеопротерозойская депрессия и проявился интенсивный надплюмовый магматизм [Kolodyazhny, 2006; Leonov et al., 2011].

Свекофеннский аккреционный палеороген охватывает большую часть территории Южной Финляндии. В его строении участвуют многочисленные мелкие и крупные гранитоидные массивы, среди которых сохранились фрагменты островодужных, задуговых и междуговых осадочно-вулканогенных комплексов, большая часть которых сформировалась за относительно короткое время (1.93–1.87 млрд лет) [Morozov, 2010; Korja et al., 2006; Lahtinen et al., 2005; Mints et al., 2018; Nironen, 1997]. В составе орогена также отмечается офиолитовый комплекс Оутокумпу (1.97±0.02 млрд лет [Huhma, 1986]), связанный с развитием задугового бассейна и участвующий в строении одноименного шарьяжа, обдурченного на окраину Карельского кратона [Lahtinen et al., 2005; Morozov, 1999].

На сейсмических разрезах породные ассоциации свекофеннид выглядят серией тектонических пластин, погружающихся в восточном и северо-восточном направлении под карельскую континентальную окраину [Mints et al., 2018]. Данные образования были аккретированы к окраине Карельского кратона, испытав надвигово-поддвиговые и сдвиговые перемещения в условиях транспрессии [Morozov, 2010; Karki, Laajoki, 1995; Karki et al., 1993; Morozov, 1999, 2002; Nironen, 1997].

Центрально-Финляндский гранитоидный массив, площадью около 40000 км², размещен в центре Южной Финляндии. Массив имеет в плане форму треугольника и представляет собой полого лежащее силлообразное тело мощностью от 10 до 20 км. Восточная часть массива является компонентом Свекофеннского аккреционного комплекса и вместе с ним погружается к востоку под Карельский кратон [Korja et al., 2006; Mints et al., 2018]. В составе комплекса обособлены синорогенные синкинематические (1.89–1.88 млрд лет) и посткинematические (1.88–1.87 млрд лет) интрузии гранитоидов [Lahtinen, Huhma, 1997; Nironen et al., 2000]. Изотопно-геохронологические данные фиксируют в гранитоидах рассматриваемого массива свидетельства корового источника с возрастом 2.1–2.0 млрд лет [Lahtinen, Huhma, 1997; Ramo et al., 2001], что явилось основанием для разработки модели более длительного, чем предполагалось ранее, формирования Свекофеннских аккреционных комплексов [Lahtinen et al., 2005].

Субширотный Южно-Финский пояс рассматривается как часть Свекофеннского островодужно-аккреционного орогена [Bogdanova, Garetsky 2006; Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Lahtinen et al., 2005; Nironen, 1997] либо в составе Южно-Прибалтийского орогенного пояса, развивавшегося в иных геодинамических условиях

[Morozov, 2010; Mints et al., 2018]. В отличие от типичных умеренно метаморфизованных свекофеннид, в строении этого пояса преобладают сланцы и гнейсы гранулитовой и амфиболитовой фации, протолиты которых датированы 1.95–1.87 млрд лет [Glebovitskii, 2005; Koistinen et al., 2001; Väisänen et al., 2000]. Высокотемпературный метаморфизм проявился дважды: 1.89–1.87 и 1.83–1.81 млрд лет назад [Väisänen et al., 2000]. Значительное место занимают гранодиориты и диориты (1.91–1.88 млрд лет), а также более молодые гранитоиды (1.88–1.82 млрд лет) [Koistinen et al., 2001; Väisänen et al., 2000]. В целом магматические и метаморфические комплексы Южно-Финского пояса длительно (от 1.95 до 1.81 млрд лет) формировались в глубинных условиях и были надвинуты на уже сформированные аккреционные структуры свекофеннид 1.80–1.78 млрд лет назад [Morozov, 2010; Mints et al., 2018].

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В деформируемом теле, подвергнутом сжатию, возникают системы разломов первичной генерации, имеющие четыре направления. Вдоль направления сжатия образуются сбросы и раздвиги, под углом 90° к этому направлению – взбросы и надвиги. Эта ортогональная ассоциация систем разломов двух направлений может быть названа сброс-взбросовой ассоциацией. Под углом к направлениям двух систем разломов сброс-взбросовой ассоциации формируется две системы сдвигов, которые образуют сдвиговую ассоциацию систем разломов. В изотропном твердом теле сдвиговая ассоциация систем разломов также ортогональна. Угол между разломами, принадлежащими сброс-взбросовой и сдвиговой ассоциациям («угол скалывания»), в изотропном теле равен 45°. В земной коре этот угол зависит от реологических свойств среды и условий деформации. Часто он меньше 45° [Burzunova, 2011; Seminsky, 1997, 2014], а количество сдвиговых ассоциаций систем разломов – вдвое больше. В объектах, подвергшихся нескольким этапам деформации, в зависимости от изменения поля напряжений, движение по разломам на разных этапах может быть разным. Тектонофизические эксперименты показали, что количество разрывов в системах разломов одной ассоциации может быть весьма различно, возможно также формирование лишь одной системы сдвиговых нарушений [Sherman, 1981].

В зависимости от реологических и динамических условий, смещения по сдвигу могут сопровождаться небольшими опережающими нарушениями около линии разлома или упруговязкой деформацией (ползучестью) всего объекта. Во втором случае происходит изменение первичного направления разломов и углов между ними в результате их вращения. Такие явления наиболее распространены в условиях транспрессии (сдвиг + сжатие) или транстенсии (сдвиг + растяжение) [Hanmer, Passchier, 1991].

Направления разрывов в зоне сдвига в различных динамических условиях были обобщены на основе экспериментальных и полевых наблюдений М.В. Гзовским

[Gzovsky, 1975] и представлены им в виде Схемы расположения осей напряжений и трещин в момент их возникновения при деформации сдвига (рис. 3). Несмотря на то, что были предложены иные модели структурных парагенезов разломных зон [Rebetsky, 2007; Riedel, 1929; Sherman, 1977, 1981; Seminsky, 2014], схема М.В. Гзовского (далее Схема) не утратила актуальности. В частности, она используется в дистанционном структурно-геоморфологическом методе идентификации разрывных нарушений [Gordeev, 2018; Sim, Marinin, 2015].

В нашем исследовании Схема использована для идентификации систем разломов и выявления динамически согласованных нарушений и возможных обстановок их формирования. При наличии представлений об общей последовательности и условиях деформационных событий территории эта Схема позволила верифицировать и уточнить вероятные динамические условия развития конкретных нарушений.

Анализ роза-диаграмм направлений разломов позволяет выявить системы и ассоциации систем разломов рассматриваемого региона. Роза-диаграммы содержат

разломы, функционировавшие в региональном и локальных полях деформаций. Длинные лучи диаграмм показывают системы разломов, которые имеют относительно широкое распространение и маркируют направления региональных систем разломов. Предполагается, что они соответствуют магистралям сдвиговых и других дизъюнктивных нарушений. Короткие лучи характеризуют направления второстепенных и оперяющих нарушений. Асимметрия роза-диаграммы указывает на участие в деформации объекта транспрессии или транстенсии [Hanmer, Passchier, 1991].

Сопоставление роза-диаграммы с парагенезом структур Схемы позволяет выбрать вероятную динамическую обстановку формирования разрывов. При наличии кинематических данных для некоторых разломов появляется возможность судить о кинематике других динамически сопряженных нарушений.

Представительными для исследования дизъюнктивных деформаций верхней коры можно считать разломы, которые глубоко проникают в верхнюю кору или рассекают ее до основания. Изучение активных

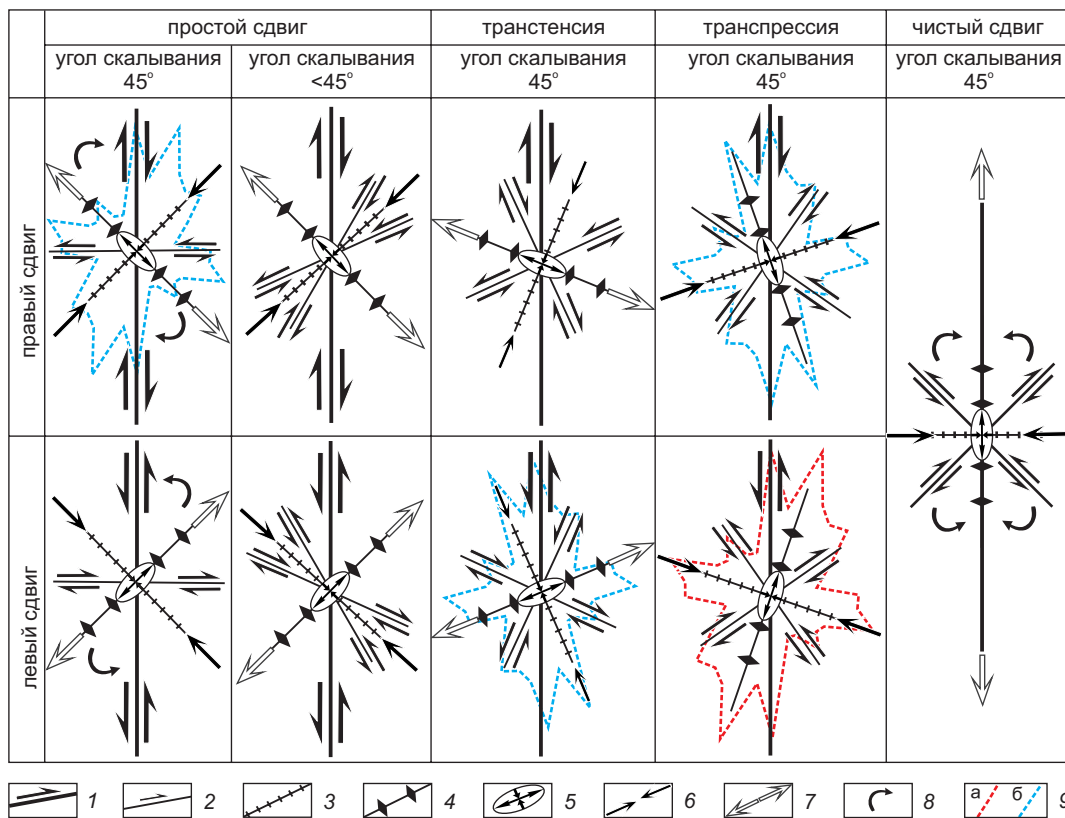


Рис. 3. Схема – типовые парагенезы нарушений в зонах сдвига ([Gzovsky, 1975], с дополнениями). 1–4 – линии простирания: 1 – магистрального сдвига, 2 – оперяющих сдвигов с синтетическими и антитетическими смещениями, 3 – структур растяжения, 4 – структур сжатия; 5 – ориентировка осей сжатия – растяжения; 6–8 – направления: 6 – сжатия, 7 – растяжения, 8 – вращения; 9 – контуры роза-диаграммы (рис. 4), показывающие ее хорошую (а) и неполную (б) сходимость с типовыми парагенезами.

Fig. 3. Typical parageneses of tectonic disturbances in shear zones ([Gzovsky, 1975], with additions). 1–4 – strike direction lines: 1 – main strike-slip faults, 2 – strike-slip faults with synthetic and antithetical displacements, 3 – structures of extension, 4 – structures of compression; 5 – orientations of compression and extension axes; 6–8 – directions: 6 – compression, 7 – stretching, 8 – rotation; 9 – contours of the rose diagram (see Fig. 4) showing good (a) or incomplete (b) consistency with typical parageneses.

разломов и гипоцентров внутрикоровых землетрясений в сейсмоактивных районах показало [Sherman, 1977], что глубина проникновения разломов в земную кору близка к длине линий разломов на дневной поверхности. В статье рассмотрены разломы, линии которых на земной поверхности имеют длину более 6 км. Используются разломы всех типов, кроме пологих надвигов и подошвы шарьяжей.

4. СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Рассматриваемая территория охватывает Южную Финляндию и Юго-Западную Карелию в географических координатах $60\text{--}65^\circ$ с.ш., $21\text{--}36^\circ$ в.д., источник данных – карта разломов [Sidorenko, 1980]. Роза-диаграмма показывает направления 683 разломов этого региона (рис. 4). На диаграмме видны три ортогональные ассоциации систем разломов. Ассоциация I содержит лучи $40^\circ/220^\circ$ и $130^\circ/310^\circ$, ассоциация II – лучи $0^\circ/180^\circ$ и $90^\circ/270^\circ$ и ассоциация III имеет лучи $60^\circ/240^\circ$ и $150^\circ/330^\circ$. Угол между направлениями систем разломов ассоциаций I и II – $40\text{--}45^\circ$, между направлениями систем разломов ассоциаций I и III – 20° .

В строении Карельского массива и его обрамления преобладают разрывы северо-западного простирания, принадлежащие I и III ассоциациям. Они конформны границам массива, вдоль которых пояса разломов этих систем образуют крупные транспрессионные зоны – Раахе-Ладожскую и Восточно-Карельскую. Пространственно-угловые соотношения этих разрывов приводят к развитию мелких и крупных линзовидных структур. Разломы аналогичного простирания широко развиты и вдоль северо-восточной окраины Свекофеннского аккреционного пояса, где они пересекают син- и посторогенные комплексы гранитоидов Центрально-Финского массива. Практически все разрывы северо-западного простирания имеют признаки формирования в условиях транспрессии [Kolodyazhny, 2006; Morozov, 1999, 2002]. Ортогональные системы нарушений I и III ассоциации, имеющие северо-восточную ориентировку, менее распространены и сконцентрированы преимущественно на севере Карельского массива и в Южной Финляндии (см. рис. 2). Разломы восток-северо-восточного простирания ассоциации III образуют транспрессионные зоны, конформные внешнему надвиговому фронту Южно-Финского пояса.

Судя по соотношениям с вмещающими породами, разрывы ассоциаций I и III длительно развивались на протяжении палеопротерозоя, к окончанию которого, в результате свекофенских коллизионных событий, они оформились в конфигурации, близкой к современной. На юго-восточном продолжении Раахе-Ладожской зоны разрывы северо-западного простирания пересекают раннерифейский Салминский массив гранитов рапакиви и контролируют Пашско-Ладожскую грабен-синклиналь, выполненную отложениями раннего рифея. Это свидетельствует о более поздней тектонической активности зоны в условиях континентального рифтогенеза.

Субмеридиональные разломы ассоциации II распространены в центральной части Карельского массива и представлены нарушениями, заложившимися в архее и испытывавшими многократную активизацию в палеопротерозое. Предполагается, что первичная позиция этих структур была изменена в результате вращения Западно-Карельского массива [Kolodyazhny, 2006]. Взбросы и надвиги субмеридионального простирания в составе ассоциации II широко развиты в области транспрессионной Раахе-Ладожской зоны, по отношению к которой эти структуры являются опережающими диагональными нарушениями. Система субширотных разломов ассоциации II в области карелид имеет подчиненное значение. На юге Финляндии субширотные разрывы этой ассоциации ориентированы под небольшим углом к северной границе Южно-Финского пояса, который сформировался на заключительной стадии свекофенской орогении [Morozov, 2010; Mints et al., 2018]. Эти нарушения деформируют синорогенные гранитоды Центрально-Финского массива и сопровождаются субширотными складками, широко развитыми в супракустальных комплексах центральных и южных областей Финляндии.

5. ДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕТИ РАЗЛОМОВ

Сопоставление структурных парагенезов Схемы и роза-диаграммы направлений разломов Балтийского щита позволяет оценить региональные условия деформаций и выявить динамически согласованные разрывы для различных этапов развития территории. Используя имеющиеся кинематические данные и общие представления о геодинамике территории, можно уточнить

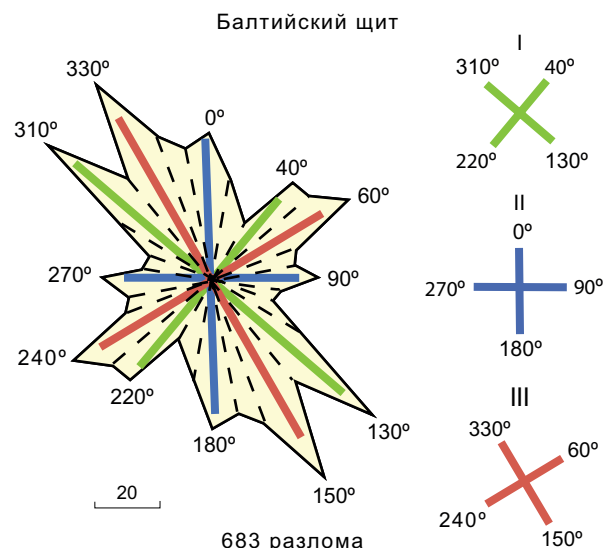


Рис. 4. Роза-диаграмма направлений разломов в юго-восточной части Балтийского щита (полярная проекция, интервал – 10° , использовано 683 разлома).

Fig. 4. Rose diagram of the main fault directions for the southeastern part of the Baltic Shield (polar projection; interval – 10° ; data on 683 faults).

и верифицировать существующие модели развития структур рассматриваемого региона с этапа рифтогенеза (D1) и начала раскрытия Свекофеннского палеоокеана в среднем палеопротерозое и последующих аккреционно-коллизийных процессов, связанных с его закрытием (D2, D3, D4) (рис. 5). О более ранних этапах развития систем нарушений на основе их современной пространственной ориентировки судить сложно: ориентировка разрывов, сформировавшихся в архее и раннем палеопротерозое в пределах Карельского кратона, была иной, а вещественные комплексы Свекофеннского и Южно-Финского поясов еще не сформировались.

D1. О структурных ансамблях этапа D1 позволяет судить общая конфигурация палеопротерозойских рифтогенных и окраинно-континентальных поясов, развитых вдоль окраин Западно-Карельского массива. Предполагается, что первоначальная позиция этих структур существенно не изменилась, тогда как внутренние структурные элементы окаймляемого ими массива испытали вращение на 20–35° по часовой стрелке [Kolodyazhny, 2006].

Конгруэнтность роза-диаграммы отмечена с парагенезом левосдвиговой трансформации Схемы при условии, что левосдвиговые смещения развивались вдоль

разрывов ассоциации III (150°/330°). Структуры растяжения при этом соответствуют системе разломов ассоциации I (130°/310°) (рис. 5, а). Этому направлению соответствуют простирания многих даек габбро-долеритов (2.20–1.97 млрд лет [Morozov, 2010]), развитых вдоль окраин Западно-Карельского массива с учетом их вращения в составе этого массива. Даже в современной структурной конфигурации практически все дайки этого возраста ориентированы под углом к юго-западной окраине этого массива, отклоняясь против часовой стрелки от ее простирания. Эта ситуация соответствует обстановке внедрения даек в условиях левосдвиговых смещений вдоль разрывов Раахе-Ладожской зоны [Morozov, 1999]. Реконструированная с помощью Схемы динамическая обстановка левосдвиговой трансформации подтверждает этот вывод и позволяет полагать, что деформации этапа D1 развивались в условиях асимметричного (косого) рифтогенеза. Реконструкция также предполагает, что рифтинг сопровождался развитием субширотных правых сдвигов.

D2. Наибольшая конгруэнтность роза-диаграммы отмечается с парагенезом нарушений левосдвиговой трансформации Схемы при условии, что структуры сжатия соответствуют системе разломов ассоциации III

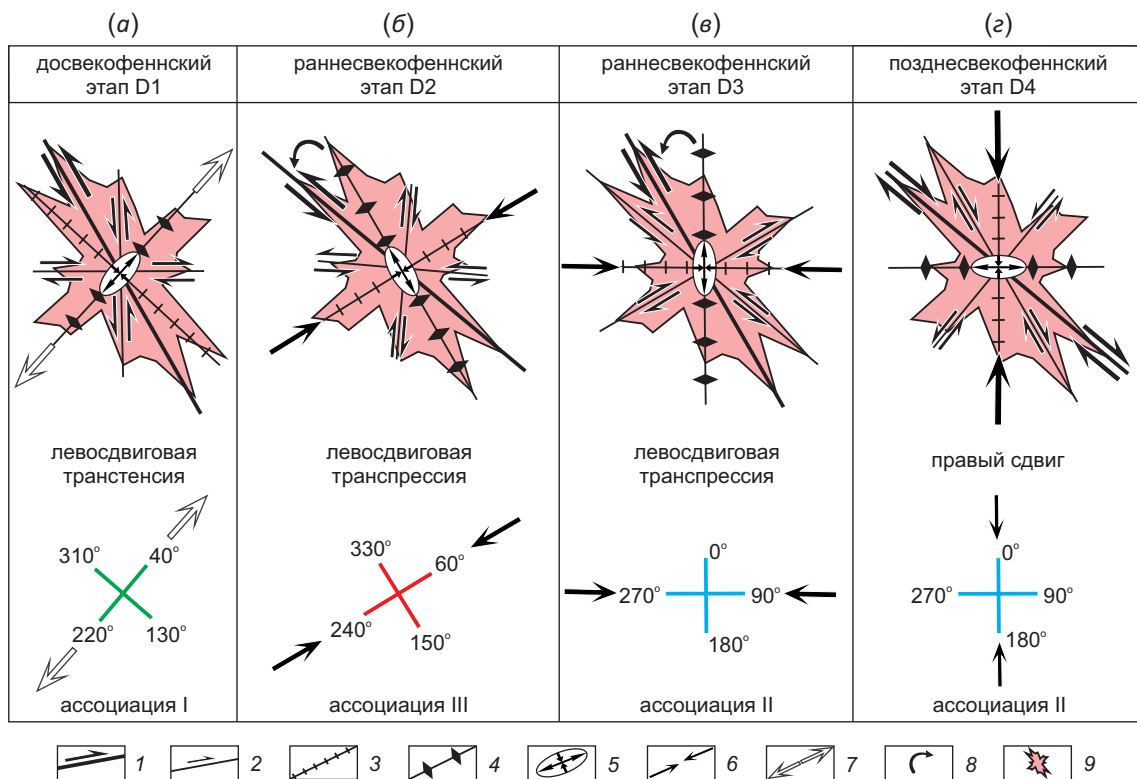


Рис. 5. Динамическая интерпретация систем разломов Балтийского щита.

1–4 – линии простирания структур: 1 – магистрального сдвига, 2 – опережающих сдвигов, 3 – сбросов и раздвигов, 4 – взбросов и складок; 5 – ориентировка осей сжатия – растяжения; 6–8 – направления: 6 – сжатия, 7 – растяжения, 8 – вращения; 9 – контуры роза-диаграммы направлений разломов.

Fig. 5. Dynamic interpretation of the fault systems of the Baltic Shield.

1–4 – strike direction lines of structures: 1 – main strike-slip fault, 2 – other strike-slip faults, 3 – normal faults and extension faults, 4 – reverse faults and folds; 5 – orientation of compression and extension axes; 6–8 – directions: 6 – compression, 7 – extension, 8 – rotation; 9 – contours of the rose diagrams of the main fault directions for the southeastern part of the Fennoscandian (Baltic) Shield.

северо-западного простирания ($150^\circ/330^\circ$) (рис. 5, б). Магистральные левосдвиговые смещения могли происходить вдоль разломов ассоциации I ($130^\circ/310^\circ$). Это согласуется с кинематическими данными, полученными при изучении раннесвекофенских (этап D2) структурных парагенезов Раахе-Ладужской зоны [Morozov, 1999], центральных и восточных сегментов Карельского массива [Kolodyazhny, 2006], а также с динамическими реконструкциями, показывающими, что на ранних стадиях свекофенской коллизии сжатие происходило в северо-восточном направлении [Karki et al., 1993; Nironen, 1997]. Практически все главные лучи роза-диаграммы совпадают с разрывами левосдвигового транспрессионного парагенеза: субмеридиональные правые сдвиги и сбросы северо-восточного простирания изучены в пределах всего Карельского массива, субширотные левые сдвиги распространены в его северной части [Karki et al., 1993; Kolodyazhny, 1998, 1999, 2006]. В целом можно отметить, что режим левосдвиговой транспрессии раннесвекофенского этапа D2 привел к формированию большинства разломов рассматриваемой территории и активизации практически всех заложенных ранее нарушений.

D3. Хороший уровень соответствия роза-диаграммы Схеме отмечен для структурных парагенезов этапа D3, также развивавшихся в условиях левосдвиговой транспрессии (рис. 5, в). При этом структуры сжатия соответствовали субмеридиональным нарушениям ассоциации II ($0^\circ/180^\circ$), а левосдвиговые смещения происходили вдоль магистральных северо-западных разрывов ассоциации III ($150^\circ/330^\circ$). Асимметричные в плане складки субмеридионального простирания и связанные с ними разрывы хорошо видны в структуре палеопротерозойских поясов, развитых вдоль Раахе-Ладужской зоны, а также в области шарьяжей Оуткумпу, где они наложены на более ранние складчатонадвиговые структуры этапа D2 (см. рис. 2). Этап D3 явился результатом развития деформаций этапа D2, когда в условиях левосдвиговой транспрессии более ранние структуры испытывали вращение против часовой стрелки к плоскости магистрального сдвига. Преимущественно надвиговые перемещения этапа D2 при этом сменились преобладающими сдвиговыми смещениями этапа D3 и сопровождающимися их диагональными складками [Karki et al., 1993; Morozov, 1999]. Ось сжатия в процессе раннесвекофенских событий изменила позицию с северо-восточной (D2) на субширотную (D3).

D4. Структурные ансамбли позднесвекофенского этапа D4 широко распространены в пределах Свекофенского и Южно-Прибалтийского поясов [Karki, Laajoki, 1995; Karki et al., 1993; Morozov, 1999]. Они представлены системой складок, надвигов, взбросов и взбросо-сдвигов субширотного простирания и соответствуют ассоциации II (рис. 5, г). Эти структуры формировались в условиях субмеридионального сжатия, связанного с динамическим воздействием и надвиганием пород Южно-Финского пояса (шарьяжа) в северном

[Morozov, 2010] либо северо-северо-западном направлении в условиях правосдвиговой транспрессии [Nironen, 1997].

Используя роза-диаграмму и Схему, можно отметить, что сформировавшиеся ранее разрывы северо-западного простирания Раахе-Ладужской зоны и Карельского массива в условиях субмеридионального сжатия находились в позиции, благоприятной для развития правосдвиговых смещений в условиях, близких простому сдвигу (ассоциация I) и транстенсии (ассоциация III). Правосдвиговые смещения этапа D4 вдоль зон северо-западного простирания установлены и на основе мезоструктурных исследований в пределах Раахе-Ладужской зоны [Karki, Laajoki, 1995; Karki et al., 1993; Morozov, 1999], а также Карельского массива [Kolodyazhny, 2006].

6. ОБСУЖДЕНИЕ

Динамический анализ систем разломов юго-восточной части Балтийского щита позволяет полагать, что большая их часть сформировалась в палеопротерозое и была активна на разных этапах тектонической эволюции региона. Направления перемещений по разломам были обусловлены действовавшим в определенную эпоху региональным полем напряжений, изменение которого в дальнейшем вызывало смену кинематики ранее сформированных разрывов. Например, динамическая инверсия позднесвекофенского этапа D4 привела к полной кинематической инверсии Раахе-Ладужской сдвиговой зоны.

Данные о роли транспрессивной тектоники в формировании структуры Балтийского щита были систематизированы и обобщены в работах [Morozov, 1999, 2002], ее отмечали и другие исследователи [Kolodyazhny, 2006; Nironen, 1997]. Выполненный нами анализ динамических закономерностей развития разрывов юго-восточной части Балтийского щита позволяет верифицировать и уточнить существующие представления о развитии этой территории.

7. ЭВОЛЮЦИЯ СЕТИ РАЗЛОМОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В ПРОТЕРОЗОЕ

Для построения модели развития систем разрывов Балтийского щита использованы геодинамические реконструкции [Morozov, 2010; Lahtinen et al., 2005; Mints, 2018; Mints, Eriksson, 2016; Nironen, 1997] и структурно-кинематические данные [Karki, Laajoki, 1995; Karki et al., 1993; Kolodyazhny, 2006; Morozov, 1999, 2002].

Этап D1. В среднем палеопротерозое (2.2–2.0 млрд лет) вдоль юго-западной и северо-восточной окраины Западно-Карельского массива интенсивно проявился рифтогенез, продольные структуры которого были ориентированы в северо-западном направлении (здесь и далее – в современных координатах) конформно его обрамлению (рис. 6, а). Наиболее активными были разрывы северо-западного простирания ассоциаций I ($130^\circ/310^\circ$) и III ($150^\circ/330^\circ$), вдоль которых проявлялись сдвиго-раздвиговые и сбросо-сдвиговые перемещения,

конформные окраинам массива. Пространственная позиция этих нарушений сохранилась на всех последующих этапах развития территории. Рифтогенез развивался в условиях левосдвиговой трансформации, сопровождался формированием роев даек, ориентированных под углом к юго-западной окраине массива, вдоль которой произошел раскол континентальной коры с последующим заложением Свекофеннского океана. Реконструкция на основе Схемы позволяет предполагать, что раскрытие Свекофеннского океана сопровождалось развитием субширотных правосдвиговых трансформных разломов ассоциации II.

Косая дивергенция проявилась и в формировании асимметричных в плане клиновидных рифтов, морфология которых сохранилась и в современной структуре Карельского массива. Западно-Карельский массив в этих условиях испытывал вращение по часовой стрелке. Это вращение адаптировалось за счет сдвиговых смещений в обрамлении массива и компенсировалось развитием клиновидных рифтовых структур к юго-востоку (Онежский рифт) и северо-западу от него (рис. 6, а, б). Древние нарушения и зеленокаменные пояса Западно-Карельского массива также испытали вращение, заняв, в конечном итоге, субмеридиональную позицию II ассоциации разломов. С учетом последующего вращения можно полагать, что ранние генерации даек (2.20–1.97 млрд лет), развитые в краевых частях Западно-Карельского массива, также испытали вращение по часовой стрелке на угол 20–35°. Соответственно первоначальная их ориентировка была ближе к субширотной, а реконструированное направление растяжения – северо-северо-восточным (10–25°/190–205°).

Этап D2. Главные события позднего палеопротерозоя начались примерно на рубеже 1.9 млрд лет в связи с закрытием Свекофеннского океана и формированием одноименного аккреционного комплекса вдоль окраины Карельского массива (рис. 6, б). Внутриокеанические субдукционные процессы на этом этапе сменились обдукцией и надвиганием океанических и окраинно-континентальных комплексов к северо-востоку и востоку на Карельский массив. Аккремирование внутриокеанических островных дуг сопровождалось левосдвиговыми транспрессионными деформациями вдоль континентальной окраины и Раахе-Ладужской зоны сдвига. Структуры сжатия, преимущественно надвиги, соответствовали ассоциации III (150°/330°), а магистральные сдвиги – ассоциации I (130°/310°). Сочетание надвиговых и сдвиговых перемещений привело к развитию дивергентной структуры цветка Раахе-Ладужской зоны трансформации [Morozov, 1999, 2002]. В связи с левосдвиговыми смещениями структуры сжатия испытывали вращение против часовой стрелки к плоскостям магистральных сдвигов. Проявление такой обстановки косоугольной конвергенции позволяет полагать, что островные дуги были ориентированы косо к окраине континента и при аккреции к нему испытывали ножницеобразные перемещения, вращаясь против часовой стрелки к плоскости магистральных сдвигов

ассоциации I (130°/310°). Западно-Карельский массив продолжал испытывать вращение по часовой стрелке. Окаймляющие его континентальные рифты испытали локальные деформации и инверсию, но продолжали активное развитие к юго-востоку от массива. Здесь по-прежнему формировался Онежский палеорифт, веерообразное раскрытие которого было связано с вращением Западно-Карельского массива (рис. 6, б).

Этап D3. Завершение аккреционных процессов свекофеннид и начало коллизии обозначены формированием Центрально-Финского массива синорогенных гранитоидов (1.89–1.87 млрд лет). Процессы коллизии нашли отражение в развитии левосдвиговых транспрессионных деформаций в пределах Раахе-Ладужской зоны, смежных областей Свекофеннского пояса и практически во всем объеме Карельского массива, который испытал при этом последние импульсы вращательных движений (рис. 6, в). На этапе D3 структуры сжатия (взбросы, надвиги, складки) формировались вдоль субмеридиональных направлений и соответствовали ассоциации систем разломов II (0°/180°). При этом левосдвиговые смещения происходили вдоль северо-западных магистральных разрывов ассоциации III (150°/330°), а нарушения ассоциации I соответствовали синтетическим второстепенным сдвигам. Ранние сдвигонадвиговые перемещения D2 на этом этапе сменились преимущественно сдвиговыми, а ориентировка оси сжатия изменилась с северо-восточного (D2) направления на субширотное (D3).

Этап D4. Завершающий этап свекофеннских коллизионных событий был связан с развитием крупного Южно-Финского тектонического покрова, испытывавшего надвигание с юга на север на аккреционные комплексы свекофеннид и окраинно-континентальные толщи Карельского массива 1.80–1.78 млрд лет назад (рис. 6, г). В результате этого в пределах Свекофеннской провинции сформировались субширотные складчато-разрывные структуры ассоциации II (90°/270°). На этапе D4 произошла динамическая инверсия: субширотное сжатие этапа D3 сменилось субмеридиональным. Это привело к кинематической инверсии Раахе-Ладужской сдвиговой зоны, вдоль которой в обстановке, близкой простому сдвигу, проявились правосдвиговые смещения вдоль магистралей ассоциации I (130°/310°) и синтетические сдвиги ассоциации III (150°/330°). Вероятно, правый сдвиг вдоль Раахе-Ладужской зоны обусловил релаксацию значительной части нагрузки, и поэтому в области Карельского массива субширотные разрывы D4 проявились лишь в слабой форме. Вместе с тем субмеридиональное сжатие и динамическое влияние Южно-Финского пояса в области Карельского массива привели к проявлению сложной коллажной тектоники (escape tectonics): неравномерным и разнонаправленным блоковым перемещениям. В частности, Западно-Карельский массив при этом испытал выдвигание к северу. В его пределах разрывы субмеридионального простирания ассоциации II находились в условиях поперечного растяжения, иногда – правосдвиговой

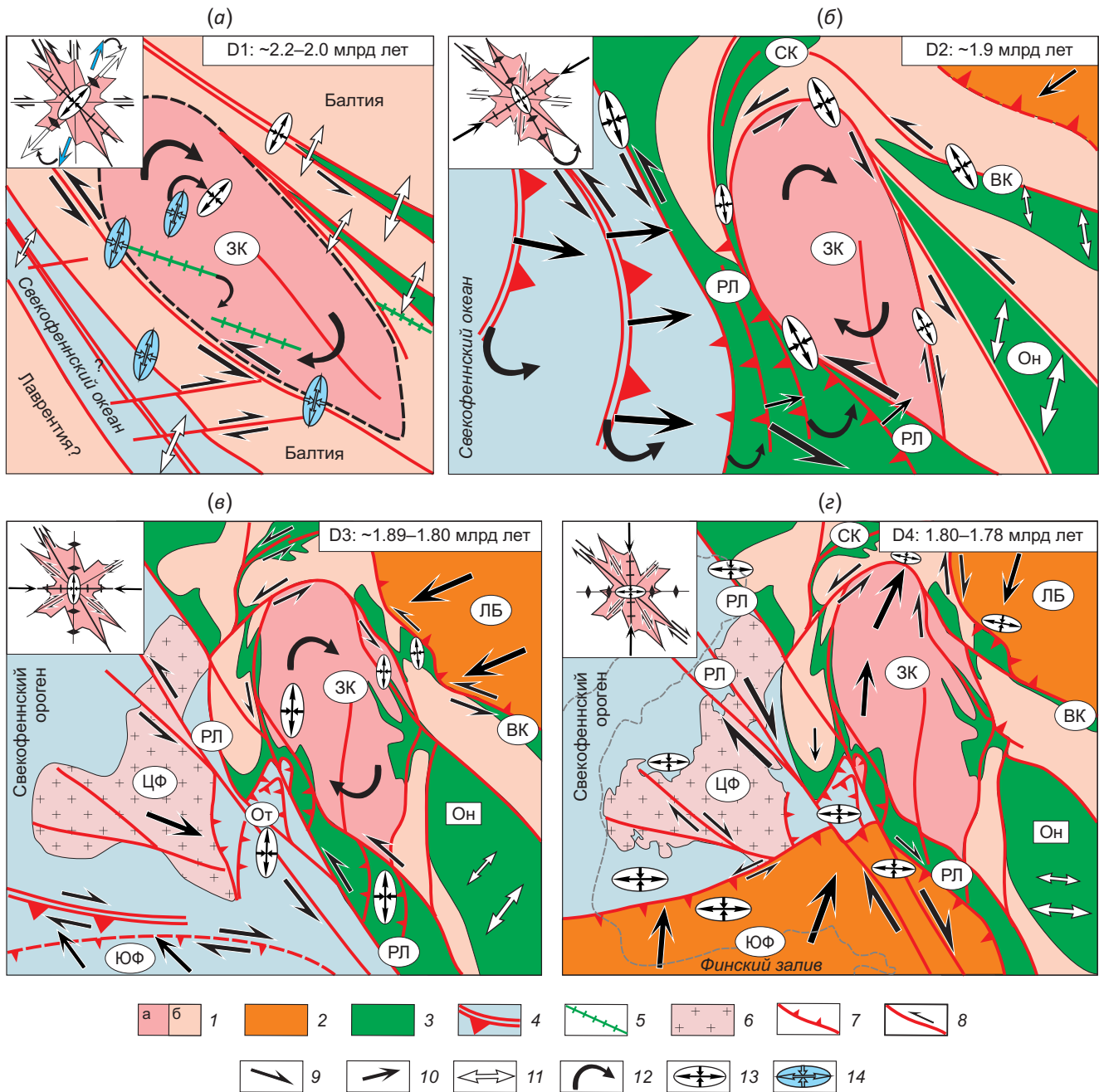


Рис. 6. Геодинамическая модель эволюции юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. На врезках – роза-диаграмма ориентировки разломов (см. рис. 4) в сопоставлении с парагенезами Схемы (см. рис. 3).

1 – архейская кора Западно-Карельского (ЗК) массивов; 2 – метаморфические и магматические комплексы Лапландско-Беломорского (ЛБ) и Южно-Финского (ЮФ) поясов; 3–6 – палеопротерозойские комплексы: 3 – рифтогенные и окраинно-континентальные, 4 – океанической коры, островодужных систем и аккреционных комплексов Свеккофеннского пояса (СП), 5 – дайки (2.20–1.97 млрд лет), 6 – гранитоидные Центрально-Финского массива (ЦФ); 7–8 – разрывы: 7 – взбросы и надвиги, 8 – сдвиги; 9–12 – направления перемещения тектонических блоков: 9 – сдвиговое, 10 – латеральное, 11 – рифтогенное, 12 – ротационное; 13–14 – ориентировка осей сжатия – растяжения: 13 – наблюдаемая, 14 – реконструированная. Зоны сдвига: РЛ – Раахе-Ладожская, ВК – Восточно-Карельская, СК – Северо-Карельская. Он – Онежская структура, От – шарьяжи Оуткумпу.

Fig. 6. Geodynamic model showing the evolution of the southeastern part of the Fennoscandian (Baltic) Shield in the Paleoproterozoic. Insets: comparison of the rose diagram (see Fig. 4) and the schemes (see Fig. 3).

1 – Archean crust of Western-Karelian (a) and other massifs (б); 2 – metamorphic and magmatic complexes of the Laplandia-Belomorian and South Finland belts; 3–6 – Paleoproterozoic complexes: 3 – rifting and continental margin, 4 – oceanic crust, island-arc systems and accretionary complexes of the Svecofennian belt (СП), 5 – dikes (2.20–1.97 Ga), 6 – granites of the Central Finland massif (ЦФ); 7–8 – faults: 7 – reverse faults and thrusts, 8 – strike-slip faults; 9–12 – displacements of tectonic blocks: 9 – strike-slip, 10 – lateral, 11 – riftogenic, 12 – rotational; 13–14 – orientation of compression and extension axes: 13 – observed, 14 – reconstructed. Shear zones: РЛ – Raahе-Ladoga, ВК – East Karelian, СК – North Karelian. Он – Onega structure, От – Outokumpu nappes.

транстенсии. В области Северного Приладожья сформировалась сложная интерференционная структура сочетания складок и гранитогнейсовых куполов [Morozov, 1999], соответствующая области тройного сочленения мегаструктур – Карельского массива, Свекофенского и Южно-Финского поясов.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Статистический анализ 683 разломов юго-восточной части Балтийского щита позволил выделить три ортогональные ассоциации систем разломов. Динамический анализ систем разломов и их ассоциаций показал, что главные структурообразующие разломы территории, имеющие северо-западное простирание, принадлежат сети разломов, которая была создана преимущественно в раннем палеопротерозое. В палеопротерозое они функционировали на протяжении четырех этапов деформаций: D1 – левосдвиговая транстенсия и асимметричный рифтогенез (2.1–1.9 млрд лет), D2 – левосдвиговая транспрессия в обстановке косой аккреции и конвергенции (1.9 млрд лет), D3 – левосдвиговая транспрессия в условиях косой коллизии (1.89–1.80 млрд лет), D4 – правый сдвиг на фоне сложной коллажной тектоники позднеколлизионного этапа (1.80–1.78 млрд лет). Региональное поле напряжений в процессе эволюции нарушений менялось следующим образом: D1 – растяжение в северо-восточном (или ВСВ) направлении, D2 – сжатие в северо-восточном направлении, D3 – сжатие в субширотном направлении, D4 – сжатие в субмеридиональном направлении. Изменения динамических условий нагрузки обусловили многократную кинематическую инверсию сети разрывных нарушений. Широкое распространение обстановок транстенсии и транспрессии на юго-востоке Балтийского щита свидетельствует о проявлении асимметричного рифтинга, косой аккреции и коллизии в палеопротерозое. Это необходимо учитывать при геодинамических реконструкциях.

9. ЛИТЕРАТУРА/REFERENCES

Bogdanova S.V., 1993. Segments of the East European Craton. In: D.G. Gee, M. Beckholmen (Eds), EUROPROBE 1991, Jablonna. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, p. 33–38.

Bogdanova S.V., Garetsky R.G., 2006. EUROBRIDGE Project: Paleoproterozoic Accretion and Crustal Collision in Fennoscandia and Sarmatia. *Geology and Geophysical Images*. In: A.F. Morozov, N.V. Mezhelevsky, N.I. Pavlenkova (Eds), Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe. GEOKART, GEOS, Moscow, p. 221–290 (in Russian) [Богданова С.В., Гарецкий Р.Г. Проект EUROBRIDGE: Палеопротерозойская аккреция и коллизия коры в Фенноскандии и Сарматии. Геология и геофизические образы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Ред. А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006. С. 221–290].

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbachev R., Orlyuk M.I., 1996. Riphean Rifting and Major Palaeoproterozoic Crustal

Boundaries in the Basement of the East European Craton: *Geology and Geophysics. Tectonophysics* 268 (1–4), 1–21. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00232-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00232-6).

Burzunova Yu.P., 2011. Angles between Conjugated Systems of near Fault Fractures in Idealized and Natural Parageneses Formed in Various Dynamic Settings. *Lithosphere* 2, 94–110 (in Russian) [Бурзунова Ю.П. Углы между сопряженными системами приразломных трещин в идеализированных и природных парагенезисах, формирующихся в различных динамических обстановках // Литосфера. 2011. № 2. С. 94–110].

Cloetingh S.A.P.L., Ziegler P.A., Bogaard P.J.F., Andriessen P.A.M., Artemieva I.M., Bada G., van Balen R.T., Beekman F., Ben-Avraham Z. et al., 2007. TOPO-EUROPE: The Geoscience of Coupled Deep Earth-Surface Processes. *Global and Planetary Change* 58 (1–4), 1–118. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.008>.

Garetsky R.G., 2007. Features of Tectonics and Geodynamics of the East European Platform. *Lithosphere* 2 (27), 3–13 (in Russian) [Гарецкий Р.Г. Особенности тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2007. № 2 (27). С. 3–13].

Glebovitskii V.A., 2005. The Early Precambrian of the Baltic Shield. Nauka, Saint Petersburg, 711 p. (in Russian) [Глебовицкий В.А. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука. 2005. 711 с.].

Gorbatshev R., Bogdanova S., 1993. Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Research* 64 (1–4), 3–21. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90066-B](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90066-B).

Gordeev N.A., 2018. Interrelation of Neotectonics and Geodynamics of Ancient Platforms on the Example of the Olenek Uplift and Its Southern Framing. *Proceedings of the Fersman Scientific Session of the GI KSC RAS. Vol. 15*, p. 116–119 (in Russian) [Гордеев Н.А. Взаимосвязь неотектоники и геодинамики древних платформ на примере Оленекского поднятия и его южного обрамления // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. Т. 15. С. 116–119]. <https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.027>.

Gzovsky M.V., 1975. *Fundamentals of Tectonophysics*. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.].

Hanmer S., Passchier C., 1991. Shear-Sense Indicators: a Review. *Geological Survey of Canada Paper* 90–17. Ottawa, 72 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756800020112>.

Heiskanen K.I., 1990. Paleogeography of the Baltic Shield in Karelian Time. KSC USSR Publishing House, Petrozavodsk, 126 p. (in Russian) [Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. 126 с.].

Huhma H., 1986. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb Isotopic Evidence for the Origin of the Early Proterozoic Svecokarelian Crust in Finland. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 337, 48 p.

Ivanov S.N., 1994. The Probable Nature of the Main Seismic Boundaries in the Continental Crust. *Geotectonics* 3, 3–13 (in Russian) [Иванов С.Н. Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов // Геотектоника. 1994. Т. 3. С. 3–13].

Karakin A.V., Kuryanov Yu.A., Pavlenkova N.I., 2003. Faults, Fractured Zones and Waveguides in the Upper Layers of the Earth's Shell. Geosystem Publishing, Moscow, 221 p. (in Russian) [Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М.: ВНИИгеосистем, 2003. 222 с.]

Karki A., Laajoki K., 1995. An Interlinked System of Folds and Ductile Shear Zones – Late Stage Svecokarelian Deformation in the Central Fennoscandian Shield, Finland. *Journal of Structural Geology* 17 (9), 1233–1247. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00006-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00006-Y).

Karki A., Laajoki K., Luukas J., 1993. Major Paleoproterozoic Shear Zones of the Central Fennoscandian Shield. *Precambrian Research* 64 (1–4), 207–224. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90077-F](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90077-F).

Koistinen T., Stephens M.B., Bogachev V., Nordgulen O., Wennerstrom M., Korhonen J., 2001. Geological Map of the Fennoscandian Shield. Scale 1:2000000. Geological Surveys of Norway, Sweden, Russia and Finland: Trondheim – Uppsala – Moscow – Espoo.

Kolodyazhny S.Yu., 1998. Structural-Metamorphic Assemblages of the Kukasozero Segment of the North Karelian Zone (Baltic Shield). *Geotectonics* 32 (6), 488–505.

Kolodyazhny S.Yu., 1999. Structural Assemblages and Kinematics of the Koikar Shear Zone, Karelian Massif. *Geotectonics* 33 (6), 448–461.

Kolodyazhny S.Yu., 2006. Structural and Kinematic Evolution of the South-Eastern Part of the Baltic Shield in the Paleoproterozoic. GEOS, Moscow, 332 p. (in Russian) [Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.]

Kolodyazhny S.Yu., 2010. Structural and Kinematic Assemblies in Sedimentary Rocks of the Phanerozoic Cover of the Mid-Russian Dislocation Zone. *Geotectonics* 44 (2), 139–157. <https://doi.org/10.1134/S0016852110020044>.

Kolodyazhny S.Yu., 2018. Long-Lived Structural Ensembles of the East European Platform. Article 1. The Basement Tectonics. *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 2, 5–13 (in Russian) [Колодяжный С.Ю. Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Тектоника фундамента // Известия вузов. Геология и разведка. 2018. № 2. С. 5–13]. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2018-2-5-13>.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M., 2006. The Svecofennian Orogen: A Collage of Microcontinents and Island Arcs. *Geological Society London Memoirs* 32, 561–578. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.34>.

Kozhevnikov V.N. 2000. Archean Greenstone Belts of the Karelian Craton as Accretionary Orogens. KSC RAS, Petrozavodsk, 223 p. (In Russian) [Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КНЦ РАН. 2000. 223 с.]

Kratz K.O., 1963. *Geology of Karelides of Karelia*. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow-Leningrad, 230 p. (in Russian) [Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 230 с.]

Kulikov V.S., Svetov S.A., Slabunov A.I., Kulikova V.V., Polin A.K., Golubev A.I., Gorkovets V.Ya., Ivashchenko V.I., Gogolev M.A., 2017. Geological Map of Southeastern Fennoscandia in Scale 1:750 000: A New Approach to Map Compilation. *Proceedings of KSC RAS. Iss. 2*, p. 3–41 (in Russian) [Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И., Куликова В.В., Полин А.К., Голубев А.И., Горьковец В.Я., Иващенко В.И., Гоголев М.А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750000: новые подходы к составлению // Труды КНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41]. <https://doi.org/10.17076/geo444>.

Lahtinen R., Huhma H., 1997. Isotopic and Geochemical Constraints on the Evolution of the 1.93–1.79 Ga Svecofennian Crust and Mantle. *Precambrian Research* 82 (1–2), 13–34. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00062-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00062-9).

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., 2005. Chapter 11 Paleoproterozoic Tectonic Evolution. *Developments in Precambrian Geology* 14, 481–531. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(05\)80012-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(05)80012-X).

Leonov M.G., Kulikov V.S., Zykov D.S., Kolodyazhny S.Yu., Poleshchuk A.V., 2011. Tectonics. In: L.V. Glushanin, N.V. Sharov, V.V. Shchiptsov (Eds), *Palaeoproterozoic Onega Structure: Geology, Tectonics, Deep Structure and Mineralogy*. KSC RAS, Petrozavodsk, p. 127–170 (in Russian) [Леонов М.Г., Куликов В.С., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Полещук А.В. Тектоника // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2011. С. 127–170].

Leonov Yu.G., 1997. Tectonic Mobility of the Platform Crust at Different Depths. *Geotectonics* 31 (4), 279–293.

Miller Yu.V., 1988. *Structure of Archean Greenstone Belts*. Nauka, Leningrad, 144 p. (in Russian) [Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.]

Mints M.V., 2018. 3D Model of the Deep Structure of the Svecofennian Accretionary Orogen: A Geodynamic Interpretation. *Proceedings of KSC RAS. Iss. 2*. P. 62–76 (in Russian) [Минц М.В. Геодинамическая интерпретация объемной модели глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена // Труды КНЦ РАН. 2018. № 2. С. 62–76]. <https://doi.org/10.17076/geo698>.

Mints M.V., Eriksson P.G. 2016. Secular Changes in Relationships between Plate-Tectonic and Mantle-Plume Engendered Processes during Precambrian Time. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 173–232 (in Russian) [Минц М.В., Эрикссон П.Г. Длиннопериодные изменения в соотношении процессов тектоно-плитного и мантийно-плюмового происхождения в докембрии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 2. С. 173–232]. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0203>.

Mints M.V., Sokolova E.Yu., LADOGA Working Group, 2018. 3D Model of the Deep Structure of the Svecofennian Accretionary Orogen Based on Data from CDP Seismic Reflection Method, MT Sounding and Density Modeling. *Proceedings of KSC RAS. Iss. 2*, p. 34–61 (in Russian) [Минц М.В., Соколова Е.Ю., рабочая группа Ладога. Объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного

орогена по данным МОБ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Труды КНЦ РАН. 2018. № 2. С. 34–61]. <https://doi.org/10.17076/geo656>.

Morozov A.F. (Ed.), 2010. Deep Structure, Evolution and Mineral Resources of the Early Precambrian Basement of the East European Platform: Interpretation of Materials for Profiles 1-EB, 4B and TATSES. Vol. 2. Iss. 4. GEOKART, GEOS, Moscow, 400 p. (in Russian) [Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-EB, профилям 4B и TATSEЙС / Ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2010. Т. 2. Вып. 4. 400 с.].

Morozov Yu.A., 1999. The Role of Transpression in the Structural Evolution of the Svecokareliides in the Baltic Shield. *Geotectonics* 33 (4), 302–313.

Morozov Yu.A., 2002. The Structure-Forming Role of Transpression and Transtension. *Geotectonics* 36 (6), 431–450.

Nironen M., 1997. The Svecofennian Orogen: A Tectonic Model. *Precambrian Research* 86 (1–2), 21–44. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00039-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00039-9).

Nironen M., Elliott B.A., Ramo O.T., 2000. 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* 53 (1), 37–58. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00007-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00007-4).

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H., 1998. Petrogenesis of the Mantle Sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): Melt Migration in the Upper Mantle during Palaeoproterozoic Continental Break-Up. *Journal of Petrology* 39 (2), 297–329. <https://doi.org/10.1093/петрол/39.2.297>.

Ramo O.T., Vaasjoki M., Manttari I., Elliott B.A., Nironen M., 2001. Petrogenesis of the Post-Kinematic Magmatism of the Central Finland Granitoid Complex: I. Radiogenic Isotope Constraints and Implications for Crustal Evolution. *Journal of Petrology* 42 (11), 1971–1993. <https://doi.org/10.1093/петрол/42.11.1971>.

Rebetsky Yu.L., 2007. Tectonic Stresses and Strength of Mountain Ranges. Nauka, Moscow, 406 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.].

Riedel W., 1929. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen, ein Beitrag zum Problem der «Fiederspaltен». *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Abt. B*, 354–368.

Seminsky K.Zh., 1997. Angle Relationships between Conjugate Joint Systems near Strike-Slip, Normal, and Thrust Fault Planes. *Doklady Earth Sciences* 354 (4), 531–533.

Seminsky K.Zh., 2014. Specialized Mapping of Crustal Fault Zones. Part 1: Basic Theoretical Concepts and Principles. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 445–467. (in Russian) [Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014.

Т. 5. № 2. С. 445–467]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136>.

Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Crustal Faulting. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].

Sherman S.I., 1981. Shifts and Transform Faults of the Lithosphere. In: N.A. Logachev, S.I. Sherman (Eds), *Problems of Fault Tectonics*. Nauka, Novosibirsk, p. 5–44 (in Russian) [Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы // Проблемы разломной тектоники / Ред. Н.А. Логачев, С.И. Шерман. Новосибирск: Наука. 1981. С. 5–44].

Sidorenko A.V. (Ed.), 1980. Map of Faults of the USSR and Neighboring Countries. Scale 1:2500000. The USSR Ministry of Geology, Moscow (in Russian) [Карта разломов территории СССР и сопредельных стран, масштаб 1:2500000 / Ред. А.В. Сидоренко. М.: Мингео СССР, 1980].

Sim L.A., Marinin A.V., 2015. Methods of Field Tectonophysics for Identification of Paleostresses. In: *Modern Tectonophysics. Methods and Results. Materials of the Fourth Youth Tectonophysical Workshop*. Vol. 2. IPE RAS Publishing House, Moscow, p. 47–76 (in Russian) [Сим Л.А., Маринин А.В. Методы полевой тектонофизики по определению палеонапряжений // Современная тектонофизика. Методы и результаты: Материалы четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2015. Т. 2. С. 47–76].

Sokolov V.A. (Ed.), 1987. *Geology of Karelia*. Nauka, Leningrad, 231 p. (in Russian) [Геология Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука. 1987. 231 с.].

Sokolov V.A., Galdobina L.P., Ryleev A.V., Satsuk Yu.I., Svetov A.P., Heiskanen K.I., 1970. *Geology, Lithology and Paleogeography of the Yatulian Rocks of the Central Karelia*. Karelia Publishing House, Petrozavodsk, 366 p. (in Russian) [Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.].

Svetov A.P., 1979. Platform Basalt Volcanism of the Karelians. Nauka, Leningrad, 208 p. (in Russian) [Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.].

Svetov A.P., Sviridenko L.P., 1991. Magmatism of Suture Zones of the Baltic Shield. Nauka, Leningrad, 199 p. (in Russian) [Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 199 с.].

Systra Yu.Y., 1991. *Tectonics of the Karelian Region*. Nauka, Saint Petersburg, 176 p. (in Russian) [Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.].

Väisänen M., Mänttari I., Kriegsman L.M., Hölttä P., 2000. Tectonic Setting of Post-Collisional Magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos* 54 (1–2), 63–81. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00018-9).