

# Внутриплитные магматические системы середины протерозоя на примере анортозит-рапакивигранитных комплексов Балтийского и Украинского щитов

Е. В. Шарков

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва

**Аннотация.** На примере протерозойских (1.76–1.5 млрд. лет) массивов Балтийского и Украинского щитов рассмотрены основные особенности геологии и петрологии анортозит-рапакивигранитных комплексов (АРГК). По геофизическим данным, эти комплексы представляют собой крупные трансформированные аномалии, прослеживаемые до глубин 30–40 км, располагающиеся над локальными выступами мантии. Согласно геохимическим и изотопным данным, родоначальные магмы рапакиви произошли за счет плавления коровых пород. Типичные внутриплитные Fe–Ti базальты мантийного происхождения сопровождали формирование этих магматических систем, которые, судя по данным изотопного датирования, существовали на протяжении 20–25 млн лет. Плавление вещества здесь происходило одновременно на двух уровнях: в мантии и в коре. Формирование таких систем, по-видимому, было связано с возникновением эшелонированной системы промежуточных разноглубинных магматических очагов, связанных с внедрением силлообразных тел Fe–Ti базальтового расплава, над которыми происходило плавление пород сиалической кровли. В конечном счете это приводило к появлению в очагах двух независимо конвектирующих слоев: базитового внизу и более легкого гранитного – сверху. Слои базитового расплава в таких очагах затвердевали в первую очередь, формируя груборасслоенные тела, нижние части которых были образованы преимущественно анортозитами, а верхние – монцонитами. Слои легкого кислого состава начали кристаллизоваться только после затвердевания базитов, также формируя груборасслоенные тела, где снизу вверх наблюдается переход от диоритов и кварцевых сиенитов внизу, через серые мелко- или редкоовоидные рапакиви к розовым гранитам рапакиви наверху, слагающим основной объем комплексов. Фрагменты наименее глубинных очагов сохранились в ряде батолитов типа Салминского и Коростеньского. Система очагов в целом развивалась независимо друг от друга; при этом процесс часто осложнялся периодическим внедрением новообразованных гранитоидных магм из более глубинных очагов в верхние уровни в условиях постоянной подпитки системы мантийными флюидами и базальтовыми расплавами мантийного происхождения. По своему геологическому положению АРГК являлись внутриплитными образованиями, возникавшими над горячими точками в условиях аномально мощной на момент формирования континентальной коры. Приуроченность анортозит-рапакивигранитных интрузивов и огромных поясов кислого вулканизма к мезопротерозою связывается с появлением крупных областей с аномально мощной сиалической корой на месте закрытия позднепалеопротерозойских океанов, а также со специфическим составом раннепалеопротерозойской нижней коры.

© 1998 Российский журнал наук о Земле.

Статья RJE98013.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 14 июня 1999.

URL: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/RJE98013/RJE98013.htm>

## Введение

Магматизм середины протерозоя существенно отличается от всех предшествующих и последующих

эпох. В отличие от палеопротерозоя, где ведущую роль играли расплавы основного состава при подчиненной роли магм среднего и кислого состава, в середине протерозоя преобладал кислый магматизм преимущественно калиевого ряда с возрастом 1,76–1,50 млрд лет с максимумом около 1,6 млрд лет. Он представлен крупными поясами кислого вулканизма, роями даек преимущественно гранитного, реже диабазового состава, нередко зональных, но наиболее характерной магматической ассоциацией этого периода являются огромные интрузивы анортозитов – гранитов рапакиви. Этот магматизм развивался на месте орогенных областей, возникших после закрытия позднепалеопротерозойских океанов, протягиваясь на огромные расстояния в пределах Балтийского, Украинского, Гренландского и Канадского щитов, вдоль южной окраины Сибирской платформы, на Сино-Корейском, Африканском, Индийском, Бразильском щитах и в Западной Антарктиде [Хаин, Божко, 1988; *Ramo and Haapala*, 1996]. Фрагменты подобных областей наблюдаются также в блоках докембрийского фундамента некоторых складчатых областей фанерозоя (например, Бердяшский массив на Урале).

Происхождение анортозит-рапакивигранитных комплексов, несмотря на более чем столетнюю историю их изучения, продолжает оставаться одной из нерешенных проблем магматической петрологии. Такие интрузивы практически отсутствуют среди магматических пород архея и палеопротерозоя, и не характерны для более поздних периодов. Некоторые исследователи выделяют рапакивиподобные граниты и в фанерозое [*Ramo and Haapala*, 1996]. Однако, в них отсутствуют анортозиты, и поэтому можно утверждать что массивы анортозитов-гранитов рапакиви *sensu stricto* типичны только для мезопротерозоя.

Целью данной работы является характеристика мезопротерозойских магматических систем, возникших во внутриплитной обстановке в условиях аномально мощной континентальной коры того времени на примере анортозит-рапакивигранитных комплексов Балтийского и Украинского щитов.

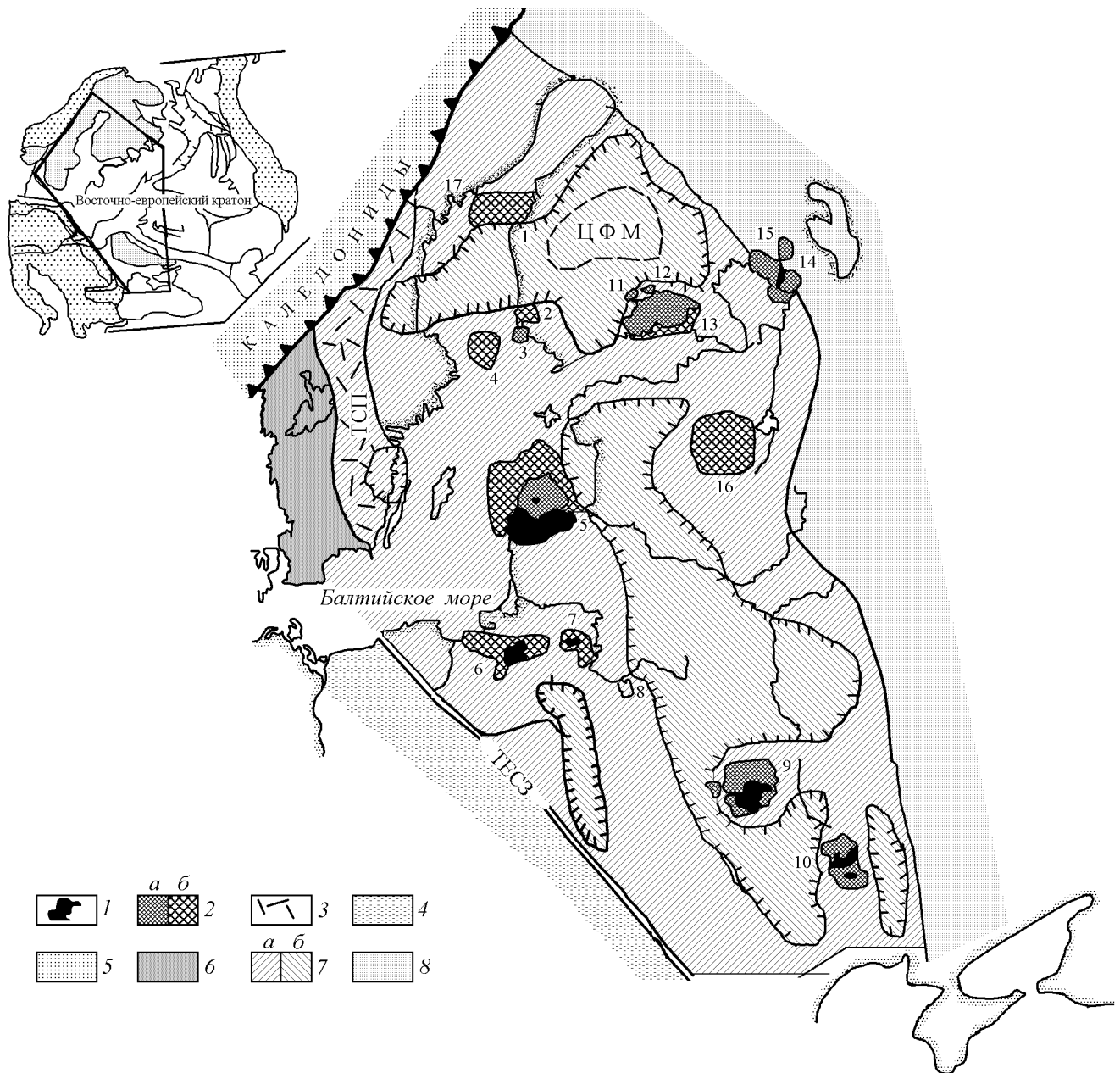
## Главные особенности геологии и петрологии мезопротерозойских анортозит-рапакивигранитных комплексов Балтийского и Украинского щитов

Классическими районами развития АРГК являются Балтийский и Украинский щиты. Крупные интрузивы этой ассоциации слагают огромный пояс субмеридионального простиранья протяженностью

более 2000 км, приуроченный к западному краю Русской платформы (рис. 1). Он возник в пределах свекофеннской складчатой области, сформировавшейся на месте закрытия Свекофеннского океана около 1,9–1,8 млрд лет назад [*Кратц и др.*, 1978]. Необычной особенностью этой области является аномальная мощность земной коры, достигающая 50–60 км и более [*Богданова*, 1986; *Luosto*, 1997]. Рассматриваемые интрузивные комплексы, как правило, располагаются внутри свекофенид. Один из массивов – Салминский – расположен у границы свекофенид с архейским Карельским кратоном, а аналогичные массивы Украинского щита (Коростеньский и Корсунь-Новомиргородский) локализованы среди метаморфизованных архейских и раннепалеопротерозойских образований Западно-Украинского кратона, подвергшихся свекофеннской переработке с развитием типичной для свекофенид ультраметаморфической гранитизации с возрастом 2,0–1,9 млрд лет [*Щербак и др.*, 1989]. Появление интрузивов АРГК следовало за стабилизацией регионов, сопровождавшейся переходом к платформенному режиму. Одновременно с формированием АРГК вдоль их периферии и на удалении от них происходило внедрение роев даек диабазов и кварцевых порфиритов, иногда совмещающихся в пределах единых тел с формированием комплексных (зональных) даек, краевые части которых образованы диабазами, а центральные – кислыми породами.

Формирование комплексов АРГК на Балтийском щите происходило в интервале 1,65–1,50 млрд лет назад. В северо-западной части Балтийского щита в это время формировался огромный Транс-Скандинавский пояс кислого вулканизма с возрастом 1,78–1,59 млрд лет [*Ahall et al.*, 1996; *Gorbatshev and Bogdanova*, 1993], практически совпадая по времени с формированием анортозит-рапакивигранитных комплексов. По мнению ряда исследователей, вулканы этого пояса представляют собой эффузивные аналоги АРГК [*Великославинский и др.*, 1978; *Lundquist*, 1968]. Наиболее древними представителями этой ассоциации являются комплексы Украинского щита с возрастом 1,76–1,78 млрд лет [*Amelin et al.*, 1994]. Наиболее молодые образования этого типа развиты в западной части Балтийского щита, где массив Рагунда имеет возраст  $1320 \pm 30$  млн лет [*Suominen*, 1991]. К нему близок по возрасту (1,35 млрд лет [*Shebanova et al.*, 1996]) сложный Бердяшский массив рапакиви, содержащий нефелиновые сиениты [*Заварицкий*, 1958].

АРГК имеют четкие интрузивные контакты с вмещающими метаморфическими образованиями палеопротерозоя и архея, однако сами практически не подверглись региональному метаморфизму. С ними часто тесно сопряжены калиевые вулканы



**Рис. 1.** Схема распространения анортозит-рапакивигранитных комплексов в западной части Восточно-Европейского кратона.

1 – габбронорит-анортозиты и анортозиты; 2 – граниты рапакиви: а – установленные геологическими методами, б – по геофизическим данным; 3 – вулканиты Транс-Скандинавского пояса; 4 – складчатые системы фанерозоя Западной Европы; 5 – норвежские каледониды; 6 – позднепротерозойский Дальсландский домен; 7 – позднепалеопротерозойский Свекофеннский домен: а – участки с мощностью коры менее 50 км, б – участки распространения аномально мощной (свыше 50 км) корой [Богданова, 1986; Оровецкий, 1990; Luosto, 1997]; 8 – древние (архейские и раннепалеопротерозойские) образования восточной части Восточно-Европейского кратона. ЦФМ – Центрально-Финляндский массив; ТСП – Транс-Скандинавский пояс кислого вулканизма [Gorbatschev and Bogdanova, 1993]; ТЕСЗ – Транс-Европейская сутурная зона Торнквиста.

Плутоны: 1 – Ботнический, 2 – Лайтилла, 3 – Вехмаа, 4 – Аландский, 5 – Рижский, 6 – Польский, 7 – Мазурский, 8 – Белорусский, 9 – Коростеньский, 10 – Корсунь-Новомиргородский, 11 – Ахвенисто, 12 – Суоменниemi, 13 – Выборгский, 14 – Салминский, 15 – Улялегский, 16 – Новгородский, 17 – Рагунда.

Врезка слева наверху: положение Свекофеннского домена в пределах Восточно-Европейского кратона [Gee and Zeyen, 1996].

**Таблица 1.** Размер некоторых анортозит-рапакивигранитных плутонов и соотношения в них основных и кислых пород

Плутон	Площадь		
	общая площадь (км <sup>2</sup> )	основные породы (%)	граниты (%)
Выборгский	16,000	–	100
Салминский	4500	10	90
Рижский	30,000	10–15	85–90
Коростеньский	12,000	25	75
Корсунь-Новомиргородский	5400	23	77

преимущественно кислого, редко основного состава. Они выполняют пологие прогибы (провесы кровли) на поверхности массивов рапакиви, как это наблюдается на Балтийском щите в случае “порфиров” хогландской толщи и рапакиви Выборгского плутона, вулканитами серий Дала, Дуоблон, Смоланд (Южная Швеция) – с гранитами Дала-Смоланд, а на Украине – в случае Коростеньского плутона, перекрываемого дацитами и риолитами овручской серии [Великославинский и др., 1978].

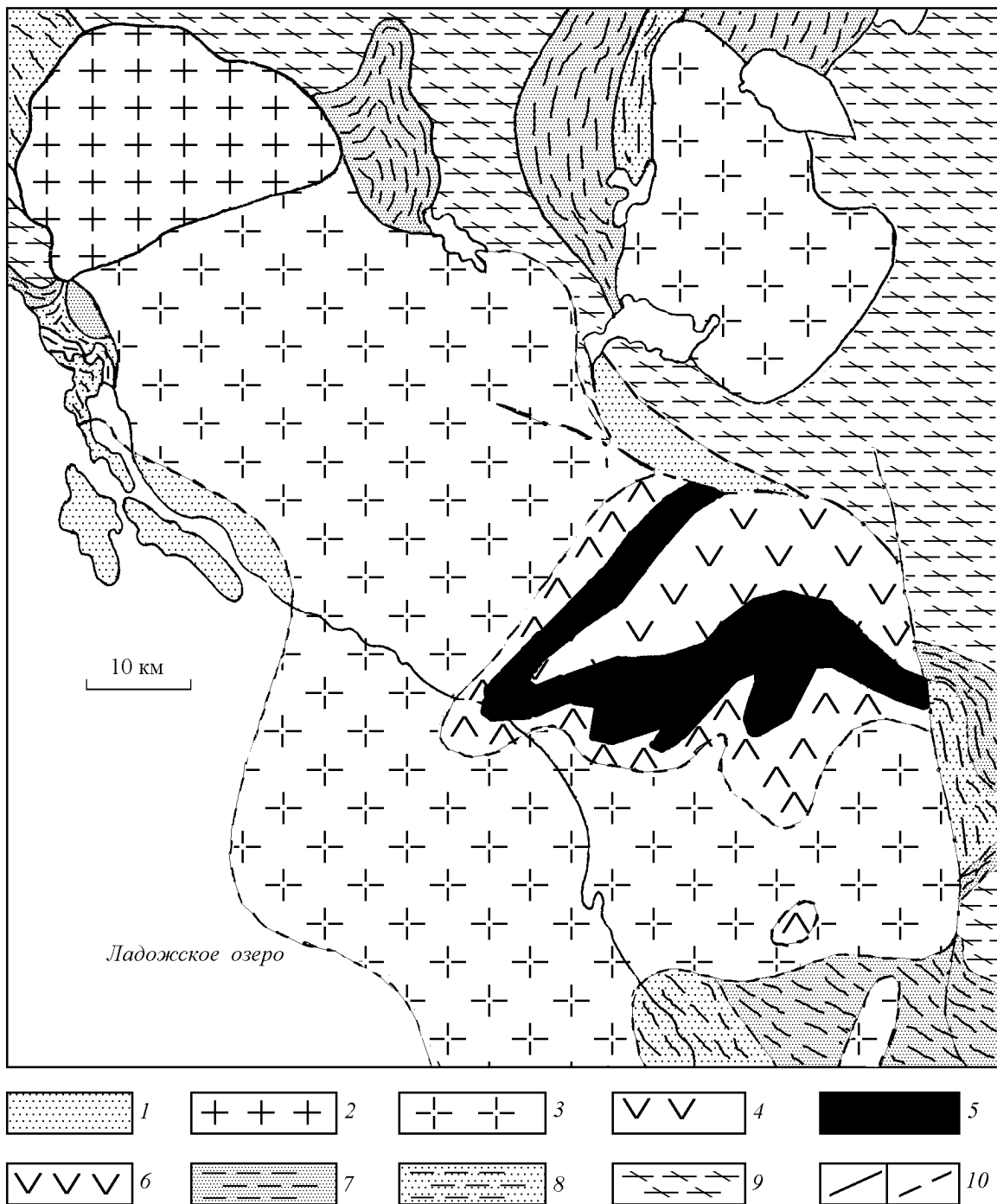
Массивы анортозитов-гранитов рапакиви образованы серией пород от базитов (редко – ультрамафитов) до гранитов, включая все промежуточные разновидности типа монцонитов, кварцевых монцонитов и диоритов. Они представляют собой крупные неправильно-овальные в плане тела площадью десятки-сотни тысяч квадратных километров. Данные о размерах плутонов в современном эрозионном срезе приведены в табл. 1, из которой также видно, что в их составе преобладают граниты. Основные породы, преимущественно габбронорит-анортозиты в ряде случаев полностью отсутствуют. Минимальным развитием в АРГК пользуются породы промежуточного состава (монцониты и диориты), так что эти комплексы, по существу, представляют собой бимодальные ассоциации.

Одним из наиболее изученных комплексов анортозитов-гранитов рапакиви является Салминский (Питкярантский) батолит, расположенный на восточном берегу Ладожского озера (Южная Карелия); к югу от него расположены относительно небольшие Улялегский и Лодейнопольский сателлитные интрузивы рапакиви. Салминский плутон был впервые описан в 1930-х годах П. Эскола, а позже был изучен Свириденко [1968]. Массив расположен вдоль границы древнего Карело-Кольского домена, сложенного преимущественно архейскими тоналитогнейсами, и позднепалеопротерозойскими метаморфическими породами Свекофеннского домена, прорывая как те, так и другие образования (рис. 2).

В отличие от пород рамы, массив не вовлекался в процессы регионального метаморфизма. В свою очередь Салминский батолит, в своей западной части, с конгломератами в основании перекрывается рифейскими вулканогенно-осадочными образованиями салминской свиты с возрастом около 1,35 млрд лет [Кайряк, Хазов, 1967]. Южная половина массива перекрыта четвертичными отложениями и о характере развитых здесь пород можно судить только по геофизическим и буровым данным. Судя по геофизическим данным, западное продолжение массива уходит под акваторию Ладожского озера (А. Н. Берковский, личное сообщение, 1975 г.). Автор изучал этот массив в 1974–1975 гг., когда бурением в его южной части были впервые выявлены породы основного состава.

Плутон имеет ~ 125 км в длину при площади около 4500 км<sup>2</sup>. В нем наблюдается отчетливо выраженная зональность в распределении главных разновидностей пород (рис. 2). Его северная часть образована равномернозернистыми биотитовыми гранитами, которые к югу сменяются розовыми овоидными гранитами рапакиви (выборгитами), затем серыми мелкоовоидными рапакиви, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами и монцонитами. Габбронорит-анортозиты и анортозиты, с прослоями норитов и, редко, ортопироксенитов встречены в южной части интрузива. Альбитизированные лейкократовые топаз-содержащие граниты и грейзены, образующие жилы и мелкие дайкообразные тела, встречающиеся как в пределах плутона, так и во вмещающих метаморфических породах, заключают формирование комплекса.

Данные по внутренней структуре Салминского интрузива менее определены. Судя по геофизическим данным, массив имеет пластинообразную форму [Великославинский и др., 1978], а наблюдаемое распределение главных типов пород, по аналогии с Коростенским плутоном (см. ниже), интерпретируется нами как вертикальная зональность (грубая рассло-



**Рис. 2.** Схема геологического строения Салминского и Улягского интрузивов.

1 – вулканогенно-осадочные образования мезопротерозойской салминской свиты; 2 – розовые равномернозернистые граниты; 3 – розовые рапакиви; 4 – серые рапакиви и диориты; 5 – монцитоны и кварцевые монцитоны; 6 – габбронорит-анортозиты и нориты; 7–8 – вулканогенно-осадочные образования позднего палеопротерозоя: 7 – ятулий Карельского кратона, 8 – сортавальская серия (свекофенниты); 9 – архейские тоналито-гнейсы; 10 – геологические границы: а – прослеженные, б – предполагаемые.

Контуры развития пород в южной части плутона приведены по геофизическим данным, подтвержденным результатами бурения, выполненного Олонечкой партией Северо-Западного геологического управления [Бантова и др., 1975]. Пунктиром показано западное продолжение массива под акваторией Ладожского озера по геофизическим данным (по А. Н. Берковскому).

енность), где анортозиты занимают стратиграфически самое нижнее положение, а равномернозернистые биотитовые граниты – самое верхнее. Общая морфология тела, характеризующаяся клиновидным выходом основных пород в юго-восточной части массива с соответствующим изгибом его гранитоидной части (судя по геофизическим данным, уходящей под акваторию Ладожского озера), вероятно, свидетельствует о том, что массив был деформирован в очень пологую складку, ось которой погружается в юго-западном направлении. С другой стороны, как и в большинстве анортозит-рапакиви-гранитных плутонов, отдельные разновидности гранитов секут друг друга, что, впрочем, существенно не нарушает общей картины.

Породы основного состава имеют типичные кумулятивные структуры. Единственной кумулятивной фазой ортопироксенита является гиперстен  $Wo_4En_{60}Fs_{36}$  с авгитом, плагиоклазом, биотитом, апатитом и рудными минералами (ильменит и пирротин) в интеркумуляусе. В норитах кумулулс представлен гиперстеном  $Wo_3En_{48}Fs_{49}$  и плагиоклазом  $An_{52-56}$ ; в габброноритах в качестве кумулятивной фазы добавляется авгит  $Wo_{39}En_{36}Fs_{25}$ . Плагиоклаз  $Or_4Ab_{43}An_{53}$  является единственной кумулятивной фазой габбронорит-анортозитов; его количество варьирует от 70 до 95 об.%. В отличие от анортозитов, связанных с другими типами проявлений (расслоенные интрузивы, анортозит-чарнокитовые массивы и др.), для плагиоклазов здесь характерны мелкие выделения (включения?) ортоклаза. Главными интеркумуляусными фазами габбронорит-анортозитов являются инвертированные пижонит  $Wo_{8,5}En_{36}Fs_{55,5}$  и пижонит-авгит  $Wo_{18}En_{33}Fs_{49}$ . Апатит, кварц и ортоклаз играют подчиненную роль, также как рудные минералы – ильменит и сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит, пентландит и сфалерит); зелено-бурая роговая обманка, в небольших количествах встречаются биотит и циркон.

Кумулулсные фазы в монцонитах представлены плагиоклазом  $An_{36-46}$  и ортоклазом; интеркумуляус тот же, что и в габбронорит-анортозитах, преимущественно инвертированные пижонит  $Wo_9En_{30}Fs_{61}$  и пижонит-авгит. В кварцевых монцонитах в качестве кумулулсной фазы добавляется черный кварц; состав плагиоклаза отвечает  $An_{30-36}$ . Интеркумуляусные фазы представлены зелено-бурой роговой обманкой, ортопироксеном  $Fs_{70-75}$ , ферроавгитом, биотитом, рудными минералами, апатитом и цирконом; иногда встречается оливин  $Fa_{80-85}$ .

Лейкократовые разновидности близкого состава, где среди темноцветных минералов преобладает роговая обманка, а другие темноцветные минералы присутствуют спорадически, в зависимости от на-

личия или отсутствия кумулулсного ортоклаза определяются как кварцевый сиенит или кварцевый диорит. По мере появления в них овоидов ортоклаза эти породы переходили в серые или зеленые редко- и мелкоовоидные рапакиви.

Главной разновидностью пород плутона, составляющей около 70% его площади, являются типичные розовые биотит-роговообманковые граниты рапакиви. Они характеризуются присутствием крупных (до 3–4 см в диаметре) овальных концентрически-зональных кристаллов (овоидов) K–Na полевого шпата. Во многих случаях овоиды окружены каемкой олигоклаза. Рапакиви с такими каемками определяются как выборгиты, без каемок – питерлиты. Иногда наблюдается неправильная шпировидная расслоенность, вызванная чередованием слоев, богатых овоидами, и бедных ими. В редкоовоидных рапакиви в ряде случаев устанавливается трахитоидная текстура, образованная плоско-параллельным расположением таблитчатых кристаллов ортоклаза; овоиды в таких случаях образуют более поздние выделения, частично корродируя более ранние (кумулятивные) кристаллы K–Na полевого шпата и кварца. Более поздние средне- крупнозернистые равномерно-зернистые биотитовые граниты, слагающие северную часть массива, образованы субидiomорфными кристаллами черного кварца, кислого плагиоклаза и ортоклаза; биотит и магнетит приурочены к интерстициям между зернами.

Представительные анализы пород и минералов приведены в табл. 2 и 3.

Салминский интрузив является одним из наиболее молодых АРГК. Детальное изучение цирконов и бадделитов из различных пород массива показало, что различные интрузивные фазы внедрялись на протяжении 17–18 млн лет: U/Pb возраста варьируют от  $1547 \pm 1$  до  $1529 \pm 0.6$  млн лет как серии различных магматических эпизодов [Amelin et al., 1996; Larin et al., 1996; Neymark et al., 1994]. Время формирования индивидуальных рапакиви-гранитных фаз варьировало от 5 до 3 млн лет. Биотит-амфиболовые рапакиви Улялегского массива моложе аналогичных пород Салминского массива примерно на 5–10 млн лет. Rb/Sr внутренняя эохрона в граните имеет возраст  $1455 \pm 17$  млн лет, вероятно, указывая на время завершения постмагматических процессов в батолите.

Таким образом, из этих данных следует, что формирование плутона происходило на протяжении около 18 млн лет. Это хорошо согласуется с наличием многочисленных интрузивных взаимоотношений между различными разновидностями пород, но не очень – с геологическими и петрологическими данными о едином в целом структурном плане и присутствием гаммы промежуточных разновидностей пород. Из этого, по видимому, вытекает, что

Таблица 2. Представительные анализы пород Салминского батолита (мас.%)

Ок- сиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	1/83	24/105	3/107	26/201	5/59	5/58	4/34	23/180	39/88	39/68	9/74	44/147	22/99	35/98	1910	Л-93		
SiO <sub>2</sub>	51,30	47,66	48,74	50,21	55,48	55,48	47,70	52,20	63,46	65,46	65,50	74,48	74,70	73,87	74,34	52,80	69,62	49,92
TiO <sub>2</sub>	0,44	5,30	3,60	2,37	0,46	0,04	0,37	3,50	1,25	0,59	1,05	0,31	0,02	0,32	0,34	3,25	0,50	2,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	16,40	18,05	20,00	25,03	27,52	19,38	15,30	13,50	15,20	13,43	11,20	12,82	11,37	11,90	15,23	13,02	14,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	2,39	1,40	1,87	0,72	0,69	1,56	2,17	2,50	1,7	1,56	1,51	0,54	1,52	1,28	3,20	2,70	6,61
FeO	17,35	10,29	10,41	7,39	2,32	1,11	13,72	9,77	6,09	2,56	6,19	1,72	1,76	2,29	1,87	8,38	2,71	7,28
MnO	0,33	0,17	0,23	0,12	0,04	0,05	0,15	0,19	0,10	0,08	0,07	0,02	0,01	0,02	0,02	0,05	0,10	0,17
MgO	21,00	4,76	4,47	2,33	0,48	0,08	2,96	2,33	1,06	0,45	0,88	0,40	0,08	0,20	0,25	2,96	0,59	3,63
CaO	3,16	8,23	8,29	8,94	8,94	9,31	8,37	7,04	3,66	2,81	3,95	1,19	0,79	1,20	1,05	7,00	2,18	7,71
Na <sub>2</sub> O	0,30	2,88	2,99	3,58	4,32	3,87	3,23	2,94	2,86	2,78	2,76	2,68	2,95	2,82	2,52	3,11	1,59	2,34
K <sub>2</sub> O	0,08	0,72	0,82	0,90	1,04	0,80	1,14	2,36	4,18	5,89	3,13	4,90	4,86	5,04	4,94	1,88	5,67	2,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	—	—	—	0,10	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,13	0,59
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0,10	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0,16	0,05	0,20	0,12	—	0,27	0,23	0,23	0,08	0,15	0,12	0,34	0,08	0,32	—	—
ППП	1,77	1,51	1,27	1,32	1,06	0,96	1,20	1,82	0,90	1,97	1,02	0,88	0,80	0,82	1,02	1,20	1,02	1,88
Сум- ма	100,16	100,31	100,43	99,08	100,29	100,41	99,78	99,89	99,79	99,79	99,62	99,44	99,45	99,81	99,61	99,38	100,00	100,00

1 – ортопироксенит; 2,3 – габбронорит; 4 – габбронорит-анортозит; 5,6 – анортозит; 7,8 – монцит; 9–11 – кварцевый монцит; 12,13 – серые рапакиви; 14–15 – розовые рапакиви; 16 – дайка диабазы. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия РАН, С-Петербург. Аналитик Е. Е. Зевелева. 17–18 – вулканы хогландия с о. Гогланд; 17 – кварцевые порфиры (анализ также содержит 0,17 мас.%F); 18 – базальтовые порфириты [Великославинский и др., 1978].

основной объем Салминского массива был образован на ранних стадиях его формирования; последующие внедрения играли подчиненную роль и существенно не нарушали общую картину. В любом случае эти данные свидетельствуют о весьма сложной истории формирования этого интрузива.

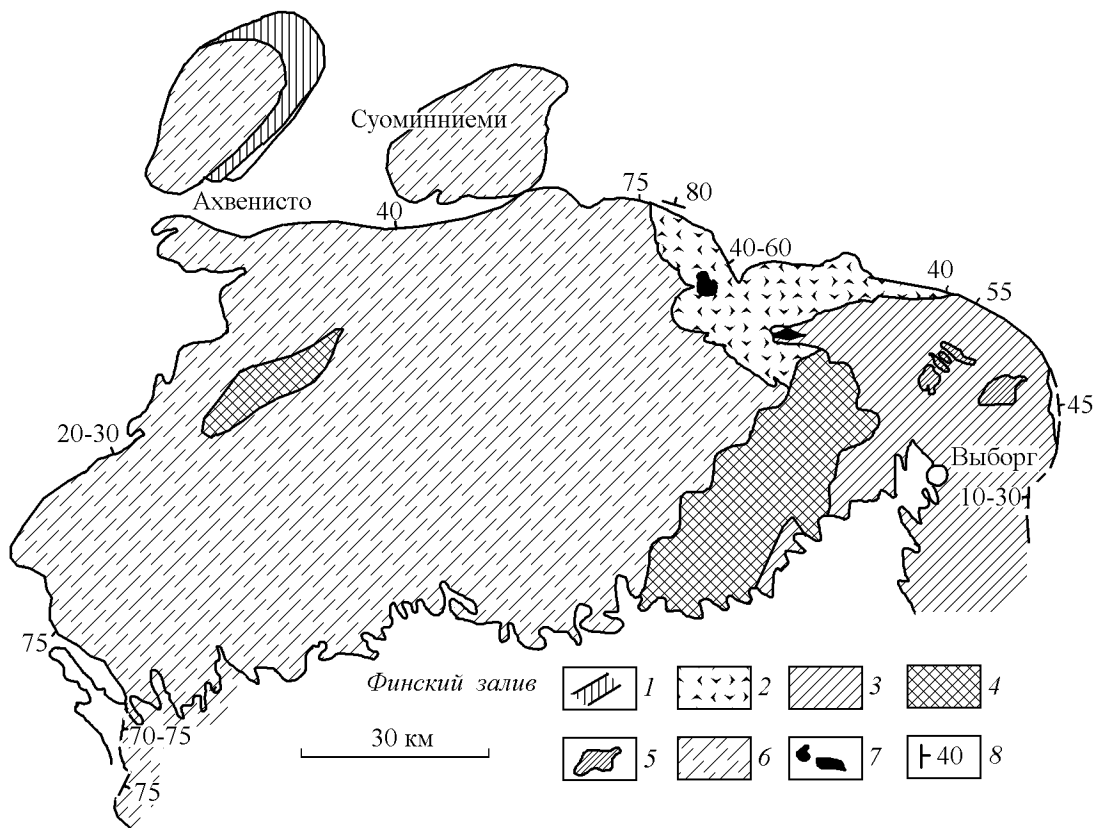
**Выборгский плутон.** Граниты рапакиви (в переводе с финского – гнилой камень) лучше всего изучены в пределах Выборгского массива. По *Великославинскому и др.* [1978], он имеет неправильную овальную форму и занимает площадь около 16,000 км<sup>2</sup> (рис. 3). С учетом его южной части, скрытой

Таблица 3. Представительные анализы некоторых минералов из пород Салминского интрузива

Оксиды	Орх	Орх	Aug	Pig	Pig-Aug	Pig	Срх	Hbl	Bt	Pl
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	51,70	50,18	50,48	48,28	49,23	47,92	49,84	39,90	33,50	53,30
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,28	0,34	0,50	0,53	0,54	0,36	2,45	4,30	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,88	1,09	1,89	0,34	0,36	1,66	2,29	12,29	12,05	27,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	4,50	3,10	0,20
FeO	22,70	29,59	14,28	33,39	29,53	35,60	19,05	23,76	33,70	1,60
MnO	0,26	0,35	0,13	0,35	0,42	0,42	0,19	0,22	0,16	—
MgO	21,15	16,30	12,50	12,14	11,20	9,55	9,34	3,96	0,88	—
CaO	1,58	1,47	18,64	3,98	8,31	3,85	17,90	10,42	—	10,99
Na <sub>2</sub> O	—	0,03	0,20	—	—	0,28	—	1,52	0,13	5,02
K <sub>2</sub> O	—	0,02	0,04	—	—	0,11	—	1,17	8,50	0,75
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	1,65	3,10	—
Сумма	99,72	99,31	99,50	99,56	99,58	99,54	99,42	99,84	99,42	99,63
Wo	4	3	39	8,5	18	9	39	—	—	Or 4
En	60	48	36	40	33	30	29	—	—	Ab 43
Fs	36	49	25	55,5	49	61	32	—	—	An 53

1 – ортопироксенит (обр. 1/83); 2,3 – габбронорит (обр. 3/107); 4,5 – габбронорит-анортозит (обр. 26/201); 6–7 – монцит (обр. 23/180); 8 – кварцевый монцит (обр. 39/68); 9 – серый рапакиви (обр. 22/99); 10 – габбронорит-анортозит (обр. 26/201). Анализы выполнены на микроанализаторе Cameca-4 в ИГЕМ РАН.

Содержания Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>O в обр. 8 и 9 определены химическим методом в химической лаборатории ИГГД РАН.



**Рис. 3.** Схема геологического строения Выборгского массива [Великославинский и др., 1978], упрощено.

1 – габбронорит-анортозиты массива Ахвенисто; 2 – “лапее-граниты” (кварцевые сиениты); 3 – розовые оvoidные рапакиви; 4 – серые трахитоидные и редкооvoidные рапакиви; 5 – нерасчлененные рапакиви (преимущественно оvoidные); 6 – вулканиты хогландия; 7 – падение контактов; 8 –

под акваторией Финского залива, общая площадь плутона возрастает примерно до 30,000 км<sup>2</sup>. На севере к нему примыкают два его сателлита – Ахвенисто с подковообразным обрамлением из пород габбро-анортозитового комплекса и Суоминиеми, целиком сложенный гранитами рапакиви. Возраст плутона оценивается в 1640±4 млн лет [Беляев и др., 1998; Suominen, 1991]. Однако, по данным детального U–Pb датирования, его формирование продолжалось до 1630 млн лет назад [Vaasjoki et al., 1991], т. е. как и в предыдущем случае время существования данной магматической системы было весьма длительным.

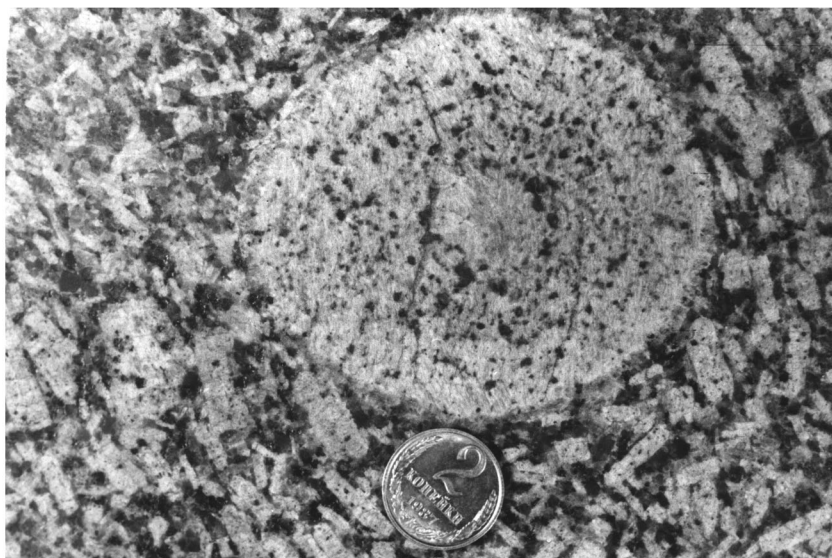
Плутон прорывает раннепротерозойские (свекофенские) гнейсы и сланцы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Судя по геофизическим данным [Elo and Korja, 1993], он представляет собой трансоровую аномалию, состоящую из нескольких отдельных пластинообразных интрузивов рапакиви общей мощностью около 30 км. На глу-

бине 10 км устанавливается тело высокоплотных пород мощностью около 6 км, интерпретируемых как габбро-анортозиты типа развитых в пределах массива Ахвенисто. Земная кора под плутоном имеет мощность около 41 км, что на 10–20 км меньше, чем к западу, северу и к югу от него.

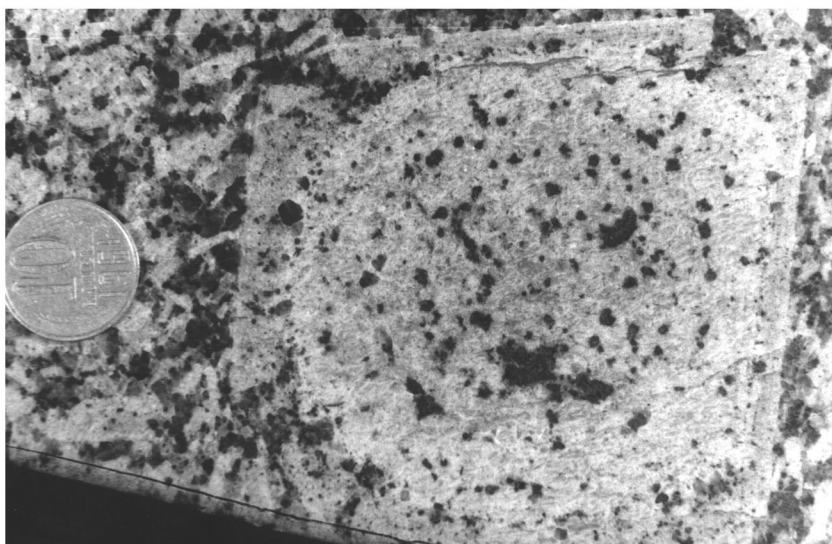
Согласно Великославинскому и др. [1978], Выборгский плутон сформировался в четыре интрузивные фазы. Породы самой ранней фазы, выде-

**Рис. 4.** Строение оvoidов калиевого полевого шпата в рапакиви Выборгского массива: а, б – концентрически-зональное строение оvoidов калиевого полевого шпата в редкооvoidном рапакиви (фото В. В. Ляховича); в – граниты рапакиви (выборгиты) с олигоклазовыми оторочками вокруг оvoidов (фото Д. А. Великославинского). Масштаб: 1см – 3см.

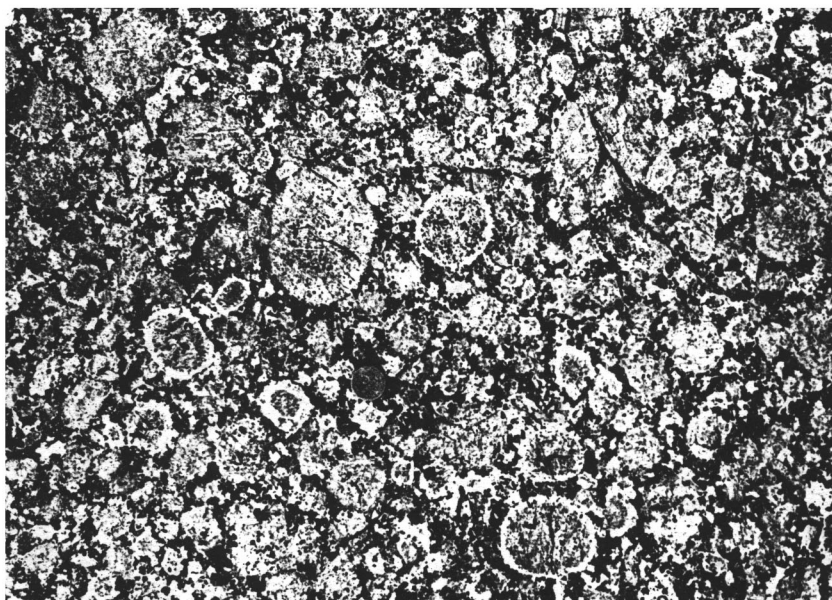




(a)



(б)



(B)

ленные как “лапее-граниты”, фактически представляют собой кварцевые сиениты. Ко второй интрузивной фазе плутона, на долю которой приходится около 76% исследованной площади, отнесены розовые оvoidные рогообманково-биотитовые рапакиви. Именно эти породы являются эталоном рапакиви. Характерная их особенность – наличие крупных (2–4 см) овальных выделений (овоидов) калиево-натриевого полевого шпата, часто концентрически зональных (рис. 4). Во многих случаях эти овоиды окружены оторочками олигоклаза. К третьей и четвертой фазам отнесены серые трахитоидные и порфиroidные редкоовoidные рапакиви.

Нередко в породах отмечается шлировая расслоенность, обусловленная чередованием редкоовoidных разновидностей с нормально-овoidными рапакиви. Другой тип расслоенности образован ритмически повторяющимися темными (серо-зелеными) прослоями мощностью 3–5 см, разделенными светлыми прослоями мощностью 5–15 см. Содержания биотита, роговой обманки, ортита и оливина (фаялита  $\text{Fe}_{92}$ ) в темных прослоях в 2–3 раза выше, чем в светлых и достигает 20% объема породы; светлые прослои богаче кварцем и калиевым полевым шпатом. Все темные слои имеют резкий нижний контакт и постепенные переходы вверх к нормальным светлым рапакиви. Размер зерен в темных прослоях меньше, а мегакристаллы полевых шпатов слабо ориентированы параллельно расслоенности [Ehlers, 1974].

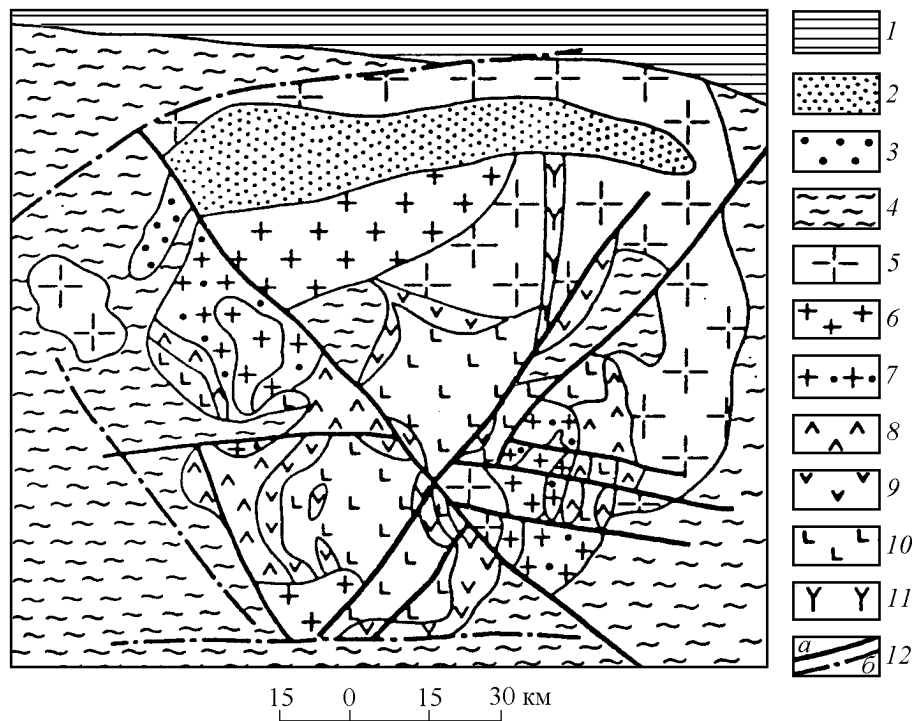
Габбро-анортозиты в пределах самого Выборгского массива встречены в виде небольших блоков и ксенолитов среди оvoidных гранитов и “лапее-гранитов”, но в основном наблюдаются в пределах спутного массива Ахвенисто (диаметром около 30 км), где они имеют типичные интрузивные контакты с вмещающими метаморфическими породами. Подковообразная базитовая часть массива Ахвенисто, как и в Салминском массиве, образована переслаиванием норитов, габбронорит-анортозитов, с подчиненным количеством монцонитов и кварцевых монцонитов (монцодиоритов), прорванных в центральной части структуры штокообразным телом рапакиви.

Предполагаемые эффузивные аналоги Выборгского АРГК развиты на о. Гогланд (Суурсаари), расположенном в Финском заливе в непосредственной близости от южного края Выборгского плутона, а также в провесах кровли, сложенных свекофенскими породами в его северной части. Эти эффузивы входят в состав вулканогенно-осадочной толщи хогландия, которые с угловым несогласием и конгломератами в основании залегают на эродированной волнистой поверхности складчатого фундамента и, судя по данным Sm–Nd и U–Pb (по цирконам) изотопного датирования, имеют возраст около 1640 млн лет, совпадающий с возрастом Выборгского бато-

лита [Беляев и др., 1998]. В основании разреза залегают кварцевые порфиры (калиевые риодациты), на них – горизонт базальтовых порфиритов и агломератов (около 20 м), а верхняя часть разреза, мощностью 120–130 м снова образована кварцевыми порфирами. Средние химические анализы пород приведены в табл. 2. Как видно из этой таблицы, химический состав базальтовых порфиритов близок к титанистым диабазам из даек Салминского массива, а кварцевых порфиритов – гранитам рапакиви.

**Коростеньский плутон** на Украине имеет неправильную, близкую к прямоугольной форму площадью около 12,000 км<sup>2</sup> [Великославинский и др., 1978]. Он расположен в центре крупной кольцевой структуры, установленной аэрокосмическими методами, которая представляла собой протерозойскую депрессию. Рапакиви прорывают гнейсы и мигматиты тетеревской серии раннего протерозоя с возрастом 2,4 млрд лет, которые 2–1,9 млрд лет назад подверглись ультраметаморфизму и гранитизации [Щербак и др., 1989]. Возраст пород плутона, согласно U–Pb датам по циркону и бадделиту, составляет 1,78–1,76 млрд лет; как и для Салминского массива, датировки пород свидетельствуют о том, что его формирование происходило на протяжении 20–25 млн лет [Amelin et al., 1994]. Интрузивные контакты плутона сопровождаются ороговикованием вмещающих пород и развитием в них многочисленных апофиз гранитов рапакиви и связанных с ними щелочных метасоматитов. Как видно на схеме геологического строения (рис. 5), местами вмещающие породы встречаются в пределах плутона либо в виде крупных ксенолитов (?), либо эрозионных “окон”. В северной части плутон перекрыт кислыми вулканитами овручской свиты с возрастом 1650 млн лет [Щербак и др., 1989], которые весьма близки к образованиям хогландия в кровле Выборгского массива. По-видимому, это свидетельствует о регенерации магматической активности на Украинском щите, совпадающей по времени с главной эпохой образования АРГК на территории Русской платформы.

Породы основного состава развиты преимущественно в южной и центральной частях плутона в виде пяти крупных пластинообразных “массивов”, или “блоков”, на долю которых приходится около 25% площади комплекса. Преобладающей гранитной фазой в Коростеньском плутоне являются биотит-рогообманковые мелкоовoidные граниты рапакиви. Менее характерны грубозернистые биотит-рогообманковые оvoidные граниты (выборгиты и питерлиты), аналогичные развитым в Фенноскандии; во многих случаях между ними наблюдаются постепенные переходы [Личак, 1983]. Согласно геофизическим данным, переслаивание мощных (от 0,5 до



**Рис. 5.** Схематическая карта Коростенского плутона (по [Великославинский и др., 1978], упрощено).

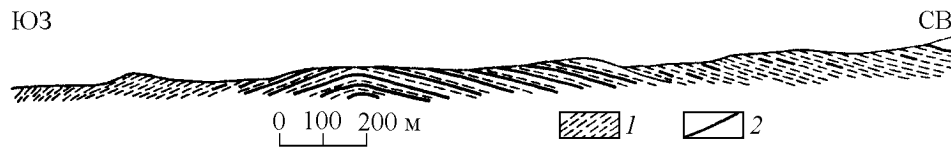
1–3 – платформенные отложения : 1 – Припятского трога; 2 – овручской серии; 3 – песчаники пугачевской свиты; 4 – палеопротерозойские гнейсы, мигматиты и граниты; 5 – нерасчлененные рапакиви (главным образом розовые овоидные граниты); 6 – мелкоовоидные серые рапакиви; 7 – кварцевые монцониты и диориты; 8 – монцониты; 9 – габбронориты и нориты; 10 – габбронорит-анортозиты и анортозиты; 11 – дайки габбро-долеритов; 12 – разломы: а – прослеженные, б – предполагаемые.

3 км) прослоев базитов и гранитов прослеживается до глубин порядка 20 км и более [Орловецкий, 1990]. Многочисленные дайки титанистых диабазов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров приурочены к разрывным нарушениям.

Наиболее крупным из базитовых “массивов” является Володарск-Волынский площадью около 1250 км<sup>2</sup>. Его центральная часть сложена темными призирующими крупнозернистыми анортозитами и габбронорит-анортозитами. Мощность этих образований 2–3 км. От центра к периферии в плане или вверх по разрезу они сменяются зоной ритмичного переслаивания габбронорит-анортозитов, троктолитов, пижонитовых норитов и габброноритов, а также монцонитов. Среди них также встречаются прослой пироксенитов (гиперстенитов) и железистых перидотитов (преимущественно лерцолитов) мощностью от нескольких сантиметров до 10 м, а также жильные тела этих пород. Для всех этих пород характерна высокая железистость темноцветных минералов: например, состав оли-

вина в габброноритах и троктолитах варьирует от  $Fa_{62}$  до  $Fa_{75}$ , ортопироксена – от  $Wo_{5.5}En_{47}Fs_{47.5}$  до  $Wo_{4}En_{42}Fs_{54}$ , пижонита от  $Wo_{6}En_{47}Fs_{47}$  до  $Wo_{7}En_{38}Fs_{55}$ , пижонит-авгита – от  $Wo_{15}En_{38}Fs_{47}$  до  $Wo_{10}En_{50}Fs_{49}$  и т. д. [Великославинский и др., 1978]. Мощность зоны переслаивания достигает 1000–1300 м [Личак, 1983; Полканов, 1947]. Благодаря наличию расслоенности иногда удается наблюдать, что породы интрузива в ряде случаев деформированы в пологие складки (рис. 6).

Породы анортозитового комплекса обычно полого погружаются под вмещающие их граниты рапакиви. При этом часто устанавливается определенная вертикальная и горизонтальная зональность – монцониты сменяются кварцевыми монцонитами и диоритами, затем идут мелкоовоидные зеленые и серые рапакиви, серые редкоовоидные рапакиви, розовые крупноовоидные биотит-роговообманковые рапакиви и, наконец, равномернозернистые биотитовые граниты [Личак, 1983]. Среди гранитов рапакиви Коростенского комплекса нередко наблю-



**Рис. 6.** Деформация в расслоенных породах верхней части Волынского “блока” в районе р. Ирши, Коростеньский массив [Полканов, 1948].

1 – расслоенные габбронориты; 2 – прослои и шпиры анортозитов.

даются крупные тела камерных топаз-содержащих пегматитов с пьезокварцем.

Однако, такие соотношения основных и кислых пород довольно редки, и граниты чаще секут породы “анортозитового комплекса” с образованием типичных интрузивных контактов. Отдельные разновидности гранитов также могут пересекать друг друга, чаще определенной последовательности: серые рапакиви секутся розовыми рапакиви, а те, в свою очередь, равномернозернистыми биотитовыми гранитами. Именно это обстоятельство и послужило основанием для выделения I, II и III интрузивных фаз гранитоидов.

Таким образом, в пределах Коростеньского плутона устанавливаются довольно противоречивые соотношения между всеми типами пород. С одной стороны, все они связаны между собой промежуточными разновидностями и зонами ритмичного переслаивания, а с другой – могут иметь интрузивные контакты, причем в этом случае они секут друг друга в последовательности, соответствующей положению пород в разрезе. Подобный характер строения массива, по-видимому, связан с многофазностью плутона.

По геофизическим данным Коростеньский плутон, как и Выборгский, представляет собой крупную транскоровую аномалию, напоминающую по форме перевернутый усеченный конус с основанием на глубине 40 км [Орловецкий, 1990]. Верхняя часть конуса образована чередованием субгоризонтальных пластин гранитов и анортозитов, осложненным включениями крупных блоков вмещающих метаморфических пород. Далее предполагается развитие норитов и габброноритов, а ниже – ультрабазитов мантии, образующих выступ под плутоном. Таким образом, устанавливается много общего в специфике глубинного строения Выборгского и Коростеньского плутонов, свидетельствующего о сходном механизме формирования этих комплексов.

**Рижский плутон**, расположен в Западной Латвии; он полностью перекрыт платформенным чехлом мощностью 900–1800 м и был выявлен по мате-

риалам бурения [Богатиков, Буркис, 1973]. Этот крупнейший в регионе (а, возможно, и в мире) массив АРГК, судя по геофизическим данным, имеет в плане неправильно-овальную форму при площади около 60,000 км<sup>2</sup>. Его северная часть сложена гранитами рапакиви. По направлению к югу, помимо рапакиви, в скважинах устанавливаются граносиениты, кварцевые сиениты, кварцевые монзониты и монзониты. В южной части плутона в значительных количествах появляются базиты (преимущественно анортозиты и норит-анортозиты, к которым иногда добавляются нориты и габбронориты с прослоями троктолитов и плагиоклазовых оливинитов). Как и в Коростеньском плутоном, они слагают отдельные тела (блоки), вытянутые в субширотном направлении, в целом параллельно южному контакту массива. Размеры этих тел обычно составляют 100–200 км в длину, самое большое из них (Приекульское) достигает 1000 км<sup>2</sup>.

**Общие особенности строения АРГК.** Подводя итог краткому описанию анортозит-рапакиви-гранитных комплексов Русской платформы, следует сказать, что внутри них часто устанавливаются очень противоречивые взаимоотношения между породами: с одной стороны, они связаны друг с другом промежуточными разновидностями и зонами ритмичного переслаивания и в целом выглядят как крупные расслоенные интрузивы, а с другой стороны, могут иметь друг с другом интрузивные соотношения. Все это указывает на сложное, многофазное становление плутонов, на поступление новых порций расплава в интрузивные камеры и изменение их морфологии, вызванное перемещениями масс в процессе развития магматической системы.

С анортозит-рапакиви-гранитными комплексами часто ассоциируют диабазовые дайки, располагающиеся как по соседству, так и в пределах самих массивов, причем они часто внедрялись в процессе их формирования, на что указывает пересечение некоторых даек гранитами [Великославинский и др., 1978] и многочисленные следы минглинга, т. е. внедрения горячего базальтового расплава в более низ-

котемпературный гранитный [Boyd and Ramo, 1996; Salonsaari, 1995]. Эти базальты по химизму относятся к типичным внутриплитным Fe–Ti базальтам, свидетельствуя о том, что одновременно с формированием батолитов под ними происходило плавление астеносферной мантии. Наличие упоминавшихся выше многочисленных зональных даек диабазов с кислым ядром, характерных для областей развития АРГК, также свидетельствует об одновременности развития здесь процессов мантийного и корового магмообразования, об использовании новообразованными расплавами одних и тех же структур растяжения. Эффузивными аналогами рапакиви, по-видимому, являются топазовые кварцевые порфиры юго-западной Финляндии [Haapala, 1977] и кварцевые порфиры о. Гогланд [Беляев и др., 1998]; в региональном плане их аналогами могли являться кислые вулканы Транс-Скандинавского пояса.

Судя по данным геобарометрии (ортопироксеновый геобарометр Вуда-Стренса, [Wood and Strens, 1971]), формирование рассматриваемых комплексов (во всяком случае, их частей, находящихся на уровне современного эрозионного среза) происходило в интервале давлений от 3 до 6 кбар, т. е. на глубинах порядка 10–20 км [Магматические породы..., 1985]. С этим согласуются оценки величины флюидного давления при формировании камерных пегматитов Коростеньского плутона (2,6–3,0 кбар: [Коваленко и др., 1996]).

Согласно геофизическим данным, АРГК характеризуются значительными гравитационными минимумами. Судя по данным по Выборгскому и Коростеньскому массивам, они формируют крупные конусовидные транскоровые аномалии глубиной 30–40 км со сложной внутренней структурой, представляющей собой чередование пластин основных и кислых пород с крупными блоками метаморфических пород (рис. 7). Эти аномалии располагаются над локальными подъемами мантии (кора под ними на 10–20 км тоньше по сравнению с прилегающими участками). Эти подъемы, вероятно, представляли собой выступы кровли астеносферных плюмов того времени.

Как известно, внутриплитная активность может быть представлена не только базальтами, но и щелочными породами. Примером подобного типа комплексов рапакиви, по-видимому, является Бердяшский массив на Урале с возрастом около 1,35 млрд лет, где присутствуют нефелиновые сиениты [Заварицкий, 1958; Shebanova et al., 1996].

### Геохимия и изотопия пород

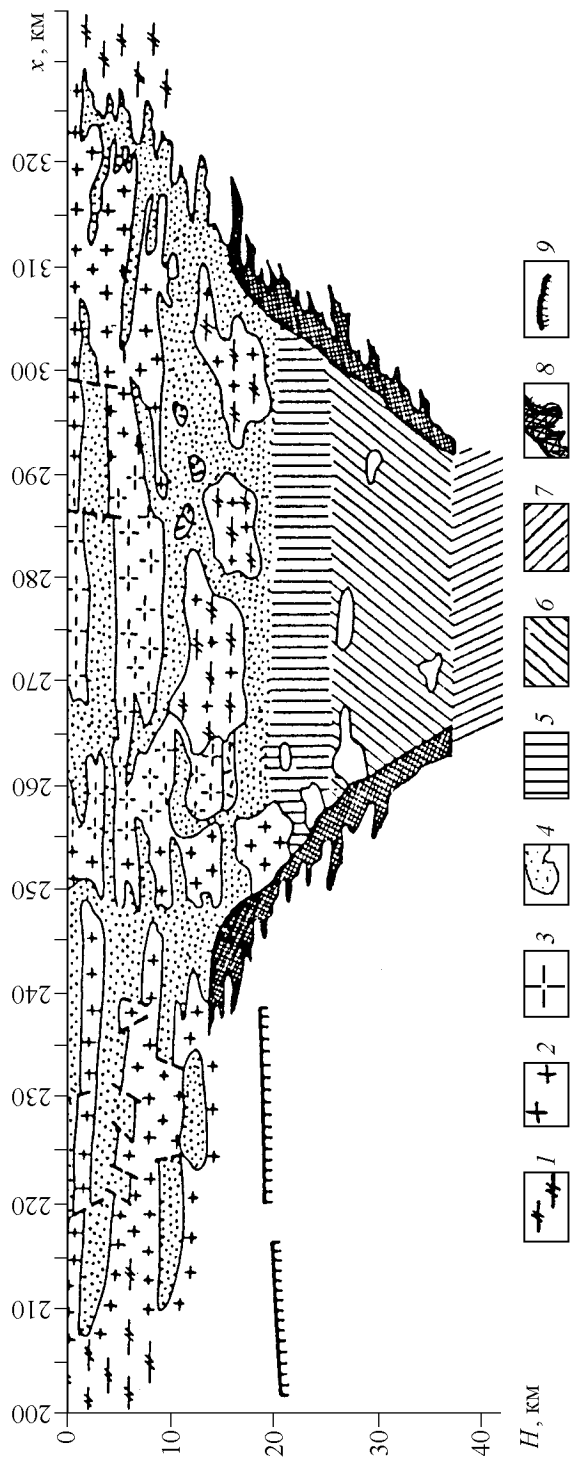
Граниты рапакиви относятся к калиевым гранитам с высоким содержанием железа и алюминия. Они характеризуются высокими концентрациями Ti,

Zn, Pb, Mo и Zr; повышенные содержания Be, Sn, Y, Nb, Rb, F, W, Li и U отмечаются в поздних дифференциатах и альбитизированных разновидностях. Базиты этих комплексов характеризуются дефицитом Mn, Ni, V, Cu и Y и повышенным содержанием Ce, Sn, Mo, La, а также Fe, Ti, P и Pb [Великовский и др., 1978].

Распределение РЗЭ в породах Салминского массива иллюстрируется на рис. 8. Для поздних литий-фтористых гранитов этого массива, в отличие от финских рапакиви, устанавливается наличие Eu аномалии, уменьшение содержаний ЛРЗЭ и увеличение – ТРЗЭ. Общий тренд эволюции РЗЭ, по-видимому, определялся фракционированием полевых шпатов, клинопироксена и роговой обманки, а также акцессорных циркона, флюорита (концентраторов ТРЗЭ) и алланита (концентратора ЛРЗЭ) [Neymark et al., 1994]. Обращает на себя внимание, что поле базитов (анортозитов и норитов) Салминского массива практически полностью совпадает с полем внутриинтрузивных диабазов массива Суомениеми [Ramo, 1991] и мафических включений в рапакиви массива Яаала-Иити [Salonsaari, 1995]. С другой стороны, базиты Салми частично перекрывают поле нижнекоровых гранатовых гранулитов из Карело-Кольского домена [Шарков и др., 1994].

По геохимическим параметрам рапакиви близки к А-типу гранитов и, согласно тектоно-магматической классификации Д. Пирса и др. [Pearce et al., 1984], располагаются в поле внутриплитных гранитов. Особенно они близки к фанерозойским литий-фтористым редкометальным гранитам и их эффузивным аналогам – онгонитам [Буркис, 1980], наблюдаемым в некоторых внутриплитных ситуациях, например, в Центральной Азии [Коваленко, 1977] и на западе США [Ramo and Haapala, 1996]. Состав расплавных включений в топазах из камерных пегматитов Коростеньского интрузива весьма близок к онгонитам [Коваленко и др., 1996]. Даже принимая во внимание, что пегматиты представляют собой конечный продукт дифференциации, это позволяет отнести рапакиви к типу литий-фтористых гранитов. Однако, прямые аналоги анортозит-рапакивигранитных комплексов отсутствуют как на более ранних, так и более поздних стадиях геологической истории Земли, что свидетельствует об особых условиях формирования этих образований.

Изучение расплавных включений в топазах из камерных пегматитов Коростеньского интрузива показало наличие в них высокого содержания фтора (до 5 мас.%), сопровождающееся высокими же содержаниями алюминия, щелочей и хлора при исключительно низких концентрациях ферромагнетических компонентов и низком апгаитовом коэффициенте; содержание воды в расплаве оценивается в



**Рис. 7.** Коростенская трансформная аномалия [Орловский, 1990].

1 – гнейсы и граниты раннего палеопротерозоя; 2 – рапакивиоидные граниты; 3 – рапакиви; 4 – габбронорит-анортоситы; 5 – габбронориты; 6 – нориты; 7 – ультрамафиты; 8 – “краевые ультрамафиты”; 9 – сильная внутрикоровая граница, не прослеживаемая через Коростенскую трансформную аномалию.

7 мас.%. [Коваленко и др., 1996]. Состав летучих компонентов в расплавах рапакиви был также определен по составу расплавленных включений в кварце. Было показано, что кварц рапакиви Выборгского массива кристаллизовался при довольно низких температурах (640–560°C) из расплавов с высоким содержанием воды (9–10 мас.%); близкие значения (650–600°C) получены для рапакиви Салминского и поздней фазы Коростенского плутонов [Чупин и др., 1979]. Для коростеньских рапакиви ранней фазы получены значительно более высокие температуры (830–810°C). В кварце массива Луумаки, южная Финляндия, были установлены флюидные включения двух типов: (1) двухфазные, представленные  $H_2O-CO_2$  с низкой до средней минерализацией (1,8–6,9 мас.% эквивалента NaCl) и (2) жидкие, со средней минерализацией (3,6–5,2 мас.% эквивалента NaCl). Температура гомогенизации первичных и псевдовторичных включений первого типа соответственно 343–372 и 221–236°C, а псевдовторичных включений второго типа – 214–251°C [Poutiainen, 1991].

Как известно, водно-солевые флюиды при высоких температурах растворяются в расплаве, а при понижении температуры переходят в раствор [Рябчиков, 1975]. Такие растворы могли циркулировать в практически затвердевших еще горячих породах, способствуя формированию овоидов (см. ниже), появлению альбитизированных гранитов и зон грейзенизации, а также камерных пегматитов. По-видимому, флюидные компоненты играли и важную роль при типичном для рапакиви оловянно-полиметаллическом рудообразовании [Великославинский и др., 1978; Rämö and Naarala, 1996], поскольку Sn, Zn, и Pb образуют с такими флюидами легко растворимые соединения типа гидрокомплексов, а Mo и W – комплексных галогенов [Шолинг, 1974].

Т. Рамо [Rämö, 1991] был выполнен большой объем изотопно-геохимических исследований финских рапакиви и ассоциирующих с ними пород. Им показано, что эти граниты имеют  $\epsilon_{Nd(T)}$ , варьирующий от –3,1 до –0,2, а TDM модельный возраст (за исключением топаз-содержащих гранитов) составляет в среднем  $2,06 \pm 0,03$  млрд лет. Изотопный состав Pb щелочного полевого шпата имеет изотопные характеристики, очень близкие к полученным для свекофенской коры и показывают, что финские рапакиви произошли главным образом за ее счет. Выполненное Рамо моделирование происхождения гранитов Суоминниemi с использованием главных и редких элементов свидетельствует о фельзитической (73%  $SiO_2$ ) родоначальной магме. Расчеты показывают, что последующая эволюция родоначальной магмы вероятно контролировалась фракционированием щелочного полевого шпата, кварца, мафических минералов и Fe–Ti оксидов (в отношении 68:15:15:2) с

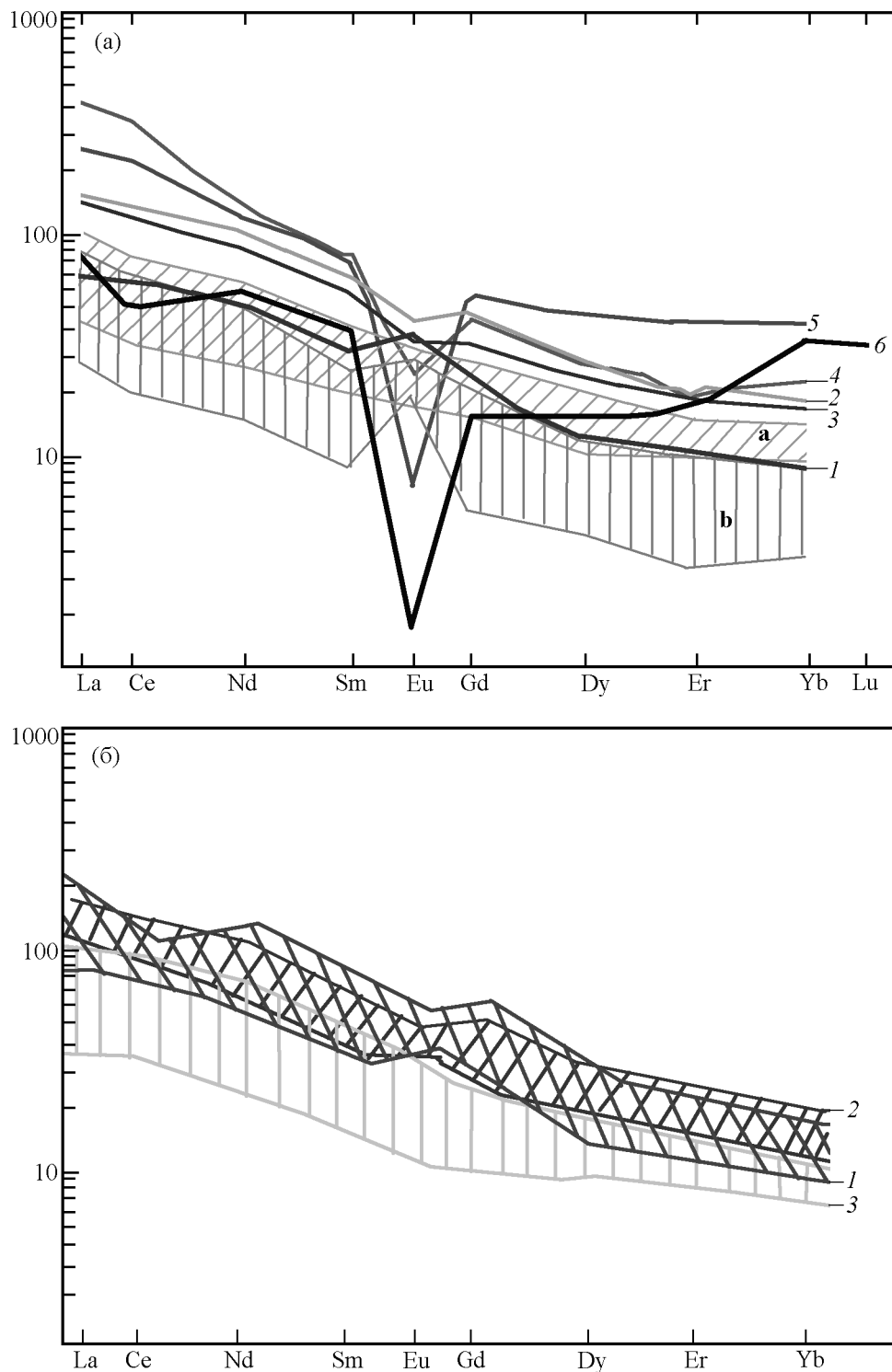
небольшими количествами апатита, циркона и лантана. Результирующий спектр пород варьировал от кумулятов (роговообманковые граниты, биотит-роговообманковые граниты) к продуктам кристаллизации остаточных жидкостей (биотитовые граниты, топаз-содержащие граниты).

Предполагаемые эффузивные аналоги рапакиви Выборгского массива (кварцевые порфиры) на о. Гогланд имеют близкий изотопный состав: величина  $\epsilon_{Nd(T)}$  в них варьирует от  $-1 \pm 0,5$  в верхней толще до  $-4,8 \pm 0,5$  в нижней, что указывает на присутствие в протолите, исходном для выплавления последних, примеси древнего архейского материала [Беляев и др., 1998].

Детальные изотопные исследования были выполнены также по Салминскому плутону, расположенному на границе Свекофенской области с архейским кратоном [Neymark et al., 1994; Rämö, 1991]. По мнению Рамо, эти граниты представляют собой смесь 1:1 протерозойского и архейского корового материала и при этом архейская нижняя кора имела низкое содержание радиогенного Pb. Граниты рапакиви Салминского массива характеризуются значительными вариациями изотопных отношений Pb в изученных полевых шпатах. Эти изотопные отношения по свинцу формируют два линейных тренда на диаграмме  $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{208}Pb/^{204}Pb$ , которые интерпретируются как линии смешения [Larin et al., 1996]. Наиболее радиогенный первичный Pb в первом тренде найден в рапакиви из контактной зоны Салминского массива со свекофенскими породами. Эти граниты имеют  $^{206}Pb/^{204}Pb = 15,027-15,559$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,025-15,173$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb = 35,109-35,789$ ,  $I_{Sr} = 0,72204$ ,  $\epsilon_{Nd(T)} = -7,3$ . Образцы с наиболее радиогенным Pb во втором тренде представлены сиеногранитами у контакта с архейскими породами Карельского кратона. Они характеризуются отношениями  $^{206}Pb/^{204}Pb = 15,260-15,317$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,123-15,148$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb = 34,828-35,070$ ,  $I_{Sr} = 0,70495-0,70723$ ,  $\epsilon_{Nd(T)} = -7,2$  – до –6,2. Эти изотопные данные, по мнению Ларина и др., свидетельствуют о том, что кристаллизация гранитов рапакиви происходила в условиях открытой системы и сопровождалась ассимиляцией Pb и Sr из вмещающих пород. Об этом, в частности, свидетельствуют находки унаследованного циркона с увеличенным Th/U отношением, выделенного из овоидов калиевого полевого шпата.

В целом, изотопные данные по рапакиви Салминского и Выборгского массивов свидетельствуют о том, что формирование гранитной магмы произошло преимущественно в результате плавления вещества коры.

Распределение РЗЭ в базитах Салминского массива (нориты и габбро-анортозиты), как было по-



**Рис. 8.** Характер нормализованных к хондриту [Taylor and McLennan, 1985] спектров РЗЭ: а – в породах Салминского плутона [Neymark et al., 1994]. 1 – анортозит; 2 – габбро-норит; 3 – кварцевый сиенит; 4 – грубозернистый выборгит; 5 – равномернозернистый биотитовый гранит; 6 – литий-фтористый гранит. Заштрихованные поля соответствуют юго-западным (а) и юго-восточным (в) габбро-анортозитам аналогичных массивов Финляндии [Ramo, 1991]. б – распределение РЗЭ в анортозитах и норитах Салминского массива по сравнению со спектрами РЗЭ в базальтовых дайках массива Суоинниемеи [Ramo, 1991] и нижнекоревыми гранатовыми гранулитами из трубки взрыва о. Еловый [Шарков и др., 1994].



казано на рис. 8, практически совпадает с установленным в диабазовых дайках массива Суоменниemi [Ramo, 1991]. Это, по-видимому, указывает на генетическую близость расплавов, из которых произошли эти породы. С другой стороны, согласно *Неймарку и др.* [1994], габбро-анортозиты Салминского массива имеют аналогичный с гранитами первичный состав изотопов Nd, Sr, а также Pb в поле шпате ( $\epsilon_{Nd(T)} = -6,5$  до  $-8,2$ ;  $\mu_2 = 8,6$  до  $8,9$ ;  $I_{Sr} = 0,7052$  до  $0,7057$ ). Двухстадийный неодимовый  $T_{DM}$  модельный возраст для обоих типов пород варьирует от 2,60 до 2,80 млрд лет. Древний обогащенный ЛРЗЭ источник со слабо интегрированными во времени отношениями U/Pb и Rb/Sr и увеличенными Th/U был вовлечен в формирование расплавов как исходных для базитов, так и гранитов. Селективная ассимиляция Pb, Sr и Nd из архейской нижней коры необходима, но исходный расплав габбро-анортозитов произошел из мантийного источника. Все эти данные свидетельствуют о том, что родоначальные магмы базитовых пород сформировались при активном взаимодействии мантийных расплавов с веществом нижней коры. Об этом же может свидетельствовать и частичное перекрытие РЗЭ-полей этих базитов и нижнекоровых пород Балтийского щита (рис. 8).

Диабазовые дайки, ассоциирующие с АРГК, по составу соответствуют Fe-Ti умеренно-щелочным базальтам – типичным образованиям, связанными с плюмами [Грачев, 1998]. Типичный анализ таких пород из Салминского массива приведен в табл. 2. Изотопные исследования диабазов из массива Суоменниemi (сателлита Выборгского батолита) показали, что они умеренно обогащены LREE и имеют  $\epsilon_{Nd(T)}$ , варьирующий от  $-1,2$  до  $+1,6$  [Ramo, 1991]. Состав изотопов свинца совпадает с кривой роста среднего корового Pb и дает вторичную изохрону с возрастом  $1854 \pm 65$  млн лет, которая примерно на 200 млн лет превышает возраст их реальной кристаллизации. Эволюция магмы этих даек может быть оценена AFS (ассимиляция-фракционная кристаллизация) моделированием. Ее основу составляет габбровая ассоциация с преобладанием плагиоклаза, в которой количество клинопироксена превышает оливин, и верхнекоровую контаминацию с  $\epsilon_{Nd(T)} = -3,6$  и Nd = 26 ppm. Привлечение Pb из свекофеннской коры объясняет возраст вторичной изохроны и вариабильность U-Pb изохрон в целом по породам. Сходные результаты были получены по первичным изотопным отношениям Nd, Sr и Pb в полевых шпатах в поздних мафических породах Салминского массива составляют:  $\epsilon_{Nd(T)} = -2,7$ ,  $I_{Sr} = 0,70182$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb = 14,592$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 14,975$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb = 34,773$  [Larin et al., 1996]. Они ближе к характеристикам деплетированной мантии, чем к

изотопным значениям ранних анортозитов и габброидов. Последние очень близки к наименее контаминированным гранитам рапакиви этого массива. Базальтовые лавы (порфириты) хогландия (Выборгский массив) также имеют близкие геохимические и изотопные характеристики ( $\epsilon_{Nd(T)} = -1,8 \pm 0,5$ ; [Беляев и др., 1998]).

Таким образом, граниты рапакиви и родственные им основные породы произошли из магм, возникших при частичном плавлении верхней мантии (диабазовые дайки, габбронориты, анортозиты) и континентальной коры (рапакиви). При этом базитовые расплавы, особенно те, из которых кристаллизовались анортозиты и габбронориты, были существенно контаминированы коровым материалом.

## Обсуждение результатов

Таким образом, протерозойские анортозит-рапакивигранитные комплексы по своему геологическому положению и геохимии наиболее близки к анорогенным гранитам внутриплитных обстановок. Однако, они не имеют прямых аналогов ни до, ни после мезопротерозоя, что свидетельствует о существовании в то время неких специфических условий, природа которых будет обсуждена ниже.

### Геологическая ситуация, предшествовавшая появлению анортозит-рапакивигранитных ассоциаций фундамента Восточно-Европейской платформы

Прежде чем перейти к обсуждению процессов формирования рассмотренных анортозит-рапакивигранитных комплексов, необходимо подчеркнуть, что их появлению предшествовало раскрытие Свекофеннского океана, имевшее место 2,1–2,0 млрд лет назад в центральной части Балтийского щита [Gaal and Gorbatshev, 1987; Korsman et al., 1997]. Фрагменты его литосферы сохранились в виде офиолитовых комплексов Иормау, Оутокумпу и др. с возрастом 1,97 млрд лет в северо-восточной части Свекофеннского геоблока, вдоль границы с Карельским кратоном [Kontinen, 1987; Vuollo et al., 1994]. Этот океан закрылся около 1,9 млрд лет назад, и на его месте возникла крупная Свекофеннская орогенная область. Ее развитие сопровождалось интенсивной гранитизацией коры и ареальным развитием зонального малоглубинного ( $P=4,5-5,5$  кбар) метаморфизма в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации [Glebovitsky, 1997]. Эти процессы завершились к 1,8 млрд лет, когда здесь произошла кратонизация коры и образование платформы [Кратц и др., 1978].

В центральной части современного Свекофеннского домена располагается огромная провинция развития граувакковых и метапелитовых пород с небольшим количеством фельзитовых и андезитовых вулканитов и крупными гранитными плутонами – Центрально-Финляндский массив (ЦФМ). Важной особенностью этой провинции является необычно большая мощность земной коры, достигающая 50–60 км, причем из них верхняя существенно гранитная кора составляет только 20 км [Korja and Heikkinen, 1995]. Его своеобразие заключается в том, что одновременно он являлся областью наиболее активного свекофеннского гранитного магматизма, возможно, связанного с процессами андерплейтинга (подслаивания) базитовых магм [Korsman et al., 1997]. Учитывая то обстоятельство, что на современный уровень эрозионного среза здесь выведены образования, формировавшиеся на глубинах 15–20 км, общая мощность коры в то время могла достигать 65–75 км, причем на долю верхней коры приходилось 35–40 км, т. е. практически половина разреза. Судя по геобарометрическим данным, комплексы анортозитов-рапакиви также формировались примерно на глубинах 10–20 км. Из этого, вероятно, следует, что их внедрение и становление происходили в условиях практически ненарушенной коры, сформировавшейся на месте Свекофеннского орогена, и только потом вместе со всеми другими образованиями Свекофеннского домена они были подняты на уровень современного эрозионного среза. АРГК ограничивают Центрально-Финляндский массив с необычно большой мощностью коры с юга, юго-востока и северо-запада. С этих позиций ЦФМ представляет собой практически не измененный более поздними процессами фрагмент палеопротерозойской литосферы, возникшей на месте закрывшегося Свекофеннского океана.

Возобновление тектоно-магматических процессов произошло около 1,7 млрд лет назад и характеризовалось всеми особенностями внутриплитной активности. Вместе с тем, характер этих процессов был резко различным в восточной и центральной частях Балтийского щита. В восточной части, в пределах древнего Карело-Кольского геоблока, с этим временем связано развитие небольших по масштабам проявлений типичного внутриплитного щелочно-базальтового магматизма в юго-западной Карелии и в Онежской структуре и Каңдалакшском грабене, расположенном вдоль оси Белого моря [Грачев и др., 1994; Кратц и др., 1978]. Кроме того, в центральной части Карельского кратона встречены небольшие проявления высокотитанистых алмазоносных лампроитов с возрастом 1720 млн лет [Никитина и др., 1998], а в Печенгской структуре – лампрофиров с возрастом 1710 млн лет [Скуфьин и др., 1998]. Од-

нако, в центральной части щита, ситуация была совершенно другая – здесь на месте бывшего свекофеннского орогена, возникла огромная область кислого магматизма, включающая в себя крупные интрузивные комплексы анортозитов – гранитов рапакиви и крупный Транс-Скандинавский пояс кислого вулканизма, также расположенный в пределах мощной (45–50 км) современной коры [Luosto, 1997].

Таким образом, Свекофеннский домен характеризуется наличием значительных участков с аномально-мощной сиалической корой, одним из фрагментов которой является Центрально-Финляндский массив. На участках развития рапакиви или их эффузивных аналогов эта кора существенно утонялась (рис. 1) в результате появления локальных подъемов кровли астеносферы, связанных с активностью типа горячих точек. Отсутствие АРГК в пределах восточной части Восточно-Европейского кратона с корой нормального типа, по-видимому, свидетельствует о том, что наличие такой мощной сиалической коры являлось важным условием появления анортозит-рапакивигранитных комплексов.

### Происхождение магм анортозит-рапакивигранитных комплексов

Как было показано выше, согласно имеющимся геохимическим и изотопным данным, родональные магмы АРГК произошли как за счет корового, так и мантийного материала. При этом, и габбро-анортозиты и рапакиви имеют аналогичные изотопные соотношения Nd, Sr и Pb, и для обоих типов пород устанавливается неодимовый модельный возраст от 2,6 до 2,7 млрд лет. Предполагается, что в формирование как базитов, так и гранитов был вовлечен нижнекоровый материал, обогащенный РЗЭ.

В настоящее время о составе пород нижней коры Балтийского щита можно судить только на примере ксенолитов гранатовых гранулитов и эклогитов в трубке взрыва о. Еловый (Белое море) в пределах Карело-Кольского домена; аналогичные нижнекоровые гранатовые гранулиты были встречены среди ксенолитов в кимберлитах в восточной Финляндии в районе г. Куопио [Kukkonen and Peltonen, 1997]. Эти образования, по-видимому, представляли собой результат андерплейтинга раннепалеопротерозойских базитовых (бонинитоподобных) магм [Kempton et al., 1995; Sharkov and Downes, 1998]. Этот тип магматизма был чрезвычайно характерен для раннего палеопротерозоя (2,5–2,4 млрд лет назад) восточной части Балтийского щита [Шарков и др., 1997], где, в отличие от Свекофеннского домена, земная кора не была существенно переработана позднепалеопротерозойскими процессами. Изучение ксенолитов показало, что их неодимовый  $T_{DM}$  модельный возраст составляет 2,5–2,8 млрд лет, величина  $\epsilon_{Nd(T)}$  (для 1,55

млрд лет) в них варьирует от  $-5,5$  до  $-8,4$ , а  $I_{Sr}$  (1,55 млрд лет) составляет от 0,704 до 0,708 [Heimark и др., 1993]. Эти величины весьма близки к наблюдаемым в изученных АРГК, из чего может следовать, что нижняя кора аналогичного состава могла сохраниться и под Свекофенским доменом. С другой стороны, древний ксеногенный циркон, выделенный из овоидов К-полевого шпата Салминского массива, имеет  $^{207}Pb/^{206}Pb$  возраст  $\sim 1,8$  млрд лет [Neumark et al., 1994]. Из этого следует, что материал новообразованной свекофенской верхней сиалической коры был также вовлечен в формирование рапакиви. Этот вывод согласуется с изотопными данными Рамо, [1991] свидетельствующими о том, что в формировании расплавов Салминского массива принимал участие как палеопротерозойский материал из Свекофенского домена, так и архейский – из древнего Карельского кратона.

Выше уже указывалось, что в процессе формирования АРГК плавление вещества одновременно происходило как в мантии, из которой выплавлялись Fe–Ti базальты, так и в коре, где образовывались гранитные расплавы. Сущность происходивших здесь процессов, по-видимому, определялась физическим и физико-химическим взаимодействием горячих мантийных расплавов с разогретым веществом сиалической коры. Судя по строению транскоровых систем под АРГК (см. выше), базиты здесь формировали крупные пластовые тела в толще земной коры. Вероятно, эти тела первоначально представляли собой крупные sill базальтового расплава, своего рода промежуточные очаги. Поскольку вследствие конвекции основные потери тепла идут через кровлю интрузивов, над ними должны были происходить крупномасштабные процессы плавления разогретых сиалических пород, причем мощность слоя новообразованного гранитного расплава могла в два раза превышать мощность самого sill базитов [Huppert and Sparks, 1988]. При этом на начальных стадиях плавления, на границе базитового расплава с породами сиалической кровли, должны были возникать конвекционные токи, связанные с погружением относительно холодного резорбированного у контакта корового материала в толщу базальтового расплава (рис. 9). Этот материал постепенно растворялся в горячем расплаве базальтового очага, приводя к частичному смещению мантийного и корового вещества; поскольку состав расплава в камере постоянно выравнивался конвекцией, это должно было приводить и к частичному понижению температуры его ликвидуса, что задерживало кристаллизацию базитового расплава и способствовало пролонгированию процесса плавления кровли.

Как уже указывалось, граниты рапакиви обогащены такими специфическими элементами как Fe,

Ti, щелочи (особенно K), P, Ba, Zr, Rb, Li, F и др. Эти элементы относительно слабо представлены в породах раннедокембрийской коры, но зато очень характерны для мантийных флюидов, ответственных за мантийный метасоматоз и играющих важную роль в происхождении внутриплитных мантийных магм, особенно Fe–Ti пикритов и базальтов [Магматические..., 1988]. Вероятно, подток таких горячих K-содержащих флюидов из астеносферной мантии под АРГК и из промежуточных очагов базальтового расплава в породы коры перед и/или во время их плавления играл важную роль в происхождении этих гранитов. Эти флюиды, с одной стороны, являлись теплоносителями и могли способствовать разогреву пород коры над выступами рельефа кровли плюма в целом и базальтовыми силами в особенности, а с другой – понижали температуру солидуса плавящихся пород; важную роль при этом как дополнительные источники тепла, могли играть и сами внутриинтрузивные внедрения базальтов, в том числе и в форме даек и минглинга.

Состав расплава в еще базитовом очаге выравнивался конвекцией, что и обеспечивало его контактированный состав во всем объеме камеры. Однако, в дальнейшем, когда наверху образовался мощный слой легкого гранитного расплава, должна была оформиться двухслойная система конвекции. С этого момента развитие верхней и нижней частей камеры, с гранитным и базитовым расплавами, соответственно, пошло независимо друг от друга (рис. 10). В первую очередь происходило затвердевание более высокотемпературного базитового расплава, а подогреваемый снизу верхний слой легкого кислого расплава долгое время мог оставаться в жидком состоянии, практически не смешиваясь с ним.

Кристаллизация нижней части очага, как следует из теории затвердевания крупных интрузивов, из-за разницы в величинах адиабатического градиента температуры и градиента точки плавления, должна была происходить путем перемещения маломощной зоны кристаллизации снизу вверх, с отгонкой более низкотемпературных составляющих в верхнюю часть базитового слоя [Шарков, 1980]. Об этом свидетельствуют кумулятивные структуры пород, наличие зон ритмичного переслаивания и закономерный характер их разреза. Судя по нему, наиболее высокотемпературными образованиями обычно являлись плагиоклаз-пироксеновые кумулаты (нориты и габбронориты), но в основном – плагиоклазовые кумулаты (анортозиты и габбронорит-анортозиты); затем шли оливин-плагиоклазовые кумулаты (троктолиты), пижонитовые нориты и габбронориты (плагиоклаз, инвертированные пижонит и пижонит-авгит). Завершалась кристаллизация

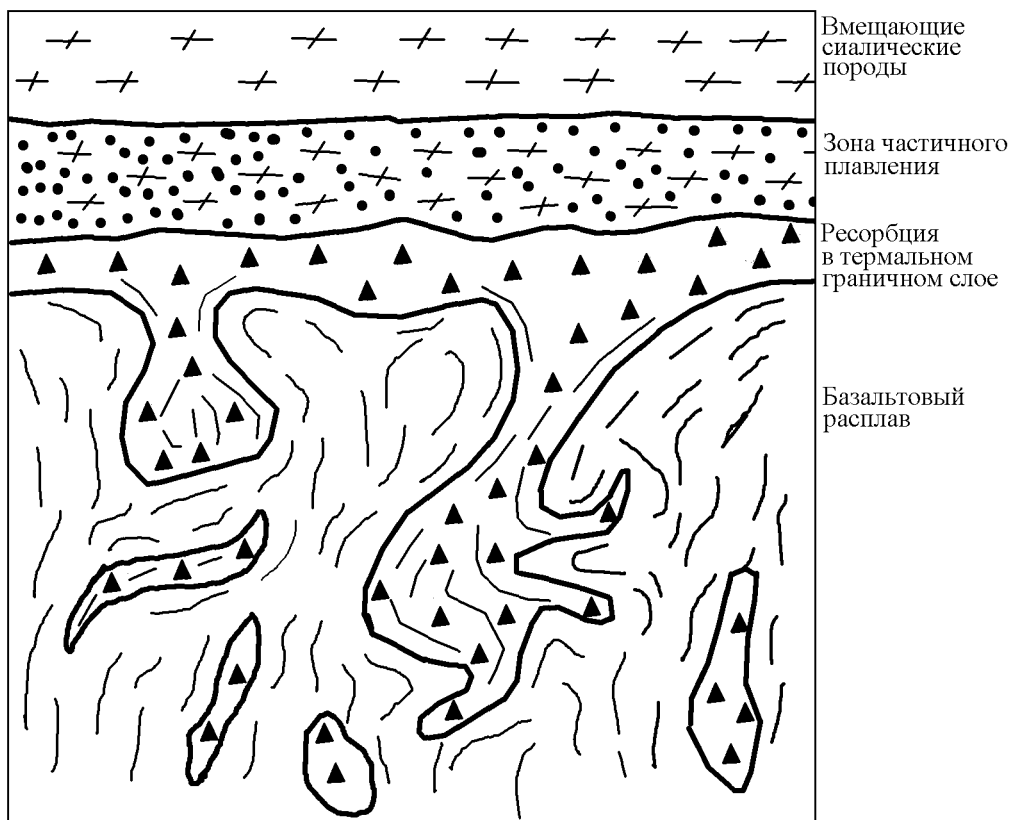


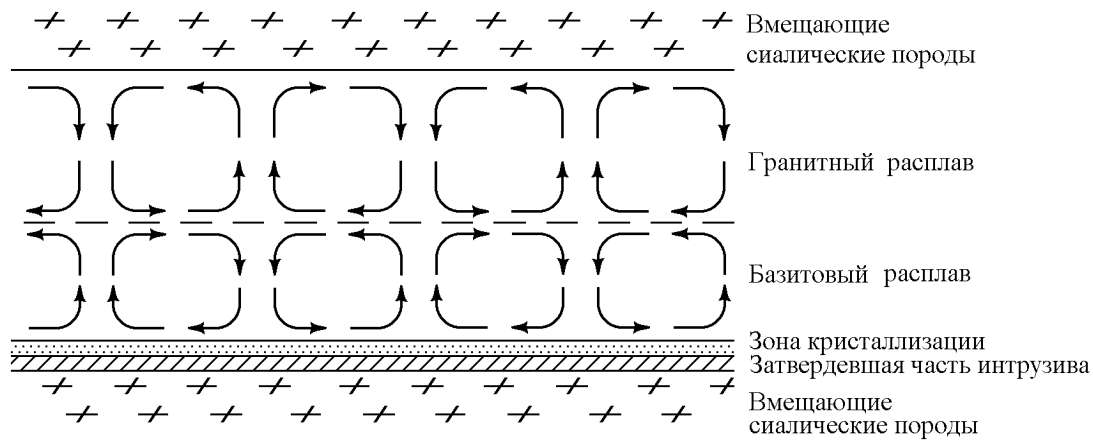
Рис. 9. Схема, иллюстрирующая процессы в кровле мощного базальтового силла [Huppert and Sparks, 1988], модифицирована автором.

этого слоя, по-видимому, монцонитами и кварцевыми монцонитами (плагноклаз + ортоклаз  $\pm$  пироксен  $\pm$  кварц), часто характеризующимися повышенными содержаниями титаномагнетита, ильменита и апатита – типичных минералов поздних стадий кристаллизации титанистых базальтов [Шарков, 1980].

Кристаллизация кислого расплава из вышележащего слоя, по-видимому, начиналась только после полного затвердевания базитового расплава и подчинялась тем же закономерностям. Судя по характеру наиболее сохранившихся разрезов, например, в Салминском и Коростеньском плутонах, наиболее высокотемпературными образованиями здесь являлись диориты, затем шли серые или зеленые рапакиви, затем – розовые рапакиви, обычно слагающие главный объем АРГК, и завершалась кристаллизация равномернозернистыми розовыми гранитами и небольшим количеством литий-фтористых гранитов.

Совершенно очевидно, что в процессе длительного сосуществования разноглубинных промежуточных очагов над активным источником энергии и вещества ситуация не могла быть гравитационно-

устойчивой, тем более при появлении больших масс легкого гранитного расплава. Последний должен был периодически прорываться на более высокие уровни в форме новых интрузивных фаз (рис. 11). Об этом, в частности, свидетельствуют детальные исследования овоидов К-полевого шпата, указывающие на то, что их внутренние части в ряде случаев кристаллизовались при существенно более высоком давлении, чем внешние [Eklund et al., 1996]; аналогичные результаты были получены при изучении цирконов из рапакиви на Украине, внутренние части которых формировались в условиях более высоких давлений, чем внешние [Легкова, 1995]. Также очевидно, что среди этих фаз должны преобладать гранитоиды, а базиты – сохраняться *in situ* в виде фрагментов более ранних образований среди поздних внедрений. По-видимому, участки, где сохранялась первичная расслоенная текстура массивов типа Волынского блока анортозитов в Коростеньском плутоне или сравнительно небольшие массивы типа Салминского и Ахвенисто, представляли собой слабо нарушенные малоглубинные магматические очаги. Естественно ожидать, что в процессе таких круп-



**Рис. 10.** Схема, иллюстрирующая строение одного из промежуточных очагов магматической системы АРГК.

номасштабных перемещений масс внутри магматической системы ее геометрия не могла сохраниться в первозданном виде. Следствием этого должны были быть многочисленные изменения первичного залегания пород, в том числе и крупные складкоподобные деформации первоначальной структуры типа наблюдающихся в Салминском и Коростенском массивах, или крутое залегание расслоенности в массиве Ахвенисто.

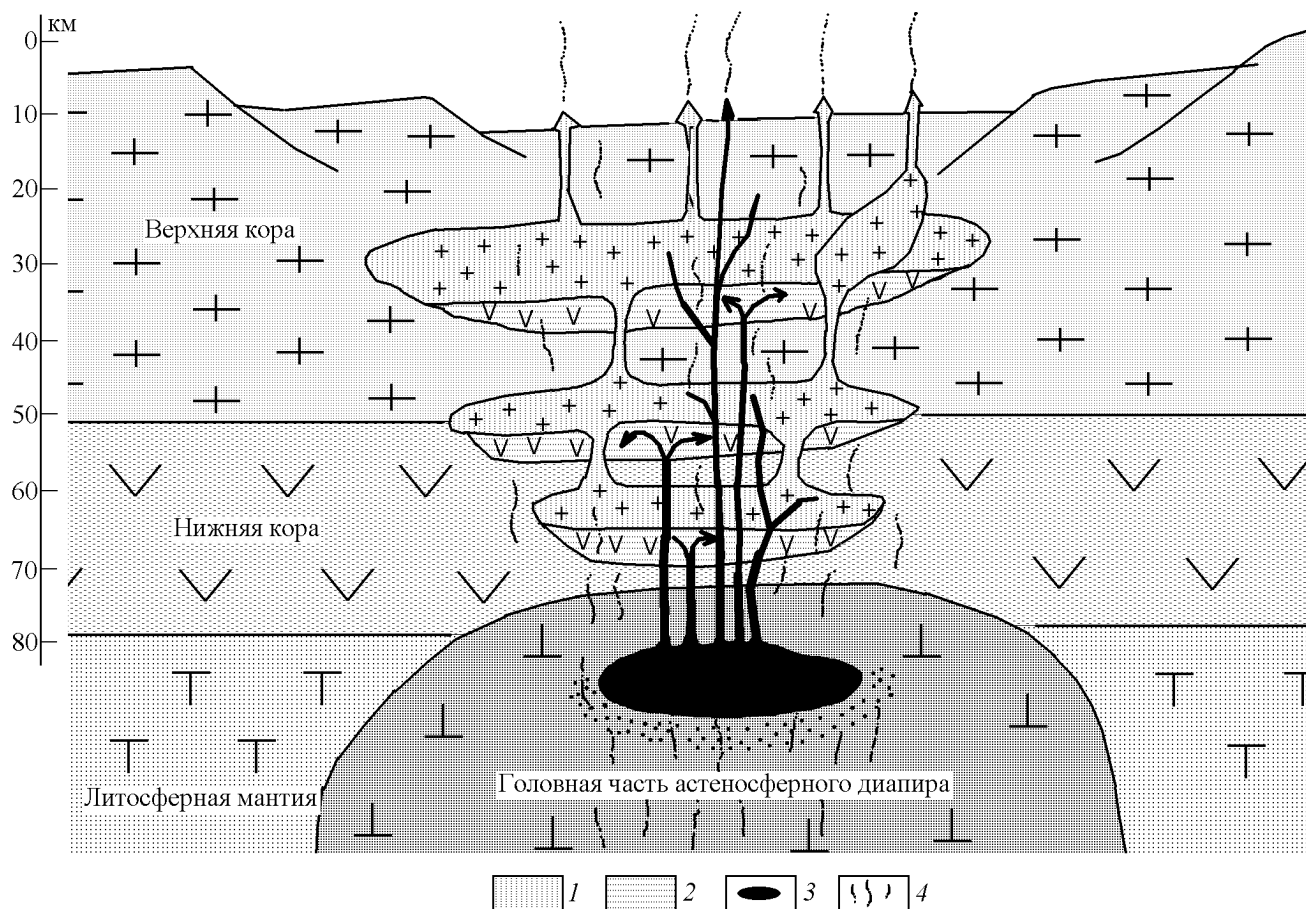
Таким образом, расплавы, формировавшие АРГК, по-видимому, имели сложное мантийно-коровое происхождение. Плавление вещества происходило на двух уровнях: в мантии и в коре. Основным механизмом последнего являлось плавление сиалической кровли над системой крупных внутрикоровых очагов базитов. На ранних стадиях этого процесса происходила частичная ассимиляция вещества кровли этих очагов, а затем сформировались два независимо конвектирующих слоя расплава, развивавшиеся независимо друг от друга.

### Происхождение ооидов ортоклаза

Происхождение ооидов в рапакиви представляет собой особую петрологическую проблему. Как известно, округлая форма кристаллов является неравновесной и не может произойти при кристаллизации из расплава. Более того, коррозия и растворение ооидами более ранних кумулятивных фаз, а также появление ооидов во вмещающих метаморфических породах в зоне непосредственного контакта с рапакиви и в их ксенолитах этих пород среди рапакиви, противоречит популярной гипотезе об ооидах как фенокристаллах. Скорее они напоминают продукты кристаллизации интеркумулусного расплава на поздних стадиях становления породы [Шарков, Кумеев, 1980], когда флюидные компоненты начали переходить в раствор, что резко усиливало их по-

движность и способствовало быстрому росту ооидов. С этим согласуются и результаты геотермометрических исследований концентрически-зональных ооидов в Выборгских рапакиви, свидетельствующих о том, что температура их формирования снижалась от 750–710°C во внутренних частях до 650–580°C – во внешних [Rundquist et al., 1991]. В этом случае возникновение олигоклазовых каемок (маргинационных структур) могло быть связано с повышением парциального давления воды в остаточном расплаве-растворе и возникновением поля несмесимости в системе  $\text{Or}-\text{Ab}-\text{An}-\text{Q}$  [Kravtsova, 1992]. Коррозия интеркумулусным материалом более высокотемпературных кумулятивных фаз – довольно распространенное явление в кумулятах, равно как и округлая форма ойкоккристаллов.

Проведенное Ляховичем [1991] изучение изотопных характеристик кислорода в рапакиви Выборгского массива показало, что в ооидах величина  $\delta^{18}\text{O} = 9,2-9,4\%$  в отличие от основной массы, где она составляет порядка 7,1%. Это свидетельствует о том, что в формировании магмы рапакиви участвовал мантийный компонент, а в формировании ооидов принимали участие коровые флюиды. Об этом же, вероятно, свидетельствует и присутствие ооидов в зоне непосредственного контакта рапакиви с вмещающими породами и в ксенолитах последних среди рапакиви. Обращает на себя внимание, что плагиоклазовые каймы вокруг ооидов также имеют высокие  $\delta^{18}\text{O}$  и, кроме того, обогащены радиогенным  $^{87}\text{Sr}$  [Dempster et al., 1994]. Это не противоречит представлениям о возможной интеркумулусной природе ооидов, свидетельствуя о существенной роли флюидов преимущественно корового происхождения в расплавах рапакиви и их накоплении в интерстициальной жидкости в процессе кристаллизации.



**Рис. 11.** Предполагаемая схема строения транскоровой магматической системы, возникшей над горячей точкой в условиях аномально-мощной коры при формировании анортозит-рапакивигранитных комплексов.

1 – граниты; 2 – базиты (преимущественно габбронорит-анортозиты); 3 – базальтовый расплав из области мантийной магмагенерации; 4 – пути прохождения мантийных флюидов.

Существуют и другие гипотезы формирования овоидов, включая резобцию, кристаллизацию из высоковязкого расплава, смешение магм и изменение условий в процессе подъема недосыщенной водой магмы [Ramo and Naapala, 1996]. Гибридизация и другие изменения состава (например, аккумуляция кристаллов в композиционно-стратифицированной магматической камере или системы камер разной глубинности, быстрое изменение условий кристаллизации в результате подъема магмы и продолжении ее кристаллизации в менее глубоких очагах, сопровождавшееся частичным растворением фенокристаллов и нарастанием нового вещества [Eklund et al., 1996] также привлекаются для объяснения формирования овоидов. В пользу последнего механизма, по-видимому, свидетельствуют находки концентрически-зональных овоидов, внешние оболочки которых имеют правильные кристаллографи-

ческие очертания (рис. 4). По-видимому, все эти факторы в той или иной мере играли свою роль в формировании овоидов, приводя к появлению столь необычных структурно-текстурных особенностей рапакиви.

#### **Анортозит-рапакивигранитные комплексы как внутриплитные образования, возникшие в условиях аномально мощной континентальной сиалической коры**

Таким образом, имеющиеся изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что родоначальные магмы рапакиви произошли преимущественно за счет корового материала, а ассоциирующие с ними анортозиты – за счет мантийных расплавов, контаминированных коровым материалом. АРГК представляли собой длительно развивавшиеся крупные транскоровые магматические системы

со сложной внутренней структурой, возникавших над горячими точками. Из этого, вероятно, следует, что строение таких систем было обусловлено комбинацией сообщавшихся между собой промежуточных магматических камер различной глубины, а сами АРГК представляли собой верхние срезы таких систем, крупные малоглубинные интрузивные камеры, где накапливались расплавы, поступавшие с разных глубин. По существу, магматические системы АРГК представляли собой своеобразные “факелы” над горячими точками, где аномально мощная сиалическая кора буквально “прожигалась” под влиянием поступавших снизу мантийных расплавов и флюидов.

В региональном плане обращает на себя внимание, что магматическая активность в мезопротерозое была в основном локализована в пределах Свекофеннского домена. Судя по имеющимся данным, вне этого домена, в восточной части Русской платформы, в том числе и восточных частях Балтийского и Украинского щитов с нормальной (порядка 40 км) мощностью коры (Карело-Кольский, Волго-Уральский и др. домены), синхронная по времени внутриплитная активность была развита весьма слабо, чаще всего в форме лампрофировых и лампроитовых даек с возрастом около 1,7 млрд. лет (см. выше). Иными словами, основная магматическая активность того времени была сосредоточена в полосе шириной порядка 900 км, протягивающейся в субмеридиональном направлении на расстояние порядка 2000 км. На юге ее продолжение оборвано альпийскими структурами, а на севере перекрыто надвигами норвежских каледонид; возможно, ее дальнейшим продолжением является область развития мезопротерозойских (1,78–1,74 млрд. лет) рапакиви южной Гренландии [Harrison et al., 1989], близких по возрасту к украинским АРГК. Таким образом, первоначальные размеры пояса могли быть значительно больше, продолжаясь дальше на запад, на Канадский щит в форма протерозойского Эльсонского пояса (см. ниже).

Природа этого огромного пояса сиалического магматизма сейчас неясна. Возможно, его появление связано с тем, что мантийный суперплюм, ранее обеспечивавший существование Свекофеннского океана, после его закрытия, не прекратил своего существования сразу, а в ослабленном виде продолжал свою активность вплоть до 1,5 млрд. лет назад. С другой стороны, возможно здесь произошло внедрение нового суперплюма. В любом случае над локальными подъемами рельефа кровли суперплюма того или иного происхождения в условиях перекрывающей его аномально мощной континентальной коры, должны были возникать подобные АРГК магматические системы, где происходило одновре-

менное плавление как мантийного, так и корового субстратов. При этом аномально большая мощность коры предопределяла преобладание коровых расплавов, особенно среди вулканитов.

Выше указывалось, что по геохимическим особенностям рапакиви близки к редкометальным Li-F гранитам и онгонитам. В этой связи обращает на себя внимание, что такой магматизм обычно наблюдается в сложных геодинамических обстановках, когда зоны океанического спрединга перекрываются континентальными плитами, как это имело место в раннем мезозое Центральной Азии или в кайнозое на Западе США. Из этого, вероятно, можно сделать вывод, что только наиболее крупные и устойчивые астеносферные плюмы, ранее обеспечивавшие существование зон океанического спрединга, могли привести к такого рода магматической активности в условиях мощной сиалической коры.

### Аналогичные породы на других щитах

На юго-восточной и южной окраинах Северной Америки в интервале 1,7–1,3 млрд лет формировался огромный вулcano-плутонический Эльсонский пояс преимущественно кислого магматизма, протягивающийся от полуострова Лабрадор до Калифорнии на расстояние около 6000 км и ширине 1000 км [Хаун, Божко, 1988; Gover et al., 1990]. Основные его компоненты – крупные тела анортозитов типа Киглапейт (Kiglapait), анортозитов-диоритов типа Найн (Nain) и гранитов рапакиви. На отрезке от штата Техас до западной части Огайо (1700 км) описаны почти не дислоцированные риолиты, фельзиты, дациты и их туфы с возрастом 1,4–1,3 млрд лет. Формирование основной массы плутонов относится к интервалу 1,5–1,3 млрд лет [Gover et al., 1990].

Аналогичный тип магматизма имел место 1,9–1,7 млрд лет назад в южной части Сибирской платформы. Он развит в пределах огромного Транс-Сибирского пояса, протягивающегося на 3000 км от Охотского моря до Енисейского кряжа [Larin and Neimark, 1992]. Этот пояс формировался вслед за процессами коллизии на рубеже 2,2–2,1 млрд лет и образован гранитами рапакиви, субщелочными гранитами и анортозитами, но преимущественно кислыми вулканитами. U-Pb возраста пород по Zr увеличиваются с востока на запад с 1,7 до 1,91 млрд лет при преобладании 1,7 млрд лет. Геохимическая специализация кислых пород (высокие K, Rb, Li, Be, Sn, W, Nb, Ta, Zr, REE, F) определяет их как типичные A-граниты. На диаграммах Пирса [Pearce et al., 1984], они попадают в поле внутриплитных гранитов. Магматические породы локализованы внутри различных протерозойских структур (складчатых поясов, ремобилизованных блоках архейского фундамента и т.д.). Породы пояса характеризу-

ются отрицательным  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ , варьирующим от  $-2$  до  $-9,2$  и  $T_{\text{DM}}$  модельным возрастом от 2,2 до 2,6 млрд лет. Эти изотопные особенности значительно варьируют по сравнению с аналогичными образованиями Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ, и указывают на различный вклад древнего корового протолита в магнообразование.

Аналогичные сиалические пояса с возрастом 1,5–1,8 млрд лет с максимумом 1,7 млрд лет чрезвычайно характерны и для всех других докембрийских щитов: Гренландского, Китайско-Корейского, Южно-Американского (вулкано-плутонический пояс Рио-Негру-Журуэна), Африканского, как в его северной, так и южной частях, Австралийского (пояс Гоулера-Рейндж) и Антарктического [Хаин, Божко, 1988].

Таким образом, огромные позднепалеопротерозойско-мезопротерозойские пояса сиалического магматизма имеют глобальное распространение и являются специфической особенностью этого периода развития Земли. Весьма существенно, что их наибольшее развитие связано с рубежом 1,8–1,5 млрд лет назад, когда закрылись многие палеопротерозойские новообразованные океаны, сомкнулись все древние кратоны и возник единый массив континентальной коры – Пангея I; одновременно должна была возникнуть и Панталасса, прообраз будущего Тихого океана [Хаин и Божко, 1988].

В заключение следует сказать, что наиболее характерной особенностью тектоно-магматических процессов в середине протерозоя являлось широкое развитие огромных поясов внутриплитного кислого магматизма, где важная роль принадлежала анортозит-рапакивигранитным комплексам. В большинстве случаев эти пояса, по-видимому, возникали на местах закрытия палеопротерозойских океанов, где в результате скупивания формировалась необычно мощная континентальная земная кора. АРГК, по-видимому, представляли собой горячие точки, развивавшиеся в условиях аномально-мощной сиалической коры. Сходные образования в фанерозое наблюдались только локально, на участках перекрытия зон океанического спрединга континентальными плитами. При этом анортозиты в составе таких комплексов отсутствуют, что, вероятно, связано с другим составом нижней коры в фанерозойских областях.

## Выводы

1. Анортозит-рапакивигранитные интрузивные комплексы с возрастом 1,8–1,5 млрд лет являются специфическим для середины протерозоя типом магматических образований. Обычно они связаны с крупными поясами кислого вулканизма, который

появлялся на месте орогенных зон, возникших после закрытия палеопротерозойских океанов, и характеризуют начало нового, внутриплитного, эпизода их развития. Эти комплексы встречаются только в пределах подобных орогенов; для древних кратонов они не характерны, и там тектоно-магматическая активность развивалась в форме обычных континентальных рифтов.

2. Эти огромные батолиты представляют собой многофазные комплексы, образованные серией пород от базитов до гранитов, нередко связанных промежуточными разновидностями. Вместе с тем, местами они выглядят как груборасслоенные интрузивы с постепенным переходом снизу вверх от анортозитов через нориты, монциты и диориты к гранитам рапакиви.

3. Согласно геохимическим и изотопным данным, родоначальные магмы АРГК произошли за счет плавления коровых пород с существенными добавками мантийного материала. Породы обогащены Ti, Fe, щелочами, P, Ba, Zr, ЛРЗЭ и др., которые характерны для флюидов, ответственных за мантийный метасоматизм. Типичные внутриплитные Fe–Ti базальты мантийного происхождения также принимали участие в формировании этих магматических систем, о чем свидетельствует наличие внутриинтрузивных диабазовых даек и явления минглинга.

4. Глубинное строение этих магматических систем также необычно: они представляют собой конусообразные транскоровые аномалии, прослеживаемые до глубин 30–40 км и расположенные над локальными подъемами мантии. Предполагается, что такая структура магматической системы представляла собой серию промежуточных магматических камер различной глубинности. Расплавы, формировавшие АРГК, по-видимому, имели сложное мантийно-коровое происхождение. Плавление вещества происходило на двух уровнях: в мантии и в коре. Основным механизмом последнего являлось плавление сиалической кровли над системой крупных внутрикоровых силлообразных очагов базальтового расплава.

5. На ранних стадиях этого процесса происходила частичная ассимиляция кровли этих очагов, приводившая к контаминации базальтового расплава коровым веществом; после появления мощного слоя кислого расплава, в очаге сформировались два независимо конвектирующих слоя расплава: базитового и гранитного состава. Слой базитового расплава в таких очагах, как более высокотемпературные, затвердевали в первую очередь, формируя груборасслоенные тела, нижние части которых были образованы преимущественно анортозитами, а верхние – монцитами. Слой легкого кислого состава, подогреваемые снизу кристаллизующимся базитовым



расплавом, все это время оставались в жидком состоянии и начали кристаллизоваться только после затвердевания базитов, также формируя грубослоенные тела, где снизу вверх наблюдается переход от диоритов и кварцевых сиенитов внизу, через серые мелко- или редкоовоидные рапакиви к розовыми гранитами рапакиви наверху, слагающим основной объем комплексов. После полного затвердевания таких очагов они выглядели как расслоенные интрузивы. Фрагменты наименее глубинных очагов сохранились в ряда батолитов типа Салминского и Коростеньского. Система очагов в целом развивалась независимо друг от друга, хотя процесс часто осложнялся периодическим внедрением новообразованных гранитоидных магм из более глубинных очагов на верхние уровни в условиях постоянной подпитки системы мантийными флюидами и базальтовыми расплавами мантийного происхождения.

6. Собственно АРГК, вероятно, представляют собой верхние срезы огромных трансформированных магматических систем, относительно малоглубинные магматические камеры, где накапливались эти новообразованные магмы. Такие внедрения могли происходить как в кристаллизующиеся магматические камеры, так и в уже затвердевшие породы, создавая сложную внутреннюю структуру аортозит-рапакивигранитных батолитов.

7. По своему тектоническому положению АРГК являются внутриплитными образованиями, возникшими над горячими точками в условиях аномально мощной (60–80 км на момент формирования АРГК) континентальной коры. По своим геохимическим особенностям рапакиви близки к редкометальным Li–F гранитам и онгонитам, которые наблюдаются во внутриплитной ситуации в сложных геодинамических обстановках Калифорнийского типа (ранний мезозой Центральной Азии, кайнозой Запада США), когда зона океанического спрединга перекрывается континентальной плитой.

8. Приуроченность аортозит-рапакивигранитных интрузивов и огромных поясов кислого вулканизма к мезопротерозою связывается с появлением крупных областей с аномально мощной земной корой континентального типа на месте закрытия позднепалеопротерозойских океанов, а также со специфическим составом раннепалеопротерозойской нижней коры, где преобладали продукты глубинной кристаллизации палеобонинитовой серии.

**Благодарности.** Автор выражает свою искреннюю благодарность академику О. А. Богатику и профессору А. Ф. Грачеву, прочитавшим статью в рукописи и сделавшим ряд ценных замечаний.

Работа выполнена в рамках международного проекта SVEKALAPKO программы EUROPROBE.

## Литература

- Бантова М. А., Левковский Р. З., Шарков Е. В., Геология, вещественный состав и возраст пород Салминского комплекса гранитов-рапакиви и габбро-аортозитов, *Сов. геология*, (7), 74–86, 1975.
- Беляев А. М., Богданов Ю. Б., Левченков О. А., Проблемы петрогенезиса вулканизов о. Гогланд (Выборгский массив, Россия), в кн. *Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород*, Тез. докладов, с. 68–69, Санкт-Петербург, Россия, Май 25–27, 1998.
- Богданова С. В., *Земная кора Русской плиты в раннем докембри*, 223 с., Наука, Москва, 1986.
- Биркис А. П., Аортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы, *Автореф. докт. дисс.*, 42 с., ИГЕМ АН СССР, Москва, 1980.
- Богатиков О. А., Биркис А. П., *Магматизм докембрия Западной Латвии*, 126 с., Наука, Москва, 1973.
- Великославинский Д. А., Биркис А. П., Богатиков О. А. и др., *Аортозит-рапакивигранитная формация*, 296 с., Наука, Ленинград, 1978.
- Грачев А. Ф., Хамардабанская горячая точка, *Физика Земли*, 1998.
- Грачев А. Ф., Николаев В. Г., Сеславинский К. Б., Эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембри и палеозое, Ю. Г. Леонов, М. П. Антипов, А. Ф. Морозов, Л. Н. Солодилов (ред.), *Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы*, с. 5–36, Геоинвекс, Москва, 1994.
- Заварицкий А. Н., Петрография Бердяшского плутона, *Избр. тр.*, 2, с. 349–666, Изд. АН СССР, Москва, 1958.
- Кайряк А. И., Хазов Р. А., Иотнийские образования северо-восточного Приладожья, *Вестник Ленинградского гос. университета, сер. геол. и геогр.*, вып. 2, (12), 62–72, 1967.
- Коваленко В. И., *Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов*, 250 с., Наука, Новосибирск, 1977.
- Коваленко В. И., Царева Г. М., Наумов В. Б., Хервиг Р., Ньюман С., Магма пегматитов Волины: состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред, *Петрология*, 4, (3), 295–309, 1996.
- Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. Н. и др., *Земная кора восточной части Балтийского щита*, 228 с., Наука, Ленинград, 1978.
- Легкова Г. В., Состав циркона и генезис гранитов рапакиви, *Минер. журнал*, 17, (4), 62–70, 1995.
- Личак И. Л., *Петрология Коростеньского плутона*, 246 с., Наукова думка, Киев, 1983.
- Ляхович В. В., Изотопы кислорода в овоидах рапакиви, *Сов. геология*, (11), 59–65, 1991.
- Магматические горные породы, Основные породы*, Т. 3, 488 с., Ред. Е. В. Шарков, Наука, Москва, 1985.
- Магматические горные породы, Ультраосновные породы*, Т. 5, 502 с., Ред. Е. Е. Лазько и Е. В. Шарков, Наука, Москва, 1988.
- Неймарк Л. А., Немчин А. А., Ветрин В. Р., Сальникова Е. Б., Sm–Nd и Pb–Pb изотопные системы в ниж-

- некорковых ксенолитах из даек и трубок взрыва южной части Кольского полуострова, *Докл. РАН*, 329, (6), 781–784, 1993.
- Никитина Л. П., Левский Л. К., Лохов К. И., Беляцкий Б. В., Лепехина Е. Н., Антонов А. В., Журавлев В. А., Путинцева Е. В., Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм Восточной части Балтийского щита, *Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород, Тезисы докладов, Межд. конф. к 100-летию Н. А. Елисеєва*, с. 116–117, Май 25–27, Изд. ЛГУб, С-Петербург, Россия, 1998.
- Оронецкий Ю. П., *Мантийный диапиризм*, 170 с., Наукова думка, Киев, 1990.
- Поллинг Л., *Общая химия*, 846 с., Мир, Москва, 1974.
- Полканов А. А., *Плутон габбро-лабрадоритов Воьны, СССР*, 80 с., Изд-во ЛГУ, Ленинград, 1948.
- Рябчиков И. Д., *Термодинамика флюидной фазы гранитных магм*, 205 с., Наука, Москва, 1975.
- Свириденко Л. П., *Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (Карелия)*, 116 с., Изд-во Карелия, Петрозаводск, 1968.
- Скуфьин П. К., Баянова Т. Б., Левкович Н. В., О лампрофирах в раннепротерозойской Печенгской структуре (Кольский полуостров), *Петрология*, 6, 1998, в печати.
- Ханн В. Е., Божко Н. А., *Историческая геотектоника, Докембрий*, 382 с., Недра, Москва, 1988.
- Чупин В. П., Бакуменко И. Т., Соболев В. С., Раскристаллизованные включения расплавов в кварце гранитов рапакиви, *ДАН СССР*, 248, (5), 1200–1209, 1979.
- Шарков Е. В., *Петрология расслоенных интрузий*, 183 с., Наука, Ленинград, 1980.
- Шарков Е. В., Кумеев С. С., Некоторые характеристики полевых шпатов гранитов рапакиви, *Полевые шпаты в процессе пороодообразования*, с. 71–76, Элиста, 1980.
- Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С., Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита, *Петрология*, 5, (5), 503–522, 1997.
- Шарков Е. В., Даунс Х., Ионов Д. А., Кемптон П. Д., Литосфера Балтийского щита по данным изучения глубинных ксенолитов, Ю. Г. Леонов, М. П. Антипов, А. Ф. Морозов, Л. Н. Солодилов (ред.), *Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы*, с. 56–63, Геоинвекс, Москва, 1994.
- Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартинский Е. Н., *Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита*, 144 с., Наукова думка, Киев, 1989.
- Ahall, K. I., Brewer, T. S., Connelly, J. N., and Larson, S. A., Temporal and spatial relationships between intracratonic magmatism and 1.70–1.55 Ma westward growth of the Baltic Shield, in: *Proterozoic evolution in the North Atlantic Realm* (compiled by C. F. Gower), Program and Abstracts, p. 1–2, COPENA-ECSOOT-IBTA Conference, Goose Bay, Labrador, 29 July–2 August 1996.
- Amelin, Yu. A., Heaman, L., Verkhogliad, V., and Skobelev, V., Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine, *Contrib. Miner. Petrol.*, 116, 411–419, 1994.
- Amelin, Yu. A., Larin, A. M., and Tucker, R. D., Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution, *Contrib. Miner. Petrol.*, 127, 353–368, 1996.
- Bogatikov, O. A., Kovalenko, V. I., Sharkov, E. V., and Yarmolyuk, V. V., *Magmatism and Geodynamics, Terrestrial Magmatism in the Earth's History*, Gordon and Breach Publ., London, 1998, in press.
- Boyd, W. W., and Ramo, O. T., Mixing and mingling in the late stages of the evolution and emplacement of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland, *IGCP Project 315, The 7th Int. Symposium on Rapakivi granites and related rocks*, p. 10, Abstract volume, Helsinki, 1996.
- Dempster, T. J., Jenkin, G. R. T., and Rogers, G., The Origin of Rapakivi Texture, *J. Petrology*, 35, (4), 963–981, 1994.
- Ehlers, C., Layering in rapakivi granite, SW Finland, *Bull. Geol. Soc. Finland*, 46, (2), 145–149, 1974.
- Eklund, O., Shebanov, A., and Andersson, U. B., Origin of the rapakivi textures by subisothermal decompression, *IGCP Project 315, The 7th Int. Symposium on Rapakivi granites and related rocks*, p. 19, Abstract volume, Helsinki, 1996.
- Elo, S., and Korja, A., Geophysical interpretation of the crustal and upper mantle structure in the Wiborg rapakivi granite area, southern Finland, *Precambrian Res.*, 64, (1–4), 273–288, 1993.
- Gaal, G., and Gorbatschev, R., An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield, *Prec. Res.*, 35, spec. issue, 15–52, 1987.
- Gee, D. G., and Zeyen, H. J. (editors), *EUROPROBE 1996 – Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents*, 158 p., Published by the EUROPROBE Secretariate, Uppsala University, 1996.
- Glebovitsky, V. A., *The Early Precambrian of Russia*, 261 p., Harwood Academic Publishers, Amsterdam, 1997.
- Gorbatschev, R., and Bogdanova, S., Frontiers in the Baltic Shield, *Prec. Res.*, 64, 3–21, 1993.
- Gover, C. F., Rivers, T., and Ryan, A. B. (eds.), *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica, Geol. Association of Canada, Spec. paper 38*, 581 p., 1990.
- Haapala, I., Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in Southern Finland, *Bull. Geol. Surv. Finland*, 286, 128 p., 1977.
- Harrison, T. N., Brown, P. E., Dempster, T. J., Hutton, D. H. W., and Becker, S. M., Magmatism, metamorphism and extensional tectonics in the mid-proterozoic rapakivi suite of southern Greenland, *Spec. Pap. Geol. Surv. Finland*, (8), p. 66, 1989.
- Helmstaedt, H. H., and Scott, D. J., The Proterozoic Ophiolite Problem, in: *Proterozoic Crustal Evolution*, K. C. Condie (ed), pp. 55–95, Elsevier, Amsterdam-New York-Tokyo, 1992.
- Huppert, H. E., and Sparks, R. S. J., The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust, *J. Petrology*, 29, (3), 599–624, 1988.
- Kempton, P. D., Downes, H., Sharkov, E. V., et al., Petrol-

- ogy and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic Shield: Evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archean terrane, *Lithos*, 36, 157–184, 1995.
- Kontinen, A., An Early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland, *Precambrian Res.*, 35, 313–341, 1987.
- Korja, A., and Heikkinen, P., Proterozoic extensional tectonics of the Central Fennoscandian Shield: results from the BABEL-project, *Tectonics*, 14, 504–517, 1995.
- Korsman, K., Korja, T., and the GGT/SVEKA Working Group, Global Geoscience Transect 23: GGT/SVEKA: Archean Karelian Province – Proterozoic Svecofennian Domain, Northern Europe, in: *SVEKALAPKO, 2nd Workshop*, p. 33, Lammi, Finland, 27–30.11.1997, Abstracts, University of Oulu, 1997.
- Kravtsova, E. I., Constraints of feldspar miscibility changes on formation of rapakivi granite complexes, *29th IGC, Abstracts*, v.2, p. 565, Kyoto, Japan, 1992.
- Kukkonen, I., and Peltonen, P., Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: Implications for lithosphere-asthenosphere relations, in: *SVEKALAPKO, 2nd Workshop*, p. 50, Lammi, Finland, 27–30.11.1997, Abstracts, University of Oulu, 1997.
- Lambert, D. D., Walker, R. J., et al., Re–Os and Sm–Nd isotope geochemistry of the Stillwater Complex, Montana: Implications for the petrogenesis of the J–M Reef, *J. Petrology*, 35, (6), 1717–1753, 1994.
- Larin, A., and Neymark, L., Trans-Siberian Proterozoic (1.7–1.9 Ga) anorogenic anorthosite-rapakivi-like granite – acid volcanic belt, in: *29th IGC, Abstracts*, p. 563, Kyoto, Japan, 1992.
- Larin, A., Amelin, Yu., Neymark, L., Krymsky, R., Ovchinnikova, G., Belyaev, A., and Shebanov, A., The origin of Salmi and Uljalegi anorthosite-rapakivi granite massifs: Constraints from precise U–Pb geochronology and Pb–Sr–Nd isotopic data, *IGCP Project 315, The 7th Int. Symposium on Rapakivi granites and related rocks*, p. 47, Abstract volume, Helsinki, 1996.
- Lundquist, T., Precambrian geology of the Loos-Hamra region, Central Sweden, *Swer. Geol. Unders.*, Ser. Ba, (23), 255 p., 1968.
- Luosto, U., Structure of the Earth's Crust in Fennoscandia as Revealed from Refraction and Wide-Angle Reflection Studies, *Geophysica*, 33, (1), 3–16, 1997, (a Special Issue: The Lithosphere in Finland – a Geophysical Perspective, ed. L. J. Pesonen).
- Neymark, L. A., Amelin, J. V., and Lapin, A. M., Pb–Nd–Sr isotopic and chemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ma, Salmi rapakivi-anorthosite batholith (Karelia, Russia), *Mineral. Petrol.*, 50, 173–193, 1994.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G., Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks, *J. Petrology*, 25, 956–983, 1984.
- Poutiainen, M., Fluid inclusions in cavity quartz crystals in rapakivi from Luumaki, southern Finland, *Bull. Geol. Soc. Finl.*, (63), pt. 2, 87–93, 1991.
- Ramo, O. T., Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and basic rocks of Southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints, *Geol. Surv. Finland Bull.*, (355), 161 p., 1991.
- Ramo, O. T., and Haapala, I., One hundred years of rapakivi granite, *Mineralogy and Petrology*, 52, 129–185, 1995.
- Ramo, O. T., and Haapala, I., Rapakivi granite magmatism: a global review with emphasis on petrogenesis, in: *Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust*, D. DemaiFFE (ed.), pp. 177–200, ULB, Bruxelles, 1996.
- Rundquist, N. D., Belyaev, A. M., and Sutcliffe, R. N., On the problem of the formation of ovoids in granites: Evidence from mineral composition, in: *Symposium on Rapakivi and related rocks*, p. 44, Abstract volume, Geol. Surv. of Finland, Guide 34, 1991.
- Salonsaari, P. T., Hybridization in the subvolcanic Jaala-Iitti complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southern Finland, *Bull. Geol. Soc. Finland*, (67), pt. 1b, 104 p., 1995.
- Schiffries, C. M., and Rye, D. N., Stable isotopic systematics of the Bushveld complex: 1. Constraints of magmatic process in layered intrusions, *Amer. J. Sci.*, 289, (7), 841–873, 1989.
- Sharkov, E. V., and Downes, H., Evolution of the Kola-Karelian domain of the Baltic Shield: Integration of surface and xenolith data, *SVEKALAKO meeting*, Abstracts, S-Petersburg, 1998.
- Shebanova, O. N., Belyaev, A. M., Shebanov, A. D., and Larin, A. M., On petrogenesis of alkaline syenites in the Berdiaush rapakivi granite, S. Urals, *IGCP Project 315, The 7th Int. Symposium on Rapakivi granites and related rocks*, p. 66, Abstract volume, Helsinki, 1996.
- Suominen, V., The chronostratigraphy of south-western Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabases, *Bull. Geol. Surv. of Finland*, 356, 100 p., 1991.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., *The Continental Crust: its Composition and Evolution*, 312 p., Blackwell Scientific Publications, London, 1985.
- Vaasjoki, M., Ramo, O. T. and Sakko, M., New U–Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constrains on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-dyke association of southern Finland, *Prec. Res.*, 51, (1–4), 227–243, 1991.
- Vuollo, J., Liipo, J., Nykanen, V., et al., An early Proterozoic podiform chromitite in the Outocumpu ophiolite complex, Finland, *Econ. Geol.*, 90, (2), 445–452, 1994.
- Wood, B. J., and Strens, R. G., The orthopyroxene geobarometer, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 11, 1–6, 1971.

(Поступила в редакцию 15 марта 1999.)