

УДК 552.11

КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРЫ ВНЕШНИХ ОСТРОВОВ ФИНСКОГО ЗАЛИВА – ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМАГМАТЫ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ

© 2023 г. Е. Н. Терехов^{a, e, *}, А. Б. Макеев^{b, **}, С. Г. Скублов^{c, d, ***},
О. И. Окина^{a, ****}, Ю. А. Максимова^{a, *****}

^aГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

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

^dСанкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

^eИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

*e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru

**e-mail: abmakeev@mail.ru

***e-mail: skublov@yandex.ru

****e-mail: okina@br.ru

*****e-mail: yu.a.krasilnikova@mail.ru

Поступила в редакцию 16.02.2023 г.

После доработки 24.05.2023 г.

Принята к публикации 04.09.2023 г.

В статье представлены новые петрогеохимические данные пород из района Внешних островов Финского залива. Ранее кварцевые порфиры о. Гогланд рассматривались как эталон вулканических комагматов гранитов рапакиви Выборгского массива. На о. Соммерс выделено две эффузивных толщи. “Южная” сложенная кварцевыми порфирами, с изотопным возрастом 1.66 млрд лет, поэтому их можно рассматривать как самые ранние проявления рифейской магматической активности в этом районе. В составе “Северной” толщи, кроме кварцевых порфиров, присутствуют трахибазальты, андезибазальты, дациты, а ее изотопный возраст 1.59–1.57 млрд лет, что не соответствует значениям, рядом расположенного Выборгского массива 1.65–1.63 млрд лет. Поэтому, несмотря на близость составов кварцевых порфиров и гранитов рапакиви, вулканиды не являются продуктами дифференциации исходной для гранитов магмы, а образовались независимо от них из однотипного источника, но в несколько другой структурной обстановке, позволяющей свободное их поступление на поверхность Земли.

Ключевые слова: Балтийский щит, рифей, острова Финского залива, Выборгский массив, кварцевый порфир, граниты рапакиви, комагматы

DOI: 10.31857/S020303062370030X, **EDN:** UKKBVQ

ВВЕДЕНИЕ

В южной части Балтийского щита (Фенноскандинавского), в окрестностях Финского залива известно около 20 массивов гранитов рапакиви – это одна из крупнейших мировых провинций анорогенного магматизма (рис. 1). Их размер меняется от гигантских батолитов в поперечнике 300 и 200 км (Рижский и Выборгский) до небольших штоков в первые сотни метров. Время их формирования укладывается в интервал 1.65–1.50 млрд лет, при этом, выделяется два возрастных пика становления этих интрузий (1.65–1.62 и 1.59–1.54 млрд лет), но какой-то структурной закономерности, объясняющей появление разновозрастных интрузий, не известно [Rämö et al.,

2014]. В ассоциации с гранитами рапакиви находятся основные породы: анортозиты и габбро [Ларин, 2011]. Характерной чертой этого типа магматизма в регионе, является почти полное отсутствие эффузивных пород. До недавнего времени предполагалось только одно проявление вулканических комагматов гранитов рапакиви – а именно кварцевых порфиров острова Гогланд в составе раннерифейской хогландской серии [Левковский, 1964; Богданов и др., 1999; Rämö et al., 2007; Беляев, 2013]. Предположение [Laitakari et al., 1996] о возможном наличии аналогичных образований на о. Соммерс было подтверждено в нашей работе, в которой показано, что кварцевые порфиры, развитые на этом острове, слагают две раз-

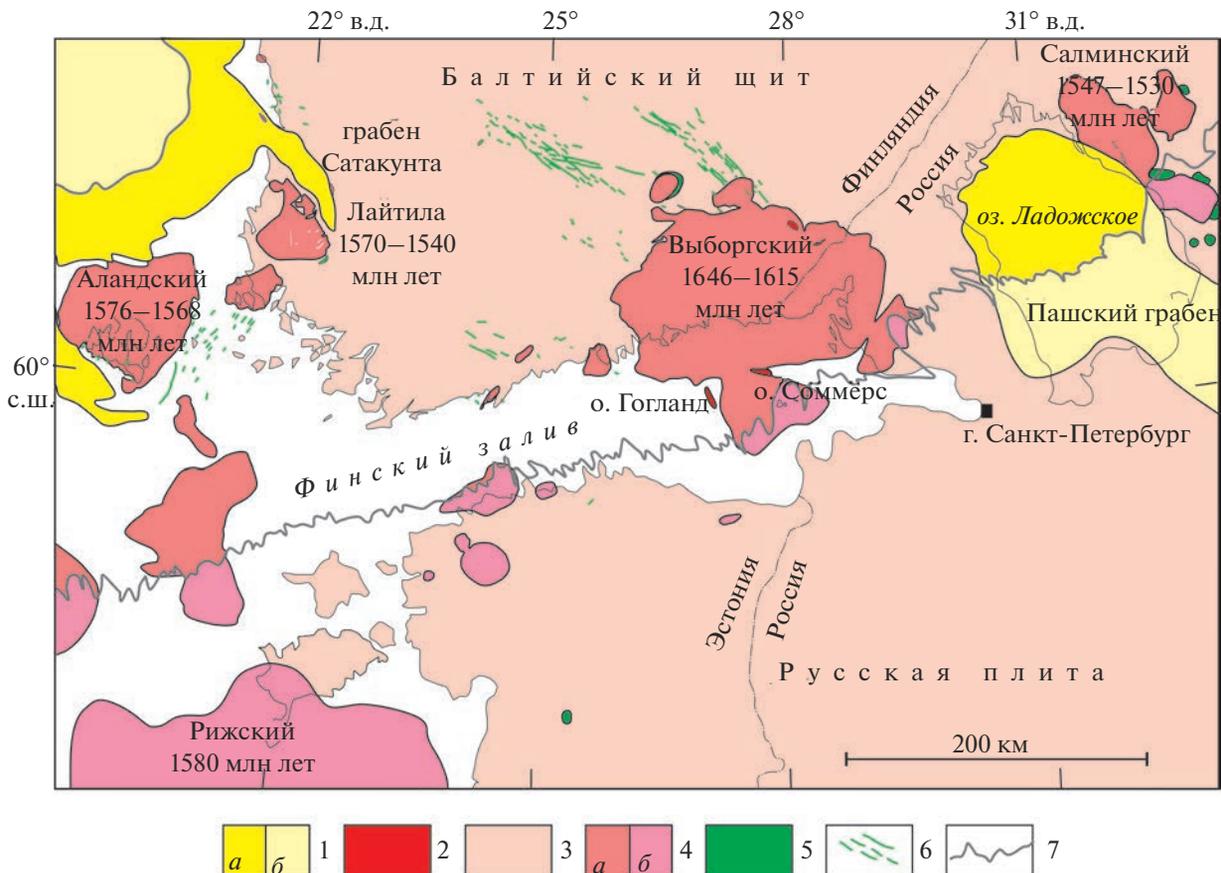


Рис. 1. Геологическая карта района Финского залива с данными изотопного возраста пород.

1 – рифейские отложения (а), они же под венд-палеозойским чехлом (б); 2 – хогландская серия (кварцевые порфиры); 3 – раннедокембрийский фундамент; 4 – граниты рапакиви (а), они же под венд-палеозойским чехлом (б); 5 – мафиты (габбро и анортозиты) в ассоциации с гранитами рапакиви; 6 – дайковые рои; 7 – подошва венд-палеозойского чехла.

новозрастные толщи (1.66 и 1.59–1.57 млрд лет) [Терехов и др., 2022]. Данные датировки не отвечают возрасту становления рядом расположенного Выборгского массива, но попадают в интервал времени формирования гранитов рапакиви района Финского залива. Кварцевые порфиры в виде даек, мощностью от первых метров до 20 м, прорывают породы массивов гранитов рапакиви: Выборгском, Аландском и Салминском. Судя по геологическим взаимоотношениям, они внедрялись в хрупкие породы [Коньшев и др., 2020], а по изотопным датировкам они формировались ближе к заключительным фазам образования этих массивов. С некоторой долей условности, из-за погрешностей определения возраста, предполагается, что перед началом формирования даек кварцевых порфиров существовал амагматический период, когда не происходило становление гранитов рапакиви очередной фазы [Heinonen et al., 2017]. По составу кварцевые порфиры близки амфибол-биотитовым разностям гранитов рапаки-

ви, которые рассматриваются как наиболее примитивные расплавы, еще не подвергшиеся процессам кристаллизационной дифференциации [Свириденко, 2017], поэтому, считается, что они образовались из магмы, родоначальной для оводных гранитов рапакиви Выборгского массива [Беляев, 2013].

Полученные древние датировки кварцевых порфиров с о. Соммерс – 1663 ± 8 млн лет [Терехов и др., 2022] свидетельствуют, что кварцевые порфиры могут отражать и самые ранние (начальные) этапы эволюции магматических процессов, приведших к формированию гранитов рапакиви, когда динамический и термальный режим поверхностных слоев позволял расплавам выйти к поверхности. При этом возникает вопрос: а являются ли кварцевые порфиры комагматами гранитов рапакиви?

Хорошо обнаженные выходы кварцевых порфиров на о. Гогланд, которые слагают большую часть раннерифейской хогландской серии, де-

тально описаны в работах [Богданов и др., 1999; Беляев, 2013; Pokki et al., 2013]. Тогда как об аналогичных породах на о. Соммерс имеются только короткое упоминание в работе [Laitakari et al., 1996] и статья [Терехов и др., 2022]. Поэтому цель данной работы представить результаты комплексного изучения вулканитов островов Соммерс и Гогланд.

МЕТОДИКА

Петрогенные элементы определялись в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН на рентгеновском спектрометре S4 PIONEER фирмы “Bruker AXS” (Германия), а редкие элементы определялись там же методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра “Элемент 2” (Thermo Fisher Scientific of GmbH, Германия) Для контроля правильности результатов проводился анализ стандартного образца сланца SBC-1 (USGS, США) и контрольного образца риолита ORPT-1 (IAG, Великобритания). Полученные концентрации отличались от аттестованных содержаний не более чем на 10–15 отн. %. Более подробно методика определения описана в работе [Okina et al., 2016].

Изучение состава минералов и структуры эффузивных пород проводилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с AZtec – энергодисперсионной приставкой в ИГЕМ РАН.

Для определения U–Th–Pb-возраста представительной выборки циркона из проб Тс-6, Тс-8 и Тс-9 использовалась масс-спектрометрия вторичных ионов SIMS SRHIMP-II. Все изотопные исследования выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ; методика работ и приборное обеспечение изложены в материале [Обзор ..., 2015], а результаты изотопных исследований представлены в работе [Терехов и др., 2022].

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ВАЖНЕЙШИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ РИФЕЙСКОГО ПЕРИОДА

Геологическая карта района восточной части Финского залива представлена на рис. 2, на котором приведены наиболее важные U–Pb датировки циркона. Этот район известен наличием раннерифейских отложений, которые не выделяются в других частях Балтийского щита. Нижняя граница раннего рифея в регионе проводится по подошве хогландской серии, на о. Гогланд. Здесь, на свекофеннском фундаменте, в основании рифейского разреза залегают кварцевые конгломераты мощностью до 20 м (рис. 3). По составу конгломерат о. Гогланд на 95% представлен кварцем аренитовой природы (вторичные кварциты или кора выветривания) и находится в явном диссонансе с подстилающими гранито-гнейсами, амфиболитами, сланцами свекофеннского комплекса. Кварце-

вые аренитовые породы и кварцевые порфиры 1638 ± 3 млн лет [Harju et al., 2010] встречаются и в мегаксенолите Тааликкала на северном фланге Выборгского батолита [Simonen, 1987], а также в виде ксенолитов в долеритовых дайках роя Хаме (1.65 млрд лет), который пересекает свекофеннские метаморфические породы [Laitakari et al., 1996] (см. рис. 1). Это, вероятно, остатки кварц-аренитовых покровных толщ кратона, которые предшествовали заложению гранитов рапакиви (1.65 млрд лет) и связанных с ними мафических пород: лейкогаббро и дайковых долеритов [Pokki et al., 2013].

По данным [Pokki et al., 2013] самый молодой возраст детритового циркона в цементе конгломератов о. Гогланд составляет 1.65 млрд лет, источником этого циркона являлись уже образованные и эксгумированные породы Выборгского плутона. Но по нашим данным источником этой фракции циркона могли быть кислые эффузивы о. Соммерс с возрастом 1.66 млрд лет. Выше конгломератов залегает маломощный горизонт (3 м) риолитов, а над ним два прерывистых горизонта плагиоклаз-порфириновых базальтов. (~15 и 25 м). Последние, разделены пластом толщиной 2 м, сложенным алевролитом и силицитом, которые по простиранию замещают друг друга. Для двух фракций циркона из нижней риолитовой толщи, получен возраст 1633 ± 2 млн лет [Ramo et al., 2007], хотя ранее из этого же горизонта, также по циркону, был получен более древний возраст 1640 ± 11 млн лет [Богданов и др., 1999]. Большая часть разреза серии (>150 м), сложена кварцевыми порфирами с возрастом 1638 ± 4 млн лет [Левченко и др., 1998]. С учетом этих данных вулканическая последовательность о. Гогланд была сформирована ~1635 млн лет назад.

На о. Соммерс обнажаются только магматические породы преимущественно кислого состава. Южная часть острова (рис. 4) сложена кварцевыми порфирами (геохронологическая проба Тс-6 и геохимические Тс-1, Тс-2, Тс-3, Тс-6), которые слагают слабо выраженные пласты с пологим падением на ССВ. Петрогеохимические разности кварцевых порфиров по простиранию и в разрезе постепенно сменяются друг другом. Структурные линии, видимые на космическом снимке, не являются элементами коренной геологии, а отражают разные уровни береговых валов. В северной части основного поля распространения кварцевых порфиров встречен горизонт лавобрекчий (проба Тс-4). Он разделяет лавовые толщи или маркирует разлом между южной и северной частями острова, в которых развиты породы, различающиеся по петрогеохимическим характеристикам. Аналогичные брекчии известны на о. Гогланд (пробы Гт-45/1 и Гт-45/2).

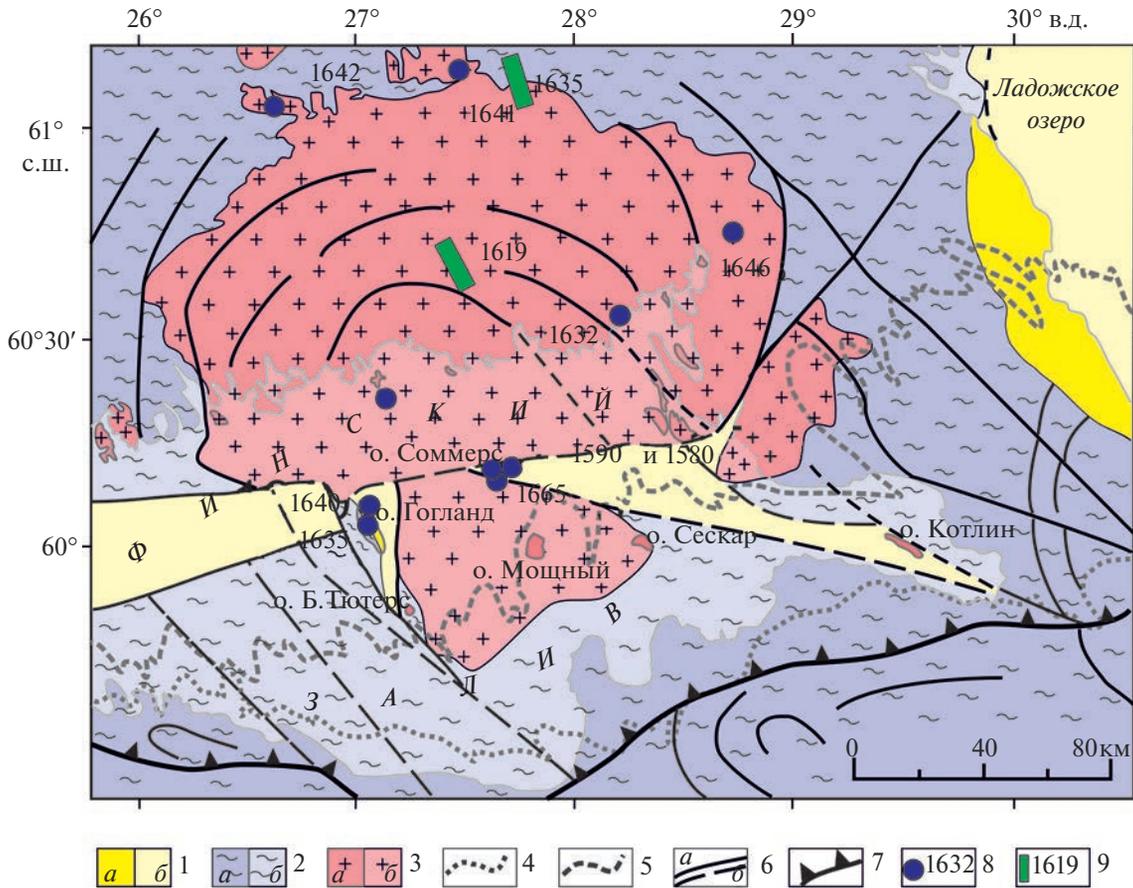


Рис. 2. Структурное положение раннерифейских образований в восточной части Финского залива. Составлена на основе геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 с авторскими добавлениями.

1 – раннерифейские отложения на суше (а) и в акватории (б); 2 – раннепротерозойские свекофенские образования на суше (а) и в акватории (б); 3 – граниты рапакиви Выборгского массива на суше (а) и в акватории (б); 4 – нижняя граница палеозойских отложений; 5 – нижняя граница вендских отложений; 6 – структурные элементы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 7 – Балтийско-Ладожский глинт; 8 – изотопный возраст гранитов рапакиви и их эффузивных аналогов в млн лет, по [Богданов и др., 1999; Rämö et al., 2014; Терехов и др., 2022]; 9 – дайковые рои кварцевых порфиров и их возраст в млн лет, по [Heinone et al., 2017].

Более молодые, но также раннерифейские образования, слагают низы разреза Пашского грабена, приуроченного к акватории Ладожского озера (см. рис. 1). Возраст отложений, заполняющих этот грабен, ограничен временными рамками от самого молодого детритового циркона из Салминского массива (1.55 млрд лет), выявленных в песчаниках приозерской свиты, до этапа становления Валаамского силла (1.47 млрд лет), уже внедренного в раннерифейские отложения [Купцова и др., 2011].

Южнее о. Соммерс на о. Мощный обнаружены валуны кварцевых галечников и песчаников. Это позволяет предполагать близость их коренного залегания в этом районе. По внешнему виду (красноцветному облику) они отличны от раннерифейских валунных конгломератов о. Гогланд и вероятно могут присутствовать в предполагаемой [Государственная геологическая карта, 2001] ри-

фейской структуре субширотного простирания, показанной на рис. 2 к востоку от о. Соммерс.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ВУЛКАНИТОВ ОСТРОВОВ ГОГЛАНД И СОММЕРС

Кварц-полевошпатовые порфиры о. Гогланд

Порода имеет серовато-розовый цвет и порфировую структуру. Вкрапленники представлены овоидами (“глазками”) кварца, кристаллами калиевого полевого шпата (КПШ), амебовидными выделениями плагиоклаза (анортоклаза) и слюды. Основная раскристаллизованная масса имеет фельзитовую структуру, встречается небольшое количество стекла. Кварц в виде округлых зерен размером 1–3 мм, иногда с заливами и крупными включениями основной массы (рис. 5б–5г). Зерна плагиоклаза, размером 2–5 мм, составляют

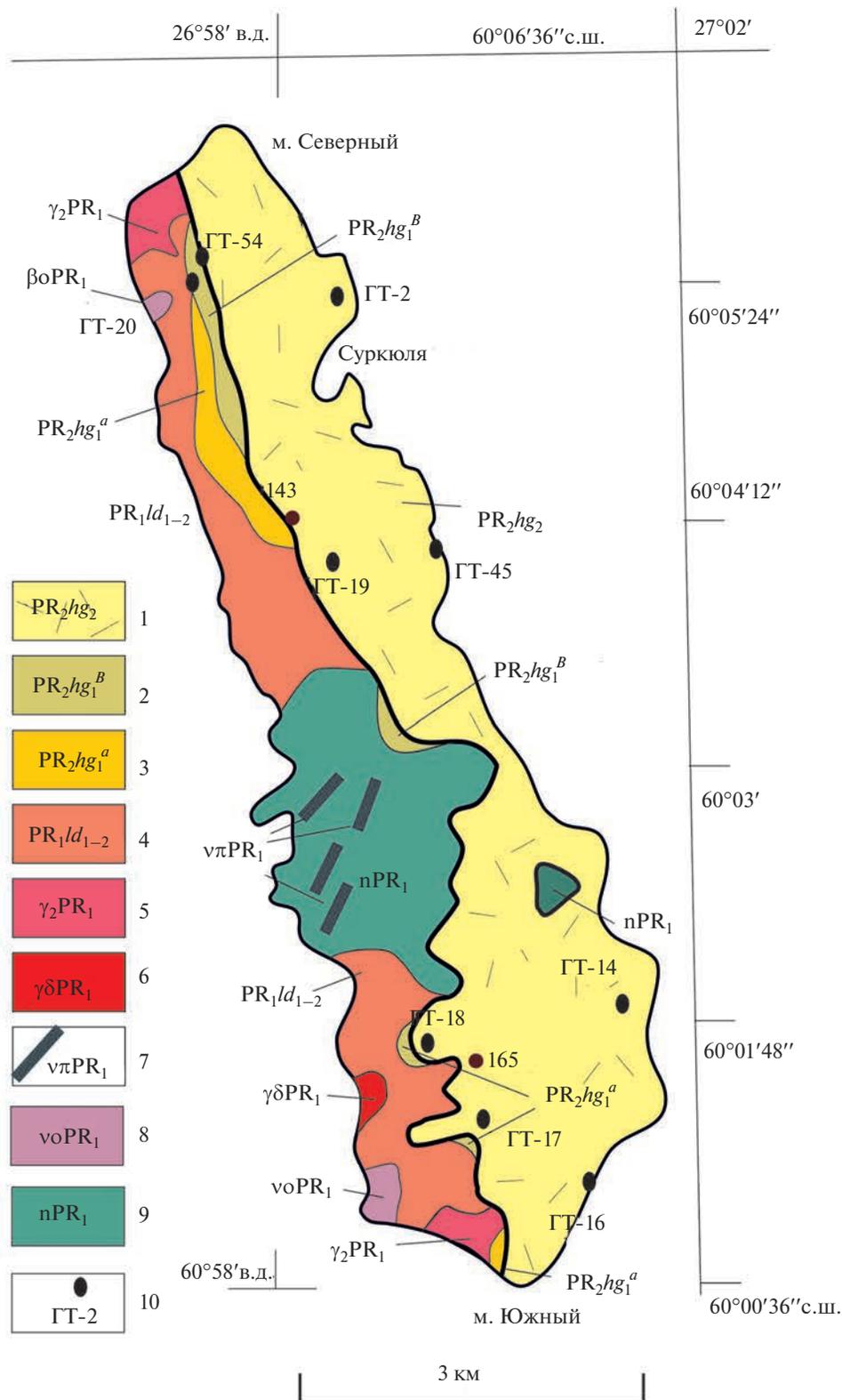


Рис. 3. Геологическая карта о. Гогланд.

1–3 – хогландская серия (ранний рифей): 1 – кварцевые порфиры (PR_2hg_2), 2 – базальты ($PR_2hg_1^B$), 3 – конгломераты ($PR_2hg_1^a$); 4 – ладожская серия (PR_1ld_{1-2}); 5 – граниты (γ_2PR_1); 6 – гранодиориты ($\gamma\delta PR_1$); 7 – дайки основного состава; 8 – ультрамафиты ($voPR_1$); 9 – нориты (nPR_1); 10 – места отбора проб.

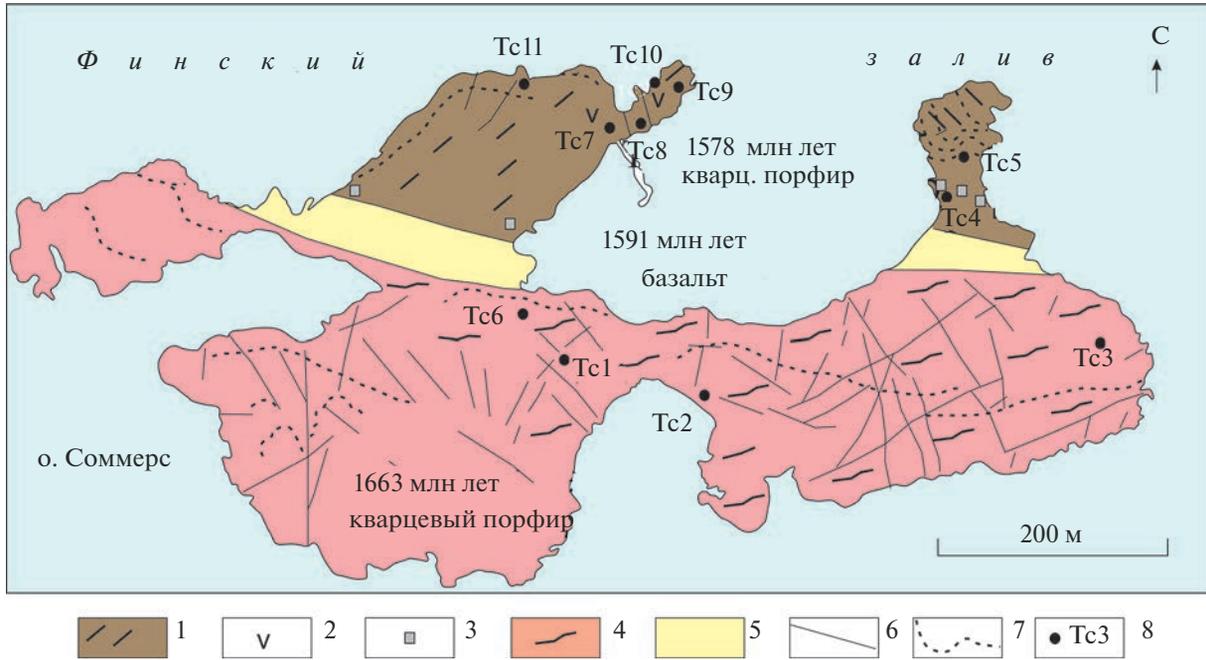


Рис. 4. Геологическая карта о. Соммерс с данными изотопного возраста пород.

1–3 – северная толща (1 – кварцевые порфиры, 2 – базальты, 3 – лавобрекчии); 4 – кварцевые порфиры южной толщи; 5 – четвертичные отложения; 6 – разломы; 7 – предполагаемые границы пластов; 8 – места отбора проб.

10–25%, большей частью они замещены агрегатом соссурита (см. рис. 5б), КПШ образует кристаллы размером 0.5–2.5 мм (см. рис. 5а). Характерным является кокардовая структура, обусловленная наличием тонких оболочек (30–100 мкм) из серицита и микрозернистого кварца вокруг зерен кварца и кристаллов КПШ (см. рис. 5а–5в). Слюда размером 0.2–4 мм присутствует от 0.1 до 5% (см. рис. 5д); она иногда замещается хлоритом. Редко встречаются мелкие (до 1 мм) зерна кислого плагиоклаза с тонкой полисинтетической двойниковой структурой. В основной массе всегда присутствует тонкая магнетитовая пыль, а также крупные выделения рудных минералов (магнетит, ильменит) размером 1–3 мм в количестве менее 2%. Вкрапленники плагиоклаза и кварца часто имеют заливки (cavities) и крупные включения микрокристаллической основной массы (см. рис. 5б–5г). По данным А.М. Беляева [2017]: “Такие заливки, как правило, образуются при растворении вкрапленников под действием неравновесного с ними расплава и обрастают снаружи зональным калиевым полевым шпатом или кварцем. То есть происходила декомпрессия расплава, при которой возможно оплавление интрателлурических вкрапленников кварца и ортоклаза и полевого шпата. Таким образом, кристаллы КПШ и кварца в риолитах могли представлять собой либо интрателлурические вкрапленники, образовавшиеся на глубине до излияния магмы, либо ксенокристы – нерасплавленные минералы исходного

протолита, из которого выплавлялась рапакиви-гранитная магма”. Из этого делается вывод о возможном генетическом родстве риолитов о. Гогланд и комплементарных им первичных гранитов рапакиви.

Андезин-лабрадоровые базальты о. Гогланд

Порода темно-серого цвета со светло-серыми крупными вкрапленниками плагиоклаза андезин-лабрадорового состава (рис. 6). Зерна полевого шпата со спайностью и отчетливыми параллельными двойниками имеют размеры от $2 \times 8.3 \times 10$ до 1.5×14 мм, и составляют до 30–45% объема породы. Они замещены соссуритом на 20–30% (см. рис. 6). Стекло основной массы замещается агрегатом хлорита (до 5%). Присутствует магнетитовая пыль (1%), зерна и хорошо образованные кристаллы-ильменита размером 0.1–0.7 мм в количестве до 3–5%. В основной раскристаллизованной массе присутствуют та же минеральная ассоциация: *Pl, Crx, Chl, Mt, Ilm, TiMt*. Локально встречаются участки породы с содержанием рудного минерала до 7–15%, эту породу следует называть бедной железо-титановой рудой.

Кварц-полевошпатовые порфиры “южной” толщи о. Соммерс

Порфировая темно-серая порода с розовыми вкрапленниками КПШ величиной от 1 до 5 мм в

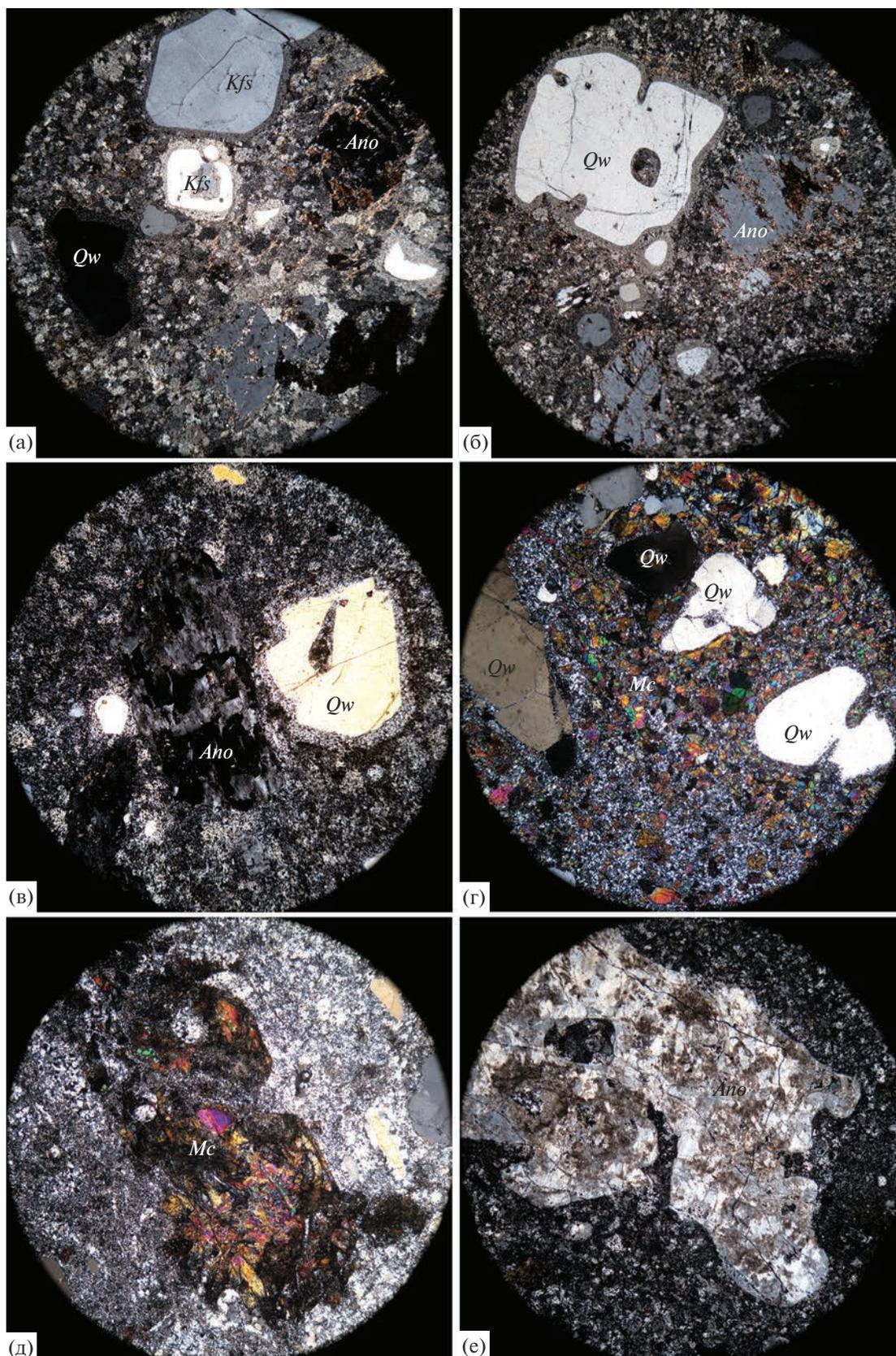


Рис. 5. Микрофотографии шлифов кварцевых порфиров о. Гогланд. а, б – шлиф Гт-17; в – Гт-19; г, д – Гт-45; е – Гт-54/1. Увеличение 5, николи скрещены. *Ano* – анортоклаз, *Kfs* – КПШ, *Mc* – слюда, *Qw* – кварц. Диаметр поля зрения шлифа – 4 мм.

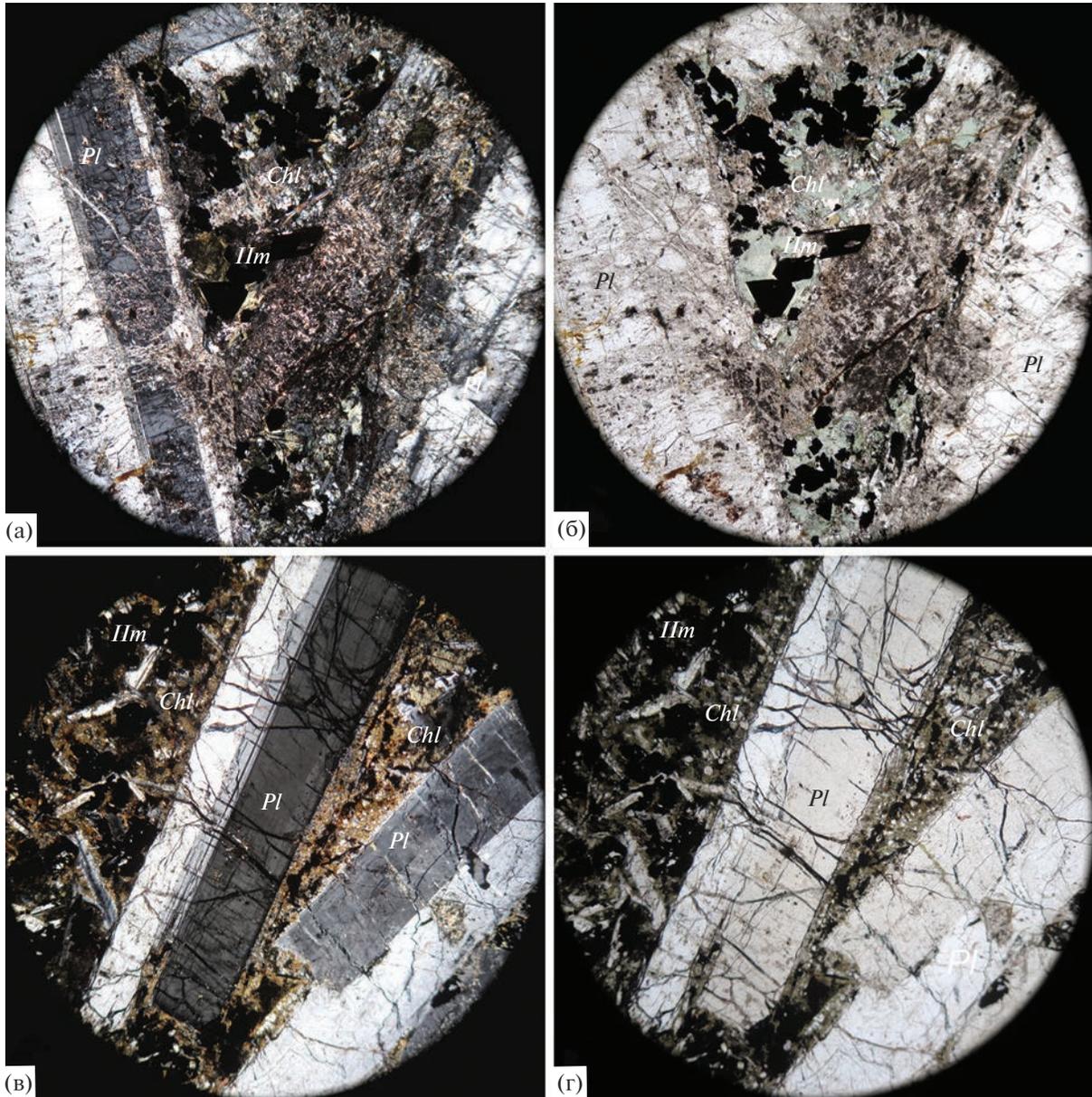


Рис. 6. Микрофотографии шлифов базальтов о. Гогланд. а, б – шлиф Гт-54-2 один вид (а – \perp , б – II); в, г – шлиф Гт-54-3 один вид (в – \perp , г – II). *Pl* – плагиоклаз, *Chl* – хлорит, *Ilm* – ильменит. Диаметр поля зрения шлифа – 4 мм.

полированных препаратах и до 20 мм в обнажениях. Преобладают вкрапленники КПШ, овальной и неправильной формы, а также встречаются единичные прямоугольные в сечении кристаллы и двойники, которые равномерно распределены в породе. Кроме КПШ, в породе присутствуют также вкрапленники плагиоклаза овальной формы, интенсивно замещенные агрегатом соссурита и мелкозернистой массой серо-бурого цвета. Кварц слагает округлые зерна размером до 3 мм. Его количество не превышает 10%. Встречаются агрегаты мусковита и альбита неправильной формы. По спайности мусковита развиваются ламели биоти-

та, которые в свою очередь замещаются хлоритом (рис. 7).

Основная масса, темная в скрещенных николях и прозрачная в параллельных николях, полностью раскристаллизованная и имеет мелкозернистое строение. Она сложена КПШ, плагиоклазом, кварцем, мусковитом, альбитом и черными пылевидными зернами рудного минерала. Рудные минералы часто образуют каемки вокруг вкрапленников.

С помощью электронного микроскопа с энергодисперсионной приставкой диагностированы

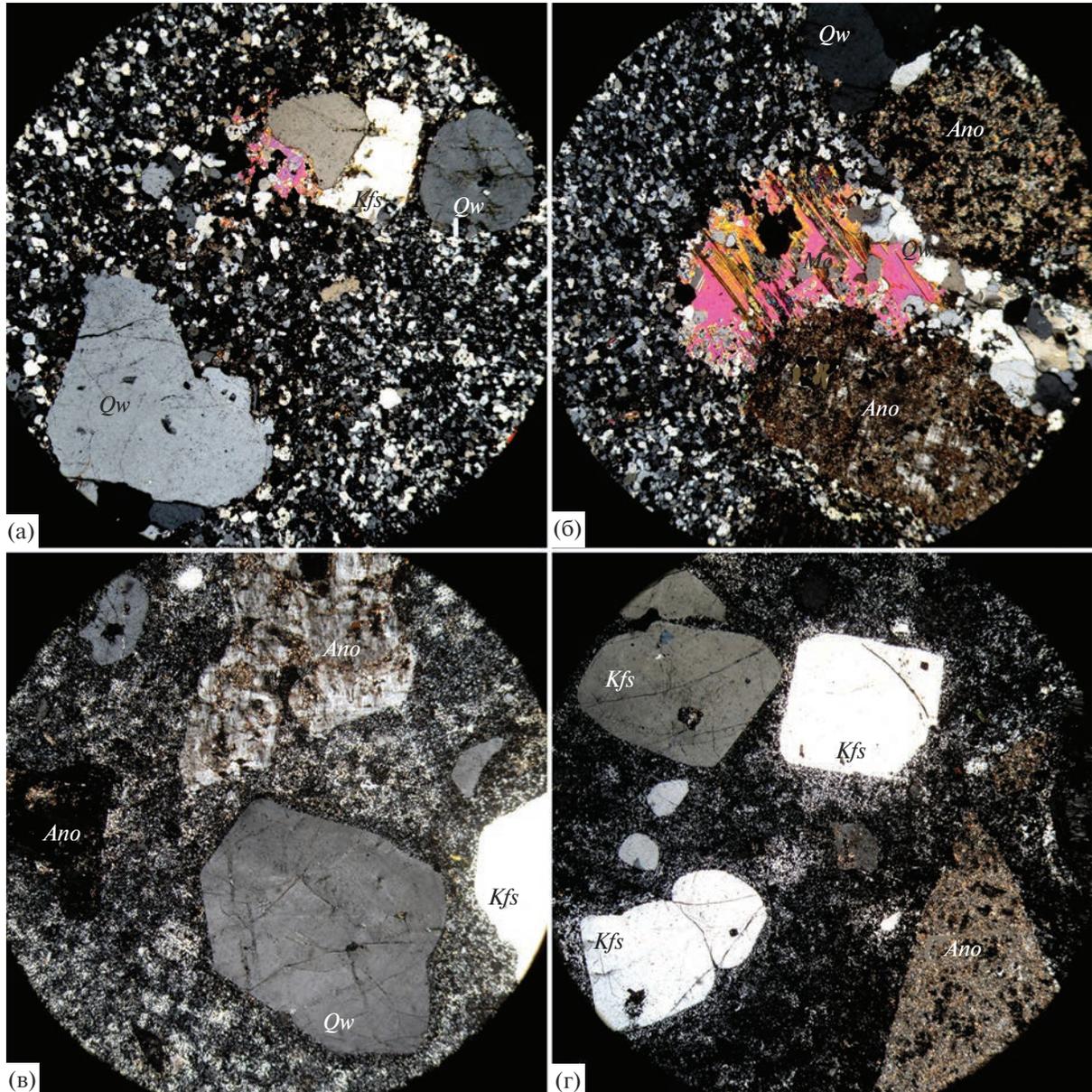


Рис. 7. Микрофотографии шлифов кварцевого порфира: Тс-1 (а, б), Тс-6 (в, г), увеличение $\times 5$, николи ?. Вкрапленники КПШ (Kfs), кварца (Qw), мусковита (Ms) с ламелями биотита, альбита, сосюритизированного анортоклаза (Ano), в основной массе кварц и черные рудные минералы: Mn-ильменит, Ti-магнетит, магнетит. Диаметр поля зрения шлифа – 4 мм.

порфировые вкрапленники: КПШ, плагиоклаза (анортоклаза), кварца, альбита и мелкие выделения (размером 10–100 мкм) аксессуарных минералов (14 видов) и определен их состав: Mn-ильменит, магнетит, титаномагнетит, Cr-Nb-рутил, циркон, галенит, шеелит, флюорит, альмандин, хлорит-шамозит, эпидот, пироксеноид, фтор-карбонат РЗЭ – бастнезит, ортит (алланит). Плагиоклаз содержит 2.6–4.4 мас. % Na_2O , КПШ – 0.8–0.9 мас. % BaO , что характерно для ранних гранитов Выборгского массива [Беляев, 2017]. Набор крупных вкрапленников плагиоклаза

(анортоклаза), кварца, КПШ, мусковита отражает временную последовательность их выделения и может свидетельствовать о медленной кристаллизации кислой риолитовой лавы.

*Кварц-полевошпатовые порфиры
“северной” толщи о. Соммерс*

Темно-серая порода с розовыми вкрапленниками КПШ размером от 1 до 6 мм. Вкрапленники КПШ представлены зернами овальной и неправильной формы, а также редкими кристаллами с

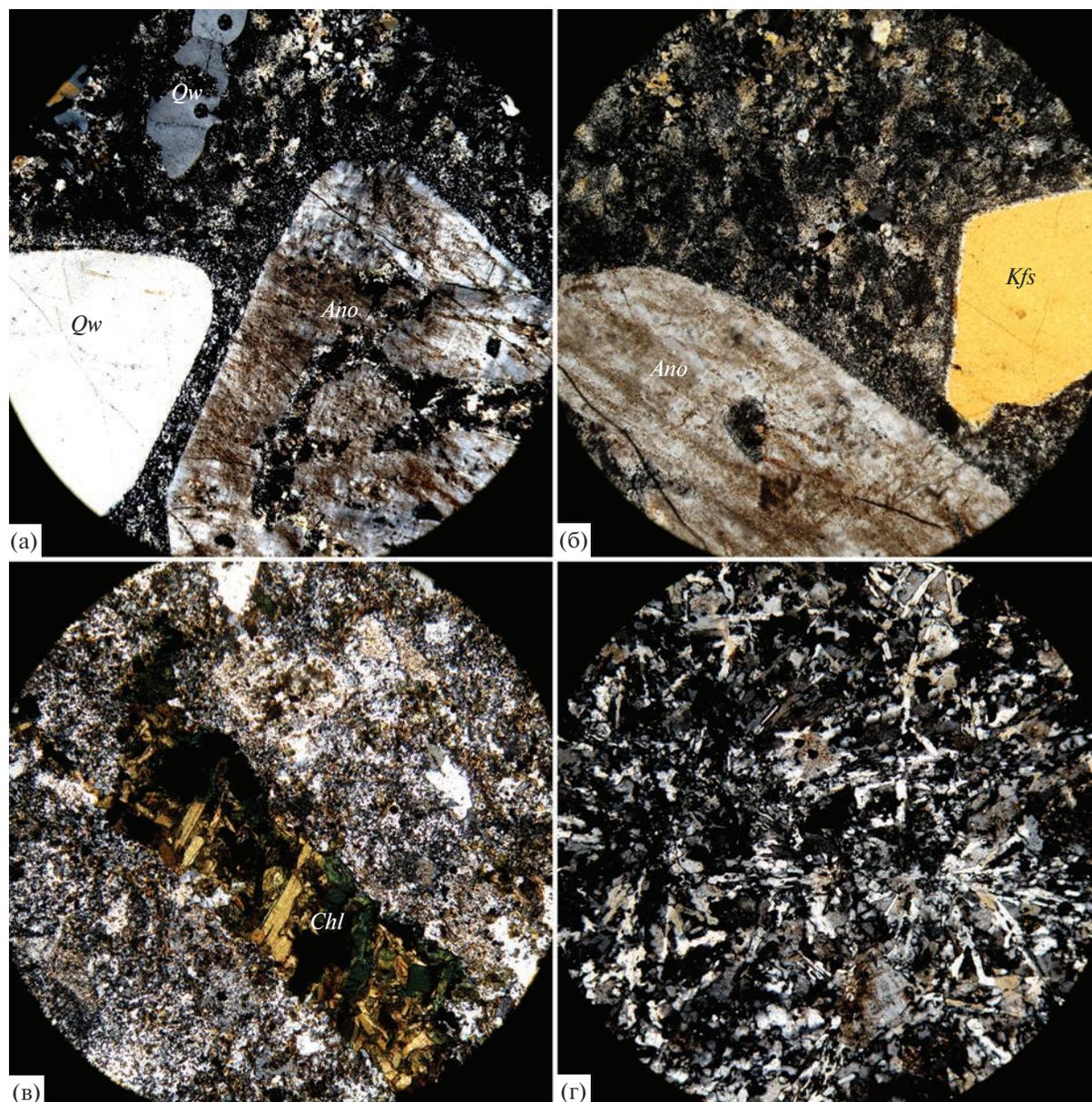


Рис. 8. Микрофотографии шлифов кварцевого порфира (проба Тс-9).

а, б – вкрапленники анортоклаза, кварца и КПШ, в – замещение биотита хлоритом, г – ветвящиеся кристаллики альбита в основной массе. Поле шлифа – 4 мм.

гранями, равномерно распределенными в породе (рис. 8а). Кроме КПШ, присутствуют лейсты плагиоклаза (см. рис. 8а, 8б) замещенные агрегатом сосюрита и мелкозернистой бурой массой. Кварц наблюдается в виде относительно крупных (до 3 мм) зерен овальной формы. Биотит замещен агрегатом хлорита-шамозита (см. рис. 8в). Основная мелкозернистая масса, темная в скрещенных николях и прозрачная в параллельных николях, полностью раскристаллизована (см. рис. 8в, 8г), она представлена удлинёнными скелетными кристаллами альбита, зернами кварца, КПШ, биотита, мусковита и пылевидными выделениями маг-

нетита, рутила и титаномагнетита), а также более крупными (1–5 мм) зернами ильменита. Рудная сыпь часто образует тонкие каемки вокруг вкрапленников.

*Трахибазальты и андезибазальты
“северной” толщи о. Соммерс*

В трахибазальте (проба Тс-8) плагиоклаз преимущественно наблюдается в виде – двойников и сростков кристаллов удлинённой формы, реже встречаются кристаллы с четкой кристаллографической формой (рис. 9). Присутствуют также

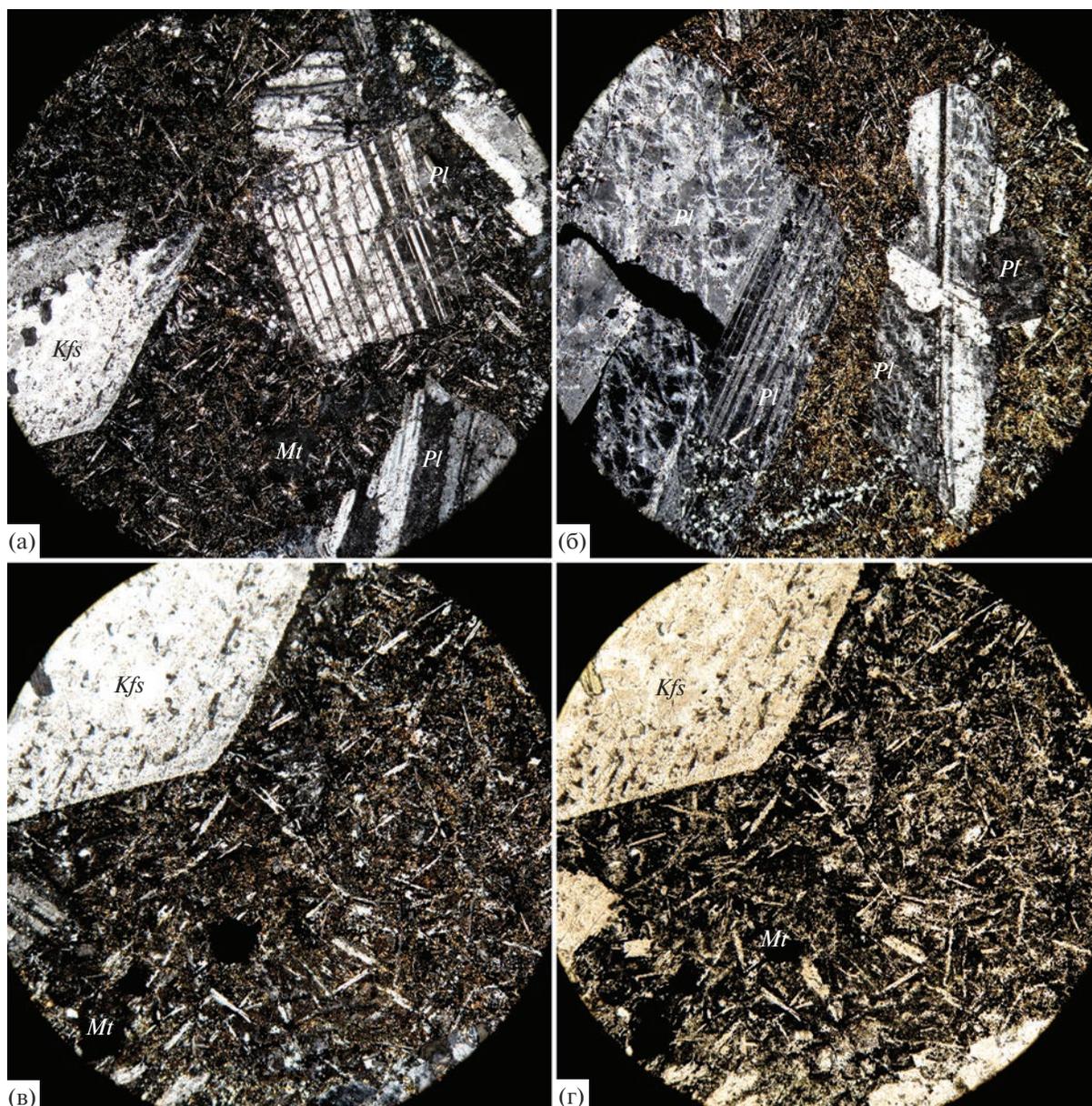


Рис. 9. Микрофотографии шлифов трахибазальта ТС-8, увеличение $\times 5$ (а, б, в – в \perp николях, г – \parallel), двойники вкрапленников плагиоклаза андезин-лабрадорного состава (Pl), КПШ (Kfs) и мелкие игольчатые кристаллы плагиоклаза, желто-бурого хлорита-шамозита, магнетита (Mt) и кварца в основной массе.

крупные вкрапленники сосюритизированного КПШ. Основная мелкозернистая раскристаллизованная масса, темная в скрещенных и в параллельных николях сложена мелкими лейстами плагиоклаза-лабрадора, зернами КПШ, селадонита, кварца, равномерно распределенными в породе, а также редкими мелкими зернами рудного минерала (магнетита) величиной до 0.5 мм, и агрегатами хлорита зеленого и желто-бурого цвета. В трахибазальте диагностированы 7 минеральных видов: КПШ, плагиоклаз, селадонит, кварц, титанит, магнетит и хлорит-шамозит. Плагиоклаз по данным 22 микроанализов пре-

имущественно представлен андезином (№ 40–49, $n = 15$), а также лабрадором (№ 51–64, $n = 5$); единичные анализы отвечают олигоклазу (№ 29) и битовниту (№ 89). Присутствие в породе КПШ и селадонита – калиевых щелочных минералов подтверждает ее название – трахибазальт.

Андезибазальты (пробы Тс-7, Тс-10) – это порфировая темно-серая порода с крупными, светлосерыми вкрапленниками плагиоклаза размером от 1 до 10 мм. Плагиоклаз имеет свежий облик, он представлен двойниками и сростками зерен удлиненной формы, а также редкими кристаллами с

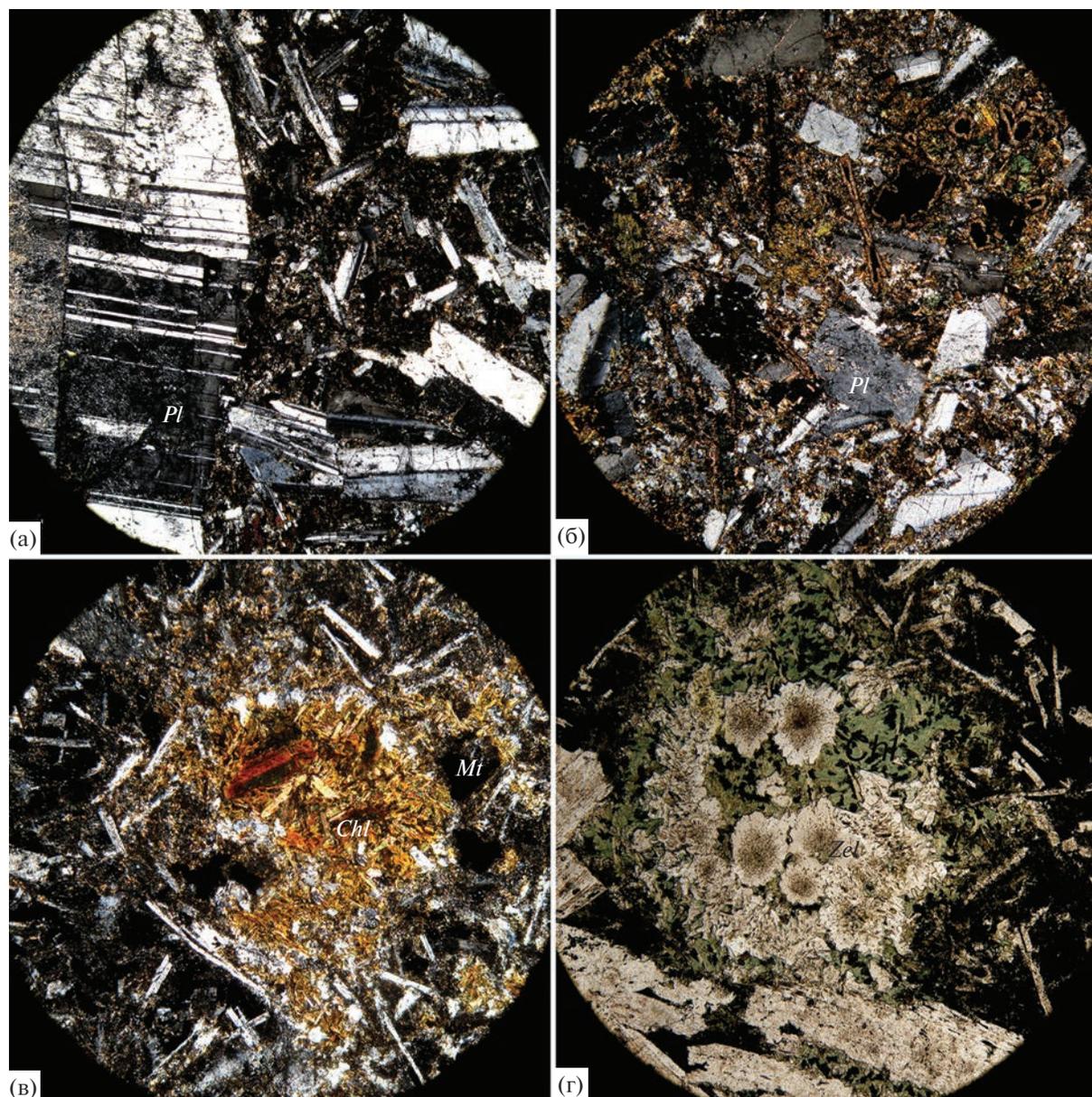


Рис. 10. Микрофотографии шлифа андезитбазальта.

а, б – шлиф Тс-10, увеличение $\times 5$, николи \perp ; в, г – шлиф Тс-7, увеличение $\times 10$, николи \perp и \parallel . Вкрапленники плагиоклаза в породе и основной массе, замещение стекла бурым хлоритом, черного стекла и флогопита желто-бурым хлоритом, пустоты в породе заполнены цеолитом и хлоритом.

четкой огранкой (рис. 10а, 10б). Основная мелкозернистая масса, темная в скрещенных и параллельных николях, частично раскристаллизованная. Она сложена более мелкими лейстами: удлиненными кристаллами плагиоклаза, непрозрачным черным и бурым стеклом, черными рудными минералами, много зеленого и желто-бурого хлорита, который замещает слюду – флогопит (см. рис. 10в). В пустотах размещаются вторичные минералы: белый в виде цветочных бутонов цеолит вместе с зелеными пятнистыми выделениями хлорита (см. рис. 10г). Замещение вкрапленников вторичны-

ми минералами (биотита – хлоритом, анортоклаза – сосюритовой массой) и то, что основная масса насыщена пылевидными выделениями Fe-Ti оксидов – все это свидетельства прошедшего метаморфизма зеленосланцевой фации, а присутствие многочисленных кристаллов флюорита свидетельствует об участии гидротермальных процессов в преобразовании породы.

Таким образом, в пределах о. Соммерс выделяется две толщи, сложенные кварцевыми порфирами, которые различаются, как мы увидим ниже, по петрогеохимическим особенностям. Про-

странственно сближенные с ними андезибазальты и трахибазальты подчеркивают характерное совместное нахождение основных и кислых пород, что является типичным для гранит-рапакиви-анортозитовой формации [Ларин, 2011].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ

Содержания петрогенных окислов, редких и редкоземельных элементов в вулканитах островов Готланд и Соммерс представлены в табл. 1 и 2. Большая часть фигуративных точек анализов кварцевых порфиров в координатах $\text{SiO}_2 - \Sigma(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ на диаграмме TAS располагается в полях риолитов и риодацитов. Пять анализов отвечают базальту и андезибазальту, и один дациту (проба Тс-11). Необходимо отметить, что дацит о. Соммерс представляет собою редкое явление для изученной ассоциации.

Кварцевые порфиры о. Готланд и о. Соммерс весьма близки по содержаниям петрогенных окислов, включая щелочи, и концентрации Ва, Rb, Sr (см. табл. 1, 2). И в тоже время они близки к овоидным амфибол-биотитовым гранитам рапакиви Выборгского массива. Часть пород на о. Готланд подверглась кислотному выщелачиванию (окварцеванию), что привело к резкому истощению щелочами (пробы Гт-16/1, Гт-16/3, Гт-45/1, Гт-45/2). Среди кварцевых порфиров выделяются пробы Тс-5 и Тс-9. Первая имеет более низкие содержания $\text{SiO}_2 < 70$, а вторая – самые низкие содержания Ва и высокие U и Th соответственно 10 и 41 г/т. Обе эти пробы взяты из северной толщи о. Соммерс. Обращает на себя внимание также низкие содержания Sr в кварцевых порфирах, что характерно и для гранитов рапакиви. При этом для Выборгского и Салминского массивов установлено закономерное уменьшение содержания Sr (от 200 до 10 г/т) и Ва (от 1500 до 100 г/т), и увеличение Rb (от 200 до 900 г/т) от ранних фаз к поздним. Все образцы кварцевых порфиров имеют близкие содержания Sr и Rb, равные с концентрациями гранитов начальной стадии формирования этих массивов, что указывает на однородный и не дифференцированный источник этих магматитов.

По данным отношений индикаторных элементов: Ce/U (68–111), Nb/U (11–13), Rb/Sr (0.13–0.16) Th/Ta (4.2–4.6), La/Yb (12), Th/Yb (1), Nb/Yb (42) все исследованные мафитовые породы не являются океаническими или островодужными базальтами, а из-за низких отношениях Ti/Y (300–315) и высоких Zr/Y (8) они могут быть отнесены к типичным внутриплитным базальтам.

Цемент лавобрекчии (проба Тс-4) представляет собою мелкозернистый кварцит, его состав отвечает окварцованному порфиру, с высокими со-

держаниями SiO_2 . Этот цемент лавобрекчии возможно является осадочной породой, благодаря этому можно утверждать, что кварцевые порфиры образовывались на поверхности и составляли часть осадочно-вулканогенного разреза троговой структуры, протягивающейся от о. Соммерс на восток (см. рис. 2).

На петро- и геохимических диаграммах (рис. 11а–11г) кварцевые порфиры располагаются в поле гранитов А-типа и проявляют значительное сходство с гранитами рапакиви Выборгского и Салминского массивов.

На дискриминационных тектономагматических диаграммах Пирса фигуративные точки составов кварцевых порфиров расположены в поле внутриплитных гранитов и находятся в пределах контура, ограничивающего распространение анорогенных гранитов рапакиви Выборгского массива (см. рис. 11). При этом, кварцевые порфиры “южной” толщи о. Соммерс занимают более компактное поле, чем северной толщи. В южной части острова развита монотонная толща кварцевых порфиров (риолитов). В северной части острова кварцевые порфиры по составу являются риодацитами.

Кварцевые порфиры обоих островов характеризуются однотипным характером спектров REE, нормированных к хондриту, со значительным превышением LREE над HREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 10–11$) и четко выраженной отрицательной Eu аномалией (рис. 12а, д). В одной пробе кварцевых порфиров Тс-5 и дацита Тс-11, отобранных из “северной” толщи установлен редуцированный характер отрицательной Eu аномалии. В брекчии и лавобрекчии кварцевых порфиров заметно снижается содержание LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 3–5$), и отрицательная Eu аномалия имеет слабо выраженный характер. Выше рассмотренные особенности спектров REE обусловлены, прежде всего, различным содержанием минеральной фазы – плагиоклаза, для которого характерным является значительное превышение LREE над HREE и различной степенью фракционирования его. Судя по отсутствию Ce-аномалии породы не претерпели метасоматических преобразований. В процессе окварцевания кварцевых порфиров также не было привноса дополнительных агентов, кроме SiO_2 . Для вулканитов основного состава обоих островов установлены близкие, нормированные спектры REE, а именно умеренное превышение LREE над HREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 8$) и отсутствие отрицательной Eu аномалии. Сравнительный анализ нормированных спектров вулканитов и гранитов рапакиви позволяет сделать вывод, что наиболее близкими к последним являются именно кварцевые порфиры.

Принципиальная близость составов кварцевых порфиров и гранитов рапакиви свидетельствует о едином магматическом источнике и их

Таблица 1. Содержание петрогенных окислов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) кварцевых порфиров о. Гогланд и ассоциируемых с ними силицитов и базальтов

| Компонент | Образец | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|-------|---------|---------|---------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|---------|
| | Гт-2/1 | Гт-14 | Гт-16/1 | Гт-16/3 | Гт-16/4 | Гт-17 | Гт-18 | Гт-19 | Гт-45/1 | Гт-45/2 | Гт-54/2 | Гт-54/3 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| SiO ₂ | 72.7 | 73.3 | 87.96 | 79.68 | 71.41 | 74.1 | 73.1 | 70.1 | 72.2 | 79.3 | 49.9 | 47.9 |
| TiO ₂ | 0.30 | 0.30 | 0.03 | 0.25 | 0.30 | 0.28 | 0.28 | 0.45 | 0.25 | 0.31 | 2.50 | 2.81 |
| Al ₂ O ₃ | 12.15 | 12.2 | 6.39 | 10.57 | 12.78 | 11.6 | 12.1 | 13.3 | 9.33 | 9.58 | 17.1 | 15.0 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.96 | 1.68 | 0.95 | 2.25 | 2.86 | 1.50 | 1.37 | 3.12 | 5.38 | 0.70 | 7.30 | 12.4 |
| FeO | 0.69 | 1.82 | 0.43 | 1.76 | 1.45 | 2.11 | 2.26 | 1.35 | 0.96 | 2.54 | 3.78 | 3.26 |
| MnO | 0.05 | 0.05 | 0.01 | 0.04 | 0.04 | 0.07 | 0.06 | 0.07 | 0.26 | 0.07 | 0.15 | 0.14 |
| MgO | 0.20 | 0.19 | 0.87 | 0.32 | 0.48 | 0.42 | 0.18 | 0.52 | 0.38 | 0.44 | 2.88 | 4.84 |
| CaO | 1.11 | 1.34 | 0.29 | 0.19 | 0.69 | 1.11 | 1.37 | 2.96 | 10.7 | 1.52 | 6.94 | 7.58 |
| Na ₂ O | 1.11 | 1.06 | 0.07 | 0.10 | 2.60 | 0.21 | 2.02 | 0.53 | 0.14 | 3.85 | 3.92 | 1.65 |
| K ₂ O | 6.64 | 6.15 | 1.27 | 3.04 | 5.64 | 6.36 | 5.74 | 5.27 | 0.04 | 0.22 | 2.69 | 2.51 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.11 | 0.01 | 0.01 | 0.64 | 0.68 |
| П.п.п | 0.64 | 1.36 | 1.54 | 1.39 | 1.26 | 1.50 | 0.95 | 1.78 | <0.1 | 0.98 | 1.56 | 0.66 |
| Сумма | 99.60 | 99.45 | 99.83 | 99.60 | 99.54 | 99.38 | 99.44 | 99.56 | 99.65 | 99.47 | 99.31 | 99.4 |
| Li | 12.6 | 23 | 10.2 | 60 | 14.7 | 28 | 11.2 | 24 | 2.9 | 21 | 32 | 34 |
| Be | 3.7 | 3.2 | 1.83 | 2.6 | 4.1 | 2.8 | 3.8 | 2.7 | 2.10 | 4.10 | 2.1 | 2.4 |
| Sc | 8.8 | 7.6 | 2.9 | 7.0 | 8.4 | 7.0 | 7.3 | 9.9 | 10.0 | 7.4 | 24 | 30 |
| V | 1.94 | <2 | <2 | 0.7 | 2.4 | <2 | <2 | 6.9 | 0.96 | 1.46 | 97 | 203 |
| Cr | 58 | 9.55 | 13 | 32 | 30 | 26 | 22 | 11.6 | 30 | 26 | 22 | 53 |
| Co | 1.23 | 0.91 | 0.73 | 1.15 | 1.83 | 1.27 | 1.25 | 2.3 | 0.65 | 0.98 | 30 | 38 |
| Ni | 4.5 | 8.0 | 7.3 | 1.78 | 11.7 | 24 | 13.5 | 4.7 | 6.5 | 5.4 | 17.3 | 30 |
| Cu | 24 | 4.0 | 9.1 | 8.5 | 17 | 8.9 | 11.5 | 11.4 | <3 | 8.1 | 8.7 | 17.9 |
| Ga | 25 | 22 | 7.0 | 20 | 23 | 21 | 23 | 21 | 25 | 19.9 | 23 | 25 |
| Rb | 259 | 240 | 41 | 169 | 255 | 292 | 233 | 220 | 2.0 | 140 | 100 | 49 |
| Sr | 122 | 155 | 12.5 | 11.6 | 145 | 188 | 193 | 177 | 273 | 98 | 430 | 471 |
| Y | 77 | 71 | 36 | 69 | 68 | 64 | 70 | 51 | 36 | 47 | 37 | 41 |
| Zr | 625 | 528 | 212 | 593 | 630 | 590 | 618 | 681 | 435 | 451 | 288 | 285 |
| Nb | 35 | 30 | 8.6 | 29 | 35 | 29 | 30 | 27 | 13.9 | 26 | 22 | 22 |
| Mo | 7.0 | 3.5 | 0.71 | 3.5 | 2.4 | 3.2 | 3.1 | 1.07 | 2.4 | 2.2 | 1.42 | 1.97 |
| Sn | 3.6 | 3.4 | 0.98 | 3.1 | 3.8 | 3.2 | 3.3 | 2.3 | 6.1 | 2.0 | 1.84 | 1.69 |
| Sb | 1.04 | 0.98 | 1.91 | 1.09 | 0.75 | 1.23 | 0.37 | 5.5 | 8.5 | 3.8 | 6.7 | 3.0 |
| Cs | 4.3 | 7.9 | 2.6 | 14.2 | 4.8 | 6.0 | 3.1 | 7.1 | 0.13 | 4.2 | 2.8 | 5.0 |
| Ba | 1485 | 1756 | 630 | 610 | 1572 | 1895 | 1584 | 1239 | 22 | 1043 | 1360 | 659 |
| La | 134 | 125 | 78 | 97 | 112 | 102 | 120 | 100 | 78 | 58 | 32 | 36 |
| Ce | 266 | 259 | 137 | 181 | 229 | 209 | 245 | 188 | 152 | 173 | 73 | 79 |
| Pr | 32 | 31 | 20 | 24 | 27 | 25 | 29 | 21 | 18.8 | 14.5 | 9.6 | 10.4 |
| Nd | 118 | 102 | 72 | 87 | 98 | 84 | 96 | 73 | 69 | 55 | 41 | 43 |
| Sm | 22 | 21 | 13.4 | 16.8 | 18.7 | 16.6 | 19.6 | 13.9 | 11.9 | 10.3 | 8.9 | 9.2 |
| Eu | 3.0 | 2.5 | 1.13 | 2.1 | 2.6 | 2.1 | 2.4 | 2.8 | 2.1 | 2.5 | 2.9 | 2.8 |
| Gd | 17.4 | 17.2 | 9.6 | 14.9 | 16.8 | 13.6 | 16.1 | 13.8 | 9.9 | 9.3 | 8.5 | 9.1 |
| Tb | 2.3 | 2.5 | 1.38 | 2.2 | 2.3 | 2.1 | 2.4 | 1.67 | 1.38 | 1.46 | 1.27 | 1.38 |
| Dy | 16.0 | 14.8 | 8.0 | 13.7 | 13.8 | 12.9 | 14.2 | 10.2 | 7.6 | 9.0 | 7.5 | 8.0 |

Таблица 1. Окончание

| Компонент | Образец | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|---------|-------|---------|---------|---------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|---------|
| | ГТ-2/1 | ГТ-14 | ГТ-16/1 | ГТ-16/3 | ГТ-16/4 | ГТ-17 | ГТ-18 | ГТ-19 | ГТ-45/1 | ГТ-45/2 | ГТ-54/2 | ГТ-54/3 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| No | 3.4 | 3.1 | 1.62 | 2.9 | 2.8 | 2.7 | 3.0 | 1.91 | 1.45 | 1.80 | 1.45 | 1.59 |
| Eg | 9.5 | 8.3 | 4.6 | 9.0 | 7.8 | 7.8 | 8.3 | 5.5 | 4.1 | 5.3 | 4.1 | 4.5 |
| Tm | 1.35 | 1.20 | 0.68 | 1.35 | 1.19 | 1.16 | 1.20 | 0.77 | 0.60 | 0.77 | 0.59 | 0.63 |
| Yb | 8.5 | 7.6 | 4.3 | 8.9 | 7.7 | 7.4 | 7.8 | 5.0 | 3.9 | 5.0 | 3.8 | 4.0 |
| Lu | 1.26 | 1.12 | 0.63 | 1.31 | 1.13 | 1.09 | 1.17 | 0.77 | 0.59 | 0.74 | 0.58 | 0.60 |
| Hf | 15.1 | 12.2 | 4.3 | 14.2 | 13.7 | 13.4 | 14.1 | 13.3 | 9.8 | 11.6 | 6.8 | 6.5 |
| W | 1.27 | 1.94 | 0.52 | 2.8 | 1.87 | 1.67 | 1.63 | 2.0 | 0.67 | 1.18 | 1.05 | 0.72 |
| Tl | 0.85 | 1.20 | 0.33 | 0.89 | 1.26 | 2.1 | 1.10 | 0.87 | 0.01 | 0.79 | 0.43 | 0.21 |
| Pb | 37.18 | 44 | 10.4 | 11.2 | 27 | 52 | 41 | 24 | 15.1 | 26 | 8.2 | 9.7 |
| Th | 27 | 27 | 14.4 | 31 | 27 | 25 | 26 | 14.9 | 11.7 | 22 | 4.2 | 4.6 |
| U | 3.9 | 4.6 | 1.40 | 5.6 | 3.9 | 4.3 | 4.5 | 3.8 | 0.82 | 1.51 | 2.4 | 1.69 |
| Ta | 2.2 | 1.96 | 0.67 | 2.0 | 2.2 | 1.93 | 2.1 | 1.42 | — | — | — | — |
| K ₂ O/Na ₂ O | 6 | 5.8 | 18 | 30 | 2.2 | 30 | 2.8 | 9.9 | 0.3 | 0.05 | 0.69 | 1.5 |
| (La/Yb) _n | 10.4 | 10.9 | 11.9 | 7.35 | 9.7 | 9.1 | 10.4 | 13 | 13 | 7.7 | 5.7 | 6.1 |
| Eu/Eu* | 0.45 | 0.39 | 0.3 | 0.39 | 0.44 | 0.41 | 0.4 | 0.6 | 0.57 | 0.75 | 1 | 0.95 |

Примечание. 1, 2, 4, 5–8 – кварцевые порфиры; 3 – силицит; 9, 10 – лавобрекчии; 11, 12 – порфириты. Анализы выполнены в лаборатории ГИН РАН методами XRF и ICP-MS.

формировании в анорогенной (внутриплитной) геодинамической обстановке. Однако структурный контроль формирования эффузивные пород

должен быть отличным от гранитов рапакиви. Этот вопрос мы обсудим в заключительном разделе.

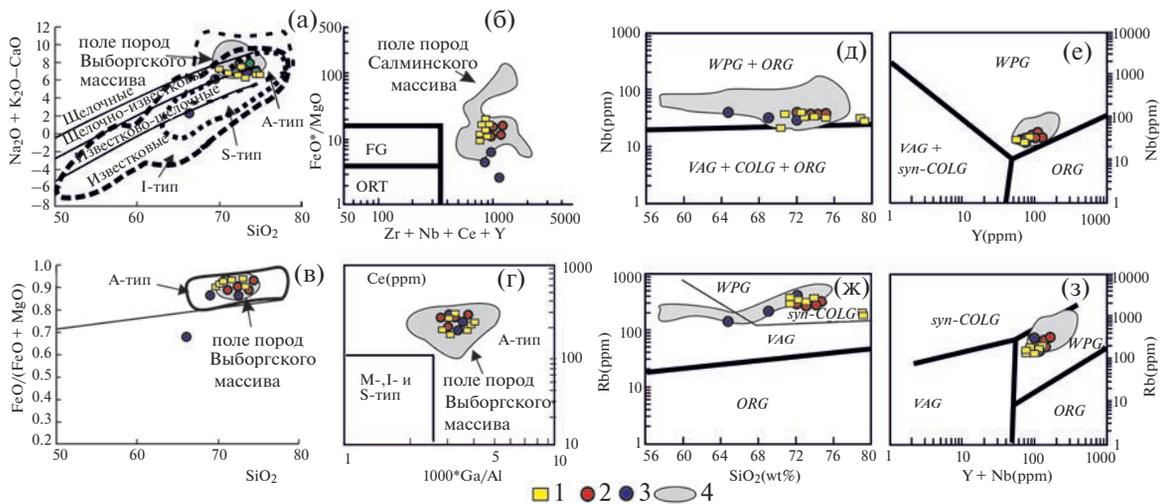


Рис. 11. Диаграммы (а – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$; б – $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$; в – $\Sigma\text{FeO}/(\Sigma\text{FeO} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$, по [Frost et al., 2001]; г – $\text{Ce} - \text{Ga}/\text{Al}$, по [Whalen et al., 1987]) для кварцевых порфиров о. Гогланд и о. Соммерс и дискриминационные тектономагматические диаграммы (д – $\text{Nb} - \text{SiO}_2$; е – $\text{Nb} - \text{Y}$; ж – $\text{Rb} - \text{SiO}_2$; з – $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ по [Pearse et al., 1984]).

1 – о. Гогланд; 2, 3 – о. Соммерс (2 – южная толща, 3 – северная толща); 4 – поле гранитов рапакиви юго-восточной Фенноскандинавии, по [Rämö, 1991]. Поля гранитов: ORT – орогенические недифференцированные граниты М-, I- и S-типов; FG – фракционированные орогенические граниты; VAG – граниты островных дуг; Syn-COLG – синколлизийные граниты; WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты океанических хребтов.

Таблица 2. Содержание петрогенных окислов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) кварцевых порфиров о. Соммерс и ассоциируемых с ними базальтов

| Компо- ненты | Образцы | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | Тс-1 | Тс-2 | Тс-3 | Тс-4 | Тс-5 | Тс-6 | Тс-7 | Тс-8 | Тс-9 | Тс-10 | Тс-11 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| SiO ₂ | 75.20 | 71.99 | 73.43 | 81.52 | 68.99 | 74.24 | 55.33 | 50.95 | 72.54 | 54.84 | 64.52 |
| TiO ₂ | 0.25 | 0.29 | 0.27 | 0.76 | 0.54 | 0.27 | 2.47 | 2.62 | 0.36 | 2.27 | 0.61 |
| Al ₂ O ₃ | 11.64 | 12.14 | 12.08 | 5.13 | 13.27 | 11.82 | 12.97 | 15.00 | 12.38 | 13.90 | 15.90 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.24 | 4.97 | 4.28 | 5.83 | 5.76 | 4.24 | 13.75 | 14.49 | 4.18 | 13.02 | 5.58 |
| MnO | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.13 | 0.14 | 0.03 | 0.14 | 0.11 |
| MgO | 0.16 | 0.48 | 0.32 | 1.23 | 0.75 | 0.30 | 3.06 | 2.44 | 0.55 | 2.70 | 3.31 |
| CaO | 1.35 | 1.43 | 0.95 | 3.01 | 2.26 | 1.52 | 5.07 | 7.41 | 0.93 | 7.49 | 2.55 |
| Na ₂ O | 1.30 | 1.95 | 2.19 | 1.06 | 1.92 | 1.19 | 3.34 | 3.14 | 2.26 | 2.25 | 1.87 |
| K ₂ O | 6.14 | 5.94 | 5.77 | 0.68 | 5.80 | 5.83 | 2.41 | 2.20 | 5.41 | 2.04 | 3.54 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.07 | 0.06 | 0.22 | 0.16 | 0.04 | 0.72 | 0.77 | 0.12 | 0.72 | 0.16 |
| П.п.п | 0.65 | 0.70 | 0.61 | 0.51 | 0.49 | 0.50 | 0.74 | 0.83 | 1.24 | 0.64 | 1.86 |
| Сумма | 100.0 | 100.1 | 100.0 | 100.1 | 100.0 | 100.0 | 99.99 | 99.99 | 100.0 | 100.1 | 100.1 |
| Li | 22 | 17.1 | 25 | 16.0 | 51 | 23 | 43 | 59 | 34 | 59 | 66 |
| Be | 4.7 | 4.4 | 4.5 | 0.96 | 4.2 | 3.8 | 2.0 | 3.2 | 6.4 | 2.9 | 3.9 |
| Sc | 7.9 | 9.4 | 8.3 | 8.4 | 10.9 | 8.6 | 26 | 26 | 7.1 | 24 | 11.9 |
| V | 1.58 | 3.4 | 1.28 | 57 | 12.8 | 1.78 | 171 | 165 | 4.6 | 146 | 21 |
| Cr | 72 | 72 | 60 | 120 | 54 | 63 | 27 | 20 | 35 | 28 | 35 |
| Co | 1.49 | 1.75 | 1.41 | 8.8 | 4.1 | 1.26 | 28 | 26 | 2.7 | 25 | 3.6 |
| Ni | <9 | 9.5 | <9 | 16.0 | <9 | <9 | 10.5 | <9 | <9 | 9.6 | <9 |
| Cu | 13.2 | 17.4 | 14.2 | 174 | 9.3 | 9.2 | 8.5 | 11.2 | 11.1 | 5.0 | 6.2 |
| Ga | 24 | 24 | 23 | 10.5 | 25 | 21 | 25 | 28 | 27 | 24 | 30 |
| Rb | 249 | 274 | 250 | 25 | 228 | 260 | 81 | 120 | 321 | 81 | 151 |
| Sr | 173 | 168 | 162 | 182 | 335 | 162 | 642 | 763 | 101 | 562 | 408 |
| Y | 80 | 82 | 84 | 22 | 60 | 85 | 47 | 53 | 76 | 45 | 70 |
| Zr | 586 | 653 | 575 | 493 | 753 | 589 | 375 | 403 | 473 | 365 | 867 |
| Nb | 36 | 37 | 36 | 10.6 | 31 | 36 | 19.0 | 20 | 28 | 19.1 | 38 |
| Mo | 9.0 | 7.1 | 5.5 | 11.6 | 6.3 | 7.9 | 2.4 | 1.69 | 4.7 | 2.8 | 4.2 |
| Sn | 3.8 | 4.2 | 3.8 | 1.60 | 3.1 | 3.9 | 1.93 | 1.99 | 4.5 | 4.7 | 4.3 |
| Sb | 0.27 | 0.39 | 0.46 | 0.88 | 0.50 | 0.28 | 1.28 | 1.18 | 0.16 | 0.29 | 0.26 |
| Cs | 5.5 | 5.5 | 3.8 | 0.62 | 6.1 | 2.9 | 8.3 | 16.1 | 7.5 | 7.4 | 10.7 |
| Ba | 1685 | 1475 | 1476 | 474 | 2280 | 1648 | 1241 | 868 | 644 | 1156 | 910 |
| La | 128 | 128 | 135 | 26 | 96 | 134 | 56 | 59 | 130 | 51 | 119 |
| Ce | 262 | 260 | 247 | 52 | 195 | 269 | 124 | 127 | 246 | 108 | 245 |
| Pr | 31 | 31 | 32 | 6.2 | 23 | 32 | 15.2 | 16.0 | 28 | 13.5 | 29 |
| Nd | 114 | 113 | 116 | 24 | 84 | 116 | 61 | 65 | 98 | 55 | 104 |
| Sm | 20 | 20.0 | 21 | 4.6 | 14.9 | 21 | 12.3 | 12.9 | 17.5 | 10.6 | 17.7 |
| Eu | 2.8 | 2.8 | 2.8 | 0.99 | 3.5 | 2.9 | 3.2 | 3.4 | 1.56 | 2.9 | 3.9 |
| Gd | 17.3 | 17.8 | 17.9 | 4.3 | 12.9 | 17.7 | 11.5 | 13.0 | 14.9 | 10.1 | 15.1 |
| Tb | 2.6 | 2.6 | 2.6 | 0.64 | 1.89 | 2.7 | 1.65 | 1.78 | 2.3 | 1.48 | 2.2 |
| Dy | 14.7 | 15.1 | 15.4 | 3.9 | 11.0 | 15.9 | 9.2 | 10.0 | 13.9 | 8.7 | 12.5 |
| Ho | 3.0 | 3.0 | 3.1 | 0.79 | 2.2 | 3.1 | 1.78 | 2.0 | 2.8 | 1.66 | 2.5 |

Таблица 2. Окончание

| Компоненты | Образцы | | | | | | | | | | |
|----------------------|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|
| | Tc-1 | Tc-2 | Tc-3 | Tc-4 | Tc-5 | Tc-6 | Tc-7 | Tc-8 | Tc-9 | Tc-10 | Tc-11 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| Er | 8.7 | 8.7 | 8.8 | 2.4 | 6.2 | 9.0 | 5.2 | 5.4 | 8.0 | 4.7 | 6.9 |
| Tm | 1.23 | 1.27 | 1.30 | 0.36 | 0.89 | 1.30 | 0.74 | 0.78 | 1.22 | 0.66 | 0.99 |
| Yb | 8.1 | 8.1 | 7.9 | 2.4 | 5.6 | 8.2 | 4.5 | 4.9 | 7.9 | 4.2 | 6.5 |
| Lu | 1.21 | 1.27 | 1.28 | 0.41 | 0.88 | 1.31 | 0.72 | 0.75 | 1.21 | 0.63 | 1.03 |
| Hf | 14.0 | 15.2 | 13.9 | 11.4 | 15.9 | 14.0 | 8.1 | 8.7 | 12.4 | 7.5 | 17.9 |
| W | 1.83 | 1.04 | 1.59 | 0.77 | 1.09 | 1.40 | 1.30 | 2.7 | 2.4 | 1.59 | 0.75 |
| Tl | 1.27 | 1.19 | 1.16 | 0.17 | 1.03 | 1.20 | 0.89 | 1.12 | 1.66 | 0.64 | 0.92 |
| Pb | 42 | 33 | 28 | 14.7 | 31 | 41 | 15.0 | 16.5 | 27 | 11.7 | 17.9 |
| Th | 27 | 27 | 26 | 6.0 | 13.2 | 27 | 4.7 | 5.3 | 41 | 4.3 | 15.7 |
| U | 3.9 | 9.3 | 4.0 | 1.75 | 2.9 | 4.3 | 1.56 | 1.86 | 10.0 | 0.97 | 1.61 |
| Ta | 1.9 | 2.0 | 2.0 | 0.56 | 1.6 | 2.0 | 1.1 | 1.1 | 2.1 | 0.92 | 1.8 |
| (La/Yb) _n | 10.5 | 10.5 | 11 | 7 | 11.7 | 11 | 8.5 | 8.1 | 11 | 8.1 | 120 |
| Eu*/Eu | 0.44 | 0.44 | 0.43 | 0.68 | 0.75 | 0.46 | 0.8 | 0.79 | 0.29 | 0.84 | 0.71 |

Примечание. 1, 2, 3, 5, 6, 9 – кварцевые порфиры; 4 – лавобрекчия; 7, 8, 10 – базальты и андезибазальт; 11 – риодацит. Анализы выполнены в лаборатории ГИН РАН методами XRF и ICP-MS.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ВУЛКАНИТОВ

Определение изотопного возраста вулканитов ранее было выполнено на основе локального U-Pb анализа циркона из вулканитов о. Соммерс методом SIMS-SHRIMP-II [Терехов и др., 2022]. Для циркона из кварцевых порфиров (проба Тс-6) установлен конкордантный возраст 1663 ± 8 млн лет,

что на 30 млн лет древнее, чем для аналогичных пород о. Гогланд. Для циркона из кварц-полевошпатовых порфиров (проба Тс-9) получен дискордантный возраст по 10 аналитическим точкам 1578 ± 5 млн лет, нижнее пересечение соответствует современным потерям Рb. И, наконец, для циркона из кварц-полевошпатовых порфиров (проба Тс-8) был установлен конкордантный воз-

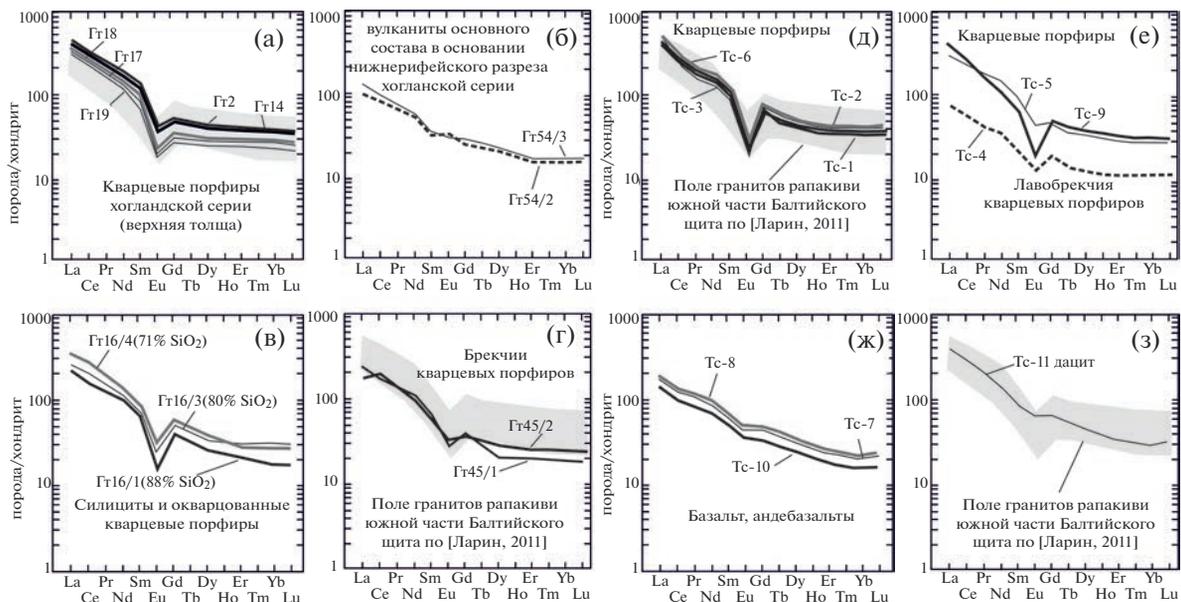


Рис. 12. Нормированные по хондриту [Salters, Stracke, 2004] графики распределения РЗЭ в породах хогландской серии о. Гогланд (а–г) и о. Соммерс: “южной” (д) и “северной” (е, ж, з).

раст 1591 ± 14 млн лет. В этой же пробе были обнаружены зерна циркона ксеногенного типа с возрастом в интервале 1750–2000 млн лет, которые были захвачены, по-видимому, из пород фундамента.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Граниты рапакиви — это граниты А-типа, которые характеризуются наличием в крупных батолитах разновидностей со структурами рапакиви [Ларин, 2011]. Ряд исследователей считают, что они образовались в обстановке континентального растяжения, но конкретные авторские модели формирования плитообразных тел мощностью от первых километров (Салминский массив) до 10 км (Выборгский массив), в которых наблюдается чередование овоидальных и безовоидальных гранитов, остаются весьма дискуссионными. Условия формирования гранитов рапакиви определяются двумя факторами: плавлением обезвоженных пород нижней коры или верхней мантии и условиями континентального рифтогенеза с развитием крутых разломов [Naarala, Ramo, 1992]. Другими исследователями предполагается, что как рифтогенез, так и формирование гранитов рапакиви контролировались глубинной ослабленной зоной, аналогичной “простому сколу” (simple shear по Б. Вернике [Wernicke et al., 1985] или пологим сбросом, когда деформации растяжения концентрируются в одной плоскости срыва, уходящей полого вниз и пересекающей всю кору, иногда вплоть до мантии [Балуев и др., 1997]). Д. Хаттен провел сравнение внутренних структур и внешнего обрамления массивов гранитов рапакиви со структурами в осадочных бассейнах растяжения и продемонстрировал формальное подобие этих структур. При этом формирование термического ореола и тектоническое расслабление, по его мнению, происходило синхронно с перемещением застывающего массива гранитов рапакиви вдоль пластической зоны растяжения [Hutton et al., 1990]. Надо отметить, что модель полого сброса удачно объясняет как пластинообразную форму крупных массивов гранитов рапакиви и парагенетическую связь с рифтовыми прогибами рифейского возраста, так и специфику их состава: наличие овоидальных структур и мафических минералов свидетелей ненормальной кристаллизации — индикаторов шоковой декомпрессии [Eklund, Shebanov, 1999].

Близость островов Гогланд и Соммерс к коренным выходам гранитов рапакиви и к предполагаемому подводному продолжению Выборгского массива позволяет геологическую ситуацию на этих островах рассматривать в ассоциации с этим массивом. Кварцевые порфиры этого региона исследователями традиционно рассматриваются как эффузивные комагматы гранитов рапакиви или как

поздние дайки тех же массивов [Беляев, 2013]. Анализ литературных данных показывает, что одной из возможных первопричин образования гранитоидных расплавов А-типа может быть подъем адвективным путем на высокие внутрикоровые уровни источников аномального тепла, связанных, в свою очередь, с подъемом высоконагретого мантийного материала в зонах растяжения земной коры, что устанавливается, в частности, в рифтовых зонах.

Изученные разности пород и в том числе проба Тс-6 с о. Соммерс по петрогеохимическим параметрам близки аналогичным образованиям о. Гогланд, отличаясь от них только более древним на 30 млн лет возрастом (1662 ± 7.5 млн лет). Время формирования гранитов рапакиви Финского залива укладывается в интервал 1650–1550 млн лет, а более древние возрасты кварцевых порфиров о. Соммерс можно интерпретировать как самые ранние проявления магматической активности в регионе. Граниты рапакиви вообще и массивы южного обрамления Балтийского щита, в частности, имеют мало эффузивных аналогов. Их объемное соотношение друг к другу 1 : 1000. Очевидно, что причина этого явления не только большая вязкость магмы из-за ее кислого состава и наличие ранних вкрапленников плагиоклаза и кварца, но и условия горизонтального сжатия, из-за чего магма не может преодолеть некий барьер. В структурной петрологии показано, что такие интрузивные формы как кольцевые интрузии, трубки взрыва и силлы образовались в обстановке горизонтального сжатия [Елисеев, 1957]. Наиболее распространенными массивами подобной формы являются постскладчатые интрузии, которые встречаются в областях, завершивших активную фазу складчатости от позднего архея до современного этапа. При этом парадоксальным образом выглядят ситуация, когда в региональном плане постскладчатый магматизм приурочен к этапу растяжения или коллапсу складчатых поясов, тогда как собственно магматические тела этого комплекса внедряются в обстановке приповерхностного локального сжатия. Несмотря на их различный возраст, приуроченность к разным геотектоническим регионам, все они характеризуются однотипными геохимическими характеристиками. Так, мафиты характеризуются высокой щелочностью, причем сосуществуют как калиевые, так и натриевые разности с большим диапазоном содержания главных и редких элементов. Они аномально обогащены: K_2O до 10, P_2O_5 до 5 мас. %, Ва до 20000, Sr до 15000, Zr до 1000 г/т, но обеднены Ti, Nb и Ta и в большей степени Sr, Ni и Co. Наиболее характерной особенностью этих пород является их обогащенность легкими REE (La/Yb)_n до 120–170. Причем породы с разным химическим составом, например граниты и мафиты, часто имеют почти одинаковые распределения REE

[Терехов, Балуев, 2012]. Важным условием формирования массивов и даек постскладчатого магматизма являлась обстановка приповерхностного горизонтального сжатия, препятствовавшая свободному выходу расплавов и флюидов, тогда как более глубинные части разреза литосферы испытывали растяжение, тоже самое можно утверждать и про граниты рапакиви. Так, формирование анортозит-рапакиви-гранитной формации связывается с дроблением раннедокембрийской коры при формировании рифейских рифтовых структур. При этом пластовая форма, а иногда и кольцевая форма этих интрузий, указывает на условия приповерхностного сжатия.

За последние 40 лет получен обширный банк изотопных U-Pb данных для Выборгского массива [Vaasjoki, 1996; Rämö et al., 2014 и ссылки в этих работах]. Эти данные предполагают возраст кристаллизации собственно гранитов в диапазоне 1650–1627 млн лет [Rämö et al., 2014]. U-Pb цирконный возраст (ID-TIMS) темного выборгита с о. Ристисаари (1627 ± 3 млн лет) является самым молодым изотопным возрастом, определенным до сих пор для пород Выборгского батолита. Это наиболее близко расположенная точка изотопного опробования по отношению к о. Соммерс. В сочетании с ранее существовавшими данными по U-Pb циркону, предполагается, что по мере роста Выборгского батолита общий очаг магматизма мог смещаться на юг, от 1.65–1.64 млрд лет на севере до 1.627 млрд лет на юге, но возраст даек кварцевых порфиров еще более молодой – 1.619 млн лет [Rämö et al., 2014]. “Молодой” возраст циркона из пробы Тс-9 – 1.578 млрд лет вполне вписывается в эту тенденцию омоложения.

До конца не выяснена взаимосвязь между гранитной и габбро-анортозитовой магмами в Выборгском и других массивах. Преобладает мнение, что основная магма более ранняя и ее термальное воздействие на кислую кору и способствовало формированию гранитного материала. Данные изотопных исследований указывают на более древний возраст габбро-анортозитов Салминского и Выборгского массивов [Ларин, 2011]. Геологические взаимоотношения базальтов и кварцевых порфиров на о. Гогланд также указывают на более древний возраст основных пород по сравнению с кислыми [Беляев, 2013]. Наши данные по пробам Тс-8 – трахибазальты (1591 ± 5 млн лет) и Тс-9 – полевошпат-кварцевые порфиры (риодациты) (1578 ± 14 млн лет) указывают на закономерную смену от основных пород к кислым. Если исходить из того, что эффузивные комагматы первоначально были расположены над будущим массивом, то по мере его роста структура, выполненная этими отложениями будет сдвигаться относительно центра массива, а вблизи нее будут появляться все более и более молодые граниты, что отразилось в появлении гранитов о. Ристисаари, с

возрастом 1627 ± 3 млн лет и порфиров о. Соммерс (проба Тс-9) с возрастом 1578 ± 14 млн лет. Но вероятнее всего, возраст проб Тс-8 и Тс-9 (1590–1578 млн лет) олицетворяет новый цикл магматической активности в районе Выборгского массива, который накладывается на его основной этап 1650–1630 млн лет. При этом пробы пород Тс-1, Тс-2, Тс-3 и Тс-6 относятся к южной более древней (1662 ± 7.5 млн лет) и монотонной толще, которую можно коррелировать с самыми ранними проявлением рифейских событий в регионе. Севернее горизонта лавобрекчий (проба Тс-4) расположен более молодой гетерогенный комплекс с возрастом 1590–1578 млн лет. Вероятно, что именно породы этого возраста слагают субширотный прогиб, протягивающийся от о. Соммерс на восток.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для кварцевых порфиров, слагающих “южную” толщу о. Соммерс, впервые для района Финского залива получены самые древние датировки вулканитов (1662 ± 7.5 млн лет), которые можно относить к низам хогландской серии раннего рифея. В северной части острова развиты разнообразные породы: кварц-полевошпатовые порфиры (риодациты), андезибазальты, трахибазальты, гранодиориты. В целом они сильнее изменены, чем породы южной части острова, и их возраст моложе. При этом трахибазальты (проба Тс-8 – 1590 млн лет) древнее кварц-полевошпатовых порфиров (риодацитов – проба Тс-9 – 1578 млн лет). Подобная смена от более древних основных пород к молодым кислым характерна для всех магматических проявлений анортозит-рапакиви-гранитной формации Финского залива, как, собственно, для интрузий, так и для их вулканических аналогов. “Молодой” возраст пород северной части о. Соммерс требуют дополнительных исследований. Возможно, они олицетворяют наличие в этом районе более молодого массива гранитов рапакиви, чем Выборгского и ближе по возрасту к Салминскому массиву (1550 млн лет). В этом случае рифейская троговая структура, прослеженная на восток от о. Соммерс (см. рис. 2) не является хогландской, а коррелируется с низами разреза Пашского грабена – приозерской свитой.

Возраст кварцевых порфиров, установленный как в трогах, так и в дайках, несколько расходится с датировками по гранитам рапакиви, что может указывать на принципиальные иные структурные обстановки внедрения этих достаточно близких по составу тел. Например – граниты рапакиви формировались в обстановке пологого сброса, а кварцевые порфиры приурочены к вертикальным сдвиговым зонам.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках госзадания НИР ГИН РАН (№ FMMG-2023-0007, ИГЕМ РАН (№ FMMN-2021-0005) и ИГД РАН (№ FMUW-2022-0005) и ИФЗ РАН (№ FMWU-2022-0002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балуев А.С., Глуховский М.З., Моралев В.М.* Тектонические условия формирования массивов анортозит-рапакиви-гранитной формации на Восточно-Европейской и Сибирских платформах // Известия вузов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 3–15.
- Беляев А.М.* Петрология вулканических пород формации рапакиви (о. Гогланд) // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 55. С. 28–36.
- Беляев А.М.* К вопросу о генезисе овоидов К-полевого шпата и порфиридного кварца в гранитах рапакиви и родственных породах // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2017. Т. 62. Вып. 1. С. 3–19.
- Богданов Ю.Б., Левченко О.И., Комаров А.Н. и др.* О новом типе разреза нижнего рифея на Балтийском щите // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 76–78.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2000) Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист Р-(35) 36-37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 322 с.
- Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.
- Коньшев А.А., Аносова М.О., Русак А.А. и др.* Дайки кварцевых порфиров и их место в становлении Салминского батолита (Южная Карелия) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 23–28.
- Купцова А.В., Худoley А.К., Дэвис В. и др.* Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 3–19.
- Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Левковский Р.З.* Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.
- Левченко О.А., Богданов Ю.Б., Комаров А.Н. и др.* Изотопный возраст кварцевых порфиров Хогландской серии // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 4. С. 511–516.
- Обзор современных методов изотопной геохронологии // Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. <http://www.vsegei.ru/ru/info/geo-chron-atlas>
- Свириденко Л.П.* Граниты рапакиви Фенноскандинавского щита (на примере Карелии) // Тр. Карельского научного центра РАН. 2014. № 1. С. 17–27.
- Терехов Е.Н., Балуев А.С.* Посткладчатый магматизм (1.85–1.7 млрд лет) восточной части Балтийского щита: корреляция структурного положения его проявлений с эволюцией вмещающих комплексов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 26–43.
- Терехов Е.Н., Скублов С.Г., Макеев А.Б. и др.* Новые данные о раннерифейском возрасте (U-Pb, SHRIMP-II) кислых и основных эффузивов Финского залива (о. Соммерс, Россия) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 22–31.
- Eklund O., Shebanov A.D.* The origin of the rapakivi textures by subsisothermal decompression // Precambrian Res. 1999. V. 95. P. 129–146.
- Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al.* A geochemical classification of granitic rock suites // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2003–2048.
- Haapala I., Rämö O.T.* Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland // Ceol. Society of America Special Paper. 1990. V. 246. P. 275–286.
- Heinonen A, Rämö O.T., Mänttari I. et al.* Zircon as a Proxy for the Magmatic Evolution of Proterozoic Ferroan Granites; the Wiborg Rapakivi Granite Batholith // SE Finland Journal of Petrology. 2017. V. 58. № 12. P. 2493–2517.
- Hutton D.H.W., Dempster T.J., Brown P.E. et al.* A new mechanism of granite emplacement: rapakivi intrusions in active extensional shear zones // Nature. 1990. V. 343. P. 452–461.
- Laitakari I., Rämö O.T., Suominen V. et al.* Subjotnian: Rapakivi granites and related rocks in the surroundings of the Gulf of Finland // Geological Survey of Finland. 1996. Special Paper. P. 59–97.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace Element Distribution Diagramm for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Pt. 4. P. 956–983.
- Precambrian basement of the Gulf of Finland and Surrounding area, 1 : 1 mill / Ed. T. Koistinen // Geological Survey of Finland, Espoo. 1994.
- Pokki J., Kohonen J., Rämö O.T. et al.* The Suursaari conglomerate (SE Fennoscandian shield; Russia) – Indication of cratonic conditions and rapid reworking of quartz arenitic cover at the outset of the emplacement of the rapakivi granites at ca. 1.65 Ga // Precambrian Research. 2013. V. 233. P. 132–143.
- Rämö O.T., Mänttari I., Huhma H. et al.* 1635 Ma Bimodal volcanism associated with the Wiborg rapakivi batholith (Suursaari, Gulf of Finland, Russia) / Eds J.A. Miller, A.F.M. Kisters // 6th International Hutton Symposium Abstract Volume & Program Guide. Stellenbosch: Stellenbosch University, 2007. P. 174–175.
- Rämö O.T., Turkki V., Mänttari I. et al.* Age and isotopic fingerprints of some plutonic rocks in the Wiborg rapakivi granite batholith with special reference to the dark wiborgite of the Ristisaari Island // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2014. V. 86. P. 71–91.
- Salter U.J.M., Stracke A.* Composition of the depleted mantle // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. Electron // J. Earth Sci. 2004. V. 5. P. 1–27. <https://doi.org/10.1029/2003gc000597>
- Suominen V.* The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabbases // Geological Survey of Finland, Bull. 1951. V. 356. 100 p.
- Wernicke B., Walker J.D., Beaufait M.S.* Structural discordance between Neogene detachments and frontal savier thrusts, South Nevada // Tectonics. 1985. V. 4. № 2. P. 112–132.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Quartz Porphyries of the Outer Islands of the Gulf of Finland – Volcanic Comagmates of the Rapakivi Granites

E. N. Terekhov^{1, 5, *}, A. B. Makeyev^{2, **}, S. G. Skublov^{3, 4, ***},
O. I. Okina^{1, ****}, and Yu. A. Maximova^{1, *****}

¹*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonety lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

³*Institute of Geology and Geochronology of Precambrian deposits, Russian Academy of Sciences, Makarov emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

⁴*St. Petersburg Mining University, 21 liniya, 2, St. Petersburg, 199106 Russia*

⁵*Shmidt Institute of Physics of the Earth Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

*e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru

**e-mail: abmakeev@mail.ru

***e-mail: skublov@yandex.ru

****e-mail: okina@br.ru

*****e-mail: yu.a.krasilnikova@mail.ru

The article presents new petrogeochemical data of rocks from the area of the Outer Islands of the Gulf of Finland. Previously, quartz porphyries of Gogland Island were considered as a standard of volcanic comagmates of Rapakivi granite of the Vyborg massif. There are two effusive tolshas on Sommers Island. The “Southern” is composed of quartz porphyries, with an isotopic age of 1.66 Ga old, so they can be considered as the earliest manifestations of Riphean magmatic activity in this area. In addition to quartz porphyries, trachybasalts, andesibasalts, and dacites are present in the “Northern” strata, and its isotopic age is 1.59–1.57 Ga old, which does not correspond to the values of the nearby Vyborg massif 1.65–1.63 Ga old. Therefore, despite the proximity of the compositions of quartz porphyry and rapakivi granites, volcanites are not products of differentiation of the magma initial for granites, but were formed independently of them from the same type of source, but in a slightly different structural environment, allowing their free flow to the Earth’s surface.

Keywords: Baltic Shield, Riphean, islands of the Gulf of Finland, Vyborg massif, quartz porphyry, granite rapakivi, komagmats