



A COMBINED MODEL OF THE DIAPIRIC AND COLLISIONAL FORMATION MECHANISM OF THE PALEOPROTEROZOIC GRANITE-MIGMATITE-GNEISS DOMES OF THE SVECOFENNIAN BELT

O.P. Polyansky ¹✉, S.K. Baltybaev ², A.V. Babichev ¹

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, 2 Makarov Emb, Saint Petersburg, 199034, Russia

ABSTRACT. Geological examples of the development of thermal dome structures in the Svecofennian belt demonstrate the relationship between plutonic and metamorphic events and metamorphic strengthening towards the core parts of the structures. The corresponding 2D geological model has been created to make a quantitative assessment of the effect of mantle magmas temperature at the base of the crust and the formation of the diapiric cores surrounded by high-temperature areas with a degree of granulite facies metamorphism. Modeling shows that there is a possibility of melting of the lower crust in the presence of a water fluid under the influence of mantle magmas. After melting, there occurs an ascent of partially molten material towards the upper crustal levels. An absorbed aqueous fluid changes to hydrous melt, thus lowering its viscosity and density. The ascending height of high-temperature cores is determined by the depth of viscous-to-elastoplastic transition in the crustal matter rheology. These materials ascend to upper levels in a partially molten state in the process of overthrusting due to "collisional" tectonics.

KEYWORDS: Svecofennian belt; thermal domes; numeric modeling; granulites; thrust; diapiric structures

FUNDING: This work was supported by the Russian Science Foundation (grant 23-27-00106).



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Oleg P. Polyansky, pol@igm.nsc.ru

Received: March 10, 2023

Revised: April 5, 2023

Accepted: April 11, 2023

FOR CITATION: Polyansky O.P., Baltybaev S.K., Babichev A.V., 2023. A Combined Model of the Diapiric and Collisional Formation Mechanism of the Paleoproterozoic Granite-Migmatite-Gneiss Domes of the Svecofennian Belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (4), 0715. doi:10.5800/GT-2023-14-4-0715

КОМБИНИРОВАННАЯ МОДЕЛЬ ДИАПИРОВОГО И КОЛЛИЗИОННОГО МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТ-МИГМАТИТ-ГНЕЙСОВЫХ КУПолов СВЕКОФЕННСКОГО ПОЯСА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

О.П. Полянский¹, Ш.К. Балтыбаев², А.В. Бабичев¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

АННОТАЦИЯ. Геологические примеры развития термальных купольных структур в Свектофеннском поясе демонстрируют связь между плутоническими и метаморфическими событиями и усиление метаморфизма к ядерным частям этих структур. Для таких геологических обстановок создана 2D модель с количественной оценкой температурного воздействия мантийных магм в основании коры и формирования диапировых ядер, окруженных высокотемпературными ареалами со степенью метаморфизма до гранулитовой фации. Моделирование показывает возможность плавления нижней коры в присутствии водного флюида под воздействием мантийных магм. После плавления происходит диапировый подъем частично расплавленных масс на более высокие уровни. Потребляемый водный флюид переходит в расплав, понижая его вязкость и плотность. Высота подъема высокотемпературных ядер определяется глубиной перехода от вязкой к упругопластической реологии вещества коры. На более высокие уровни эти массы поднимаются в частично расплавленном состоянии в процессе надвигообразования за счет «коллизийной» тектоники.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Свектофеннский пояс; термальные купола; численное моделирование; гранулиты; надвиг; диапиры

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00106).

1. ВВЕДЕНИЕ

Преобладающая часть метаморфических пород палеопротерозойского Свектофеннского пояса Фенно-скандинавского щита на современном эрозионном срезе характеризуется средним и высоким уровнем метаморфизма, а площадь выхода мигматизированных пород составляет 70–80 % от всей площади вскрытых эрозией толщ. Из этого следует, что большинство наблюдаемых пород прогревалось выше 600–650 °C, что является нижним температурным порогом возникновения выплавов в метapelитах [Marakushev, Ashworth, 1988]. Геотермометрия свектофеннских мигматитов в разных местах пояса выявила температуру 680–780 °C [Mitrofanov, 1985; Korsman et al., 1988; Pajunen, 1994; и др.], а в областях развития ортопироксеносодержащих парагенезисов гранулитовой фации – 800–900 °C [Korsman et al., 1988; Väisänen et al., 2002; Baltybaev et al., 2004, 2009; и др.].

Породы высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма Свектофеннского пояса часто связаны с локальными выходами пород гранулитовой фации – гранулитами. Последние нередко отделены от более низкотемпературных пород разломами. Такие тектонические соотношения гранулитов с относительно низкотемпературными породами описываются, например, в районе Киурувеси, Тампере (рис. 1) в Финляндии [Korsman et al., 1984; Hölttä, 1988]. Гранулитовое ядро метаморфического комплекса Приладжья также является примером подобного соотношения

высоко- и низкотемпературных пород [Baltybaev et al., 1996]. В то же время в ряде мест отмечается постепенное нарастание температуры от низкотемпературных пород к высокотемпературному «гранулитовому ядру», например, в районах Уусимаа, Сулкава, Турку в Финляндии (рис. 1). Эти наблюдения позволяют связывать появление высокотемпературных «гранулитовых ядер» с развитием термальных куполов, характеризующих морфологию температурного поля при прогрессивном метаморфизме с формированием зонально-метаморфизованных комплексов. Но практически всегда одновременно с развитием зонального метаморфизма или несколько позднее фиксируются взбросонадвиговые тектонические перемещения, которые осложняют строение метаморфических комплексов и расшифровку термальных куполов. В геологическом выражении эти соотношения выглядят обычно как надвигания по системе пологопадающих разломов высокотемпературных блоков пород на низкотемпературные.

Диаметры термальных куполов на современном эрозионном срезе пород Свектофеннского пояса составляют 50–60 км (например, купол Сулкава, Финляндия). Такие небольшие размеры говорят о сильной фокусировке теплового потока, из-за чего возникают значительные температурные градиенты на небольших участках. Быстрая смена метаморфических зон зафиксирована, например, в Сулкавской термальной структуре [Korsman, 1977], где расстояние от андалузитовой

зоны (<500 °C) до гиперстеновой (~800 °C) составляет не более 30–35 км, что соответствует горизонтальному температурному градиенту не менее 10 °C/км. Наблюдаемые температурные аномалии хотя и превышают размеры контактовых ареалов, но все же

являются локальными и поэтому требуют дополнительного объяснения. В данной работе в рамках математического термомеханического моделирования на основе геологического строения, размеров и морфологии ряда купольных структур Свекофеннского

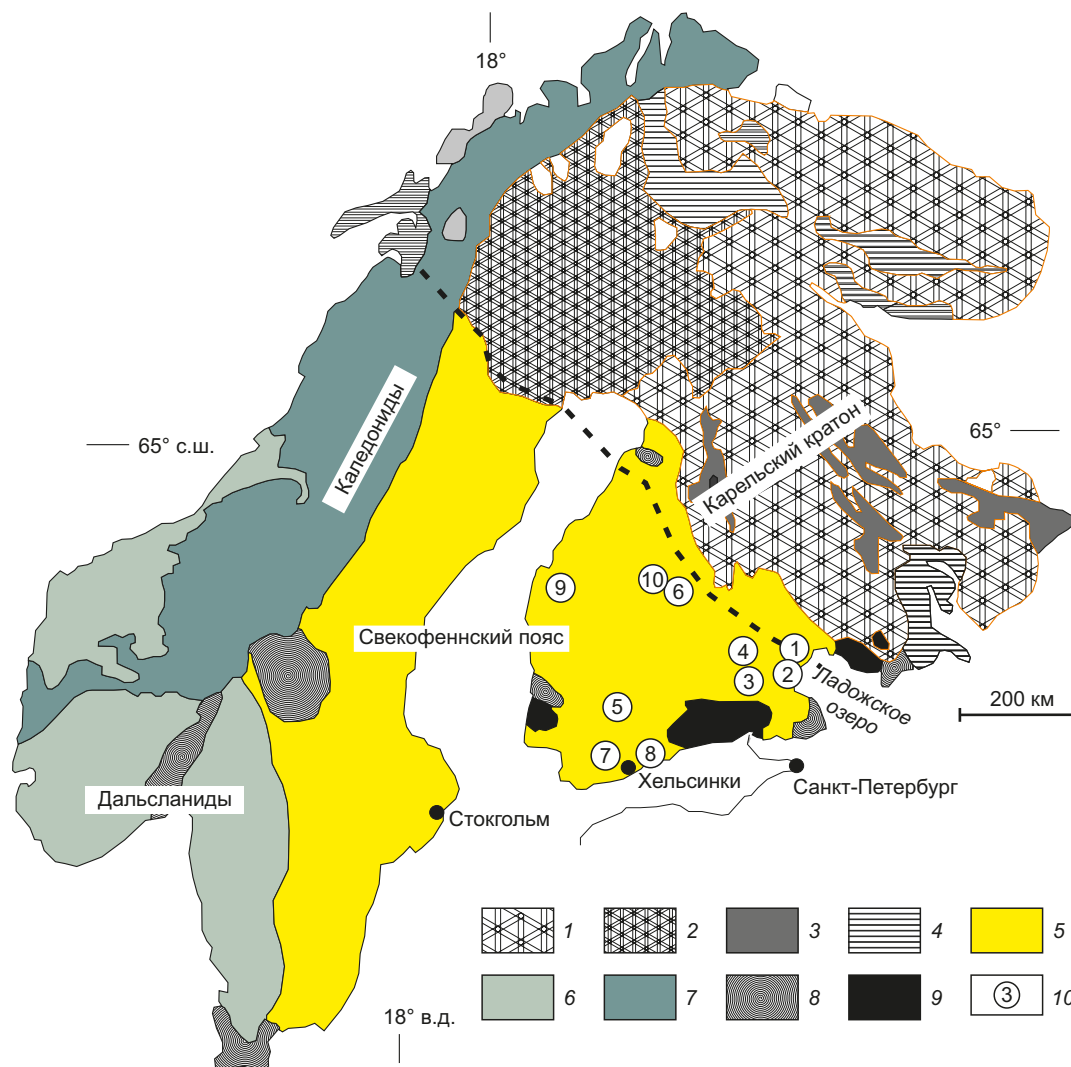


Рис. 1. Схематическое строение Фенноскандинавского щита с указанием местоположения описываемых в тексте геологических структур в Свекофеннском поясе.

1–2 – области преимущественного развития пород архейского возраста (кратоны Карельский и Норрботтен соответственно); 3–4 – протерозойские породы, перекрывающие архейский комплекс, или интракратонные; 5 – Свекофеннский пояс; 6 – породы готской орогении (дальсланиды); 7 – каледониды; 8 – осадочный комплекс постпротерозойского возраста; 9 – массивы гранитов-рапакиви; 10 – регионы, упоминаемые в тексте (см. ниже). Пунктирной линией показана граница между палеопротерозойским Свекофеннским поясом и архейскими Карельским и Норрботтен кратонами. Цифрами в кружках показано местоположение геологических структур и регионов: 1 – Раахе-Ладожская зона, 2 – гранулиты Приладожья, 3 – Сулкава-Рантасалми, 4 – Киурувеси-Хаукиверси, 5 – Тампере, 6 – Пиелавеси-Рауталампи, 7 – Уусимаа-Турку, 8 – Ориярви, 9 – Вааса, 10 – Лампинъярви.

Fig. 1. A schematic structure of the Fennoscandian shield indicating the location of the herein-described geological structures within the Svecofennian belt.

1–2 – areas of predominant development of the Archaean rocks (Karelian and Norrbotten cratons); 3–4 – Proterozoic rocks overlying the Archaean complex or lying within the cratons; 5 – Svecofennian belt; 6 – rocks of the Gothian orogenesis (Dalslanides); 7 – Caledonides; 8 – sedimentary rocks of the post-Proterozoic age; 9 – rapakivi granites; 10 – regions mentioned herein (see below). The dotted line shows the border between the Paleoproterozoic rocks of the Svecofennian belt and the Archean cratons (Karelian and Norrbotten). The circled numbers show the locations of geological structures or regions: 1 – Raakhe-Ladoga zone, 2 – granulites of the Ladoga region, 3 – Sulkava-Rantasalmi, 4 – Kiuruvesi-Haukuversi, 5 – Tampere, 6 – Pielavesi-Rautalampi, 7 – Uusimaa-Turku, 8 – Orijärvi, 9 – Vaasa, 10 – Lampinjärvi.

пояса изучается возможность формирования таких высокоградиентных структур.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИМЕРЫ СОПРЯЖЕННОГО РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЗМА И МАГМАТИЗМА В СВЕКОФЕННСКОМ ПОЯСЕ

Представления о неоднородном блоковом строении Свекофеннского пояса обусловлены появлением данных из разных областей геологических знаний. Это, в первую очередь, материалы структурных наблюдений, изотопно-геохимические данные и результаты изучения режимов и времени проявления метаморфизма в разных частях пояса. Большую роль сыграла изотопная, вещественная, структурно-геологическая систематика магматических пород, сопряженных с метаморфизмом. В ряде районов временная и пространственная связь плутонов и метаморфических пород подтверждена большим числом наблюдений и аналитических исследований [Hölttä, 1988; Korsman et al., 1988; Andersson et al., 1992; Baltybaev et al., 2009; и др.].

Магматизм и метаморфизм района Пиелавеси-Рауталампи. Район сложен вулканогенными и осадочными толщами, где вулканиды занимают низы разрезов. Особенность этого района проявляется в ярко выраженном блоковом строении (рис. 2), которое устанавливается по резкой смене уровня метаморфизма в гнейсовой толще [Korsman et al., 1984; Hölttä,

1988]. Интрузивные породы представлены разgneйсованными тоналитами, габбро, гиперстеновыми гранитами и порфировыми гранитами. Наиболее древние тоналитовые гнейсы имеют U-Pb возраст, равный 1922 ± 22 млн лет [Korsman et al., 1984], и рассматриваются как основание для перекрывающих вулканогенно-осадочных толщ [Papunen, 1986]. Диориты и гиперстеносодержащие граниты по U-Pb данным имеют возраст 1890–1880 млн лет [Korsman et al., 1984]. Величина $\epsilon_{\text{Nd}}[t]$ составляет 0.9–1.4, что указывает на участие ювенильного материала в формировании магм [Huhma, 1986].

В одном из высокотемпературных блоков (Лампинъярви, рис. 2) метаморфическая зональность связывается с внедрением мангеритовой интрузии – гиперстенового монзонита [Hölttä, 1988]. В нем выделяются относительно низкотемпературные ранние минеральные парагенезисы: ставролит-биотитовый ($\pm$ силлиманит), гранат-биотит-мусковитовый, андалузит-биотит-мусковитовый ($\pm$ гранат), кордиерит-мусковит-биотитовый и рядом – парагенезисы амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма: кордиерит-гранат-силлиманит-калишпатный, гранат-ортопироксен-плагиоклаз-кварцевый, кордиерит-гранат-ортопироксен-биотитовый и т.п. Последние синхронизируются с моментом теплового влияния интрузии мангеритов [Hölttä, 1988].

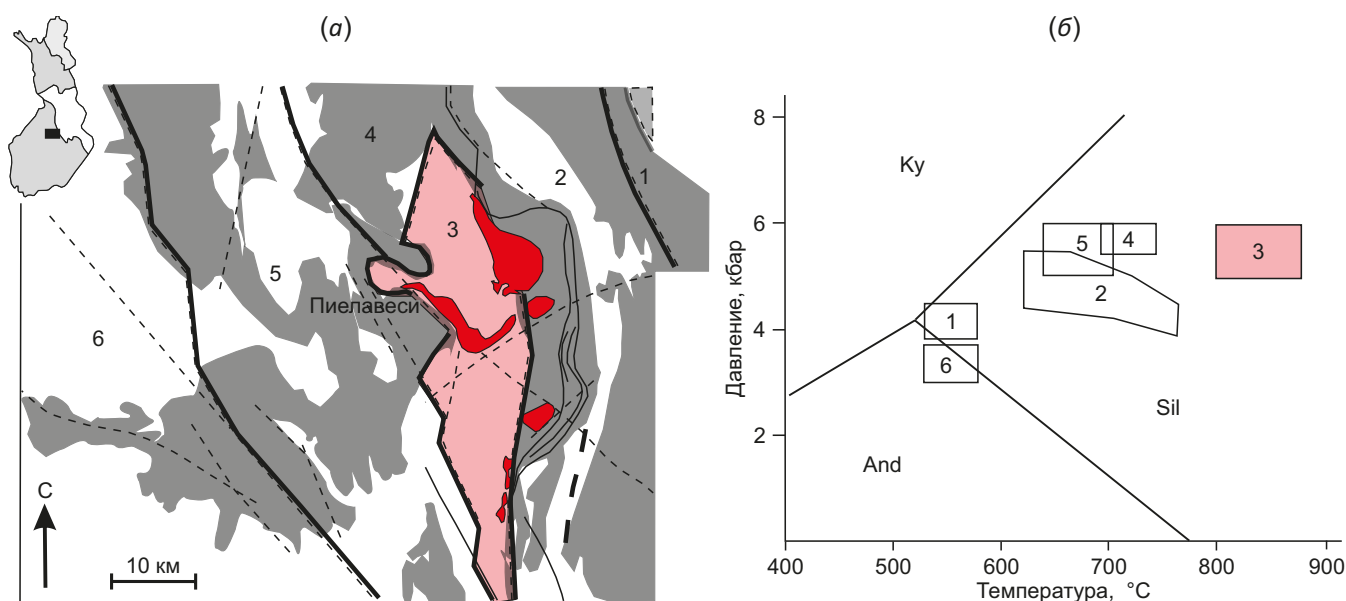


Рис. 2. Схема тектонического строения района Киурувеси-Пиелавеси [Hölttä, 1988; Haudenschild, 1988], с упрощениями. (а) – серым цветом показаны поля супракrustальных пород, белое поле занимают различные гранитоиды, розовым цветом показаны выходы гранулитов, красным – гиперстеновых гранитов. Блоки: 1 – Виерема, 2 – Лампинъярви, 3 – Пиелавеси, 4 – Османки, 5 – Корппинен, 6 – Пихтипудас. Жирные пунктирные линии показывают положение главных разломов, тонкие – второстепенных. На врезке прямоугольником показано положение района в структуре Раахе-Ладожской зоны. (б) – РТ-диаграмма с параметрами метаморфизма для различных блоков (даны их номера) по [Hölttä, 1988].

Fig. 2. A simplified scheme of tectonic structure of the Kiuruvesi-Pielavesi area [Hölttä, 1988; Haudenschild, 1988]. (а) – the fields of supracrustal rocks are shown in gray, the white field is occupied by various granitoids, granulites are shown in pink, and red stands for hyperstene granites. Blocks: 1 – Vierema, 2 – Lampinjärvi, 3 – Pielavesi, 4 – Osmanki, 5 – Korppinen, 6 – Pihkitpudas. Thick dashed lines show the main faults, thin lines – the secondary ones. The rectangle (inset) shows the position of the area in the structure of the Raase-Ladoga zone. (б) – PT parameters of metamorphism for various blocks (numbered) after [Hölttä, 1988].

Максимальные РТ-параметры метаморфизма пород достигали 800–900 °C и 5–6 кбар [Hölttä, 1988].

В наиболее высокотемпературном блоке Пиелавеси (рис. 2), особенность которого также состоит в исключительном развитии интрузий мангеритов, эти интрузии рассматриваются как источник тепла для высокотемпературного метаморфизма вмещающих пород.

Этому не противоречат геохронологические данные: по метапелитам из обрамлении гранитоидов с возрастом 1.89–1.88 млрд лет время метаморфизма пород определено в пределах 1.88–1.87 млрд лет. Так, для пород гранат-калишпат-кордиеритовой зоны получены конкордантные значения возраста 1887 ± 4 и 1879 ± 3 млн лет. Для циркона из гранат-кордиерит-ортопироксенового гнейса получена U-Pb дискordia с верхним пересечением, равным 1889 ± 13 млн лет, а по монациту – 1873 ± 3 млн лет. Наиболее молодыми породами оказались гранодиориты Ламмасахо, для которых по циркону определен возраст 1853 ± 12 млн лет. Возраст монацита незначительно отличается от возраста

циркона и возраста синклинальных магматических тел, что свидетельствует о достаточно быстром остывании блока в интервале времени от 1.88 до 1.87 млрд лет [Hölttä, 1988]. Таким образом, снижение температуры с 800 °C (область устойчивости гиперстена) до 600–700 °C (минимальная температура закрытия U-Pb системы в монаците) произошло за ~10 млн лет.

Магматизм и метаморфизм района Сулкава-Рантасалми. Данный район располагается к югу от положения вышеописанного метаморфического комплекса (рис. 3, а) и является одним из ключевых для характеристики зонального метаморфизма в свекофенидах. Уровень метаморфизма метаморфических пород возрастает с севера на юг, что отражается в последовательной смене минеральных парагенезисов. По К. Корсману [Korsman, 1977], в районе выделяются следующие зоны: слюдистых сланцев, калишпат-силлиманитовая, калишпат-кордиеритовая и гранат-кордиеритовая (рис. 3, б). В слюдистых сланцах еще сохраняются текстурные признаки турбидитовых осадков,

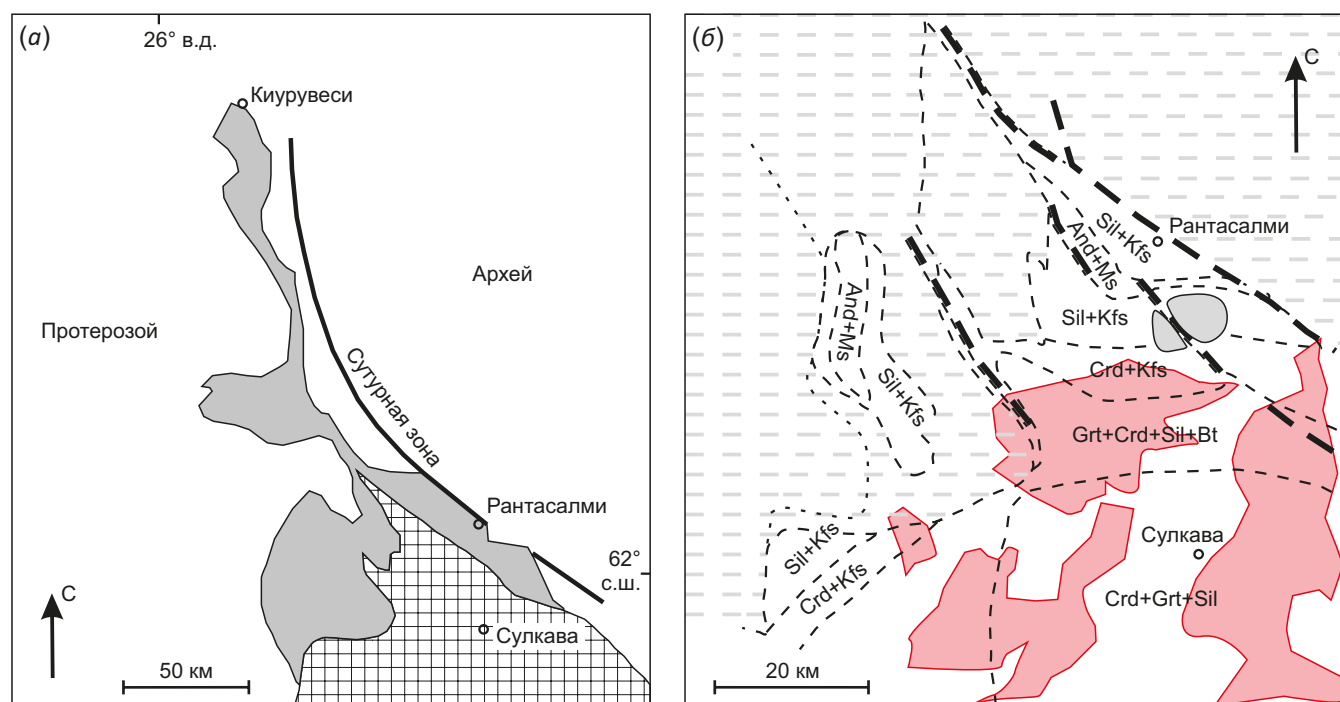


Рис. 3. Схематическая карта строения сулкавского метаморфического комплекса в Раахе-Ладожской зоне с выделением зон метаморфизма.

(а) – схематическое отображение положений метаморфических комплексов Киуверси (поле серого цвета) и Сулкава (штриховка квадратами). (б) – метаморфическая зональность в куполе Сулкава. Поля розового цвета показывают области максимального распространения синметаморфических гранитоидов в зоне мигматитов и гранулитов. Серым цветом показан массив Осиконмаки, упоминаемый в тексте. Жирные пунктирные линии показывают положение главных разломов, тонкие – границы метаморфических зон. Использованы данные [Korsman, 1977; Korsman et al., 1988; Vaasjoki, Kontoniemi, 1991].

Fig. 3. A schematic map of the structure of the Sulkava metamorphic complex in the Raakhe-Ladoga zone displaying the location of the metamorphic zones.

(а) – a schematic representation of the Kiuruversi (gray field) and Sulkava (cross hatch) metamorphic complexes. (б) – a schematic map of the metamorphic zonality of the Sulkava dome. Pink fields show the areas of maximum synmetamorphic granitoid distribution in the migmatite and granulite zone. Gray color shows the Osikonmäki intrusion mentioned in the text. Thick dashed lines show the main faults, thin lines – the boundaries of metamorphic zones. The study used the data from [Korsman, 1977; Korsman et al., 1988; Vaasjoki, Kontoniemi, 1991].

в частности градационная слоистость. В калишпат-силлиманитовой и особенно в следующей, более высокометаморфизованной калишпат-кордиеритовой, зоне распространены мигматизированные гнейсы. В южной части калишпат-кордиеритовой зоны выявлены гиперстеновые диориты вместе с гиперстеновыми гнейсами, которые не встречались в вышеописанных зонах. Гранат-кордиеритовая зона содержит большое количество гранитного вещества по сравнению с калишпат-кордиеритовой зоной (рис. 3, б). Кроме того, с увеличением объема гранитов также увеличивается число гиперстеновых диоритов и гиперстеносодержащих гнейсов. Максимальные РТ-параметры метаморфизма пород достигали 800 °С при низком давлении 4–5 кбар [Korsman et al., 1984].

Первые данные о времени метаморфических преобразований по результатам изучения монацита и циркона [Korsman et al., 1984] из мигматитов указывали на позднесвекофеннскую термальную активность ~1.84–1.80 млрд лет назад. Предпринятые позднее исследования силлиманита из зоны прогрессивного метаморфизма выявили его возраст Pb-Pb методом ступенчатого выщелачивания как 1799 ± 19 млн лет, а U-Pb возраст монацита в калишпат-силлиманитовом гнейсе – 1795 ± 5 млн лет [Baltybaev et al., 2006]. Эти оценки возраста согласуются с представлениями о времени формирования метаморфических пород: данная (Сулкавская) термальная структура [Korsman, 1977; Korsman et al., 1984, 1988] входит в состав позднесвекофеннской гранит-мигматитовой зоны [Ehlers et al., 1993]. Эта зона прослеживается через Южную Финляндию в Швецию и сложена комплексами с уровнем метаморфизма, локально достигающим гранулитовой ступени. Судя по работам ряда исследователей [Väisänen et al., 2002], породы этой зоны испытали метаморфизм позднесвекофеннского этапа 1.83–1.80 млрд лет назад.

Магматизм и метаморфизм района Киурувеси-Хаукиверси. Северная часть региона Сулкава-Рантасалми представляет область интенсивного метаморфизма и мигматизации, которая ограничена разрывными структурами. Она известна как комплекс Киурувеси-Хаукиверси (рис. 3, а). В пределах этого комплекса выявлены гиперстеновые граниты с возрастом около 1880 млн лет [Korsman et al., 1984; Hölttä, 1988]. Гиперстеновый гранит из блока Хаукиверси имеет возраст 1890 млн лет [Patchett, Kouvo, 1986], величина $\epsilon\text{Nd}[t]$ для этой породы –0.6, а величина $\epsilon\text{Hf}[t]$ равна +1.6, что предполагает значительное участие в образовании гранита ювенильного вещества.

Непосредственные границы комплексов Киурувеси-Хаукиверси и Сулкава-Рантасалми финские исследователи рассматривают как тектонические [Korsman et al., 1984]. Представление о времени заложения разломов дает исследование циркона U-Pb методом интрузий, затронутых разломом. Установлен [Vaasjoki, Kontoniemi, 1991] следующий возраст массивов: Оси-конмаки: 1887 ± 5 млн лет, Хилтула: 1850 ± 7 млн лет,

Пирила: 1815 ± 2 млн лет. Но, несмотря на разное время кристаллизации циркона, монациты из пород разновозрастных интрузий в зоне разлома имеют одинаковый возраст, равный ~1800 млн лет [Vaasjoki, Sakko, 1988], что указывает на время поздней перекристаллизации монацитов при заложении зоны разломов.

Исследование K-Ar системы биотита и мусковита [Haudenschild, 1988] также выявило блоковое строение в регионе. Установлено, что скорость подъема блока термального купола Сулкава была выше, чем скорость соседнего блока Рантасалми. Минимальные вертикальные перемещения в рассматриваемом сегменте Рантасалми происходили в интервале 1770–1720 млн лет со скоростью около 0.02 мм/год. Относительное перемещение блока Сулкава к блоку Рантасалми достигало 0.04 мм/год. Для северной части Сулкавского термального купола есть K-Ar данные для роговой обманки: их измеренный возраст 1770 и 1796 млн лет. У биотита в той же зоне возраст оказался несколько моложе – 1750 млн лет. Принимая температуру закрытия K-Ar системы в роговой обманке 450–500 °С, можно было оценить [Haudenschild, 1988] скорость подъема в 0.1–0.2 мм/год в интервале времени 1790–1750 млн лет. Из этих результатов следует, что скорость вертикальных перемещений 1790–1750 и 1770–1720 млн лет назад изменилась почти на порядок в течение нескольких десятков миллионов лет.

Магматизм и метаморфизм в районе Северного Приладожья. Раннепротерозойский метаморфический комплекс Северного Приладожья привлекал внимание многих исследователей [Sudovikov, 1954; Kitsul, 1963; Predovsky et al., 1967; Velikoslavinskii, 1972; Nagaitsev, 1974; Sudovikov et al., 1970; Shuldiner et al., 1997; и др.] как пример проявления наиболее полной метаморфической зональности в породах – от зеленосланцевой до гранулитовой фации (рис. 4). Важным уточнением в представлениях о строении зональности был вывод о том, что гранулиты отделены от более низкотемпературных пород региональным разломом, получившим название Мейерского надвига [Baltybaev et al., 1996]. Область метаморфизма гранулитовой фации характеризуется исключительно высоким содержанием различных плутонических пород, среди которых важное место занимают эндебиты. С последними тесно ассоциированы в пространстве гранулиты. Максимальные РТ-параметры метаморфизма пород достигали 790–860 °С и 5–6 кбар [Shuldiner et al., 1997; Baltybaev et al., 2000].

Ранее было установлено [Baltybaev et al., 2000], что обширная положительная гравитационная аномалия в области развития гранулитов (рис. 4) может быть вызвана магматическими породами основного состава, с которыми генетически связаны массивы эндебитов.

Иногда в ядрах термальных купольных структур фиксируется уровень метаморфизма ниже условий гранулитовой фации, как, например, в куполе Мустио в районе Ориярви к юго-западу от г. Хельсинки (см.

рис. 1) в Финляндии [Veenhof, Stel, 1991]. Но даже в таких случаях, когда высокотемпературная часть термального купола соответствует уровню амфиболитовой фации, отчетливо отмечается положительная корреляции между увеличением доли магматических тел и ростом температуры метаморфизма окружающих их пород.

Эволюция термальной структуры – купола Вааса [Chopin et al., 2013] – отображает температурную эволюцию и реологическое поведение корового вещества во время орогенеза. В ядре этого купола развиты гранитоиды, которые с восточной стороны обрамляются

Ботническим метаморфическим поясом. К центру купола растет уровень метаморфизма до достижения уровня ультраметаморфизма пород. С породами Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса, находящимися к востоку, породы рассматриваемого купола имеют тектонические контакты меридионального простирания.

Таким образом, все рассмотренные примеры термальных купольных структур демонстрируют связь между плутоническими и метаморфическими событиями, возрастание уровня метаморфизма к ядерным частям структур, которые впоследствии могут иметь

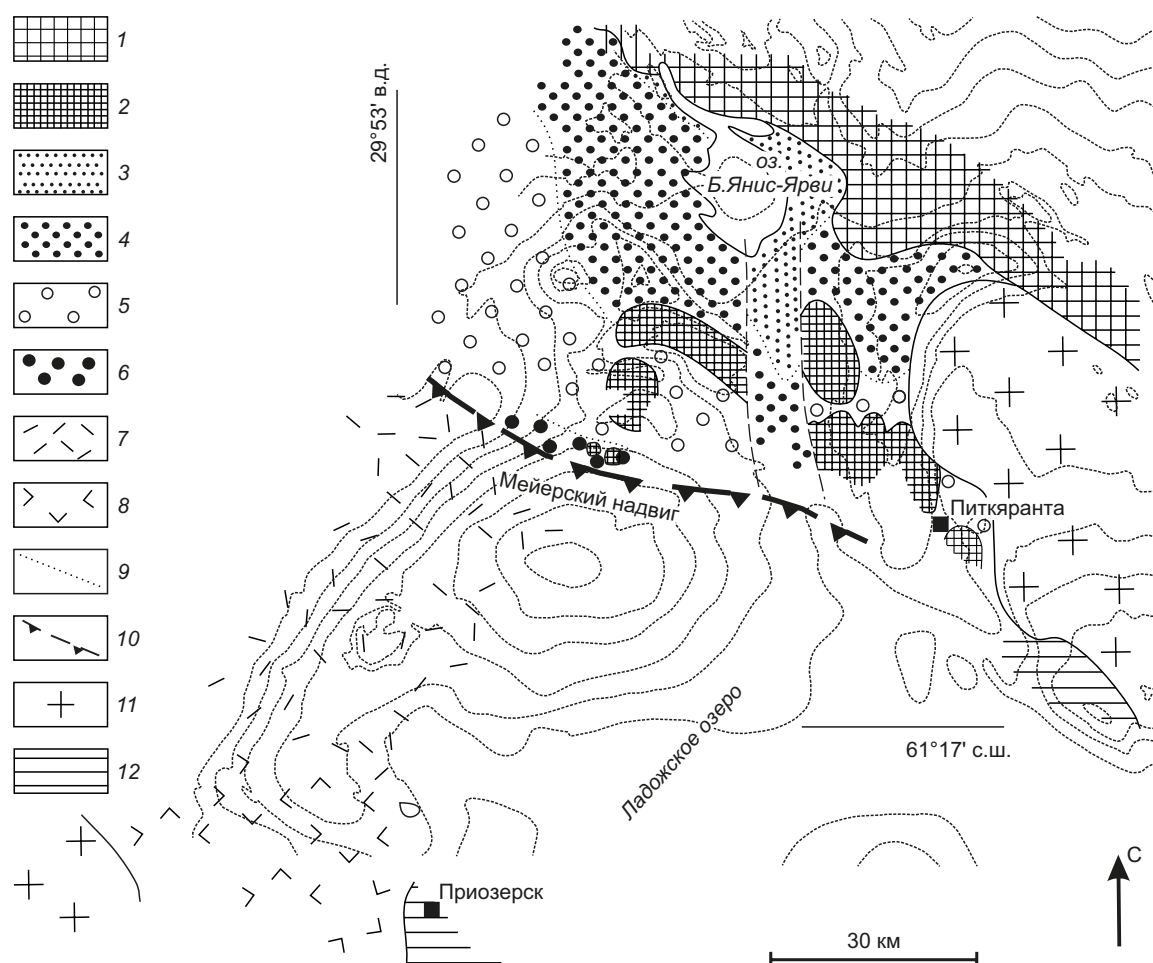


Рис. 4. Схема зональности протерозойского метаморфического комплекса Северного Приладожья.

1 – архейские породы Карельского кратона; 2 – фрагменты архейского фундамента; 3–8 – нижнепротерозойские метаморфические породы: биотит-хлоритовых (3), ставролитовых и андалузитовых сланцев (4), силлиманит-мусковитовых (5), силлиманит-ортоклазовых гнейсов (6), гиперстеновых плагиогнейсов и мигматитов (7), гранат-кордиеритовых гнейсов и мигматитов (8); 9 – изолинии гравитационного поля; 10 – Мейерский надвиг; 11 – граниты рапакиви; 12 – рифейский платформенный чехол. Обширная положительная гравитационная аномалия к югу от Мейерского надвига связывается с крупным магматическим телом, частично вскрытым в виде выходов эндербитов. Площадь развития этой аномалии совпадает с площадью выхода гранулитов и мигматитов [Baltybaev et al., 2000].

Fig. 4. A zonality scheme for the Proterozoic metamorphic complex of the Northern Ladoga area.

1 – Archaean rocks of the Karelian craton; 2 – fragments of the Archaean basement; 3–8 – Lower Proterozoic metamorphic rocks: biotite-chlorite (3), staurolite and andaluzite schists (4), sillimanite-muscovite (5), sillimanite-orthoclase gneisses (6), hyperstene plagiogneisses and migmatites (7), garnet-cordierite gneiss and migmatites (8); 9 – gravitational isolines; 10 – Meyeri thrust; 11 – rapakivi granites; 12 – Riphean platform cover. An extensive positive gravitational anomaly south of the Meyeri thrust is associated with a large magmatic body, partially exposed as enderbite outcrops. The area of this anomaly coincides with the area where granulites and migmatites are exposed [Baltybaev et al., 2000].

тектонические отношения с более низкотемпературным метаморфическим обрамлением. Эти наблюдения побудили авторов статьи к созданию геологической модели и количественной оценке параметров образования термальных купольных структур.

3. ДВУМЕРНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СОЧЛЕНЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА И СВЕКОФЕННСКОГО ПОЯСА

Результаты математического моделирования развития термальной купольной структуры основываются на двумерной геологической модели сочленения Карельского кратона и Свектофеннского пояса, в поперечном, ЮЗ-СВ, сечении Раахе-Ладожской взбросо-надвиговой зоны, фрагментом которой является Мейерская надвиговая зона [Baltybaev et al., 1996]. Геометрия и структура модельной области показаны на рис. 5. Пробразом модельной поверхности надвига может служить тектоническая граница, разделяющая области свектофеннской коры (аллохтон) и архейской коры Карельского кратона (автохтон), – Мейерский надвиг. При этом учитывалось то, что мощность коры под Свектофеннским поясом по данным сейсмического зондирования [Luosto et al., 1984; Korja, Heikkinen, 2008] составляет 60 км и уменьшается до 50 км под Карельским кратоном.

Весьма важным обстоятельством для понимания термальных структур является постоянная связь высокотемпературных куполов (ядер термоградиентных структур) с интрузивными породами [Polyansky et al., 2019]. Термальные структуры Свектофеннского пояса представляют парагенезисы метаморфических и плутонических пород и, по сути, являются плутонометаморфическими. По некоторым подсчетам [Baltybaev et al., 2009] доля плутонических пород (магматического протолита) может достигать 50–80 % от всего объема вещества ядра термальной купольной структуры.

В связи с вышесказанным данная работа касается исследования следующего вопроса – не могут ли термальные купольные структуры Свектофеннского пояса быть результатом теплового воздействия магматических тел, которые обеспечивают, кроме дополнительного тепла, также и особую реологию толщ, приводя в совокупности с тектоническими факторами к своеобразному диапиризму и эксгумации высокотемпературных ядер?

Рассматривается 2-стадийная модель тектонотермальной эволюции.

I этап: в основание коры на доколлизийной стадии внедряется базитовая магла в виде нескольких тел (три в этом варианте модели). Оценивается тепловое воздействие трех базитовых интрузий прямоугольного сечения, шириной 30 км и мощностью 10 км, расположенных от основания коры до поверхности надвига. Выбор модели с несколькими отдельными магматическими очагами вместо единой протяженной интрузии основывается на интерпретации данных по сейсмическим профилям [Korsman et al., 1999; Kolodyazhny, 2006]. Поверхность надвига выполаживается с глубиной до горизонтальной. Температурные граничные условия соответствуют постоянной температуре на поверхности (0 °C), постоянному тепловому потоку на нижней границе модели ($Q=17$ мВт) и теплоизолированным боковым границам. В магматических камерах поддерживается постоянная температура 1200 °C в течение 5 или 10 млн лет. Базиты вызывают разогрев и плавление вмещающих пород утолщенной, преимущественно кислой коры. Температура солидуса водонасыщенной кислой нижней коры принималась 650 °C. Время действия магматических источников тепла соответствует характерной длительности базитового магматизма в известных изверженных провинциях [Prokoph et al., 2004]. Размеры магматических камер (10×30 км) выбраны аналогичными

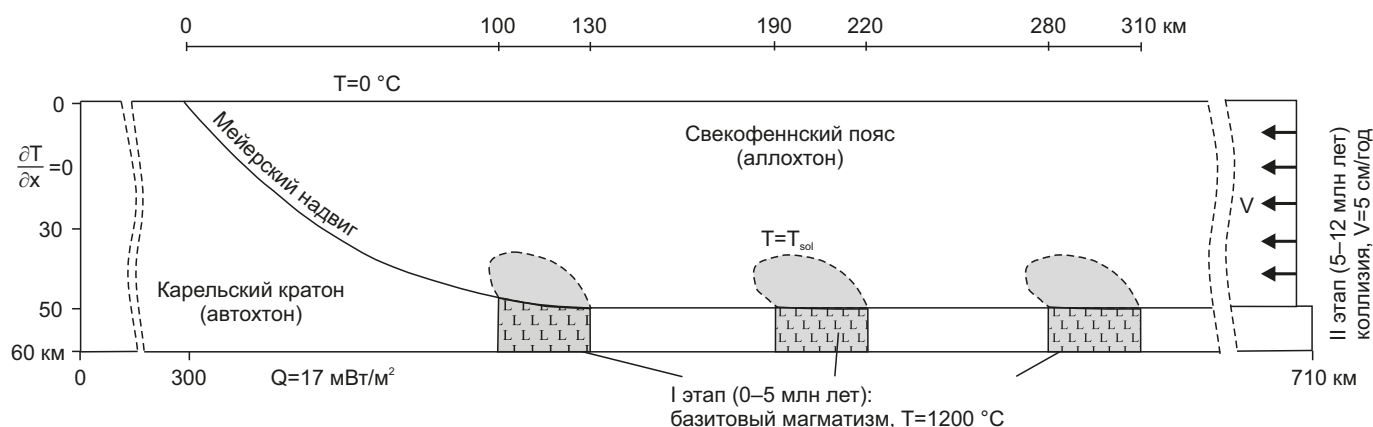


Рис. 5. Геометрия и граничные условия модели двухэтапного коллизийно-магматического механизма формирования гранит-мигматит-гнейсовых куполов Северо-Западного Приладожья. Области с орнаментом соответствуют базитовым интрузиям, серые области над ними, ограниченные пунктиром, – области анатексиса ($T>650$ °C).

Fig. 5. Geometry and boundary conditions of the model of a two-stage collisional-magmatic formation mechanism of granite-migmatite-gneiss domes in the Northwestern Ladoga area. The areas with ornaments correspond to basic intrusions, dash-bounded gray areas thereabove – to an anatexis area ($T>650$ °C).

базитовой интрузии зоны Ивреа-Вербано (Альпы, Северная Италия) мощностью 8–9 и шириной >20 км [Quick et al., 1994]. Предполагается, что через 5 (10) млн лет магматизм прекращается и начинается движение аллохтона с надвиганием его на автохтон.

II этап: начинаются конвергентные движения, сопровождающиеся взбросами/надвиганием пород Свекофеннского пояса (в виде тектонической пластины) на окраину Карельского кратона. Предполагаемая скорость конвергенции плит – 5 см/год, что характерно для современных движений в Каракорум-Тибет-Гималайском орогене [Johnson, Harley, 2012]. В настоящей модели процессы поверхностной эрозии при коллизии не рассматриваются: рельеф поверхности формируется относительно неподвижного, жестко зафиксированного основания. Это условие введено с целью упрощения задачи: она состоит в моделировании механизма формирования куполов и ареалов высокотемпературного метаморфизма и не касается поверхностных процессов горообразования/денудации.

Механические свойства характеризуются различной реологией: кора Карельского кратона представляет собой «жесткий» упор ввиду низкой степени метаморфизма, кора Свекофеннского пояса описывается как упруговязкопластичное тело. Его свойства задавались определенными параметрами. Пластические свойства описываются законом Мизеса с пределом пластичности $\sigma_y = 50$ МПа. Вязкость характеризуется свойствами температурно-зависимой, неньютоновской (нелинейной) жидкости с параметрами «влажно-го» диорита:

$$\eta = \exp\left(-\frac{c\varphi}{n}\right) A^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{H}{nRT}\right) \dot{\epsilon}^{\frac{1-n}{n}}, \quad (1)$$

где $\dot{\epsilon}$ (с⁻¹) – скорость деформации, $A = 3.01 \times 10^{-16}$ (Па⁻ⁿс⁻¹) – предэкспоненциальная константа, $n = 2.4$ – показатель степени нелинейности, $H = 212$ (кДж/моль) – энергия активации [Hansen, Carter, 1982], $c = 31$ –45 – безразмерная константа, φ – доля расплава [Mei et al., 2002]. При этих параметрах вязкость экспоненциально зависит от температуры, степени плавления и составляет 10^{20} – 10^{22} Па·с для субсолидусных температур и 10^{16} – 10^{17} Па·с – для субпелидусных температур. В настоящей работе использовались полные определяющие соотношения с учетом упругой, пластической, вязкой (крип) деформаций и термического расширения. При комбинированной реологической модели среды компоненты тензора скорости деформаций представляются в виде суммы компонент скоростей разных видов деформаций [Korobeynikov, 2000]:

$$d_{ij} = d_{ij}^e + d_{ij}^T + d_{ij}^p + d_{ij}^c.$$

Другие параметры: плотность коры/расплава 2800/2600 кг/м³; параметры упругости $E = 100$ ГПа – модуль Юнга, $\nu = 0.25$ – коэффициент Пуассона; термические параметры: теплоемкость $C_p = 1250$ Дж/(кг·К), теплопроводность 1.5 Вт м⁻¹ К⁻¹ и коэффициент температурного расширения $\alpha = 1.5 \times 10^{-5}$ К⁻¹ – принимались

постоянными и одинаковыми во всей области для упрощения модели.

Задача решалась в двумерной постановке: рассматриваются уравнения механического равновесия, теплопроводности, неразрывности и определяющие соотношения, которые описывают реологические свойства материала. В уравнениях движения и теплового баланса учитывается фазовый переход при плавлении вещества надвигающегося блока (аллохтона). Задается температура солидуса водонасыщенного гранита – 650 °С, которая практически постоянна при давлении средней и нижней части коры согласно диаграмме плавления [Johannes, Holtz, 1996]. При плавлении (фазовом переходе) вязкость и плотность вещества резко снижаются, возникает выталкивающая сила, приводящая к всплыванию легкого вещества.

Подробные формулировки уравнений и численный метод решения с использованием прикладного пакета MSC.Marc2010 приведены в работах [Korobeynikov et al., 2009; Polyansky et al., 2012, 2014].

4. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

При моделировании авторы статьи варьировали два наименее определенных параметра – длительность прогрева непрерывно действующими магматическими источниками тепла и скорость надвигания Свекофеннского блока на окраину Карельского кратона. Оказалось, что длительность магматизма в диапазоне 5–10 млн лет достаточна, чтобы сформировались диапировые структуры над каждым базитовым очагом. Длительность магматизма в выбранном диапазоне не сильно влияла на результаты моделирования. Эволюция температурного поля и формирования последовательности диапиров показана на рис. 6, а–д, для модели с длительностью магматической активности 5 млн лет. Частично расплавленные массы гранитоидного состава соответствуют областям с температурой выше 650 °С, область коры с меньшей температурой показана серым цветом для визуализации фронта анатексиса. Диапиры имеют грибовидную форму с куполовидной поверхностью, состоят из уплощенной «головы» и питающего канала, соединяющего основное тело и базитовую камеру. Со временем частично расплавленная масса удаляется от очага, питающий канал остывает, пережимается и тела становятся бескорневыми (рис. 6, г, д). В ядрах модельная максимальная температура на прогрессивной стадии достигает 850–950 °С (рис. 6, в), что совпадает с результатами геотермометрии для гранат-гиперстеновых гнейсов [Shuldiner et al., 1997]. В процессе выведения к поверхности метаморфизованных пород на ретроградной стадии происходит их остывание и декомпрессия.

Скорость конвергенции на коллизионном этапе оказывает существенное влияние на эволюцию температуры и формирование диапиров. При переборе моделей было определено, что перемещение и скупивание масс мигматитов и высокотемпературного вещества

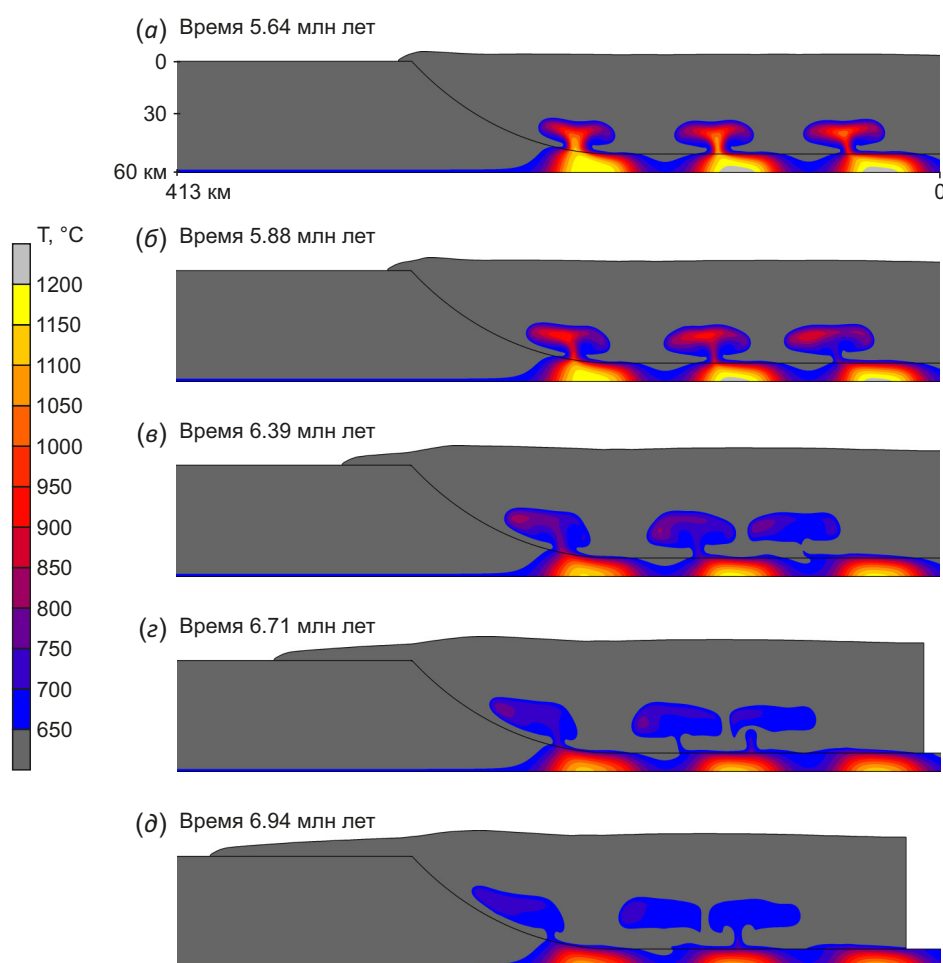


Рис. 6. Эволюция температуры при формировании диапиров и деформировании при надвиге. Показаны стадии в моменты времени: 5.6; 5.9; 6.4; 6.7; 7.0 млн лет после внедрения базитовых интрузий. Шкала температуры: от 650 до 1200 °С.

Fig. 6. Temperature evolution in the formation of diapiric structures and deformation during thrusting. There are shown the stages at 5.6; 5.9; 6.4; 6.7; 7.0 Ma after basite intrusions. The temperature scale is from 650 to 1200 °C.

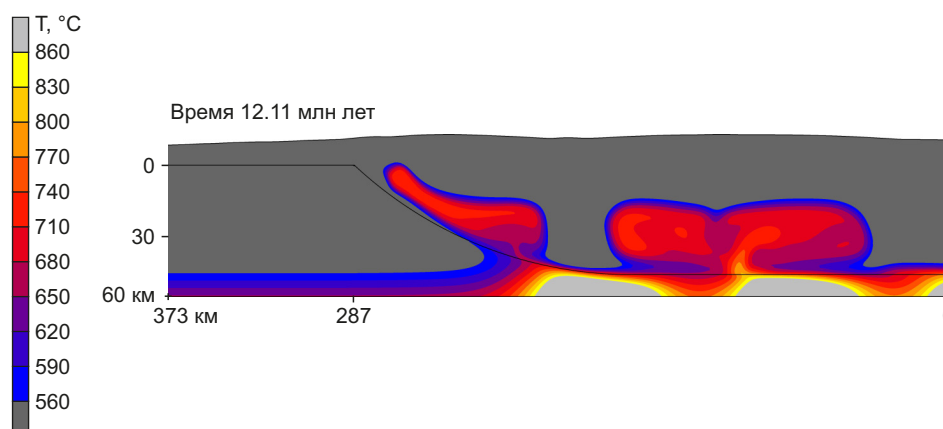


Рис. 7. Регрессивная стадия метаморфизма, показан максимальный уровень подъема изотермы 560 °С на глубину от 14 км (вблизи надвига) до 22 км (3.2–5.9 кбар).

Шкала температур в интервале 560–860 °С (изменена относительно рис. 6). В ядрах куполов максимальная температура составляет от 650–680 °С (в принадлежной зоне, на удалении от источников) до 680–740 °С (над источниками) при давлении $P=6$ кбар.

Fig. 7. The regressive stage of metamorphism, with the 560 °C isotherm ascended to 14 km (near the thrust) and to 22 km (3.2–5.9 kb) from the bottom.

The temperature scale 560–860 °C is changed relative to Fig. 6. In the cores of the domes, the maximum temperature is from 650 to 680 °C near the thrust zone, at a distance from the sources, and from 680 to 740 °C above the sources at pressure $P=6$ kb.

происходят при скорости надвигания не менее 5 см/год. При меньших скоростях диапировые купола формируются, остывают и закристаллизовываются на месте. Изменения в модельных структурах при снижении температуры показаны на рис. 7.

В процессе коллизии происходят вязкопластические деформации как в самом диапире, так и в окружающем веществе на уровне нижней и средней коры. Результаты моделирования полей вязких деформаций (крипа) представлены на рис. 8 для модели с длительностью магматической стадии 10 млн лет. Можно наблюдать, что объем вещества, вовлеченного в деформации и складчатость, занимает обширную область, включая зону анатексиса. Структура течений определяется температурно-зависимой вязкостью вещества: наиболее горячие ядра деформируются интенсивнее, по периферии деформации затухают. В процессе тектонического смятия структура становится менее

упорядоченной: соседние тела сближаются, их периферийные зоны приходят в механическое взаимодействие. Как следует из картин распределения деформаций и напряжений (рис. 8, 9), кора разделяется на два слоя, контролируемых разной реологией, – высокотемпературный вязкий и низкотемпературный пластический. Вне высокотемпературных областей преобладают пластические деформации (рис. 9). Над каждым диапировым телом формируются парные пересекающиеся полосы локализованной деформации. Их можно трактовать как ослабленные зоны, находящиеся в состоянии предразрушения (траектории разломов или бластомилонитизации). В рамках двумерной модели невозможно учесть влияние ортогональной надвигу системы складчатости, однако можно предполагать, что при интерференции перпендикулярно направленных напряжений структура тел будет принимать овально-концентрический вид.

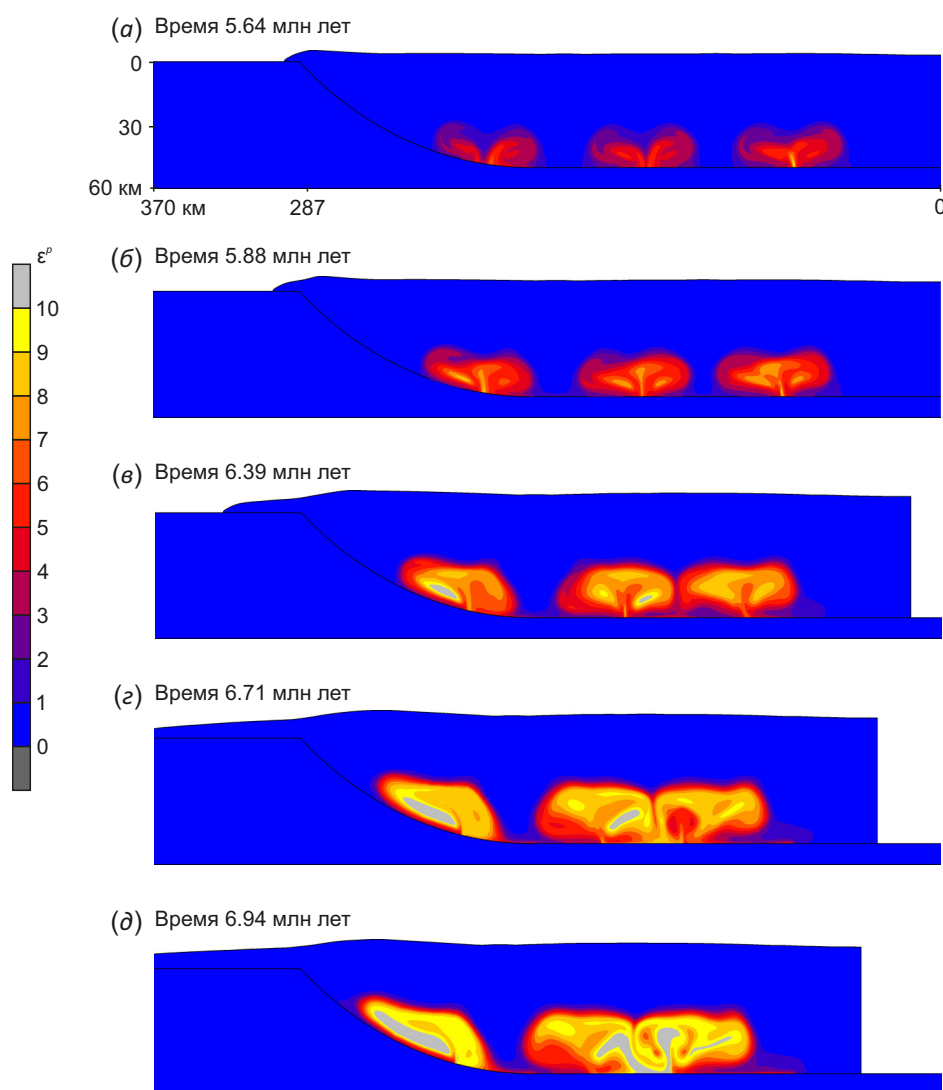


Рис. 8. Эволюция вязких деформаций при формировании диапиров и надвиге. Показаны стадии (млн лет) после внедрения базитовых интрузий. Шкала интенсивности деформаций: от 0 до 10 (1000 %).

Fig. 8. Evolution of viscous deformations in the formation of diapiric structures and thrusting. There are shown the stages (Ma) after basite intrusions. Deformation intensity scale is from 0 to 10 (1000 %).

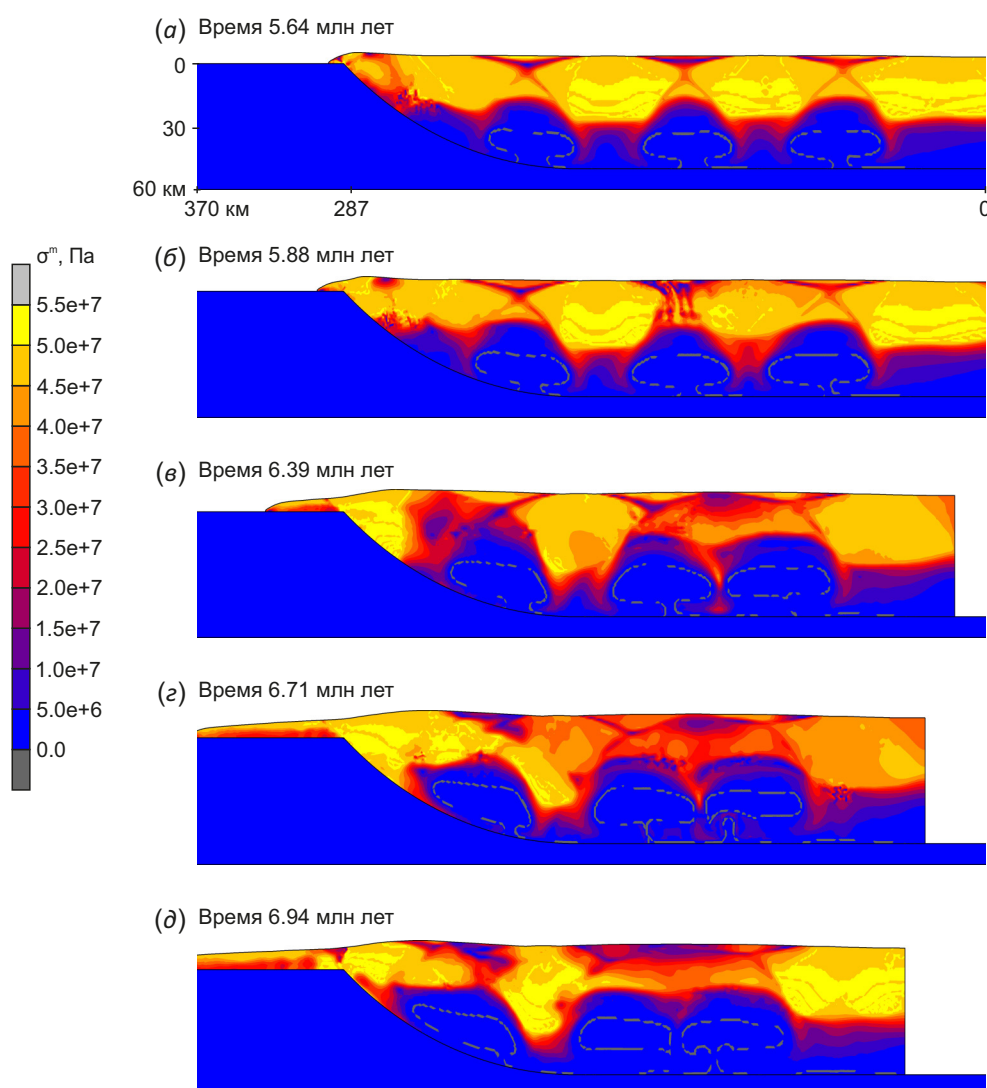


Рис. 9. Эволюция поля напряжений при формировании диапиров и надвиге. Показаны стадии (млн лет) после внедрения базитовых интрузий. Шкала интенсивности напряжений: от 0 до 64 МПа (предел пластичности пород).

Fig. 9. Stress field evolution in formation of the diapiric structures and thrusting. There are shown the stages (Ma) after basite intrusions. The stress intensity scale is from 0 to 64 MPa (yield stress of rocks).

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление модельных результатов и параметров метаморфизма вокруг наблюдаемых структурно-термальных куполов позволяет сформулировать некоторые следствия и выводы:

1. Под воздействием мантийных магм в основании коры формируется группа диапировых ядер, окруженных высокотемпературными ареалами со степенью метаморфизма вплоть до гранулитовой фации. Площадь распространения мигматизированных пород на уровне предполагаемого эрозионного среза (6.0–6.5 кбар) составляет не менее 75 %.

2. Коллизия (этот термин здесь употреблен в узком смысле для отражения тектонического взаимодействия отдельных частей в целом аккреционной структуры) Свекофеннского блока и Карельского кратона вызывает тектоническое скупивание диапиров и смятие в складки вязкопластичных масс в их обрамлении.

Для межкупольного пространства характерны синформные складки.

3. Моделирование предполагает возможность следующего механизма: мантийные магмы вызывают плавление вещества нижней коры в присутствии водного флюида, циркулирующего в пологонаклонных разломных зонах. После этого происходит диапировый подъем частично расплавленных масс на более высокие уровни. Потребляемый водный флюид переходит в расплав, понижая его вязкость и плотность. Дополнительный приток H_2O осуществляется при разложении водосодержащих минералов во вмещающей среде. Высота подъема высокотемпературных ядер определяется глубиной перехода от вязкой к упругопластической реологии вещества коры. Далее растущий диапир достигает определенной реологической границы и растекается горизонтально. На более высокие уровни эти массы поднимаются в частично расплавленном

состоянии в процессе надвигообразования за счет «коллизии» тектоники.

6. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

7. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Andersson U.B., Larsson L., Wikström A., 1992. Charnokites, Pyroxene Granulites and Garnet-Cordierite Gneisses at a Boundary between Early Svecofennian Rocks and Småland-Värmland Granitoids, Karlskoga, Southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 114 (1), 1–15. <https://doi.org/10.1080/11035899209453457>.

Baltybaev Sh.K., Glebovitskii V.A., Kozyreva I.V., Konopelko D.L., Levchenkov O.A., Sedova I.S., Shuldiner V.I., 2000. *Geology and Petrology of the Svecofennides of the Ladoga Region*. Saint Petersburg University Publishing House, Saint Petersburg, 200 p. (in Russian) [Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. Геология и петрология свекофениид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.].

Baltybaev Sh.K., Glebovitskii V.A., Kozyreva I.V., Shuldiner V.I., 1996. The Meyeri Thrust: The Main Element of the Suture at the Boundary between the Karelian Craton and the Svecofennian Belt in the Ladoga Region of the Baltic Shield. *Doklady Earth Sciences* 348 (4), 581–584.

Baltybaev Sh.K., Levchenkov O.A., Berezhnaya N.G., Levskii L.K., Makeev A.F., Yakovleva S.Z., 2004. Age and Duration of Svecofennian Plutonic-Metamorphic Activity in the Ladoga Area, Southeastern Baltic Shield. *Petrology* 12 (4), 330–347.

Baltybaev Sh.K., Levchenkov O.A., Levskii L.K., 2009. Svecofennian Belt of the Fennoscandia: Spatiotemporal Correlation of the Early Proterozoic Endogenous Processes. *Nauka*, Saint Petersburg, 276 p. (in Russian) [Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 276 с.].

Baltybaev Sh.K., Levchenkov O.A., Levsky L.K., Eklund O., Kilpeläinen T., 2006. Two Metamorphic Stages in the Svecofennian Domain: Evidence from the Isotopic Geochronological Study of the Ladoga and Sulkava Metamorphic Complexes. *Petrology* 14, 268–283. <https://doi.org/10.1134/S0869591106030039>.

Chopin F., Korja A., Hölttä P., 2013. Tectonometamorphic Evolution of a Large Dome in the Svecofennian Paleoproterozoic Accretionary Orogeny. In: *Abstracts of the General Assembly of the European Geosciences Union* (April 7–12, 2013, Vienna, Austria). Vol. 15. EGU, EGU2013-10231.

Ehlers C., Lindroos A., Selonen O., 1993. The Late Svecofennian Granite-Migmatite Zone of Southern Finland – A Belt of Transpressive Deformation and Granite Emplacement. *Precambrian Research* 64 (1–4), 295–309. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(93\)90083-E](https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90083-E).

Hansen F.D., Carter N.L., 1982. Creep of Selected Crustal Rocks at 1000 MPa. *Transactions of the American Geophysical Union* 63, 437.

Haudenschild U., 1988. K-Ar Age Determination on Biotite and Muscovite in the Pihtipudas – Lisalmi and Joroinen – Sulkava Areas, Eastern Finland. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 343, 33–50.

Hölttä P., 1988. Metamorphic Zones and the Evolution of Granulite Grade Metamorphism in the Early Proterozoic Pielavesi Area, Central Finland. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 344, 50 p.

Huhma H., 1986. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb Isotopic Evidence for the Origin of the Early Proterozoic Svecofennian Crust in Finland. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 337, 52 p.

Johannes W., Holtz F., 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, 335 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-61049-3>.

Johnson M.R.W., Harley S.L., 2012. *Orogenesis: The Making of Mountains*. Cambridge University Press, 388 p.

Kitsul V.I., 1963. *Petrology of Carbonate Rocks of the Ladoga Formation*. Publishing House of the USSR Academy of Science, Moscow, 171 p. (in Russian) [Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.].

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.].

Korja A., Heikkinen P.J., 2008. Seismic Images of Paleoproterozoic Microplate Boundaries in the Fennoscandian Shield. In: K.C. Condie, V. Pease (Eds), *When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth?* GSA, p. 229–248. [http://doi.org/10.1130/2008.2440\(11\)](http://doi.org/10.1130/2008.2440(11)).

Korobeynikov S.N., 2000. *Non-Linear Deformation of Solid Bodies*. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [Коробейников С.Н. Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 262 с.].

Korobeynikov S.N., Reverdatto V.V., Polyansky O.P., Sverdlova V.G., Babichev A.V., 2009. Computer Simulation of Underthrusting and Subduction Due to Collision of Slabs. *Numerical Analysis and Applications* 2 (1), 58–73. <https://doi.org/10.1134/S1995423909010066>.

Korsman K., 1977. Progressive Metamorphism of the Metapelites in the Rantasalmi-Sulkava Area, Southeastern Finland. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 290, 82 p.

Korsman K., Hölttä P., Hautala T., Wasenius P., 1984. Metamorphism as an Indicator of Evolution and Structure of Crust in Eastern Finland. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 328, 40 p.

Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P., GGT/SVEKA Working Group, 1999. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland. *International Geology Review* 41 (4), 287–333. <https://doi.org/10.1080/00206819909465144>.

Korsman K., Niemela R., Wasenius P., 1988. Multistage Evolution of the Proterozoic Crust in the Savo Schist Belt, Eastern Finland. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 343, 89–96.

Luosto U., Lanne E., Korhonen H., 1984. Deep Structure of the Earth's Crust on the Sveka Profile in Central Finland. *Annales Geophysicae* 2 (5), 559–570.

Marakushev A.A., Ashworth J.R. (Eds), 1988. Migmatites. *Mir*, Moscow, 344 p. (in Russian) [Мигматиты / Ред. А.А. Макарушев, Дж.Р. Эшурт. М.: Мир, 1988. 344 с.].

Mei S., Bai W., Hiraga T., Kohlstedt D.L., 2002. Influence of Melt on the Creep Behavior of Olivine-Basalt Aggregates under Hydrous Conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 201 (3–4), 491–507. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00745-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00745-8).

Mitrofanov F.P. (Ed.), 1985. Migmatization and Granitization in Various Thermodynamic Regimes. *Nauka*, Leningrad, 310 p. (in Russian) [Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах / Ред. Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1985. 310 с.].

Nagaitsev Yu.V., 1974. Petrology of the Rocks from the Ladoga and Belomorye Metamorphic Complexes. Publishing House of Leningrad State University, Leningrad, 160 p. (in Russian) [Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.].

Pajunen M. (Ed.), 1994. High Temperature – Low Pressure Metamorphism and Deep Crustal Structures. Meeting of IGCP Project 304 "Deep Crustal Processes" in Finland, September 16–20, 1994. Geological Survey of Finland, Espoo, 75 p.

Papunen H., 1986. Platinum-Group Elements in Sveco-karelian Nickel-Copper Deposits, Finland. *Economic Geology* 81(5), 1236–1241. <http://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.5.1236>.

Patchett J., Kouvo O., 1986. Origin of Continental Crust of 1.9–1.7 Ga Age: Nd Isotopes and U-Pb Zircon Ages in the Sveco-karelian Terrain of South Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 1–12. <http://doi.org/10.1007/BF00373959>.

Polyansky O.P., Babichev A.V., Reverdatto V.V., Korobeynikov S.N., 2012. Formation and Upwelling of Mantle Diapirs through the Cratonic Lithosphere: Numerical Thermo-mechanical Modeling. *Petrology* 20, 120–137. <https://doi.org/10.1134/S086959111202004X>.

Polyansky O.P., Kargopolov S.A., Babichev A.V., Reverdatto V.V., 2019. High-Grade Metamorphism and Anatexis in the Teletskoe–Chulyshman Belt (Gorny Altai): U–Pb Geochronology, P–T Estimates, and Thermal Tectonic Model. *Russian Geology and Geophysics* 60, 12, 1425–1443. <https://doi.org/10.15372/RGG2019108>.

Polyansky O.P., Korobeynikov S.N., Babichev A.V., Reverdatto V.V., Sverdlova V.G., 2014. Numerical Modeling of Mantle Diapirism as a Cause of Intracontinental Rifting. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 50, 839–852. <https://doi.org/10.1134/S1069351314060056>.

Predovsky A.A., Petrov V.P., Belyaev O.A., 1967. Geochemistry of Ore Elements of the Precambrian Metamorphic Series (by the Example of the Northern Ladoga Area). *Nauka*, Leningrad, 139 p. (in Russian) [Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. 139 с.].

Prokoph A., Ernst R.E., Buchan K.L., 2004. Time-Series Analysis of Large Igneous Provinces: 3500 Ma to Present. *The Journal of Geology* 112 (1), 1–22. <https://doi.org/10.1086/379689>.

Quick J.E., Sinigoi S., Mayer A., 1994. Emplacement Dynamics of a Large Mafic Intrusion in the Lower Crust, Ivrea-Verbano Zone, Northern Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99 (B11), 21559–21573. <https://doi.org/10.1029/94JB00113>.

Shuldiner V.I., Baltibaev Sh.K., Kozyreva I.V., 1997. Metamorphic Evolution of Garnet-Bearing Granulites in the Western Ladoga Area. *Petrology* 5 (3), 223–245.

Sudovikov N.G., 1954. Tectonics, Metamorphism, Migmatization and Granitization of Rocks of the Ladoga Formation. In: *Transactions of the Laboratory of Precambrian Geology*. Iss. 4. Publishing House of the USSR Academy of Science, Moscow, Leningrad, 198 p. (in Russian) [Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации // Труды лаборатории геологии докембрия. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1954. Вып. 4. 198 с.].

Sudovikov N.G., Glebovitskii V.A., Sergeev A.S., Petrov V.P., Kharitonov A.L., 1970. Geological Development of the Depth Zones in the Mobile Belts (Northern Ladoga Region). *Nauka*, Leningrad, 227 p. (in Russian) [Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.].

Vaasjoki M., Kontoniemi O., 1991. Isotopic Studies the Proterozoic Osikonmaki Gold Prospect at Rantasalmi, Shouth-eastern Finland. *Geological Survey of Finland. Special Paper* 12, 53–57.

Vaasjoki M., Sakko M., 1988. The Evolution of the Raahe-Ladoga Zone in Finland: Isotopic Constrains. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 343, 7–32.

Väisänen M., Manttari I., Hölttä P., 2002. Svecofennian Magmatic and Metamorphic Evolution in Southwestern Finland as Revealed by U–Pb Zircon SIMS Geochronology. *Precambrian Research* 116 (1–2), 111–127. [http://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00019-0](http://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00019-0).

Veenhof R.P., Stel H., 1991. A Cleavage Triple Point and Its Meso-Scopic Structures: The Mustio Sink (Svecofennides of SW Finland). *Precambrian Research* 50 (3–4), 269–282. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90025-6](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90025-6).

Velikoslavinskii D.A., 1972. Comparative Characteristics of the Moderate- and Low-Pressure Regional Metamorphism (on the Example of the North Baikal and North

Ladoga Regions of the Development of Metamorphic Zonality). Nauka, Leningrad, 190 p. (in Russian) [Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений (на примере Северо-Байкальской и Северо-Ладужской областей развития метаморфической зональности). Л.: Наука, 1972. 192 с.].