

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24; 550.93; 551.25

ПОСТЕКТОГЕННЫЕ СОБЫТИЯ И ПРОЦЕССЫ ЭКСГУМАЦИИ В СВЕКОКАРЕЛИДАХ ПРИЛАДОЖЬЯ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН Ю. А. Морозов^{1,*}, М. А. Матвеев¹,
А. И. Смольская¹, А. Л. Кулаковский¹

Поступило 20.03.2023 г.

После доработки 10.04.2023 г.

Принято к публикации 14.04.2023 г.

Выявлены и охарактеризованы элементы структуры свекокарелид перикратонной зоны Карельского массива (ЮВ Фенноскандии), сформированные после основных событий свекофеннского тектогенеза. Датированы возрастные интервалы проявления орогенной стадии и посторогенного коллапса растяжения, определены уровни глубинности формирования соответствующих структур и визуализирована схема дифференцированной эксгумации глубинных комплексов палеопротерозойской Саво-Ладожской подвижной зоны. Даны приблизительные оценки скоростей эксгумации глубинного материала на отдельных этапах докембрийской эволюции этой зоны.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, Карельский массив, свекокарелиды, ладожский комплекс, тектогенез, орогенез, коллапс растяжения, скорости эксгумации, йо-йо тектоника

DOI: 10.31857/S268673972370010X, **EDN:** WGXXQG

ВВЕДЕНИЕ

Общеизвестно, что эволюция любого подвижного пояса не ограничивается только событиями собственно тектогенеза, приводящими к объемным тектоно-термальным преобразованиям литосферных масс, их перемещениям и деформациям, нарушающим гравитационное равновесие в системе. С учетом вязкости геоматериала восстановление равновесия начинается, как правило, со значительным отрывом во времени от событий тектогенеза (30–40 млн лет) и выражается в реализации процессов орогенеза и следующих за ними проявлениями коллапса растяжения, которые иногда связывают с заключительными стадиями цикла Вилсона [1]. Такая последовательность событий, отчетливо распознаваемая в относительно молодых (мезозой–кайнозой) активных областях, не просто восстанавливается в докембрийских подвижных зонах, особенно с полиэтапными сценариями развития. Тем не менее, при определенных методических подходах с использованием разнообразного аналитического инструментария, можно попытаться выявить и отделить друг от друга элементы структуры всех трех эволюционных стадий древних подвижных поясов. В упрощенной формулировке это можно было бы обо-

значить следующей последовательностью вопросов: что происходит в подвижном поясе после завершения основных тектоно-термальных событий тектогенеза?; какие структуры характерны для орогенного этапа и какие для посторогенных событий?; каковы критерии их отделения друг от друга и от структур эпохи тектогенеза?; каковы временные рубежи и интервалы действия этих этапов?; каковы уровни глубинности проявления соответствующих событий?; какова их связь с процессами эксгумации глубинного корового вещества?; каковы скорости процессов эксгумации на разных временных отрезках эволюции?

ИЗЛОЖЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Целенаправленные натурно-аналитические исследования в этом направлении проводились нами в пределах Саво-Ладожской подвижной зоны свекокарелид (рис. 1 а) в палеопротерозойском зонально-метаморфизованном (от зеленосланцевой до гранулитовой фации) терригенно-вулканогенно-осадочном ладожском комплексе (рис. 1 б). Отсчетным базисом для характеристики всей эволюционной последовательности служат сведения по времени, морфоструктурным типам, парагенезам и глубинности проявления основных деформационно-метаморфических событий свекофеннского тектогенеза (1.89–1.80 млн лет) [2]. На основе наших собственных данных по термо-

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: frost@ifz.ru

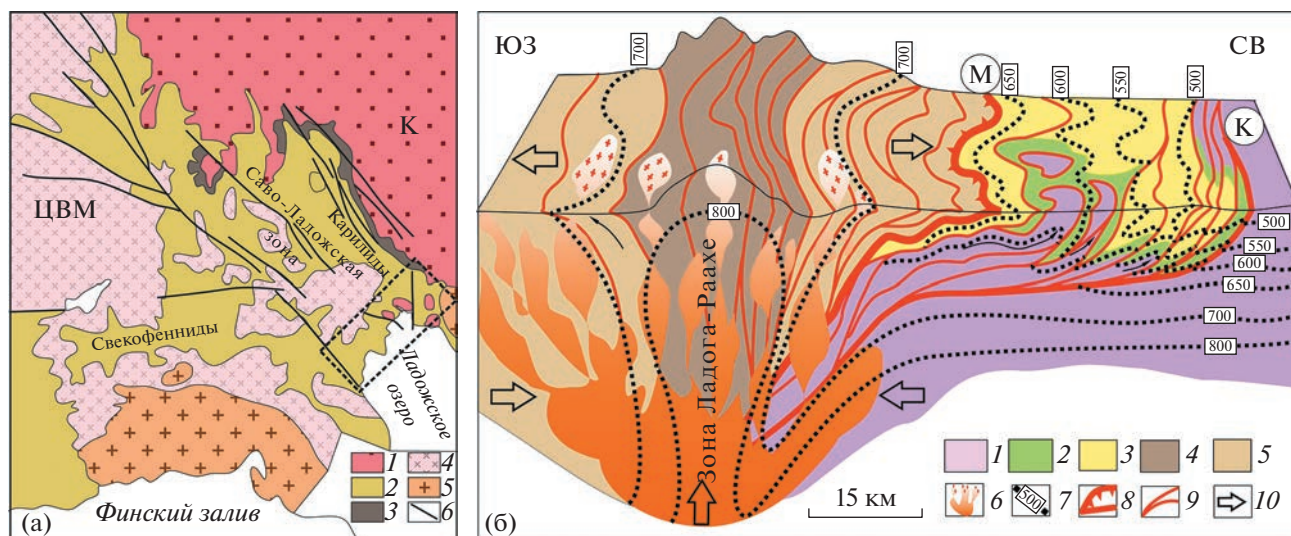


Рис. 1. а – Схема геологического строения Свекокарельской подвижной области: 1 – архей, 2 – палеопротерозой, 3 – комплекс ятулия, 4 – гранитоиды палеопротерозойского возраста, 5 – граниты рапакиви, 6 – крупнейшие разломы. ЦФМ – Центрально-Финляндский массив. К – Карельский массив. Пунктирным прямоугольником выделен район исследований. б – Концептуальная модель строения Саво-Ладожской зоны: 1 – гранито-гнейсы архея; 2–6 – палеопротерозойский ладожский комплекс: метаботиты сортавальской серии (2), метапсаммиты, метаморфизованные в диапазоне зеленосланцевой-амфиболитовой фаций; 4–5 – образования, измененные в зоне ультраметаморфизма (4) и в условиях гранулитовой фации (5); 6 – магматические тела; 7 – изограды метаморфизма с индексом температуры; 8 – крупнейшие тектонические границы; 9 – разрывные нарушения; 10 – направление тектонического транспорта. Буквы в кружках: К – Карельский массив, М – зона Мейерского надвига, разделяющая комплексы карелид и свекофеннид.

барометрии минерально-фазовых равновесий метапелитов [3] и с учетом геотермического градиента в $42\text{--}43^\circ/\text{км}$, характерного для метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, нами было выявлено, что разрывно-складчатые структуры ранней стадии деформаций (D1) в зоне зеленосланцевого метаморфизма, примыкающей с юго-запада к границе Карельского массива, формировались в интервале глубин в 7–8 км. Далее к юго-западу в зонах проявления эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, где начинают проявляться процессы гранитизации субстрата, происходит постепенное увеличение уровня глубинности вплоть до 14–15 км. На площади же проявления гранулитового метаморфизма, охватывающей осевую часть подвижной зоны (зона Ладога-Раахе), где температуры поднимались до $800\text{--}850^\circ\text{C}$ при давлении в 7–8 кбар, деформационно-метаморфические события происходили уже на глубинах 25–30 км (кривая I на рис. 6).

По завершении основных тектонических событий свекофеннского тектогенеза в виде регионально проявленных складчатых структур субмеридионального простирания второй стадии (D2) деформации и синхронными процессами ультраметаморфизма (для них нами получены датировки около 1830 млн лет [4]), наложенными на покровно-надвиговый ансамбль стадии D1, со значительным временным запозданием порядка 35 млн лет, началось проявление процессов оро-

генеза. Это выразилось в широком (по всей площади Приладожья), но дискретно-локализованном развитии процессов низкотемпературного диафореза (хлоритизация биотита и разложение полевых шпатов), наложенных на все породообразующие минерально-фазовые ассоциации разных зон регионального метаморфизма. Диафорез с признаками гидротермальной природы проявился вместе с локальным катаклизмом и рассланцеванием пород (рис. 2 а, в, г), преимущественно по направлению СВ–ЮЗ, и складчатыми деформациями слабой интенсивности той же ориентировки (D3). Выделенные зерна цирконов из рассланцованных в это время жильных плагиогранитов раннекинематического этапа показали в ряде случаев наличие ядер и прерывистых оболочек, поэтому определение их изотопно-геохимических характеристик осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, С.-Петербург) [4]. При этом значения возрастов ядер оказались близки вышеупомянутым датировкам этапа D1 (1865 ± 13 , СКВО = 0.469; 1869 ± 9.5 , СКВО = 0.545; 1869 ± 9.1 , СКВО = 0.548). Внешние замутненные оболочки, срезающие осцилляторную зональность ядер, а также пятна метамиктных изменений, имеют, как мы предполагаем, гидротермальную природу [5] и дают возрасты в диапазоне 1795–1755 млн лет (рис. 2 б).

Систематическое измерение составов наложенных хлоритов (рис. 2 в) по всему району ис-

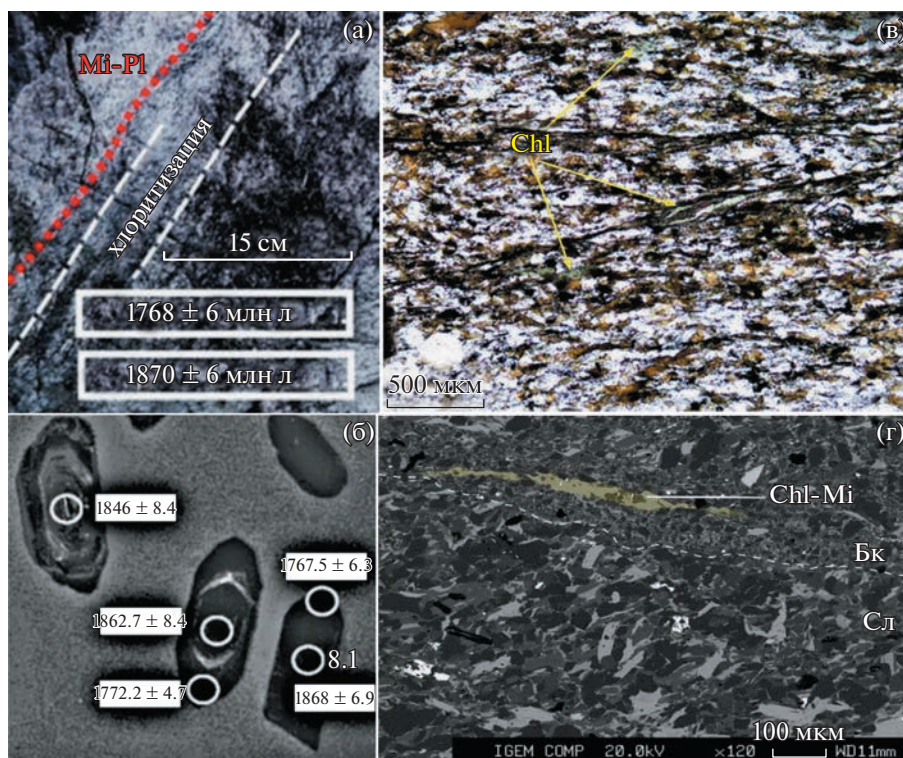


Рис. 2. Процессы наложенного диафтореза в виде дискретных зон расщелачивания и хлоритизации пород ладожской серии: на а — расщелачивание (белые пунктирные линии) микроклин-плагиоклазовых (Mi-Pl) гранитов этапа деформаций D1 (красной линией показана граница зоны расщелачивания) с указанием возрастов кристаллов циркона из зоны расщелачивания — 1864–1876 млн лет в ядрах и 1762–1774 млн лет во внешних оболочках; на б — кристаллы циркона из этих же гранитов с возрастными 1846–1868 млн лет в ядрах и этапа орогенеза во внешних оболочках (1767–1772 млн л.); в — зоны хлоритизации гнейса в шлифах; г — трещина отрыва в катаклазитах (Бк) слюдяного гнейса (Сл), заполненная хлорит-микроклиновым агрегатом (Chl + Mi).

следований в породах разного уровня метаморфизма и применение хлоритовых геотермометров [6–8] показали (табл. 1 и рис. 3), что исходные породы субстрата, ранее находившиеся на разных глубинах, в этот временной период оказались на близком уровне глубинности (кривая II на рис. 6), который был оценен с учетом упомянутого геотермического градиента в диапазоне 7–8 км. Некоторые заметные вариации касаются только осевой зоны Ладога-Раахе с широким развитием пород гранулитового уровня метаморфизма — там температуры по хлоритам оказались в целом на сотню градусов ниже (около 270°C), что соответствует глубинам порядка 5 км. Последнее указывает на то, что в это время произошла полная инверсия прогиба, в котором накапливались отложения ладожского комплекса. Также несколько более низкотемпературные хлориты зафиксированы внутри и вокруг куполовидных выступов фундамента.

Говоря о процессах, сопровождающих орогенез, помимо хлоритизации, по которой оценивались температурный режим и уровень глубинности проявления, важно отметить и другие, не менее значительные преобразования метаморфического суб-

страта. Это, прежде всего, касается процессов гидратации ретроградной стадии метаморфизма (диафторез), охватывающих породную матрицу и обычно приводящих к положительному объемным эффектам разуплотняющего характера. Точно также продвижение пород к поверхности должно сопровождаться декомпрессионными явлениями, выраженными в появлении систем трещин, заполняющихся перераспределяемым в ходе деформации материалом, как это мы наблюдаем в катаклазитах (рис. 2 Г). Это могло усиливать положительный объемный эффект наложенных преобразований и вносить свою лепту в воздымание объемов.

Если учесть, что упомянутые процессы хлоритизации биотита происходят преимущественно с отрицательным объемным эффектом, то можно представить, что в совокупности с “разрыхляющими” реакциями гидратации, суммарные объемные эффекты преобразований породного субстрата от места к месту могут быть весьма изменчивы, что естественным образом повлияет на величины вертикальных перемещений блоков во время орогенеза, усиливая блоковую делимость и дифференцированность подвижек.

Таблица 1. Усредненные оценки температур по хлоритовым термометрам для разных зон метаморфизма Северного Приладожья

Шлиф (число замеров)	Зона метаморфизма	Kranidiotis, McLean $T(^{\circ}\text{C})$	Hillier, Velde $T(^{\circ}\text{C})$	Jowett $T(^{\circ}\text{C})$
ЛВ-2068 (14)	Зеленосланцевая	323	322	354
ЛВ-2068-1 (16)		306	308	317
ЛВ-13 (11)		338	336	363
ЛВ-14 (17)		356	376	388
ЛВ-62 (7)		351	369	383
ЛВ-1911 (22)		333	356	373
ЛВ-1355 (17)		343	348	372
ЛВ-1355-3 (12)		346	355	377
ЛВ-1940-8 (5)		338	340	364
ЛВ-1800-1 (10)		349	368	386
ЛВ-2131 (5)	Эпидот- амфиболитовая	339	344	366
ЛВ-1931 (9)		359	387	397
ЛВ-66 (5)		361	395	401
ЛВ-52-1 (4)		356	379	391
ЛВ-52-2 (3)		351	366	384
ЛВ-2138 (6)		332	332	357
ЛВ-1547 (11)		353	376	390
ЛВ-1547-3А (20)		344	358	378
ЛВ-1547-4 (12)		357	383	395
ЛВ-1776-3 (14)		343	361	377
ЛВ-1246 (11)		364	393	404
ЛВ-1762-6 (11)		307	273	319
ЛВ-1804 (3)	Амфиболитовая	218	155	176
ЛВ-2191-3А (44)		262	268	241
ЛВ-1835 (14)		329	324	356
ЛВ-1835-3 (9)		345	368	384
ЛВ-1768-1 (13)		347	366	383
ЛВ-1768-1 (19)		344	355	377
ЛВ-1643-3 (2)		336	351	372
ЛВ-1586-1 (8)		272	287	269
ЛВ-1586-4 (10)		313	275	327
ЛВ-1539А (17)		275	293	266
ЛВ-1722 (13)		328	320	355
ЛВ-1722 (10)		308	279	327
ЛВ-1100Б (8)	Гранулитовая	256	261	233
ЛВ-2140-2 (15)		199	180	207
ЛВ-1365 (21)		272	190	263

О последующей, постороженной эволюции Саво-Ладожской подвижной зоны можно судить исходя из анализа генезиса, состава и температурных оценок уровней формирования системы псевдотахилитовых (ПСТ) прожилков, впервые

нами выявленных в Приладожье [2] во всех зонах метаморфизма — зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой (рис. 4). ПСТ — инъекционно-жильные образования афанитового стеклоподобного материала, генетически связанные с раз-

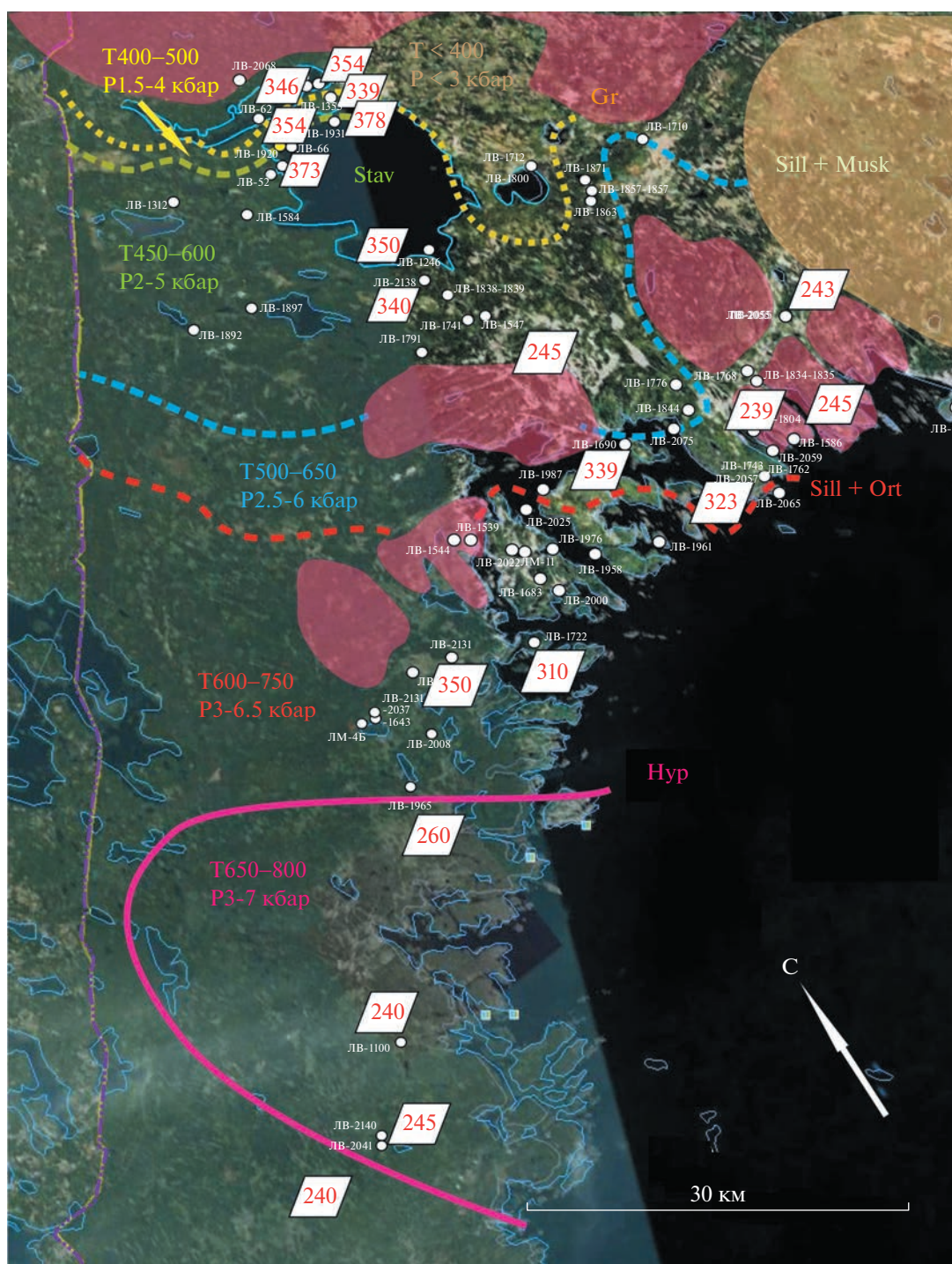


Рис. 3. Усредненные температуры этапа орогенеза по хлоритовым термометрам (белые ромбы) в пределах ладожского комплекса. Белые кружки – точки находок наложенных хлоритов. Розовая заливка – выступы архейского основания; оранжевая – граниты-рапакиви Салминского массива. Gr – изограда граната, Stav – изограда ставролита, Sill+Musk – силлиманит-мусковитовая изограда, Sill+Ort – силлиманит-ортоклазовая изограда, Нур – изограда гиперстена. Изограды и параметры регионального метаморфизма ладожского комплекса даны по работе [9].

ломными зонами сейсмогенной природы и с процессами фрикционного плавления при высокоскоростных динамических подвижках [10]. Полевой структурно-кинематический анализ мест

локализации ПСТ показал их преимущественную приуроченность к разрывам сбросового или сдвиго-сбросового характера, с амплитудами смещения до 1.5–1.7 м, указывающими на породившие

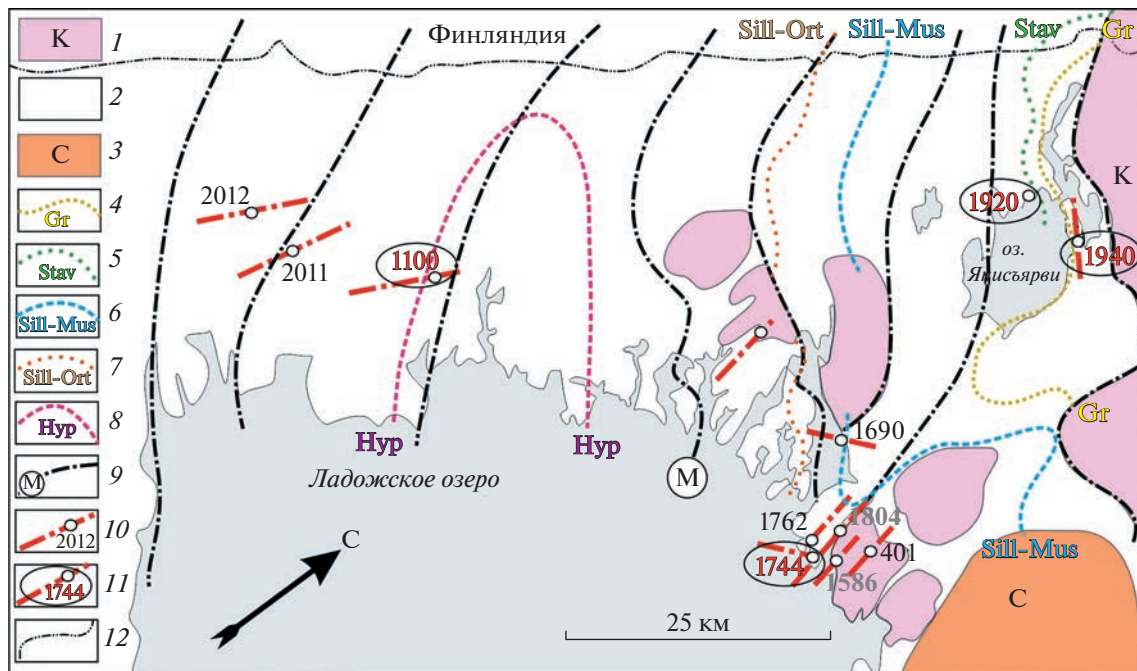
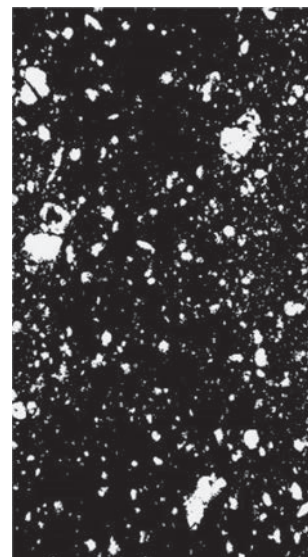


Рис. 4. Схема точек опробования псевдотрахитов на фоне метаморфической зональности и структуры ладожского комплекса. 1 – гранито-гнейсы архея в Карельском массиве (К) и в куполовидных выступах фундамента; 2 – ладожский комплекс; 3 – Салминский массив гранитов-рапакиви; 4–8 – изограды метаморфизма: граната, ставролита, силлиманита-мусковита, силлиманита-ортоклаза; гиперстена соответственно; 9 – крупнейшие разломы и Мейерский надвиг (М); 10 – разломы с выявленными ПСТ; 11 – точки датирования ПСТ; 12 – государственная граница.

их высокомагнитудные сейсмические события ($M \sim 7.5$).

Обилие слюдястых микролитов, кристаллизовавшихся из расплава ПСТ (биотит, иллит), и их обогащенность калием позволили оценить значения их $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста [11]. Зафиксированные возрастные спектры при весьма вариативных Са/К-отношениях, связанных, предположительно, с присутствием в стекле обломков двух полевых шпатов, показали достаточно выдержанные плато, которые характеризуют весьма высокую долю выделенного аргона (более 60%). При этом полученные датировки ПСТ из трех разных зон метаморфизма фиксируют три различных возрастных рубежа преимущественно рифейского периода: $1595\text{--}1588 \pm 14.3$ млн лет в гранулитовой зоне, 1310 ± 7.8 млн лет в зоне амфиболитовой фации и 1418 ± 9.4 в зоне зеленосланцевого метаморфизма. Эти возраста, с одной стороны, согласуются с цифрами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста ПСТ в Южной Финляндии (1583 ± 5 млн лет) [12], а с другой, вписываются в интервал 1.64–1.53 млрд лет, заданный предельными рубежами формирования крупнейших в регионе массивов рапакиви Выборгского (1640 ± 5 ; 1630 ± 5 млн лет) и Салминского ($1547 \pm 1\text{--}1529 \pm 0.6$ млн л.), чье внедрение традиционно связывают с началом нового, внутриплитного этапа развития орогенов и проявлением постколлизийного растяжения [13]. Два



$$T_{\text{crust}} = (1 - W/M) T_{\text{melt}}$$

$$W/M = 0.3 \text{ (0.16)}$$

$$T_{\text{melt}} = 850^\circ\text{C} \text{ (1000}^\circ\text{C)}$$

$$T_{\text{crust}} = 198\text{--}255^\circ\text{C}$$

$$(370\text{--}425^\circ\text{C})$$

Рис. 5. Пример оценки температуры среды (T_{crust}) формирования ПСТ по геотермометру O'Hara [14] для одной из точек зоны гранулитового метаморфизма. Слева – микрофото субстрата ПСТ, для которого подсчитано соотношение (W/M) доли сохранившихся обломков (белые фрагменты) к доле расплавленного матрикса (черный фон). Температура плавления (T_{melt}) взята для мусковита (850°C) и для начала плавления плагиоклаза (1000°C). Красным шрифтом показаны результаты расчета температуры вмещающей среды для двух вариантов W/M и для двух T_{melt} .

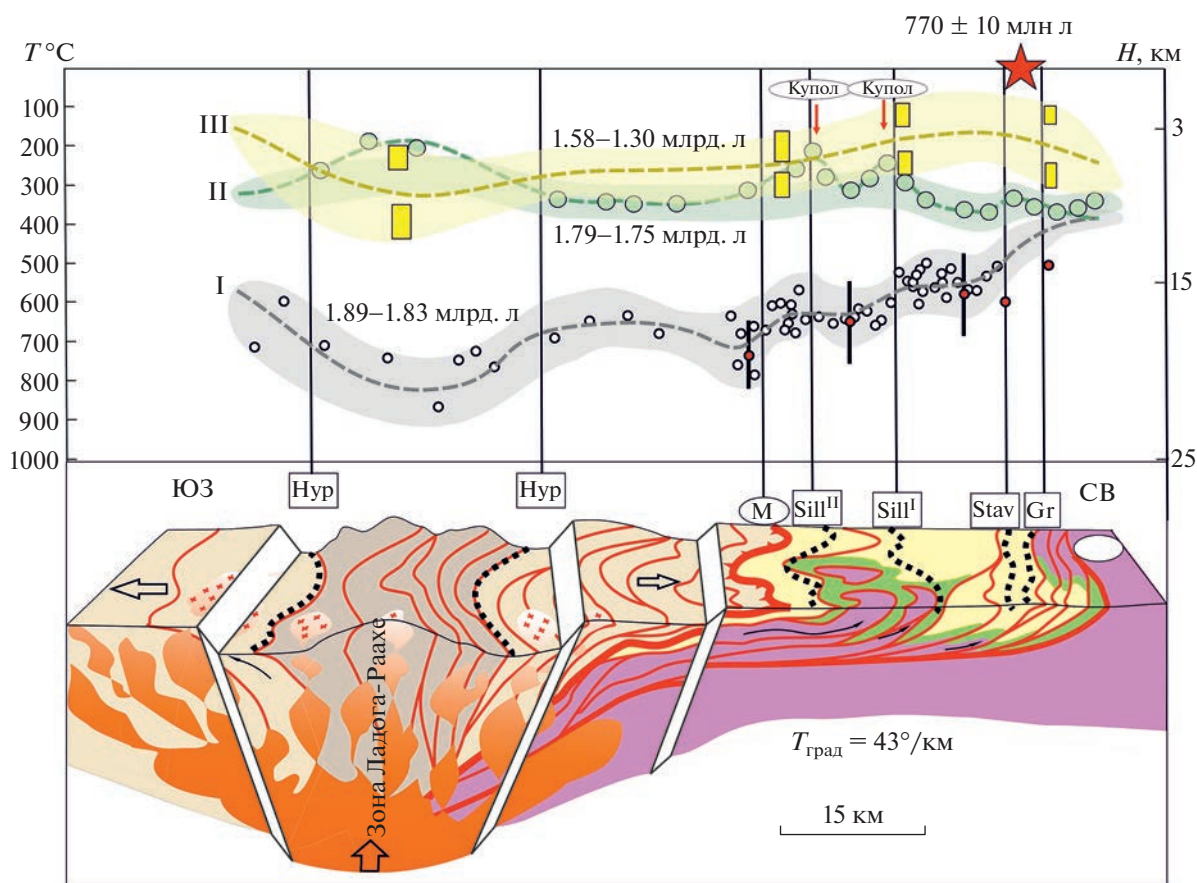


Рис. 6. Обобщенная модель развития Саво-Ладожской подвижной зоны Приладожья после завершения основных тектоно-термальных событий свекофенского тектогенеза. Кривые над блок-диаграммой структуры региона отражают вариации параметров температуры и глубинности проявления процессов на завершающих стадиях: I – свекофенского тектогенеза (по данным термобарометрии зонального метаморфизма – серый фон), II – орогенеза (по хлоритовому геотермометру – зеленый фон) и III – посторогенного коллапса растяжения (по ПСТ-геотермометру – желтый фон). Gr – изограда граната, Stav – изограда ставролита, Sill^I – силлиманит-мусковитовая изограда, Sill^{II} – силлиманит-ортотлазовая изограда, Нур – изограда гиперстена. Буквы в кружках: К – Карельский массив, М – зона Мейерского надвига, разделяющая комплексы карелид и свекофеннид. Звездой обозначено импактное событие Янисъярви.

других временных рубежа формирования ПСТ могут отражать усиление этой же тенденции, приведшей в дальнейшем к формированию в регионе структуры Ладожско-Пашской грабен-синклинали [14], с последовательным заполнением отложениями телемаркского комплекса (1.52–1.48 млрд лет), приозерской и салминской свит, внедрением Валаамского силла (1.46–1.45 млрд лет), а также более молодыми осадками плитной стадии.

С тем, чтобы оценить температурные условия и уровни глубинности формирования ПСТ, мы использовали эмпирический геотермометр для ПСТ К. О'Хара [15], учитывающий соотношение температур плавления отдельных минералов T_{melt} , относительных долей расплава и нерасплавленных обломков (W/M) и температуры окружающей среды T_{crust} (рис. 5).

При подсчете температур в конкретных образцах из разных зон метаморфизма были учтены вариации количества обломков в стекле для разных полос ПСТ и различные параметры температур плавления слюд (850°C) и плагиоклазов (1200°C). Для последних была принята температура в 1000°C с учетом их частичного плавления (подплавления), которая во внешних, механически нарушенных оболочках обломков, существенно снижается [10]. Результаты расчетов T_{crust} для всех измеренных точек даны в табл. 2, где можно видеть диапазоны вариаций температур окружающего субстрата, связанных с различием температур плавления слюд и плагиоклазов. На основании средних температур среды для каждой точки можно судить о приблизительных уровнях глубинности формирования ПСТ в разных зонах метаморфизма ладожского комплекса (кривая III на рис. 6).

Таблица 2. Результаты расчета температур вмещающих пород при формировании ПСТ

№ точки	$T_{\text{melt}}^{\circ\text{C}}$	W/M	$T_{\text{crust}}^{\circ\text{C}}$
ЛВ-1355	1000	0.28	643
		0.54	312
	850	0.28	535
		0.54	243
ЛВ-1940	1000	0.45	427
		0.67	147
	850	0.45	345
		0.67	98
ЛВ-1690	1000	0.25	682
	850	0.25	569
	1000	0.67	147
	850	0.67	98
	1000	0.49	376
	850	0.49	300
ЛВ-1744	1000	0.43	453
	850	0.43	367
	1000	0.54	313
	850	0.54	244
	1000	0.12	847
	850	0.12	715
ЛВ-1100	1000	0.19	758
	850	0.19	636
	1000	0.43	453
	850	0.43	367
	1000	0.59	249
	850	0.59	187

Завершающим событием в развитии этого региона, произошедшим в начале плитного этапа эволюции Фенноскандии, можно считать импактное воздействие на породы ладожского комплекса в районе современного озера Большое Янисъярви, непосредственно к югу от границы Карельского массива. Округлое очертание озера и наличие в береговых обнажениях и на островах его центральной части так называемых тагамитов — остекленных брекчиевидных образований по сланцам ладожского комплекса, свидетельствуют о таком событии в то время, когда рассматриваемые нами метаморфические разности уровня эпидот-амфиболитовой фации уже были выведены на поверхностный эрозионный срез. Эта стадия датирована полученными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастами тагамитов в 698 ± 22 млн лет [16].

Обобщая полученные нами оценки по уровням глубинности преобразований пород ладожского комплекса на разных этапах его эволюции

от времени формирования осадков в начале палеопротерозоя (2120—1910 млн лет), через тектоно-термальные события тектогенеза (1890—1800 млн лет) и орогенеза (1795—1700 млн лет), до завершения событий посторогенного коллапса растяжения (1310 млн лет) и выведения пород на эрозионную поверхность (около 700 млн лет), их для наглядности можно представить в виде непрерывной кривой в координатах “глубина—время” (рис. 7).

Ее конфигурация, с одной стороны, отражает достаточно характерный путь эволюции многих полистадийно развивающихся комплексов, описанный в терминах концепции, так называемой, “Йо-йо тектоники” [17], характеризующей возвратно-поступательный путь перемещения пород по вертикали. С другой стороны, она позволяет приблизительно оценить скорости тектонической эксгумации глубинного вещества на отдельных отрезках эволюции подвижных зон и поясов. При этом можно отметить, что полученные нами диапазоны скоростей выведения к поверхности глубинных продуктов тектоно-термальной эволюции свекокарелид (0.2—0.3 мм/год на стадии тектогенеза и 3—4 мм/год на стадии орогенеза в осевой зоне пояса) сопоставимы с теми, что получены D. Whitney и др. [17] для отдельных стадий мезо-кайнозойской эволюции Центрально-Анатолийской подвижной зоны (от 0.8—1.0 на ранней стадии до 1.5—2.5 мм/год на заключительной стадии эксгумации).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Соединение всех представленных выше фактических данных позволяет более полно и зримо представить эволюцию свекокарелид Саво-Ладожской подвижной зоны после завершения основных тектоно-термальных событий свекофеннского тектогенеза и с той или иной степенью аргументации ответить на поставленные в самом начале статьи вопросы. Постектогенные события, связанные с восстановлением гравитационного равновесия, нарушенного процессами тектогенеза, в рассматриваемом регионе начались (1790—1795 млн лет) приблизительно через 35—40 млн лет после проявления региональной складчатости (~1830 млн лет), сопряженной с пиковой стадией процессов гранитизации. Они привели к преимущественно блоковым перемещениям в хрупко-пластичном режиме (орогенез) разноглубинных (5—7 — 25—30 км) метаморфогенных образований палеопротерозоя, вместе с подстилающим их архейским фундаментом, на приблизительно единый уровень глубинности верхней коры, порядка 4—8 км. При этом в осевой части подвижной зоны произошла полная инверсия первичного прогиба, в котором отлагались метатерригенные осадки свекокарелид. Процесс

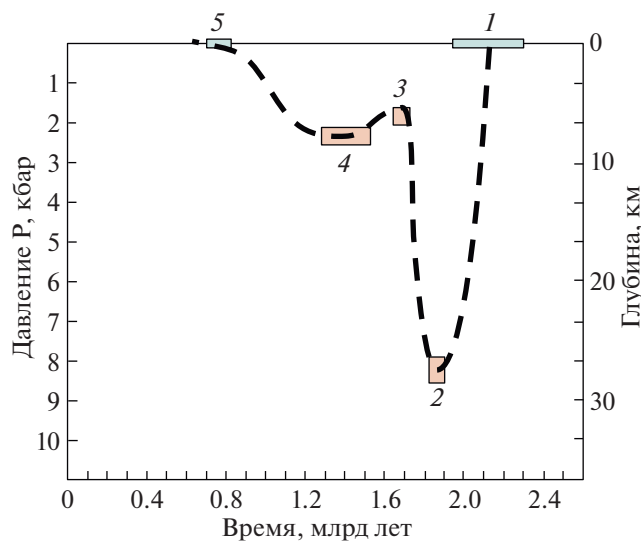


Рис. 7. Кривая изменения во времени глубин, на которых происходили преобразования пород ладожского комплекса в ходе полистадийной эволюции от событий тектогенеза до выведения их на эрозионную поверхность (дана для осевой зоны Саво-Ладожского пояса). 1 — накопление осадков ладожской серии; 2 — проявление метаморфизма гранулитовой фации; 3 — орогенез; 4 — заложение Пашско-Ладожской грабен-синклинали; 5 — импактное событие Янисъярви.

вывода глубинных образований к поверхности (эксгумация) продолжился на этапе проявления посторогенного коллапса растяжения (1590–1300 млн лет), отмеченного становлением в регионе массивов рапакиви, формированием систем разломных псевдотрахилитов и заложением крупной рифтогенной Пашско-Ладожской грабен-синклинали. К рубежу около 770 млн лет все рассматриваемые образования свекофеннид уже находились на эрозионной поверхности, отмеченной импактными образованиями в районе астроблемы Янисъярви. Построенная на основании оценок глубинности проявления разноэтапных структурно-вещественных преобразований пород ладожского комплекса кривая в системе координат “глубинность–время”, позволила рассмотреть описанную тектоно-термальную эволюцию в свете концепции “Йо-йо тектоники”, отражающей неоднократные возвратно-поступательные перемещения по вертикали блоков пород и оценить скорости эксгумации на отдельных временных отрезках. Все приведенные данные отражают и являются следствием проявления действовавших при этом разных механизмов выведения к поверхности глубинных образований — покрывно-надвиговые структуры режима транспрессии (дивергентная “цветковая” структура всей зоны), дифференциальные вертикально-блоковые перемещения этапа орогенеза, частично связанные с объемными изменениями при

синхронном диафторезе пород, посторогенные процессы коллапса растяжения и сопряженного с ним сбросового разрывообразования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Chenin P., Picazo S., Jammes S., Manatschal G., Müntener O., Karner G.* Potential role of lithospheric mantle composition in the Wilson cycle: a North Atlantic perspective // Geological Society, London, Special Publications. 2018. V. 470. P. 6.
2. *Морозов Ю.А., Кулаковский А.Л., Смольская А.И.* Строение и структурно-метаморфическая эволюция Северного домена Приладожья в системе “чехол-фундамент” // Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. С. 62–79.
3. *Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смольская А.И.* Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68.
4. *Морозов Ю.А., Баянова Т.Б., Матвеев М.А., Смольская А.И.* Возрастные метки ранне- и поздне- тектонических событий свекофеннского тектогенеза на ЮВ Балтийского щита (северный домен Приладожья) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы L (50-го) юбилейного Тектонического совещания 30 января – 3 февраля. М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 34–39.
5. *Hoskin W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. № 3. P. 637–648.
6. *Kranidiotis P., MacLean W.H.* Systematics of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1898–1911.
7. *Hillier S., Velde B.* Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites // Clay Miner. 1991. V. 26. P. 149–168.
8. *Jowett E.C.* Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEG // Joint Annual Meeting (Toronto, May 27–29, 1991), Program with Abstracts. 16. A62.
9. *Великославинский Д.А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.
10. *Матвеев М.А., Смольская А.И., Морозов Ю.А.* Особенности фрикционного плавления пород и кристаллизации расплава в ходе сейсмического процесса (на примере псевдотрахилитов Приладожья) // Физика Земли. 2022. № 6. С. 134–161.

11. Морозов Ю.А., Юдин Д.С., Травин А.В., Смольская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. Первые находки и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование псевдотахилитов в палеопротерозойском зонально метаморфизованном ладожском комплексе Фенноскандии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 5–9.
12. Torvela T., Manttari I., Hermansson T. Timing of deformation phases within the South Finland shear zone, SW Finland // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 277–298.
13. Ларин А.М. Граниты рапакиви в геологической истории Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 3–28.
14. Амантов А.В. Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 22–32.
15. O'Hara K. A pseudotachylyte geothermometer // Journal of Structural Geology. 2001. V. 23. P. 1345–1357.
16. Salminen J., Donadini F., Pesonen J., Masaitis V., Naumov V. Paleomagnetism and petrophysics of the Jänisjärvi impact structure, Russian Karelia // Meteoritics and Planetary Science. 2006. V. 41. № 12. P. 1853–1870.
17. Whitney D., Umhoefer P., Teyssier C., Fayon A. Yo-yo Tectonics of the Nigde Massif During Wrenching in Central Anatolia // Turkish Journal of Earth Sciences. 2008. V. 17. P. 209–217.

POST-TECTOGENIC EVENTS AND EXHUMATION PROCESSES IN SVEKOKARELIDES OF THE LADOGA REGION

Corresponding Member of the RAS Yu. A. Morozov^{a, #}, M. A. Matveev^a,
A. I. Smulskaya^a, and A. L. Kulakovsky^a

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: frost@ifz.ru

Elements of the structure of the Svecokarelian pericratonic zone of the Karelian Massif (SE Fennoscandia), formed after the main events of the Svekofennian tectogenesis, have been identified and characterized. Dated age intervals of the orogenic stage and post-orogenic extensional collapse manifestation, determined the depth levels of the corresponding structures and visualized the scheme of differentiated exhumation of the deep complexes of the post-Proterozoic Savo-Ladoga movable zone. Approximate estimations of exhumation rates of deep material at certain stages of the Precambrian evolution of this zone are given.

Keywords: Fennoscandian Shield, Karelian massif, Svecokarelid, Ladoga complex, tectogenesis, orogenesis, extensional collapse, exhumation rates, Yo-Yo tectonics