УДК 552.11:552.311:550.93:551.14 (98-571.651)

МЕЛОВОЙ МОНЦОНИТ-ГРАНИТ-МИГМАТИТОВЫЙ ВЕЛИТКЕНАЙСКИЙ КОМПЛЕКС: ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ ПОРОД И ЦИРКОНА (U-Pb, Hf и O) В ПРИЛОЖЕНИИ К РЕКОНСТРУКЦИИ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В БЛОКЕ АРКТИЧЕСКАЯ АЛЯСКА–ЧУКОТКА¹

© 2022 г. В. В. Акинин^{а, b,} *, Г. О. Ползуненков^а, Э. Ш. Готтлиб^{с, d}, Э. Л. Миллер^с

^аСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия ^bИнститут геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

^cDepartment of Geological and Environmental Sciences, Stanford University, Stanford, USA

^dKaiser-Francis Oil Company, Tulsa, USA

*e-mail: akinin@neisri.ru

Поступила в редакцию 12.11.2021 г. После доработки 02.12.2021 г. Принята к публикации 28.12.2021 г.

Исследован Велиткенайский монцонит-гранит-мигматитовый массив, обнажающийся на арктическом побережье Чукотки, в ядре одноименного гранит-метаморфического купола. В исследованных породах прослеживается эволюция неопротерозойского протолита и альбских магматических событий террейна Арктическая Аляска-Чукотка, которая реконструирована на основе данных изотопной геохимии пород (Sr, Nd, Pb), а также возраста и геохимии циркона (U-Pb, Hf-, О-изотопные системы, SIMS-метод). В разной степени деформированные монцонитоиды ранней стадии формирования массива с возрастом от 106 до 103 млн лет выплавлялись под воздействием мелового андерплейтинга из относительно зрелого корового субстрата с валовыми изотопными метками (ϵ Nd(i) от -5.5 до -7.9; T_{Nd} (DM-2st) = 1.4–1.6 млрд лет) и изотопными параметрами циркона (ϵ Hf(i) от -11 до -7, δ^{18} O от 10 до 8.4). Лейкограниты поздней фазы с возрастом от 102 до 101 млн лет (ϵ Nd(T) от -3.8 до -6.7, T_{Nd} (DM-2st) = 1.2–1.4 млрд лет) формировались за счет неопротерозойских ортогнейсов с ювенильными мантийными метками циркона (єHf(i) от +11 до +13, $\delta^{18}O \sim 5.8$) и отличаются от монцонитоидов ранней фазы систематическим присутствием унаследованных неопротерозойских (660-600 млн лет) доменов в ядрах кристаллов циркона. Мигматизированные неопротерозойские ортогнейсы слагают центральную часть купола. на бортах которого обнажаются девонские парагнейсы. Внедрение монцонитоидных магм происходило на ранних стадиях становления Велиткенайского купола, в условиях конкурирующих процессов фракционной кристаллизации и ассимиляции, на фоне деформационного стресса и мигматизации. Лейкогранитная поздняя фаза внедрялась после консолидации купола в условиях тектонического покоя. Формирование Велиткенайского монцонит-мигматитового купола происходило на посторогенной стадии, в геодинамических условиях постколлизионного растяжения и региональных правосторонних сдвиговых деформаций. Обобщение U-Pb изотопно-геохронологических данных позволяет выделить семь эпизодов гранитоидного магматизма, из которых три главных по объему (аптская Билибинская, альбская Чаунская и турон-коньякская Охотско-Чукотская субпровинции гранитоидного магматизма) отражают максимальные темпы роста и модификации коры на Чукотке. Реконструируются также магматические события неопротерозойского, девонского, пермо-триасового, позднеюрского и валанжин-готеривского возраста, которые представлены фрагментарно.

Ключевые слова: континентальная кора, гранитоидный магматизм, изотопная геохимия, циркон, U-Pb датирование, изотопный состав Hf и O, SIMS-метод, террейн Арктическая Аляска–Чукотка, Арктика

DOI: 10.31857/S0869590322030025

введение

Вопросы реконструкции процессов корообразования, механизмов транспорта коровых расплавов к поверхности, а также оценка временных рамок становления гигантских по объему гранитоидных плутонов в верхней коре являются фундаментальными и до сих пор привлекающими внимание многих петрологов. Особый интерес представляет исследование плутонов, где в обнажениях вскрыты мигматиты. Такие геологические

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322030025 для авторизованных пользователей.

комплексы отражают суммарную серию процессов от парциального плавления протолитов до деформаций в средне- и верхнекоровых условиях, позволяют оценить общую длительность и способы формирования сложно построенных гранито-метаморфических структур (куполов), исследовать палингенез (Sederholm, 1923; Коржинский, 1952; Sawer, 1996; Brown et al., 1995). Генетическая эволюция магмы начинается, когда ее протолит претерпевает частичное плавление, и заканчивается, когда все ее продукты полностью кристаллизуются. Мигматиты – породы, которые были частично расплавлены, тогда как гранитные интрузии отражают структуры, сформированные в процессе кристаллизации магмы (Vigneresse et al., 1996). Несмотря на задокументированные переходы некоторых мигматитов в граниты (Solar, Brown, 2001; Milord et al., 2001), механизмы, с помощью которых анатектические магмы, образовавшиеся в более глубокой коре, эволюционировали до гранитных магм, локализованных в верхней коре, до сих пор слабо изучены.

Частичное плавление земной коры может приводить к появлению гранитных тел, размеры которых варьируют от сантиметровых лейкосом у мигматитов до крупных интрузивных плутонов, представляющих собой площадь в несколько тысяч км². Анатексис может проявляться множеством различных способов, которые в значительной степени зависят от исходного состава, условий давления и температуры флюида во время высокотемпературного метаморфизма (например, Stevens, Clemens, 1993; Clemens, Droop, 1998). Таким образом, области мигматизации представляют собой перспективные объекты для изучения связи между метаморфизмом высокой степени, процессом частичного плавления и происхождением разнообразных гранитных тел (например, Brown, 2001).

Большая часть отечественных работ в этом направлении посвящена исследованию архейских сильно метаморфизованных комплексов (например, Судовиков, 1955; Мигматизация ..., 1985; Балтыбаев, 2012), где реконструкция эволюции гранитоидных расплавов в силу их наложенных преобразований осложнена. Более перспективным может быть исследование относительно молодых и слабо измененных комплексов (например, Yakumchuk et al., 2015; Brown et al., 2016).

В арктической части России похожий объект известен на арктическом побережье Чукотки, около мыса Биллингса (в 100 км к востоку от пос. Певек) и именуется Велиткенайским массивом (Милов, Иванов, 1965). Этот массив является уникальным примером масштабного проявления меловых мигматитов в тесной ассоциации с интрузивными кислыми и средними субщелочными породами. Структурно район относится к Куульскому поднятию (рис. 1) в кристаллическом блоке или литостратиграфическом террейне Арктическая Аляска-Чукотка (ААЧ) (Churkin et al., 1985; Miller et al., 2010). Этот континентальный кристаллический фрагмент расположен между Северо-Азиатским (Сибирским) и Северо-Американским кратонами, разделяет современные Тихий и Арктический океаны, географически включает российско-аляскинскую континентальную окраину (п-ов Сьюард, хр. Брукса и Северный склон на Аляске, о-ва Де-Лонга, большую часть Чукотки от пос. Билибино до пос. Провидения, о. Врангеля) и прилегающие шельфы арктических морей (Чукотский бордерленд). U-Pb датирование цирконов (Akinin et al., 2011, 2015; Amato et al., 2009, 2014; Luchitskaya et al., 2017) указывает на мезо- и неопротерозойский возраст протолита фундамента ААЧ, который перекрывается палеозойскими и мезозойскими осадками. Анализ узоров на гистограммах возрастных популяций детритовых цирконов в триассовых и палеозойских осадках указывают на то, что ААЧ, скорее всего, являлся в палеозое частью Балтики и не имеет никакого отношения к Лаврентии (Amato et al., 2009; Miller et al., 2011). Слабо исследованная история формирования этого террейна имеет важное значение для фундаментального вопроса реконструкции конфигурации и распада суперконтинента Родиния, палеогеографических связей между крупными палеоконтинентальными массами, такими как Лаврентия, Балтика и Сибирь.

Предполагается, что в поздней юре-раннем мелу ААЧ был аккретирован к Колымо-Омолонскому супертеррейну и Аляске, в качестве сутурных зон выделяют офиолитовый пояс Ангаючам на Аляске и Южно-Анюйскую зону на Чукотке (Парфенов, 1984; Nokleberg et al., 1998; Соколов и др., 2001). Последующие процессы растяжения, магматизма и деформации в мелу существенно модифицируют раннюю архитектуру ААЧ. Таким образом, исследование меловых тектоно-магматических событий в ААЧ может быть использовано в целях реконструкции эволюции раскрытия Амеразийского бассейна и формирования гигантской магматической провинции Арктики (HALIP), сформировавшейся около 124 млн лет назад (Corfu et al., 2013).

В настоящей статье мы представляем петрологогеохимическую характеристику горных пород, слагающих Велиткенайский гранит-мигматитовый массив, включая первые сведения об изотопном составе (Sr, Nd, Pb) и распределении примесных элементов в породах. Новый блок информации в статье представляет изотопно-геохимическое исследование цирконов, выполненное локальными методами SIMS и LA-ICP-MS, которые позволили в одних и тех же точках кристаллов получить U-Pb возраст, изучить изотопный состав гафния и кислорода, распределение примесных элементов. Акцент был сделан на исследовании унасле-



Рис. 1. Схема тектонического районирования Чукотки.

1 – выступы и гранито-гнейсовые купола с протерозойским протолитом (верхняя амфиболитовая фация метаморфизма); 2 – палеозойские отложения (зеленосланцевая и нижняя амфиболитовая фации); 3 – триасовые турбидиты и оси антиклиналей и синклиналей в них; 4 – позднеюрско-раннемеловые впадины с осадочным выполнением; 5 – фрагменты позднеюрско-раннемеловых вулканических дуг; 6 – аккреционные комплексы Корякско-Камчатской области; 7 – окраинно-континентальный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП); 8 – раннемеловые интрузии гранитоидов Чаунской (а) и Билибинской (б) субпровинций и позднемеловые гранитоиды ОЧВП (серым), (в) – пермо-триасовые габбро-диабазы, (г) – выходы ультраосновных пород; 9 – границы крупных тектонических аккреционныя ский блок Чукотка, К-М – Колючинско-Мечигментская рифтовая зона; ЮАЗ – Южно-Анюйская сутурная зона, ОЛ – Олойская зона, ЯР – Яракваамский океанический террейн, КО – Корякско-Камчатская аккреционная область. Карта Велиткенайского монцонит-гранит-мигматитового массива (рис. 2) показана квадратом. Цифрами показаны U-Pb датировки по циркону из раннемеловых гранитоидных массивов Чукотки: [1] – (Akinin et al., 1997), [2] – (Тихомиров и др., 2011), [3] – (Miller et al., 2009), [4] – (Tikhomirov et al., 2008), [5] – (Pease et al., 2018), [6] – http://geochron-atlas. vsegei.ru/, [7] – (Лучицкая и др., 2019); отсутствие цифр в квадратных скобках – данные настоящей работы.

дованных ядер кристаллов циркона, как источников принципиальной информации о составе и возрасте протолита магм. Полученные данные позволили надежно обосновать альбский возраст формирования гранит-мигматитового комплекса в целом, разделить интервалы кристаллизации двух интрузивных фаз массива, выявить неопротерозойский возраст протолита, предметно обсудить возможные механизмы фракционирования магм, а также место и время формирования мигматитов и сопутствующих деформаций в приложении к тектоно-магматической эволюции кристаллического блока Арктическая Аляска—Чукотка. В этом блоке выделено семь эпизодов гранитоидного магматизма, отражающих рост и эволюцию континентальной коры.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Структурные наблюдения и отбор образцов горных пород были выполнены в процессе полевых работ 2011 г. на трех участках Велиткенайского массива: на правобережье р. Кувет (в бассейнах ручьев Прямой и Верховый, юго-восточная часть Велиткенайского массива, рис. 2), в бассейне верхнего течения р. Сквозной, на береговых обнажениях мыса Энмыттагын (арктическое побережье Чукотки, северная часть Велиткенайского



Рис. 2. Геологическая карта юго-восточной части Велиткенайского массива. 1 – девонские биотит-полевошпат-кварцевые кристаллические сланцы, парагнейсы (метаморфизованы в зеленосланцевой и нижней амфиболитовой фации); 2 – каменноугольные кристаллические сланцы; 3 – верхнепермские-триасовые осадочные породы; 4 – верхнемеловые вулканические породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 5 – силлы пермско-триасовых габбродиабазов; 6 – зона развития иньекций монцонитоидов ранней фазы Велиткенайского массива; 7 – граниты и лейкограниты поздней фазы Велиткенайского массива; 8 – неразделенные неопротерозойские мигматизированные ортогнейсы и прорывающие их маломощные штоки лейкогранитов поздней фазы (голубая пунктирная линия – зона надвига с будинами гарцбургитов и симплектитовых гранат-анортозитовых габбро-амфиболитов; 9 – разрывные нарушения; 10 – элементы залегания слоев (а), сланцеватости и линейности метаморфических минералов (б); 11 – находки фауны. Звездами отмечены места отбора проб и их номера.

массива). Для петрографического анализа пород в шлифах были отобраны 315 образцов, из них в 84 образцах измерено содержание главных и примесных элементов, в 17 образцах исследован изотопный состав Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb систем. В 25 образцах гранитоидов, монцонитоидов, мигматитов и парагнейсов были датированы цирконы U-Pb (SHRIMP-RG) методом (в 8 из них в цирконах изучены изотопные Lu-Hf и ¹⁸O/¹⁶O системы, а также примесные элементы с помощью SIMS и LA-ICP-MS методов).

Рентгенофлюоресцентный анализ горных пород на главные и примесные элементы выполнен в СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) на спектрометрах SRM-25 и VRA-30 с использованием рутинного анализа, при этом погрешности определения стандартов по главным элементам не превышали 0.4% для SiO₂ и 0.2% для остальных оксидов, для примесных элементов (Rb, Sr, Zr) погрешность не превышала 5–6%. ICP-MS анализ пород на примесные элементы выполнен в Центре коллективного пользования ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск), повторяющиеся измерения стандартов BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 показали погрешности не более 5–10%.

Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb изотопные анализы в валовом составе пород и монофракции калиевого полевого шпата проведены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) на 8-коллекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме по стандартным методикам. Концентрации элементов определены с точностью ±0.5 отн. %. Погрешности значений (2σ) для ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd не превышают 0.5 отн. %, для ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd соответственно 0.050 и 0.005 отн. %. Для U и Pb vровень холостого опыта составляет 0.005 нг и 0.1 нг соответственно. Воспроизводимость содержаний Pb и U на основании анализов международного стандарта BCR-1 составляет 1 и 0.5% соответственно. Вариации главных и примесных элементов, а также изотопных отношений изверженных пород в координатах времени представляют один из путей предметного обсуждения петрогенезиса, таких как вклад мантийных компонентов, природа взаимодействия коры и мантии и в итоге реконструкция эволюции глубоких частей земной коры.

Особый акцент в исследованиях был направлен на изучение циркона, исключительно устойчивого акцессорного минерала, который несет в себе информацию о длительной истории формирования и эволюции магматической системы. Как показывают современные исследования циркона локальными методами, он часто бывает изотопно неоднородным, демонстрируя значительно более сложную историю, чем это представлялось ранее (пионерные исследования навесок циркона с помощью ТИМС). Циркон, кроме собственно магматического, может быть ксенокристовым или унаследованным перитектическим, отражающим возраст источника, из которого выплавлялась магма, а также может быть доинтрузивным или интрателлурическим (antecrystic), отражающим интервал времени глубинной кристаллизации исходной магматической системы до момента начала сегрегации, подъема и кристаллизации интрузий в верхнекоровых камерах (Charlier et al., 2006). Таким образом, циркон, кроме реконструкции собственно магматической истории, может быть использован как микроксенолит, записывающий раннюю доинтрузивную историю пород, позволяет в итоге реконструировать эволюцию роста и модификации земной коры (например, Charlier et al., 2006; Bryan et al., 2007).

Цирконы для U-Pb датирования и Lu-Hf-O изотопного исследования были выделены с использованием стандартной техники дробления, разделения в тяжелых жидкостях и электромагнитной сепарации. Перед анализом были получены изображения кристаллов в катодолюминесцентном излучении и обратно-рассеянных электронах на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600, что позволило выявить характер зональности и внутреннюю структуру до- и синмагматических доменов в кристаллах циркона, наметить точки анализа без дефектов и микровключений. Изотопный анализ цирконов исследован преимущественно в одних и тех же участках кристаллов в следующей последовательности: U-Pb датирование (SHRIMP-RG) – изотопный состав кислорода (SIMS) – Lu-Hf изотопный состав (LA-ICP-MS).

U-Pb изотопные измерения in situ были проведены на SHRIMP-RG (чувствительный высокоразрешающий ионный микрозонд обратной геометрии) в микроаналитическом центре Стэнфордского университета (Williams, 1998). Детали аналитических измерений можно найти в (Акинин, Миллер, 2011). Для определения U-Pb возраста ширконов использовали стандарт R33 (кварцевый диорит комплекса Брэйнтри, Вермонт: Braintree complex, Vermont; Black et al., 2004) с принятым возрастом 419 млн лет, который анализировали систематически в течение аналитической сессии, а также стандарт ТЕМОRА2. Концентрации урана и тория калиброваны по стандарту CZ3 (550 ppm U), а Pb/U отношение в образце калиброваны с использованием эмпирического квадратического соотношения между 206 Pb⁺/U⁺ и UO⁺/U⁺ и нормализованного к ²⁰⁶Pb/U в стандарте. Обработку результатов измерений осуществляли с помощью программ Squid и Isoplot (Ludwig, 2003). Традиционно для молодых цирконов опирались только на ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст. Полученные ²⁰⁶Рb/²³⁸U возрасты скорректированы на ²⁰⁷Pb (Williams, 1998), допуская, что небольшая дискордантность цирконов является следствием простого смешения обыкновенного и радиогенного Рb. Воспроизводимость SHRIMP-RG анализа для изотопного отношения 238 U/ 206 Pb в стандарте составляет порядка 1–2%, что эквивалентно расхождению фанерозойских дат на 1-3 млн лет и меньше. В кристаллах циркона практически в тех же точках, где производилось U-Pb датирование, в отдельной сессии (ток первичных ионов кислорода 1-2 нА, напряжение 10 кВ, диаметр микрозонда ~15-17 мкм) был измерен широкий круг примесных элементов (всего 37 масс от 7 Li до 254 UO₂), используя хорошо охарактеризованный гомогенный стандарт MAD-green (4196 ppm U) (Barth, Wooden, 2010), Все измерения были выполнены при разрешении масс M/DM = = 10500-11000 (10% высоты пика), что позволяет исключить интерференцию молекулярных частиц, особенно для ⁴⁵Sc, ⁴⁸Ti и REE. HREE анализировались в оксидной форме, что позволило избежать неразрешимых изобарных интерференций для простых ионов металлов. Погрешность определения концентрации Ті оценена в 5%, на основе повторяющихся измерений стандарта MAD-green (Coble et al., 2018).

Изотопное отношение ¹⁸O/¹⁶O в цирконах было проанализировано в Университете Лос-Анджелеса (UCLA) с помощью ионного микрозонда

Cameca 1270 IMS по стандартной процедуре, принятой в лаборатории (Trail et al., 2007). В качестве первичного использован стандарт циркона R33 (Black et al., 2004), в качестве вторичного – 91 500 (Wiedenbeck et al., 2004). Данные представлены в виде $\delta^{18}O$ (VSMOW) – отношения ${}^{18}O/{}^{16}O$ (±2 σ) относительно среднего состава морской воды (Valley, 2003). В нашей аналитической сессии среднее значение δ^{18} O для 42 валидных измерений стандарта R33 составило $+6.0 \pm 0.2\%$. Все результаты для наших образцов были скорректированы на величину 1.09, для достижения табличной средней величины стандарта R33 в +5.57‰ (Black et al., 2004). Среднее значение для вторичного стандарта 91500 в нашей сессии составило $+10.5 \pm 0.3\%$, что приближается к табличному $+9.86 \pm 0.11\%$ (Wiedenbeck et al., 2004). Точность для измеряемых образцов циркона рассчитана как геометрическое среднее стандартного воспроизведения и погрешности.

Исследование Lu-Hf изотопной системы в цирконах выполнены в Вашингтонском университете с помощью метода LA-MC-ICP-MS (лазер New Wave 213 nm Nd: YAG, диаметр пучка около 40 мкм). Измерения и обработка данных проведена в соответствии с принятым протоколом лаборатории (Fisher et al., 2014). В качестве первичного стандарта использован стандарт циркона "Mudtank" (${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf} = 0.282507$), в качестве вторичных – R33 и 91500. Изотопное отношение 176 Hf/ 177 Hf_{initial}, а также єНf(i) рассчитано с использованием измеренного U-Pb возраста и константы $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$ /лет⁻¹, современные отноше-ния ¹⁷⁶Lu/ ¹⁷⁷Hf_{CHUR} = 0.0336 и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf_{CHUR} = = 0.282785. Для измеренного отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf был использован коэффициент коррекции 1.00011248. Среднее значение єНf(і) в нашей аналитической сессии для стандарта R33 составило $+7.1 \pm 0.9$, для стандарта 91500 составило $+6.3 \pm$ \pm 1.3 (при табличном +8.0 \pm 0.7 и +6.9 \pm 0.4 соответственно (Fisher et al., 2014)).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Исследуемая территория относится к наиболее приподнятой северо-восточной части Чаунской складчатой зоны, в пределах которой выделяется крупное Куульское поднятие, протягивающееся с запада на восток от мыса Кибер до мыса Шмидта (рис. 1). Центральная часть поднятия сложена нижне-среднедевонскими терригенными отложениями лонговской, верхнедевонской пегтымельской свит (известковистые и аркозовые песчаники, углисто-кремнистые сланцы, алевролиты с линзами известняков) и нижнекаменноугольными известняками, конгломератами, гравелитами и песчаниками юнонской свиты (Желтовский, 1980). Возраст палеозойских отложений обосновы-

вается плохо сохранившимися и редкими находками фауны в линзах известняков. Метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях отложения свит смяты в крупные (ширина 1–5 км) линейные складки северо-восточного простирания, осложненные на крыльях изоклинально-чешуйчатой складчатостью. Суммарная мощность верхнепалеозойских отложений в Куульском поднятии оценивается в 4.2 км (Желтовский, 1980). В краевых частях поднятия верхнепалеозойские отложения трансгрессивно перекрываются пермсконижнетриасовыми углисто-глинистыми сланцами, алевролитами и известковистыми песчаниками гысмыткунской свиты и песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов геунтовской свиты раннего триаса (рис. 2).

В центральной части Куульского поднятия гранитоиды двухфазного Велиткенайского гранит-мигматитового массива прорывают и метаморфизуют верхнепалеозойские отложения на площади около 1450 км² (Милов, 1975). На Чукотке такие поднятия с крупными гранитными массивами в их центральных частях рассматриваются как меловые гранитно-метаморфические валы и купола (Гельман, 1996; Akinin et al., 1997).

Первые сведения о Велиткенайском массиве появились в 1934—1935 гг. в работах В.Г. Дитмара, планомерное изучение началось с геологосъемочных и геолого-поисковых работ масштаба 1: 50000 и крупнее, проводимых в период с 1942 г. по 1977 г. М.Н. Злобиным, И.М. Романовым, М.Е. Городинским, А.М. Дискиным, В.П. Полэ и Г.И. Левиным, Н.М. Саморуковым. В 1962 г. А.П. Миловым и В.С. Ивановым был подробно охарактеризован петрографический состав и внутреннее строение массива (Милов, Иванов, 1965). По результатам этих работ, с одной стороны, Велиткенайский массив представлял собой двухфазную пластообразную интрузию, на крыльях которой развиты мигматиты, с другой – в массиве выявлены черты сходства с типичными гнейсовыми куполами, а именно: антиклинальное строение, слоистый характер с переслаиванием метаморфических и изверженных пород, обилие мигматитов, редко содержащих небольшие линзы и блоки ультраосновных пород (по результатам геологического картирования Н.М. Саморукова в 1977 г.). По представлениям И.В. Тибилова Велиткенайский массив является автохтонным образованием, сформировавшимся по зонам смятия и рассланцевания в процессе гранитизации изначально литологически неоднородных осадочных толщ (Тибилов, 2005).

Представления о возрасте пород Велиткенайского массива до недавнего времени основывались на геологических данных и геохронологических датировках К-Аг методом по валу. В базе данных ГЕОХРОН (Акинин, Котляр, 1996) для этого объекта имеется 17 К-Аг датировок из коллекций С.Ф. Лугова, М.Е. Городинского, А.П. Милова, В.Г. Романчука (1961—1962 гг.) с возрастным интервалом от 98 до 55 млн лет. Первые U-Pb определения возраста циркона SHRIMP-методом показали значения от 105 до 100 млн лет (Ползуненков и др., 2011; Тихомиров и др., 2011).

Наши полевые наблюдения показали, что в ядре Велиткенайского гранит-мигматитового массива наблюдается сложная композиция мигматитов и магматических инъекций: маломощные силлообразные и дайкообразные тела гранитоидов, монцонитов и мигматитов насыщены шлирами и анклавами (реликтовыми пластинами/блоками) вмещающих кристаллических сланцев и ортогнейсов и формируют структуру типа сложного "слоистого пирога" на общей площади около 1450 км² (рис. 2, 3). Во многих случаях наблюдения указывают на мигматизированную структуру большей центральной части массива, с признаками магматического и постмагматического замешения вмещающих пород in situ с сохранением исходной слоистой структуры рамы (рис. 3а).

В целом Велиткенайский массив в его юго-восточной части представляет собой структурный блок, круто наклоненный на юго-запад. В его северо-восточной эндоконтактовой части вскрыты наиболее глубинные горизонты гранит-мигматитового комплекса. Среди мигматитов мы выделили три основных типа – метатектиты (послойные мигматиты), агматиты (глыбовые мигматиты) и диатектиты (теневые мигматиты) (рис. 4д, 4е). Диатектиты традиционно относятся к индикаторам наиболее глубинных условий формирования (Mehnert, 1968), их выходы приурочены к северовосточной части массива, где в поле их развития установлена зона надвига с будинами гарцбургитов и симплектитовых гранат-анортитовых габбро (рис. 2). Метатектиты и менее развитые агматиты, напротив, локализованы в юго-западной части массива, где пространственно связаны с гигантопорфировыми роговообманково-биотитовыми кварцевыми диоритами, сиенитами и монцонитоидами ранней фазы становления массива. Вдоль юго-западного экзоконтака Велиткенайского массива вмещающие парагнейсы, относимые к карбону и девону, круто падают на юго-запад, линейность метаморфических минералов в них субгоризонтальна, вытягиваясь вдоль простирания гранитного плутона, что указывает на правостороннюю сдвиговую кинематику (Miller et al., 2018). На северо-восточном фланге комплекса обнажаются более молодые (80-90 млн лет) вулканические породы Охотско-Чукотского вулканического пояса, которые опущены относительно гранитоидов по системе сбросов, т.е. залегают гипсометрически ниже. Это свидетельствует о возможном СВ-ЮЗ растяжении, следующим за формированием ОЧВП, уже в кампане-маастрихте.

ПЕТРОЛОГИЯ том 30 № 3 2022

В трех коренных обнажениях в верховьях ручьев Верховый, Белый и Пыркэчгойгын задокументированы соотношения главных интрузивных фаз Велиткенайского массива и их соотношения с палеозойскими парагнейсами. Среди магматических пород различаются две главные фазы: 1) ранняя представленна многочисленными маломощными жилообразными и силлобразными иньекциями крупно- и гигантопорфировых роговообманково-биотитовых монцонитов, кварцевых монцонитов, деформированных в разной степени с образованием гнейсовидных разностей (рис. 4а), и обнажается, главным образом, в южной части массива; 2) более поздняя, образующая штокообразные тела и дайки недеформированных мелкои среднезернистых биотитовых лейкогранитов, которые тяготеют к центральной части Велиткенайского массива (рис. 4б). Редко попадаются высокоглиноземистые гранат-мусковитовые лейкограниты. Породы ранней фазы характеризуются порфировидными, монцонитовыми, грано- и лепидобластовыми структурами (рис. 4а, 4б), непостоянством минеральных соотношений кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, повышенным содержанием сфена до 1.5%, наличием флюорита. Плагиоклазы по большей части однородны и относятся к андезину An₃₁₋₃₉. Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазом (Аb = = 6 - 12%), который формирует крупные (от 1 до 10 см) порфировидные выделения, деформированные и насыщенные многочисленными включениями минералов матрикса – амфибола, биотита, плагиоклаза, кварца (рис. 5а). Такие особенности указывают на порфиробластическую природу ортоклаза, позволяют предполагать, что он кристаллизовался на субсолидусной стадии в условиях стресса. Амфиболы относятся к обыкновенным роговым обманкам. Биотиты из гранитоидов ранней фазы относятся к магнийсодержащим сидерофиллитам и железосодержащим флогопитам гранитоидов І-типа известково-щелочной серии. Для гранитоидов поздней фазы характерны равномернозернистые структуры и постоянство минеральных соотношений кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза (рис. 56). Биотитовые граниты в незначительных количествах содержат гранат и ортит, а для гранат-мусковитовых лейкогранитов характерно наличие мусковита, граната и турмалина. В мигматитах и мигматизированных ортогнейсах хорошо проявлена директивная структура (рис. 5в).

РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛЬНОЙ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ

Оценки давления и температуры минеральных равновесий проводились по амфибол-плагиоклазовому термобарометру (Anderson, Smith, 1995; Blundy, Holland, 1990), а также термометру "Ti-в цирконе" (Ferry, Watson, 2007). И чермакитовая,



Рис. 3. Взаимоотношения и характер внедрения гранитоидов и монцонитов Велиткенайского массива. (а) — 20-ти метровый останец (координаты: 69.27306 с.ш., 176.82639 в.д.) крупнопорфировых амфибол-биотитовых монцонитов ранней фазы (пятнистый фон с субгоризонтальной слоистостью, обр. 6001), рассекаемый мелкозернистыми биотитовыми гранитами поздней фазы (светлый фон, обр. 6000); (б) — 5-ти метровый коренной выход иньекционных мигматитов (координаты: 69.22455 с.ш., 177.13647 в.д.), представленных кристаллическими сланцами девона, смятыми в изоклинальные складки (темный фон), пронизанных мелкозернистыми биотитовыми гранитами поздней фазы).





Рис. 4. Текстурные разности гранитоидов и мигматитов Велиткенайского комплекса. (а, б) – крупнопорфировые амфибол-биотитовые монцонитоиды ранней фазы; (в, г) – мелкозернистые биотитовые граниты поздней фазы (светлое) рассекают и включают в себя ксенолиты крупнопорфировых амфибол-биотитовых монцонитоидов ранней фазы (темное); (д, е) – метатектиты (птигматиты, обр. 5600 – неосома, обр. 5601 – палеосома) и диатектиты (обр. 4719), см. рис. 2, табл. 1.

и эденитовая схемы замещения широко проявлены в амфиболах монцонитоидов Велиткенайского массива, качественно указывая на изменения давления и температуры при кристаллизации магмы. Детальное изложение ограничений амфибол-плагиоклазовых версий термобарометров дано в работе (Ползуненков, 2018). Кристаллизация монцонитов ранней фазы на основе этого парагенезиса протекала при температурах $823-684 \pm 12^{\circ}$ С, и, главным образом, в условиях мезоабиссальной фации глубинности при давлениях от 2.2 до 4.2 кбар (Ползуненков, 2018). В цирконах из трех образцов монцонитоидов ранней фазы (обр. 3500, 4600gm, 4600Kfs) и трех образцов лейкогранитов поздней фазы (обр. 4504, 6000, 3300) были измерены концентрации примесных элементов на ионном зонде SHRIMP-RG. В 55 исследованных кристаллах циркона для монцонитов ранней фазы концентрация титана варьирует от 30 до 4 ppm, а расчетная температура кристаллизации по геотермометру (Ferry, Watson, 2007) варьирует от 850 до 700°C (медианы для трех образцов — 830, 780, 750°C). Для лейкогранитов поздней фазы, напротив, концентрация Ті в цирконе существенно меньше (от 8 до 3 ppm), соот-

235

ПЕТРОЛОГИЯ том 30 № 3 2022

(a)



Рис. 5. Представительные микрофотографии шлифов горных пород Велиткенайского массива. (а) – деформированный порфировидный монцонитоид ранней фазы, обр. 11А; (б) – биотитовый лейкогранит поздней фазы, обр. 4504; (в) – гнейсоватая директивная структура в неосоме мигматита, обр. 4900.

ветственно, расчетные температуры кристаллизации составили от 760 до 670° С. Активность кремния в расплаве (α SiO₂) была принята за единицу, учитывая присутствие кварца в парагенезисе, а активность титана (α TiO₂) была принята за 0.7, учитывая отсутствие рутила. Таким образом, судя по термометрии Ті в цирконе, температура кристаллизации расплава монцонитоидов ранней фазы была определенно выше, чем расплава гранитов поздней фазы. Что может объяснять сохранность унаследованных древних ядер в цирконах последних (см. ниже).

Геохимия

Горные породы Велиткенайского массива характеризуются широкими вариациями главных и примесных элементов. По содержанию SiO₂ амфиболбиотитовые монцонитоиды (53.2–66.4 мас. %) заметно отличаются от биотитовых (73.2–79.1 мас. %) и гранат-мусковитовых гранитоидов (74.5– 75.6 мас. %) (рис. 6). По соотношению SiO₂ и K₂O большая часть амфибол-биотитовых монцонитоидов и гранодиоритов ранней фазы относятся к шошонитовой серии, остальные к высококалиевой известково-щелочной серии (рис. 7, табл. 1). Гранат-мусковитовые гранитоиды отвечают высококалиевой известково-щелочной серии.

На диаграммах Б.Р. Фроста с соавторами (Frost et al., 2001) практически все амфибол-биотитовые монцонитоиды относятся к магнезиальным (Fe# = $= \text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO}) = 0.53 - 0.79$), преимущественно щелочным, щелочно-известковым и металюминиевым образованиям (индекс глиноземистости ASI < 1.0) (рис. 7). Для части образцов (с повышенным количеством порфировых вкрапленников) индекс глиноземистости ASI > 1.0 (пералюминиевые), но не превышает значения в 1.1. Биотитовые-гранитоиды преимущественно относятся к магнезиальным (Fe# = 0.60-0.91), щелочным, щелочно-известковым, пералюминиевым образованиям (индекс глиноземистости ASI > 1.0, рис. 7). Гранат-мусковитовые гранитоиды характеризуются как железистые, щелочно-известковые и пералюминиевые образования.

Вариации главных элементов в зависимости от содержания SiO₂ (диаграммы Харкера, рис. 6) демонстрируют более или менее хорошо выраженные тренды с обратной зависимостью, обычные для гранитоидов известково-шелочных серий и отражающие изменяющиеся пропорции фракционирующих породообразующих минералов и разную долю ассимиляции боковых пород (процесс AFC). Содержания большинства главных элементов, а также Rb, Sr и Sc согласуются, главным образом, с фракционированием полевых шпатов, магнетита и амфибола (рис. 6). Для мигматитов характерны широкие вариации состава, однако примечательным является намечаемое сходство в основном с составами лейкогранитов поздней фазы, что предполагает их генетическую связь. Вариации примесных элементов в целом не такие ясные, из наиболее примечательных можно отметить относительно широкие вариации Rb в биотитовых лейкогранитах поздней фазы (рис. 6).

Широкие вариации содержания главных элементов находят свое отражение и в поведении примесных некогерентных элементов. Большинство монцонитоидов ранней фазы отличаются самыми высокими суммарными концентрациями примесных элементов в целом и Th и REE, в частности обогащены LREE, в них наблюдается четко выраженные отрицательные аномалии Nb, Ta, Eu и Hf (REE_{сум.} = 285–790 ppm; (La/Lu)_N = 9.7–46.72; (La/Sm)_N = 3.29–6.57; (Gd/Lu)_N = 2.17–5.45; Eu/Eu* = 0.35–0.63; рис. 8, 9). В них также отмечаются повышенные концентрации Co, Ni, Cr, V в сравнении с лейкогранитами поздней фазы. Биотитовые лейкограниты поздней фазы, напротив, характеризуются более низкими суммарны-



Рис. 6. Вариации главных и примесных элементов относительно SiO₂ в горных породах Велиткенайского массива. 1 – монцонитоиды ранней фазы, 2 – граниты и лейкограниты поздней фазы, 3 – высокоглиноземистые гранат-мусковитовые лейкограниты поздней фазы, 4 – мигматиты, 5 – вмещающие девонские кристаллические сланцы, парагнейсы. Оксиды даны в мас. %, Rb, Sr, Sc – в г/т. Стрелками показаны генеральные тренды эволюции остаточного расплава при фракционировании минералов из монцонитов (*Pl* – плагиоклаз, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Amf* – амфибол, *Bt* – биотит, *Mag* – магнетит, *Cpx* – клинопироксен). Длина стрелок отражает приблизительный вклад минерала в коэффициент распределения кристалл–расплав.

ми концентрациями примесных элементов, в них наблюдаются более широкие вариации элементов и глубокие негативные аномалии Ta, Hf и Ti (рис. 9). Для гранат-мусковитовых лейкогранитов, нормализованных по составу к верхней континентальной коре, на спайдерграммах характерны глубокие минимумы по Ba, Sr, LREE и Ti, высокие положительные аномалии Cs, Rb, K, Ta (рис. 9). Мигматиты выделяются в целом сильно дифференцированным спектром распределения примесных некогерентных элементов, с хорошо проявленными негативными аномалиями Та и Hf, большими вариациями суммарных концентраций HREE (рис. 8, 9). Гранитоиды в остальных изученных массивах чаунской провинции по характеру распределения редкоземельных элемен-



Рис. 7. Химический состав пород Велиткенайского массива на классификационных и дискриминантных диаграммах (Streckeisen, LeMaitre, 1979; Shand, 1943; Middlemost, 1985; Peccerillo, Taylor, 1976; Pearce et al., 1984; Batchelor, Bowden, 1985).

Поля составов чукотских гранитоидов показаны для сравнения: чаунская субпровинция – точечная черная линия (авторские данные), билибинская субпровинция – зеленая пунктирная линия (Лучицкая и др., 2010), гранитоиды о. Врангеля – серая сплошная линия (Luchitskaya et al., 2017). Цифры на рис. (а): 2 – щелочно-полевошпатовый гранит, 3 – гранит, 4 – гранодиорит, 5 – тоналит, 6 – щелочно-полевошпатовый сиенит, 7 – сиенит, 8 – монцонит, 9 – (а) монцодиорит/(б) монцогаббро, 10 – (а) диорит/(б)габбро, *кварцевый(ое). Условные обозначения точек см. на рис. 6.

Группо	1	1	1	1	1	1	- 1	2	2	2
Tpyllia	I TOOLL	I TOOLE		1	1	1	1	2	2	2
Образец	EGC11A	EGC15	EGC33A	3500	4005	4600A	4600Agm	EGC33B	4504	5100
Порода ¹	МО	МО	ДИ	ГД	MO	MO	MO	ГР	ГР	ГР
SiO ₂	58.05	62.11	61.19	63.75	53.18	57.79	63.33	70.67	70.51	76.49
TiO ₂	1.01	0.83	0.81	0.58	1.02	0.62	0.61	0.40	0.26	0.06
Al_2O_2	16.31	16.15	16.03	15.68	16.99	18.37	17.40	14.64	15.36	12.67
FeO c	13.99	4 42	5 51	3.96	7.02	4 67	3 57	1 71	1.85	1.08
MgO	3.69	2 55	3.08	2.12	4.65	2 21	2.07	0.76	0.48	0.13
MnO	0.10	2.55	0.10	0.08	0.11	0.00	2.07	0.70	0.48	0.15
	6.06	3.97	4 97	3 91	6.00	3 21	3.98	1.27	1.68	0.01
Na.O	3 34	3.00	3 72	3.65	2.00	3.60	1.58	2 30	3.77	2.59
K O	2.24	5.00	2.07	5.05 2.72	5.25	6.00	2.40	7.15	5.79	6.00
$\mathbf{K}_{2}\mathbf{O}$	2.42	5.40	2.97	2.75	5.55	0.90	2.49	7.15	5.28	0.09
P_2O_5	0.31	0.27	0.29	0.23	0.60	0.40	0.24	0.09	0.10	0.01
П.п.п.	0.84	0.50	0.63	2.76	1.00	1.00	1.15	0.50	0.35	0.08
Сумма	99.97	99.99	99.98	99.97	99.98	99.96	99.96	99.96	99.99	100.00
Cr	66	38	48	40	40	10	33	8	_	4
N1	32	14	20	15	13	10	29	3	_	7
Sc	14	9	17	8	20	10	10	2	_	l
Rb	179	292	233	181	204	322	278	314		163
Cs	21.0	21.1	16.6	15.2	6.9	4.3	7.7	8.5	_	2.0
Ba	624	1560	530	695	2979	2486	589	1442		779
Sr	480	688	555	480	1403	1231	967	610	_	78
Ta		2.8	3.5	3.5	1.2	2.0	2.7	2.9	—	0.2
Nb	17	17	19	19	18	19	16	14	14	7
Hf	_	1	1	1	2	2	1	2	-	1
Zr	344	298	233	254	298	359	192	322	210	115
Y	40	41	75	40	43	46	41	61	_	~/
Pb	32.0	51.1	32.9	36.2	51.3	62.8	38.5	63.2	_	32.7
Th	_	53.4	40.9	50.9	24.5	95.5	55.1	157.1	—	17.0
U	5.2	6.5	5.5	10.7	5.2	9.5	4.7	6.9	_	0.7
La	88.8	113.8	94.8	95.0	92.6	287.7	193.6	332.0		11.9
Ce	157.7	233.7	196./	195.4	232.6	507.6	340.0	587.4		35.0
Pr N 1	_	24.90	21.42	19.69	24.02	56.87	40.48	67.15		3.54
Na	64.6	91.0	80.4	69.2	92.4	191.8	143.6	227.0	_	14.20
Sm	_	16.06	16.01	11.40	17.40	28.57	22.88	36.64		3.30
Eu	—	2.27	1.93	1.42	3.22	4.66	3.14	2.42	_	0.45
Ga	—	16.32	17.79	12.30	1/.34	26.52	20.00	35.80		3.20
1b	—	1.81	2.42	1.45	1.93	2.3/	2.10	3.52		0.41
Dy	_	8.83	13.67	/.62	9.35	10.19	10.56	15.12		2.08
ПО	_	1.55	2.03	1.39	1.70	1.57	1.79	2.32	_	0.38
EI	_	4.45	7.93	4.3/	4.08	4.90	5.52	0.45	_	1.00
1m Va	_	0.58	1.09	0.01	0.01	0.55	0.74	0./1	_	0.14
	_	3.70	/.38	4.55	5.85	5.97	5.28	4.00	_	0.88
Lu	_	0.50	1.01 Pa	0.01 счетные	0.54 параметр	0.55	0.73	0.55	_	0.13
III. and the second sec	в-ки	ш	В-КИ	В-КИ			в-ки	Ш	Ш	ш
щелочность Г	M	м	M	M	M	M	M	п	п	п
ілиноземистость	111	111	111	111	IVI			11	11	11
$\kappa_2 O/Na_2 O$	2.42	5.46	2.97	2.73	5.35	6.90	2.49	7.15	5.28	6.09
Сумма КЕЕ	—	519	465	425	503	1128	790	1322	—	77
Th/U	—	8.2	7.4	4.75	4.7	10.0	11.6	22.7		24.1
La/Sm	—	7.09	5.92	8.34	5.32	10.0	8.46	9.06	—	3.54
La/Yb	_	30.3	12.8	21.9	24.2	72.5	36.7	72.1		13.6
Nb/Zr	0.05	0.06	0.08	0.07	0.06	0.05	0.08	0.04	0.07	0.06

Таблица 1. Химический состав горных пород Велиткенайского монцонит-гранит-мигматитового массива

240

Таблица 1. Окончание

Группа	2	2	2	2-Al	2-Al	2-Al	2	МИ	МИ	МИ
Образец	5600	6000	EGC36n	EGC30	3300	7701	EGC31	EGC35A	4719	5601
Порода ¹	ΓР	ГР	ΓР	ΓР	ГР	ГР	МД	МИ	МИ	МИ
SiO ₂	73.44	73.87	75.92	74.33	75.00	74.01	51.48	67.05	69.81	76.73
TiO_2	0.10	0.13	0.17	0.11	0.04	0.02	0.90	0.66	0.21	0.17
Al_2O_3	15.18	14.01	12.68	14.01	14.07	15.12	17.65	14.68	16.37	11.29
FeO	1.13	0.76	1.79	1.15	0.65	0.93	7.38	5.18	1.41	2.68
MgO	0.31	0.47	0.30	0.16	0.09	0.11	3.81	2.09	0.54	0.80
MnO	0.02	0.01	0.03	0.06	0.12	0.15	0.11	0.10	0.02	0.04
CaO	2.25	0.75	1.13	0.63	0.47	0.46	5.70	1.58	1.54	0.95
Na ₂ O	5.70	2.13	3.83	3.72	3.50	4.90	2.49	3.34	4.05	2.80
$\tilde{K_2O}$	1.27	7.25	3.55	4.98	5.70	3.70	6.39	3.91	4.89	3.86
P_2O_5	0.02	0.07	0.03	0.03	0.00	0.20	1.03	0.07	0.04	0.02
П.п.п.	0.42	0.34	0.29	0.66	0.00	0.00	1.75	0.69	0.97	0.31
Сумма	99.99	99.98	99.96	99.99	100.01	100.00	99.95	99.99	100.01	100.00
$\frac{r}{Cr}$	4	5	4	2	6	17	3	60	7	6
Ni	2	2	1	$\tilde{0}$	1	1	_	20	4	16
Sc	2	1	3	5	6	2	15	16	4	6
Rb	53	387	157	498	454	342	198	284	188	193
Cs	1.3	9.3	4.0	40.5	12.1	65.0	3.4	11.0	5.6	2.0
Ba	140	1109	612	164	103	29	4272	441	474	438
Sr	249	496	74	60	29	13	3027	142	184	109
Та	0.3	0.4	1.5	7.9	11.9	4.5	0.5	2.4	0.5	0.3
Nb	6	8	9	21	33	11	14	20	3	10
Hf	0	2	0	2	1	1	2	0	0	0
Zr	93	136	157	117	68	34	77	178	10	256
Y	5	9	49	16	64	5	38	7	11	6
Pb	19.6	87.5	19.1	48.7	92.1	21.7	64.0	29.5	26.6	28.7
lh U	/./	64.1	14.6	41.8	12.6	2.4	10.9	12.1	12.3	10.1
U	0.8	52.9	2.2	10.5	32.2	1.9	1.3	3.3 25.2	2.3	0.7
La	14.4	210 7	41.5 04.6	27.8 62.2	13.4	2.02	145.4	23.5	27.9 40.8	24.1 52.4
Pr	3 5 3	14 19	94.0	6.80	13.4	4.40 0.54	40.94	5 98	6 31	5.81
Nd	13.90	48.96	38.03	25 47	6 20	2.08	169 94	23 59	22.83	23 32
Sm	2 84	8 24	8 96	5 96	2.86	0.78	28 40	4 62	4 48	4 66
Eu	0.64	1.84	0.91	0.40	0.18	0.06	5.82	1.01	0.91	0.71
Gd	3.00	7.33	10.87	5.97	5.17	0.86	25.59	4.96	4.18	4.81
Tb	0.34	0.65	1.67	0.79	1.30	0.17	2.27	0.55	0.49	0.51
Dy	1.49	2.95	10.24	4.04	10.03	1.08	9.84	2.32	2.33	2.04
Но	0.22	0.46	1.95	0.69	2.34	0.17	1.38	0.31	0.39	0.28
Er	0.51	1.37	5.60	2.03	8.54	0.52	4.18	0.38	1.04	0.60
Tm	0.06	0.17	0.72	0.28	1.49	0.09	0.40	0.07	0.12	0.05
Yb	0.42	1.20	4.44	1.97	12.76	0.74	2.65	0.52	0.74	0.39
Lu	0.05	0.18	0.54	0.27	1.86	0.09	0.34	0.07	0.10	0.05
			Pa	асчетные	параметр	Ы				
Щелочность ²	И	ш	В-КИ	В-КИ	Ш	В-КИ	Ш	В-КИ	Ш	В-КИ
Глиноземистость ³	П	П	П	П	П	П	M	П	П	П
K ₂ O/Na ₂ O	1.27	7.25	3.55	4.98	5.70	3.70	6.39	3.91	4.89	3.86
Сумма REE	73	361	229	145	75	14	762	124	122	120
Th/U	9.2	16.6	6.6	3.9	0.4	1.31	8.58	3.68	5.30	14.84
La/Sm	5.08	6.53	4.61	4.67	2.71	2.59	5.05	5.47	6.22	5.17
La/Yb	34.11	44.79	9.3	14.13	0.61	2.72	54.21	48.40	37.41	61.62
Nb/Zr	0.06	0.06	0.06	0.18	0.48	0.32	0.18	0.11	0.29	0.04

Примечание. Группа: 1 – ранняя интрузивная фаза, 2 – поздняя интрузивная фаза массива, 2-Al – высокоглиноземистые жильные фации, МИ – мигматиты. ¹ ГР – гранит, ГД – гранодиорит, МО – монцонит, ДИ – диорит, МД – монцодиорит, МИ – мигматит. ² И – известково-щелочная, В-К И – высоко-калиевая известково-щелочная, Ш – шошонитовая. ³ П – перглиноземистые, М – метаглиноземистые. Главные элементы в мас. % (XRF), примесные элементы в г/т (ICP-MS); прочерк – не определялось.



Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в горных породах Велиткенайского массива. Нормализовано к примитивной мантии (PM) по (McDonough, Sun, 1995). Серым фоном показан интервал составов всех гранитоидов и ортогнейсов Чукотского п-ва и о. Врангеля.

тов в целом сходны с велиткенайскими лейкогранитами поздней фазы (рис. 8).

В целом химический состав изученных монцонитоидов и гранитоидов отличает повышенная калиевость и слабовыраженные негативные Nb-Ta аномалии на спайдерграммах. На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) точки составов монцонитоидов ранней фазы попадают в область постколлизионных гранитоидов, а гранитоиды поздней фазы, главным образом, располагаются в поле синколлизионных гранитоидов. При этом на диаграмме 3. Батчелора и П. Боудена (Batchelor, Bowden, 1985) фигуративные точки монцонитоидов ранней фазы занимают область постколлизионных и позднеорогенных гранитоидов, а лейкограниты поздней фазы – посторогенных гранитоидов (рис. 7е). Такие геохимические характеристики позволяют предполагать их формирование в посторогенной геодинамической обстановке, в условиях постколлизионного растяжения.

Изотопно-геохимические характеристики источников магм

Магматические породы и мигматиты Велиткенайского массива характеризуются достаточно существенными вариациями изотопных отношений Sr, Nd и Pb (табл. 2, рис. 10). Изотопные отношения $({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_i$, пересчитанные на возраст 108 млн лет (возраст большинства гранитоидных плутонов Чукотки), в монцонитоидах, гранитах и мигматитах массива варьируют от 0.713359 до 0.715114 при єNd(і) от -1.8 до -7.9 и в модельных двустадийных возрастах от 1070 до 1580 млн лет. В высокоглиноземистых мусковит-гранат-турмалиновых гранитах жильной фации установлен близкий параметр ε Nd(i) = -5.9 при значительно более высоком Rb/Sr отношении (обр. 7701 в табл. 2). Мезопротерозойские Nd-модельные возрасты хорошо согласуются с возрастом древнейших пород в фундаменте террейна Арктическая Аляска–Чукотка (Akinin et al., 2011; Amato et al., 2014).

Такие изотопные метки характерны для коровых магм с достаточно высокой долей ассимиляции,



Рис. 9. Распределение примесных некогерентных элементов в горных породах Велиткенайского массива. Нормализовано к модельному составу верхней континентальной коры (UC) по (Taylor, McLennan, 1995). Серым фоном показан интервал составов всех гранитоидов и ортогнейсов Чукотского п-ва и о. Врангеля.

значительно отличаются от таковых для вмещающих девонских парагнейсов и триасовых песчаников и филлитов (87 Sr/ 86 Sr)₍₁₀₈₎ = 0.716725-0.761369; ϵ Nd(i) = -9.0...-10.5, T_{Nd}(DM-2st) = 1650-1790 млн лет), которые прорываются интрузиями. Двухстадийный Nd-модельный возраст характеризует возраст, при котором изотопный состав образца, предположительно, был идентичен модельному резервуару CHUR или деплетированной мантии и компенсирует эффект возможного вторичного Sm/Nd фракционирования как результат корового парциального плавления (Liew, Hoffman, 1988). В сравнении с другими гранитными плутонами Чукотки (Чаунская и Билибинская провинции, граниты мыса Кибер), велиткенайские магматические породы (за исключением мигматита, обр. 5601, табл. 2) характеризуются чуть более радиогенным составом Sr. В изотопном составе источника велиткенайских магм доля зрелого корового компонента составляет около 70-80%, судя по модельным кривым смешения (рис. 10а). В качестве гипотетических мантийных компонентов смешения на этих кривых взяты составы

раннемеловых габброидов Телекайского района Чукотки (Ефремов, 2012) и средний состав нижнекоровых ксенолитов континентального обрамления Северо-Востока Азии (Акинин и др., 2013), а в качестве коровых компонентов смешения - неопротерозойский ортогнейс Кооленьского купола (Акинин, 2012; Rowe, 1998) и девонские парагнейсы Куульского поднятия, в котором обнажается Велиткенайский массив (обр. ELM11C2, табл. 2). Примечательно, что изотопный состав гранитоидов Чаунской провинции (массивы Певекский, Лоотайпынский, Янранайский) на диаграмме ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr–єNd формирует слабовыраженный тренд в направлении компонента EMII и состава палеопротерозойского ортогнейса Омолонского массива (рис. 10а), что позволяет предполагать наличие древнего фундамента в коре певекского блока Чукотки.

На диаграмме в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb— ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (рис. 10б) точки составов велиткенайских магматических пород находятся между полями гранитоидов Кооленьского купола и западной части Куульского поднятия (массив Кибер), форми-

Таблица 2. І	130топнь	ий состав	горных г	тород Ве.	литкенай	іского ку	пола					-			-	
Группа	1	2	МИ	2	1	1	1	2	2-AI	ВП	ВП	ВΠ	ВП	ВП	ВΠ	ВП
Образец	3500	5600	5601	6000	4600Agm	4600Kfs	EGC33A	EGC33B	7701	3101	3301	EGC25	EGC27	ELM11C2	ELM11C7	ELM11C8
Порода	Ц	ΓP	МИ	ΓP	МО	МО	ДИ	ΓP	ΓP	Tr	Tr	ШΓ	ШΓ	ШΓ	ШГ	ШГ
Rb	171.6	50.1	180.9	277.7	200.8	457.2	216.1	292.4	339.0	179.3	110.6	117.8	90.8	140.5	82.7	171.0
Sr	452.5	228.6	100.9	470.7	906.0	1086.3	517.5	567.1	13.0	31.3	38.1	227.4	85.5	157.0	169.7	250.2
Sm	10.43	2.84	5.09	6.61	14.30	6.33	16.65	38.85	0.85	7.06	7.61	6.64	9.69	5.93	4.53	7.52
Nd	61.29	13.53	23.64	38.60	86.61	35.88	82.48	240.78	2.28	39.93	41.26	36.77	57.84	28.88	22.92	40.33
Pb	27.5	18.2	26.9	65.7	26.0	83.6	29.3	50.2	18.2	26.1	16.9	20.6	27.4	13.1	9.4	11.5
U	9.07	0.69	0.76	3.60	3.41	0.66	5.07	6.32	1.50	2.41	1.35	2.07	2.69	2.01	1.53	2.23
87 Rb/ 86 Sr	1.098	0.635	5.193	1.709	0.641	1.219	1.209	1.493	76.497	16.687	8.417	1.501	3.083	2.597	1.412	1.980
$^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr}$	0.716799	0.715842	0.723799	0.717289	0.714344	0.715435	0.716623	0.717137	0.826827	0.786980	0.727691	0.723620	0.734810	0.734651	0.718893	0.721798
Епт, %	З	4	3	5	4	4	4	4	4	1	0	4	4	4	2	4
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1029	0.1267	0.1303	0.1035	0.0998	0.1066	0.1220	0.0975	0.2255	0.1070	0.1115	0.1091	0.1013	0.1241	0.1194	0.1127
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512167	0.512396	0.512501	0.512237	0.512291	0.512277	0.512214	0.512229	0.512354	0.512092	0.512104	0.512128	0.512065	0.512126	0.512048	0.512042
Епт, %	Э	3	6	1	2	4	3	1	4	1	1	1	2	1	1	3
$^{238}\mathrm{U}^{/204}\mathrm{Pb}$	21.12	2.43	1.79	3.49	8.37	0.50	11.06	8.07	5.21	5.83	5.06	6.53	6.21	9.78	10.50	12.33
$^{235}\mathrm{U}^{/204}\mathrm{Pb}$	0.153	0.018	0.013	0.025	0.061	0.004	0.080	0.059	0.038	0.042	0.037	0.047	0.045	0.071	0.076	0.089
$^{206} Pb/^{204} Pb$	19.189	19.004	18.990	18.882	18.885	18.712	19.061	18.931	18.965	18.712	18.970	19.092	18.798	19.027	19.310	19.074
Епт, %	0.065	0.063	0.066	0.085	0.068	0.085	0.067	0.073	0.064	0.067	0.064	0.063	0.067	0.063	0.063	0.064
$^{207} Pb/^{204} Pb$	15.650	15.645	15.642	15.636	15.631	15.621	15.644	15.636	15.638	15.622	15.651	15.671	15.623	15.653	15.665	15.657
Епт, %	0.073	0.070	0.073	0.095	0.076	0.095	0.075	0.082	0.071	0.075	0.071	0.071	0.074	0.070	0.070	0.071
$^{208}{ m Pb}/^{204}{ m Pb}$	39.433	39.177	39.199	39.212	39.425	38.914	39.376	39.800	38.789	38.682	39.172	38.780	38.921	39.179	39.399	39.326
Err, %	0.092	0.089	0.093	0.120	0.096	0.120	0.095	0.103	0.090	0.095	0.090	0.090	0.094	0.089	0.089	060.0
Sr (108)	0.715114	0.714868	0.715829	0.714666	0.713359	0.713565	0.714767	0.714845	0.709422	0.761369	0.722714	0.721316	0.730079	0.730666	0.716725	0.718759
Nd (108)	0.512094	0.512307	0.512409	0.512163	0.512221	0.512202	0.512128	0.512160	0.512195	0.512016	0.512025	0.512051	0.511994	0.512038	0.511964	0.511963
$\varepsilon_{\rm Nd}(0)$	-9.2	-4.7	-2.7	-7.8	-6.8	-7.0	-8.3	-8.0	-5.5	-10.7	-10.4	-10.0	-11.2	-10.0	-11.5	-11.6
Т, млн лет	106	101	600	103	103	104	106	101	100	245	245	360	360	360	360	360
εNd(i)	-7.9	-3.8	2.4	-6.6	-5.5	-5.8	-7.3	-6.7	-5.9	-7.9	-7.8	-5.9	-6.8	-6.7	-8.0	-7.8
$f_{ m Sm/Nd}$	-0.5	-0.4	-0.3	-0.5	-0.5	-0.5	-0.4	-0.5		-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4
$T_{Nd}(DM)$	1352	1320	1187	1263	1150	1243	1554	1209		1510	1559	1489	1470	1740	1779	1669
$T_{Nd}(DM-2st)$	1579	1234	1123	1467	1374	1405	1523	1473		1685	1677	1619	1690	1680	1787	1771
Примечание.	Порода:]	ГР – грань	1T, ГД — г <u>р</u>	анодиорь	тт, MO – м	тинонит	, ДИ – ди	орит, МИ	– мигмат	ит, Tr – тј	оиасовые	песчаник	и и алеврс	литы, ПГ	– девонс	кие пара-
гнейсы. I руп вонские крис	па: I – раі таллическ	нняя интр сие сланшь	узивная ф 1. Концен	аза, 2 — п трании эл	юздняя ин ементов о	нтрузивна «пределен	я фаза, М Ъі масс-сп	И — МИГМ Ісктрометі	атиты, 2 рическим	AI – BBICO METOROM	КОГЛИНОЗ(ИЗОТОПНО	емистые ж го разбавл	сильные ф іения и пр	оации, ВП	I – вмеща в г/т. Егг –	ющие де-
ность опреде	ления отн	ощения в	последния	х знаках и.	ли в проц	ентах (Еп	<i>., %).</i> Изот	опные па	раметры	5г и Nd пе	ресчитан	ы на возра	аст 108 мл	н лет. Изс	топные п	араметры
єNd(i) и Т _{Nd} (DM-2st) (Nd-модел	ыный одно	остадийнь	ый и двуст	адийный	возрасты	инресчил	ганы на ис	сходный і	возраст по	род (Т, мл	ин лет).			

МЕЛОВОЙ МОНЦОНИТ-ГРАНИТ-МИГМАТИТОВЫЙ ВЕЛИТКЕНАЙСКИЙ...

ПЕТРОЛОГИЯ том 30 № 3

2022



Рис. 10. Изотопный состав горных пород Велиткенайского массива и вмещающих его пород в сравнении с апт-альбскими гранитоидами Бидибинской и Чаунской провинций.

Изотопные отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) и величина єNd пересчитаны на возраст 108 млн лет. Велиткенайский массив и породы его обрамления: 1 – монцониты ранней фазы, 2 – лейкограниты поздней фазы, 3 – мигматит, 4 – жильные фации высокоглиноземистых *Grt-Ms* лейкогранитов, 5 – триасовые песчаники и филлиты, 6 – девонские парагнейсы. LC – средний состав нижней коры Северо-Востока РФ по данным изучения глубинных ксенолитов в щелочных базальтах (Акинин и др., 2013). Поля составов горных пород для сравнения: Кооленьский гранито-гнейсовый купол, Восточная Чукотка (Rowe, 1998; неопубликованные данные авторов), альбская Чаунская провинция гранитоидов (Ефремов, 2012; неопубликованные данные авторов), альбская Чаунская провинция гранитоидов (Ефремов, 2012; неопубликованные данные авторов), альбская провинция гранитоидов (Дучицкая и др., 2010), девонские гранитоиды мыса Кибер и Куэквуньского полнятия (Лучицкая и др., 2017). Омолонский палеопротерозойский ортогнейс, авторские данные (обр. ОМ111): ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7210, εNd(i) = –28. Кривые с бергштрихами – модельные кривые смешения между средним составом нижней коры, нижнемелового габбро Чукотки (Е) и протерозойского ортогнейса из фундамента Кооленьского купола. NHRL – линия сравнения северного полушария (Hart, 1984); S-K – линия эволюции свинца Земли по двухстадийной модели (Stacey, Kramers, 1975). руют линейный тренд, который вытягивается вдоль модельной изохроны с возрастом 660 млн лет (рис. 10б). Несмотря на то, что виртуальные точки велиткенайских пород на диаграмме аппроксимируются изохроной такого возраста с большой погрешностью, эта дата примечательна тем, что совпадает с возрастом унаследованных древних ядер в цирконах гранитоидов (обсуждение см. ниже), отражая гипотетический возраст протолита.

U-Pb геохронология

Изотопный состав циркона был исследован в 22 образцах Велиткенайского массива (из них 15 образцов – новые данные авторов) и 15 образцах гранитоидов из различных массивов чаунской провинции арктической Чукотки, включая 13 образцов из нашей коллекции (табл. 3; см. Supplementary 1, ESM 1.xlsx²).

В девяти исследованных нами гранитоидных массивах арктической части Чукотки 206 Pb/ 238 U возраст циркона варьирует от 109 до 104 (±1–2) млн лет (рис. 1, табл. 3). Важно отметить, что такой альбский возрастной интервал гранитоидов характерен именно для массивов, обнаженных в северной прибрежной арктической части Чукотки, в юго-западной части Чукотки возраст гранитоидов – аптский, от 123 до 112 млн лет (рис. 1). Это обстоятельство позволяет нам впервые выделять среди чукотских гранитоидов две субпровинции – альбскую Чаунскую и аптскую Билибинскую.

В пятнадцати датированных образцах гранитоидов и мигматитов двухфазного Велиткенайского массива средневзвешенные ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрасты циркона магматической стадии кристаллизации варьируют от 106 до 100 ($\pm 1-2$) млн лет в общей датированной популяции из 300 кристаллов (Suppl. 1, ESM 1.xlsx). При этом выявилось характерное различие в возрасте ранней и поздней фаз гранитоидов. Средневзвешенные значения U-Pb возраста цирконов в монцонитах и гранодиоритах ранней фазы варьируют от 106 до 103 $(\pm 1-2)$ млн лет, без признаков древних унаследованных ядер в кристаллах (табл. 3, рис. 11, 12, 13). В цирконах лейкогранитов, высокоглиноземистых гранитов поздней фазы, напротив, U-Pb возраст моложе – около 99–101 млн лет, а в ядрах кристаллов циркона систематически устанавливаются древние унаследованные домены с возрастом около 630-590 млн лет (табл. 3, рис. 11, 12, 13). Таким образом, судя по разнице в возрасте автокристов и антекристов циркона, характеризующих магматическую стадию сегрегации и кристаллизации, время кристаллизации магмы Велиткенайского монцонит-гранитного плутона можно оценить в 6—7 млн лет, близкий интервал намечается и для датированных нами массивов чаунской провинции гранитоидов (табл. 3).

В велиткенайских мигматитах обнаружены цирконы также с унаследованными неопротерозойскими ядрами, для неосомы характерно преобладание цирконов с альбским возрастом, а для палеосомы — с неопротерозойским (табл. 3, рис. 11, 12, 13; Suppl. 1, ESM_1.xlsx).

Неопротерозойские U-Pb возрасты (660-612 млн лет) установлены также в цирконах ортогнейсов. встречающихся в виде ксенолитов в лейкогранитах поздней фазы Велиткенайского массива (табл. 3, рис. 12). Это обстоятельство позволяет заключить, что такие ортогнейсы могут выступать в качестве протолита для выплавления велиткенайских магм. Примечательно, что неопротерозойские цирконы обнаружены в комплексе уникальных симплектитовых гранатовых габброамфиболитов, которые слагают вместе с аподунитовыми серпентинитами и гарибургитами мегаксенолиты в центральной части Велиткенайского гранит-мигматитового комплекса (рис. 2, Suppl. 1, ESM_1.xlsx). Цирконы в габбро-амфиболите (обр. 5310, Suppl. 1, ESM 1.xlsx) установлены in situ в шлифах, как продукты проградного метаморфизма и распада более ранних магматических и метаморфических минеральных ассоциаций. Исследованные цирконы большей частью показывают нарушенные U-Pb изотопные отношения, формируя дискордию с неопротерозойским U-Pb возрастом для верхнего пересечения (около 670-560 млн лет), нижнее пересечение устанавливается только по одному кристаллу циркона, для которого 206 Pb/ 238 U возраст составил 103 ± 4 млн лет.

Вмещающие парагнейсы или биотит-кварцполевошпатовые кристаллические сланцы, судя по наиболее молодым детритовым популяциям циркона в них, имеют девонский и карбоновый возраст, что хорошо согласуется с геологическими данными (Желтовский, 1980). Девонские даты установлены также в ортогнейсах Куэквуньского массива, обнажающегося недалеко от Велиткеная в Куульском поднятии (рис. 1, табл. 3, обр. KU-1). Эдиакарские и девонские даты были надежно установлены в ортогнейсах Кооленьского, Нешканского, Сенявинского и Куульского метаморфических куполов и поднятий, а также Чукотского бордерленда (Akinin et al., 1997; Natal'in et al., 1999; Акинин, 2012; Лучицкая и др., 2015; Brumley et al., 2015). Эти данные позволяют надежно выделять инициальные байкальские и каледонские магматические и метаморфические события в

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно приведены:

ESM_1.xlsx (Suppl. 1) – Результаты U-Pb SHRIMP-RG датирования циркона Велиткенайского монцонит-гранитмигматитового комплекса и гранитных массивов Чукотки; ESM_2.xlsx (Suppl. 2) – Изотопный состав Hf и O в цирконах из гранитоидов и ортогнейсов Чукотки.

	Таблица 3. провинци	Возраст и Чукотк	U-Pb Me	тод, SHRI	MP-RG) и		Й COCI	ав Hf и (0 цирк	она из г	лорных порол	ц Вели	ткена	йского к	упола	и гранито	идов Чаунск
	Номер образца	Порода	Группа	Широта	Долгота	U-Рb возраст, млн лет	$\pm 2s$	CKBO	d	Ν	Метод оценки	δ ¹⁸ O, %0	$\pm 2s$	εHf(i)	±2s	Генезис	Литературны источник
					Ben	иткенайск	ий мон	-шпнот	-тинре	-мигмап	питовый ком	плекс					
	3500	Ц	1	69.2164	177.1186	106	0.5	0.21	0.65	12/12	K					Магм.	Эта статья
	4005*	МО	1	69.1960	177.1920	105	1	1.1	0.29	15/15	K					Магм.	Эта статья
	4600b	МО	1	69.2092	177.1919	105	-	0.2	0.82	3/5	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
	4600gm	МО	1	69.2092	177.1919	103	1	0.13	0.72	11/11	K					Магм.	Эта статья
	4600Kfs	МО	1	69.2092	177.1919	104	1	0.06	0.81	8/10	K					Магм.	Эта статья
	7706	МО	1	69.6980	176.6140	105	1.5	1.1	0.3	9/11	К					Магм.	Эта статья
	EGC11A	МО	1	69.1847	177.2147	106	1	0.37	0.54	9/10	K	9.4	0.11	-9.3	1.1	Магм.	[1]
	EGC15	МО	1	69.1854	177.2247	105	1	3.8	0.05	15/16	K	8.7	0.2	-8.5	1.1	Магм.	[1]
	EGC33A	ДИ	1	69.2534	176.9423	106	1.5	0.23	0.63	12/12	К			-8.5	1.0	Магм.	[1]
	EGC40a	МО	1	0669.69	176.6196	104	1	4.5	0.03	9/10	K			-5.0	1.8	Магм.	Эта статья
	369-500	МО	1	69.1983	177.2061	102.5	2				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
	369-500	МО	1	69.1983	177.2061	364	44	1.6			D					Унаслед.	Эта статья
	4504	ΓP	2	69.2083	177.1889	100	8.5	1.9		6/10	L	7.5	0.6	-3.8	1	Магм.	Эта статья
	4504	ΓP	2	69.2083	177.1889	608	45	1.9		1/10	Ŋ	5.8	0.2	13	Ч	Унаслед.	Эта статья
П	0009	ΓP	2	69.2731	176.8303	103	Ţ	0.81		9/11	CH					Магм.	Эта статья
ETPO	EGC33B	ΓP	2	69.2534	176.9423	101	4	1.4		19/21	L					Магм.	Эта статья
оло	EGC33B	ΓP	2	69.2534	176.9423	591	32	1.4		19/22	Ŋ					Унаслед.	Эта статья
ГИЗ	5100*	ΓP	2	69.2730	176.9120	587	15	1.2		14/14	Ŋ					Унаслед.	Эта статья
я	5100*	ΓP	2	69.2730	176.9120	101	2	1.2		14/14	L					Магм.	Эта статья
том	EGC31	ДΜ	2	69.2243	177.1524	100	1	0.73	0.39	11/13	K	9	0.4	-2.9	0.4	Магм.	[1]
r 30	3300	ΓP	2-AI	69.2131	177.1161	102	0.5	0.83	0.44	3/5	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
No	7701	ΓP	2-AI	69.6900	176.6197	101	1	0.15	0.7	3/6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
3	EGC30	ΓP	2-AI	69.1655	177.2628	102.5	1	0.41	0.52	20/25	К	8.3	0.4	-2.4	1.8	Магм.	[1]
202	EGC30	ΓP	2-AI	69.1655	177.2628	629	20	1.6		1/25	Ŋ	6.2	0.12	11.3	1	Унаслед.	[1]
22	4719*	МИ	МИ	69.2310	177.2980	108	2			1/20	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья

246

АКИНИН и др.

рания с ПЕТРОЛО	Номер бразца	Порода	Группа	Широта	Долгота	U-Pb возраст, млн лет	±2s	CKBO	d	Ν	Метод оценки	δ ¹⁸ Ο, %0	$\pm 2s$	εHf(i)	$\pm 2s$	Генезис	Іитературный источник
) ГА	'19*	МИ	ИМ	69.2310	177.2980	600	13	0.52	0.47	8/20	K					Унаслед.	Эта статья
ъ к	501	МИ	ИМ	69.3094	176.8597	102.5	2.5	2		2/10	K					Магм.	Эта статья
й том	GC35A	МИ	ИМ	69.2635	177.0409	103	1.5	0.97		8/12	CH					Магм.	[1]
й л 30	GC35A	МИ	ММ	69.2635	177.0409	629	23	0.7		10/10	U					Унаслед.	[1]
ы Ц	GC21	ОΓ	ИМ	69.2307	177.2225	661	11	1.3			U	5.8	0.6	4.6	0.6	Магм.	[2]
ĭ № 3	GC36	OΓ	МИ	69.2831	176.9151	612	7	0.9	0.47	16/20	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	5.1	0.5	8.1	1	Магм.	[2]
2		_	_	_		Гранитои	дные л	ассивы	чаунско	й прови	нции Чукоткі	,	-	_	-	_	
й 022	3C6	МО	Peg	69.0069	175.1932	107	2	1.8		11	CH					Магм.	[1]
Ă	GC8	Ц	Kuv	69.1721	175.8172	105	2	1.3		8	CH					Магм.	[1]
85	005	МО	Inro	69.8937	171.4218	107	1.5	4		9/10	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
Ъ	V2	МО	Pev	69.6867	170.3997	109	1	3.6	0.01	7/13	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
ю	V15	МО	Pev	69.6058	170.2058	105	1	3.5		5/13	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
ю	V8	Ц	Loo	69.6597	170.9519	107	0.5	1	0.43	9/11	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
87	00,	ЛА	dike	69.9519	171.3825	108	1	1.7	0.09	9/10	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
42	?/A85	ΓP	Erg	65.8364	-176.2336	107	1			2/4	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
26	8	ГР	Val	64.6917	-173.696	104	1	0.08	0.78	10/10	K					Магм.	Эта статья
K	U-1	ГР	Kue	68.5997	178.800	324	5	0.23	0.64	6/8	K.	6.8	0.2	0.9	Η	Магм.	Эта статья
			Ш Ш	ранитоидн	ые массивы	Охотско-	Чукоп	іского в)	лканоге	нного ис	яса (централ	би-она	котск	ий сегмен	(mi		
83	00	ΓP	Pyr	69.745	171.553	92	1	1.1	0.3	10/10	K					Магм.	Эта статья
88	00:	ΓP	Yan	69.9653	171.3774	91.4	0.5	0.02	0.9	4/7	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
81	00	ΓP	Sev	69.761	171.6341	88	1	0.39	0.53	6/2	К	2	0.5	7.9	0.2	Магм.	Эта статья
цити Цити В и Ц	римечани т, ЛА – д птрузивна: тировани зы выпол	е. Аббрев ампрофиј я фаза, 2- ие выполн нены на S	иатура обо р, ОГ – нес – поздняя ено на SHI (НКІМР-II)	значения го опротерозо интрузивна RIMP-RG в в ЦИИ ВС	орных пород йские ортогн я фаза, МИ 3 микроанали ЕГЕИ (Санк	и групп – нейсы , Кfs – мигмати лтическом т-Петербу	так же : – кал ты, 2-, центр рг). Ли	как и в т иевый п АІ – высо с Стэнфс тературі	абл. 1, 2 олевой 1 окоглино ордского ный исто	: ГР – гр. шпат, gm эземисть универс учник: Эл	анит, ГД – гра – основная м е жильные фа итета-USGS (а статыя – дан	нодиор асса кр цции. США), Ные авт	ит, МС упноп за иск оров,) – монцо эрфировн пючением 1] – (Mill	ынит,) ых раз и обра ler et al	ЦИ – диори ностей. Гру зцов, помеч I., 2018), [2] -	г, МИ – мигма- ппа: 1 – ранняя енных *, – ана- – (Gottlieb et al.,
Да Да	18). ты и пог	решности	округлень	I ДО ЦЕЛЫХ.	Метод оцени	ки возраст	a: K –	среднев	звешенн	ый конк	ордантный ²⁰⁷ 206-	Pb/ ²³⁵ 1	J и ²⁰⁶	Pb/ ²³⁸ U _B	oapac	$\Gamma, U - Bepxi$	ее пересечение
дд Нз	скордии, lf(i) – cpe	L – ниж дневзвеш	нее пересе енные знач	чение диск тения.	ордии, СН –	- U-Pb Bog	раст п	о хорде н	с обыкн	овенном	/ свинцу, "`` Р	b/*** U	– cbел	невзвеше	нный	U 200 Pb/200	возраст; д"U и

Таблица 3. Окончание

МЕЛОВОЙ МОНЦОНИТ-ГРАНИТ-МИГМАТИТОВЫЙ ВЕЛИТКЕНАЙСКИЙ...

247

Рис. 11. U-Pb возраст циркона из гранитоидов Чаунской провинции Чукотки. Номера образцов соответствуют таковым с приведенными U-Pb возрастами в табл. 3. Возраст унаследованных ядер в цирконе показан внизу соответствующим для породных групп цветом.

фундаменте террейна Арктическая Аляска-Чу-котка.

Изотопный состав Hf и О циркона

Вариации изотопного состава гафния $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})$ и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) были исследованы в цирконах из трех образцов монцонитоидов ранней фазы, трех образцов лейкогранитов и высокоглиноземистых гранитов поздней фазы (табл. 3, Suppl. 2, ESM 2.xlsx), а также двух образцов ортогнейсов из фундамента Куульского поднятия (последние взяты из работы (Gottlieb et al., 2018)). Для каждого из образцов изотопные характеристики измерены не менее чем в 7-10 индивидуальных кристаллах циркона. С целью сравнения и исследования источников велиткенайских магм были изучены изотопные характеристики цирконов также в трех образцах ортогнейсов Кооленьского купола и Куэквуньского поднятия (Suppl. 2, ESM 2.xlsx). Значение параметра єНf(i) в велиткенайских монцонитоидах ранней фазы варьирует от -11 до -7.4, а δ^{18} О от 9.9 до 8.4 (табл. 3, рис. 14), указывая на существенную долю зрелого корового материала в источнике магм. Модельные Hf возрасты циркона для этих пород составляют от 1.2 до 1.1 млрд лет. В лейкогранитах поздней фазы, напротив, эти значения отличаются, демонстрируя тренд в направлении более ювенильных мантийных значений (ϵ Hf(i) от -4.7 до -1.5; δ^{18} O от 8.7 до 5.8; Suppl. 2, ESM_2.xlsx, рис. 14), для модельных Hf возрастов, главным образом, в интервале от 900 до 800 млн лет. Примечательно, что неопротерозойские унаследованные ядра в цирконе велиткенайских гранитоидов, а также цирконе велиткенайских гранитоидов, а также цирконы из ортогнейсов Кооленьского купола, Куульского поднятия и фундамента о-ва Жохова (Akinin et al., 2015) имеют самые высокие ювенильные мантийные изотопные метки, достигающие величин ϵ Hf(i) +11 и +13 при δ^{18} O от 4.9 до 6.2 (рис. 14). Расчетные Hf-модельные возрасты при таких параметрах достигают 2.1–1.4 млрд лет.

ОБСУЖДЕНИЕ

Этапы гранитоидного магматизма террейна Арктическая Аляска–Чукотка

В кристаллическом блоке Арктическая Аляска– Чукотка (ААЧ) (о-ва Де-Лонга, Чукотка, о. Врангеля, п-ов Съюард на Аляске, Чукотский бордерленд) на основании надежных U-Pb изотопных датировок по циркону, полученных в последние два десятилетия, можно выделить следующие семь этапов гранитоидного магматизма, которые отражают

Рис. 12. Диаграммы с конкордией для цирконов Велиткенайского монцонит-мигматитового массива в представительных образцах (см. табл. 3).

Черные точки – измеренные изотопные отношения в индивидуальных кристаллах циркона (SHRIMP-RG инструмент). Цветные области – плотность распределения точек с учетом погрешности измерений 2σ (алгоритм по Sircombe, 2007). Т – средневзвешенный конкордантный возраст, СКВО – среднеквадратичное взвешенное отклонение, p – вероятность.

АКИНИН и др.

Рис. 13. Изображение кристаллов велиткенайских цирконов в катодолюминесцентном излучении для каждой из выделенных породных групп, представительные образцы (см. табл. 3).

Кружками разного цвета показаны области анализа и значения U-Pb возраста (²⁰⁶Pb/²³⁸U дата, скорректированная на ²⁰⁷Pb), величины εHf(i) и δ¹⁸O. Примечательны ювенильные мантийные значения изотопных отношений Hf и O в унаследованных ядрах циркона из мигматизированных ортогнейсов и лейкогранитов поздней фазы.

Рис. 14. Вариации εHf(i) и δ¹⁸О в исследованных цирконах Чукотки и магматических поясах Северо-Востока Азии. Велиткенайский купол, Кооленьский купол и Куэквуньский ортогнейс – данные настоящей работы. Остальное литературные источники: [1] – (Akinin et al., 2015); [2] – (Akinin et al., 2020); [3] – (Gottlieb et al., 2018); [4] – (Лучицкая и др., 2020). Примечательны ювенильные мантийные значения εHf(i) в цирконах из ортогнейсов Кооленьского и Велиткенайского купола, ксенолитов фундамента о. Жохова (архипелаг Де-Лонга), а также в унаследованных ядрах в велиткенайских ортогнейсах, мигматитах и лейкогранитах поздней фазы.

эволюцию и рост континентальной коры в этом террейне: неопротерозойский (710–600 млн лет), девонско-раннекарбоновый (390–350 млн лет), позднеюрский (146–145 млн лет), валанжин-готеривский (135–131 млн лет), аптский (125–112 млн лет), альбский 108–100 млн лет), турон-коньякский (93–85 млн лет) (Akinin et al., 1997, 2011, 2012,

2015, 2020; Brumley et al., 2015; Gottlieb et al., 2018; Miller et al., 2009; Pease et al., 2018; Tikhomirov et al., 2008; Катков и др., 2007; Лучицкая, Соколов, 2021; Лучицкая и др., 2015, 2019; Тихомиров и др., 2008). Кроме этих коровых проявлений магматизма, известен еще крупный этап внутриплитных позднепермских (~252 млн лет) габбо-диабазов,

синхронных проявлению Сибирского суперплюма (Леднева и др., 2021). Неопротерозойские и девонские гранитоиды и ортогнейсы впервые были надежно датированы U-Pb методом на о. Врангеля (Kos'ko et al., 1993), затем близкие U-Pb датировки были воспроизведены практически на всей площади террейна Арктическая Аляска–Чукотка: в куполе Киглуайк (Amato et al., 2014), Кооленьском куполе и Куульском поднятии (Akinin et al., 2011; Natal'in et al., 1999), в фундаменте о-ва Жохова (Akinin et al., 2015). В настоящей статье мы показали, что неопротерозойские ортомагматиты могут являться протолитом и для выплавления альбских гранитоидов, что фиксируется систематическим обнаружением унаследованных ядер в цирконе велиткенайских лейкогранитов и мигматитов. Позднеюрские гранитоиды и ассоциирующие риолиты задокументированы только в одном из участков центральной части Чукотки (Tikhomirov et al., 2008), а валанжин-готеривские только в двух участках на восточной части Чукотки (Лучицкая и др., 2013; Pease et al., 2018). Аптские граниты распространены, главным образом, в юго-западной части Чукотки (в субмеридиональной полосе к северу от Южно-Анюйской сутурной зоны, примерно параллельно ей) и на п-ве Съюард. Альбские и позднемеловые гранитоиды широко распространены по всей площади арктического побережья Якутии, Чукотки и Аляски. На территории Чукотки гранитоидные интрузии такого возраста значительно преобладают, их закономерное расположение в пространстве позволяет нам впервые выделить в регионе три субпровинции – аптскую Билибинскую, альбскую Чаунскую и турон-коньякскую Охотско-Чукотскую (рис. 1). Вероятнее всего, такое расположение связано с миграцией коровых источников магм под воздействием инициирующих плавление тектонических событий – формирования тытыльвеемского посторогенного коллапса орогена в апте (Тихомиров и др., 2017) и регионального растяжения в альбе (Miller, Verzhbitsky, 2009).

Ранее, на основе K-Ar и Rb-Sr методов, в составе чаунских гранитоидов (район пос. Певек) выделяли как альбские, так и берриас-барремские гранитные интрузии (Ефремов, 2009; Милов, 1975; Дудкинский и др., 1997); всего выделялось до четырех магматических этапов, начиная от 147-140 млн лет до 85-78 млн лет (Ефремов, 2012). Однако более надежные датировки по циркону U-Pb методом в дальнейшем такую стадийность в этом районе не воспроизвели, среди наиболее древних были выявлены только альбские и аптские интрузии (Катков и др., 2007; Тихомиров и др., 2011; Лучицкая и др., 2019; Akinin et al., 2012, 2020; Miller et al., 2009). При этом надо понимать, что более молодые турон-кампанские интрузии явно характеризуют совершенно иной этап геодинамического развития, связанный с формиро-

ванием надсубдукционного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Акинин, Миллер, 2011). Судя по составу пород и ювенильным мантийным меткам Hf в исследованных нами цирконах, неопротерозойские гранитоиды и ортогнейсы формировались в рифтогенной обстановке, на стадии раскола и растяжения террейна Арктическая Аляска-Чукотка. Девонские граниты связаны с проявлениями различных фаз элсмирской орогении, широко проявленной в Арктическом регионе (Лучицкая, Соколов, 2021). Аптский и альбские этапы вулканизма и монцонит-гранитного интрузивного магматизма связаны с посторогенным этапом растяжения (Miller, Verzbitsky, 2009; Miller et al., 2009). Наконец, сеноман-кампанские известково-щелочные комплексы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса формировались в надсубдукционной обстановке (Акинин, Миллер, 2011).

Возраст древнейших метаморфических пород Чукотки

Обнаруженные в ядрах кристаллов велиткенайских цирконов неопротерозойские домены (с ювенильными изотопно-геохимическими характеристиками) заставляют обратиться к обзору возраста и природы древнейших метаморфических пород, обнаженных на Чукотке. В работах (Akinin et al., 1997, 2011; Amato et al., 2014; Kos'ko et al., 1993; Natal'in et al., 1999) впервые на основе прецизионных U-Pb датировок выделяется неопротерозойский и девонский эпизоды гранитоидного магматизма в Кооленьском куполе на Чукотке, на о-ве Врангеля и п-ве Съюард, Аляска. В дальнейшем этот этап задокументирован в ксенолитах фундамента о-ва Жохова (Akinin et al., 2015) и повторно описан на о-ве Врангеля и в Куульском поднятии на побережье арктической части Чукотки (Gottlieb et al., 2018; Luchitskaya et al., 2017). В драгированных породах Чукотского бордерленда древнейшие ортометаморфические породы описаны авторами как кембрийско-ордовикские (Brumley et al., 2015; O'Brian, Miller, 2014). Однако, судя по приведенным данным, в них широко распространены также конкордантные цирконы с возрастом до 600-660 млн лет. что не исключает их неопротерозойский возраст.

Для оценки возраста наиболее древних комплексов, вовлеченных в формирование и последующую деструкцию континентальной коры ААЧ, мы провели U-Pb датирование детритовых популяций циркона из парагнейса Кооленьского купола (обр. N20, район оз. Коолень) и из парагнейсов Куульского поднятия (в южном и юго-западном обрамлении Велиткенайского массива). В первом датировки 21 кристалла циркона показали конкордантные возрасты с кластерами около 1.7–1.6 млрд лет, 1.3–1.2 млрд лет и единичные даты неопротерозойского (547 ± 42 млн лет) и девонского (370 ± 51 млн лет) возраста (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст, SHRIMP-RG). В Куульском поднятии датировки цирконов из пяти биотит-кварц-полевошпатовых кристаллических сланцев показали три хорошо выделяющихся кластера возрастов: 1.8-1.3 млрд лет. 1240-860 млн лет и 700-370 млн лет (481 кристалл, LA-ICP-MS). Три наиболее древних кристалла циркона имеют конкордантный возраст 2.77-2.74 млрд лет. Неопротерозойско-девонский кластер наиболее представительный, в него входит 283 датированных кристалла циркона. Таким образом, установлено, что источником размыва и переотложения в ААЧ являлись неопротерозойские магматические породы (ортогнейсы), которые теперь надежно установлены в комплексах гранитно-метаморфических куполов Чукотки. Судя по возрасту докембрийских цирконов в детритовых популяциях велиткенайских девонских парагнейсов, преобладающими являются мезопротерозойские кристаллы (от 1 до 1.6 млрд лет), палеопротерозойские цирконы (1.6–1.8 млрд лет) встречаются значительно реже. Учитывая, что популяции с возрастным интервалом от 1 до 1.6 млрд лет характеры для Балтики, а популяций, характерных для Сибири (1.8-2 млрд лет, Safonova et al., 2010), практически не обнаружено, наиболее подходящим источником сноса является Балтийский щит (например, Miller et al., 2011, 2018).

Модель эволюции Велиткенайского монцонитмигматитового купола

Полученные данные позволяют нам выделять в центральной части Куульского поднятия Велиткенайский монцонит-гранит-мигматитовый купол, эволюция которого может быть прослежена в характеристике следующих геологических комплексов (рис. 15). В центральной части купола обнажаются мигматизированные неопротерозойские ортогнейсы, U-Pb возраст циркона в палеосоме которых составляет от 660 до 600 млн лет (ϵ Nd(i) от -1.8 до -3.8), а в неосоме – около 103 ± 2 млн лет. Циркон ортогнейсов характеризуется ювенильными изотопными характеристиками (ϵ Hf(i) от +11 до +8.5 при δ^{18} O от 6.4 до 5.9), указывая на существенную долю мантийной компоненты в протолите. Ортомагматическая природа мигматизированных гнейсов подчеркивается относительно узким интервалом возрастов циркона, что нехарактерно для парагнейсов, для которых следовало бы ожидать наличия детритовых популяций циркона с обширным интервалом возрастов от архея и моложе. Такие детритовые популяции с возрастами от 2.7 млрд лет до 370 млн лет мы установили для цирконов из девонских парагнейсов, которые обнажаются на крыльях Велиткенайского купола и характеризуются коровыми Nd-изотопными характеристиками и наиболее древними модельными возрастами (ϵ Nd(i) от -1.8 до -3.8; T_{Nd}(DM-2st) = 1.6-1.7 млрд лет, рис. 15).

В составе комплекса неопротерозойских мигматизированных ортогнейсов закартированы мегаксенолиты или будины офиолитов (выходы апогарцбургитовых серпентинитов и гранат-амфиболовых метагаббро), возраст которых также неопротерозойский. Учитывая то, что эти породы обнажаются в виде серии небольших выходов (первые десятки метров) вдоль узкой полосы, не исключено, что они были выведены на поверхность в виде будин по зоне надвига или глубинного разлома (рис. 15).

Монцонитоиды ранней фазы Велиткенайского массива внедрились на ранних стадиях подъема купола, приблизительно от 106 до 103 ± 1 млн лет назад. Выплавлялись эти породы из относительно зрелого корового субстрата (в породах єNd(i) от -5.5 до -7.9; Т_{Nd}(DM-2st) = 1.4-1.6 млрд лет, в цирконах ε Hf(i) от -11 до -7 при δ^{18} O от 10 до 8.4). Примечательным является отсутствие унаследованных древних доменов в ядрах циркона монцонитоидов. Это обстоятельство наталкивает на мысль, что, вероятно, древний протолит был уже переплавлен полностью в мелу при андерплейтинге базитовых магм в нижней коре. Такой сценарий не является уникальным: меловой состав нижней коры на континентальных окраинах Северо-Востока Азии был установлен по результатам изучения ширкона из нижнекоровых ксенолитов в поздненеогеновых щелочных базальтах (Акинин и др., 2013). Вариации концентраций главных и примесных элементов в монцонитоидах ранней фазы согласуются с моделью фракционной кристаллизации (флотации) полевых шпатов, магнетита и амфибола, привнос калия флюидами играл, по-видимому, также важную роль в петрогенезисе. Учитывая, что монцонитоиды нередко имеют гнейсовую и директивную структуру, мы заключаем, что их внедрение происходило в условиях деформационного стресса (правые сдвиги).

Более молодые лейкограниты поздней фазы $(102-101 \pm 1 \text{ млн лет})$, напротив, отличаются тем, что систематически содержат цирконы с унаследованными древними доменами в ядрах (630-308 млн лет), которые к тому же характеризуются ювенильными мантийными метками Hf и O (ϵ Hf(i) от +11 до +13, при δ^{18} O около 5.8) такими же, как и в неопротерозойских ортогнейсах. Это однозначно указывает на то, что последние являются протолитом для выплавления лейкогранитов поздней фазы. Сохранность древних унаследованных ядер циркона в лейкогранитах связана с более низкотемпературным и, вероятно, сухим характером этих магм в отличие от монцонитоидов ранней фазы. В отличие от монцонитоидов, в лейкогра-

253

Рис. 15. Модельный разрез через Велиткенайский купол, арктическая часть Чукотки.

Обобщенные параметры возраста и изотопных меток показаны для каждой из исследованных породных групп. Возраст и изотопные параметры для ортогнейсов включают кроме велиткенайских данные по Кооленьскому куполу. MASH – предполагаемая область плавления, ассимиляции, сегрегации и гомогенизации магм. Геохимические параметры пород комплексов (ɛNd) и цирконов из них (U-Pb возраст, ɛHf, δ^{18} O): 1) – ортогнейсы фундамента, U-Pb возраст равен 660–600 млн лет, ɛHf(i) = +11...+3.4, δ^{18} O = 6.4–4.8; 2) – мигматизированные ортогнейсы (ɛNd = = -3.8...+2.4, T_{Nd}(DM-2st) = 1.0–1.2 млрд лет), U-Pb возраст неосомы ~103 ± 2 млн лет, U-Pb возраст палеосоме ~660–612 млн лет, ɛHf(i) = +11...+3.4, δ^{18} O = 6.4–4.8; 3) – девонские парагнейсы (ɛNd = -8.7...–10.4, T_{Nd}(DM-2st) = 1.6–1.7 млрд лет), U-Pb возраст садконакопления ~370 млн лет, U-Pb возраст детритовых популяций ~2.7–0.7 млрд лет; 4) – будины офиолитов, U-Pb возраст кристаллизации габсо-амфиболитов ~670–560 млн лет; 5) – монцонитоиды ранней фазы (ɛNd = 7.3...–7.9, T_{Nd}(DM-2st) = 1.4–1.6 млрд лет) U-Pb возраст кристаллизации ~106–103 (±1) млн лет, ɛHf(i) = -11...–7, δ^{18} O = 10–8.4; 6) – лейкограниты поздней фазы (ɛNd = -3.8, ...–6.7, T_{Nd}(DM-2st) = 1.2–1.4 млрд лет), U-Pb возраст кристаллизации ~102–101 (±1) млн лет, ɛHf(i) = -4.7...–1.5, δ^{18} O = 8.7–5.8, U-Pb унаследованных ядер ~630–608 млн лет, ɛHf(i) = +11...+13, δ^{18} O = 5.8; 7) – вулканические накопления Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, U-Pb возраст кристаллизации составляет 93–88 млн лет.

нитах устанавливаются более низкие значения $\epsilon Nd(i)$ от -3.8 до -6.7 и расчетные Nd-модельные двустадийные возрасты ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.2-1.4$ млрд лет). Такие же тенденции выявлены и для изотопного состава Hf и O в цирконах (рис. 15). Процессы AFC – конкурирующих ассимиляции и фракционной кристаллизации играли более значительную роль в петрогенезисе гранитов поздней фазы, в отличие от монцонитоидов ранней фазы.

Выведение комплексов Велиткенайского купола на поверхность завершилось до 93 млн лет, судя по возрасту перекрывающих вулканических пород Охотско-Чукотского вулканогенного комплекса (рис. 15). Этому не противоречат данные по ⁴⁰Ar/³⁹Ar датированию биотита и амфибола в гранитоидах и мигматите, которые составили от 100 до 95 млн лет (Miller et al., 2018).

Велиткенайский монцонит-мигматитовый купол был сформирован на посторогенной стадии, в геодинамических условиях постколлизионного растяжения и региональных правосторонних сдвиговых деформаций. Такой вывод согласуется, с одной стороны, с результатами структурных наблюдений в регионе (Miller, Verzhbitsky, 2009), с другой стороны, подтверждается нашими полевыми наблюдениями, однозначно указывающими на сдвиговый характер южной границы Велиткенайского массива (рис. 2). Геохимические характеристики изученных гранитоидов с применением дискриминантных геодинамических диаграмм не противоречат такому выводу (рис. 7е).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Обобщение результатов петролого-геохронологического изучения гранитоилов и лревнейших ортометаморфических пород террейна Арктическая Аляска-Чукотка позволяет выделить семь этапов гранитоидного магматизма, которые отражают эволюцию и рост континентальной коры в этом террейне: неопротерозойский (710-600 млн лет), девонско-раннекарбоновый (390-350 млн лет). позднеюрский (146-145 млн лет), валанжин-готеривский (135-131 млн лет), аптский (125-112 млн лет), альбский 108-100 млн лет), турон-коньякский (93-85 млн лет). На Чукотке максимальные темпы роста коры регистрируются в мелу, когда были сформированы три широко проявленные гранитоидные субпровинции – аптская Билибинская, альбская Чаунская и турон-коньякская Охотско-Чукотская.

2. Формирование Велиткенайского монцонитгранит-мигматитового комплекса или купола реконструируется в три этапа (рис. 15): 1) плавление в нижней коре в результате магматического подслаивания (андерплейтинга) мафических магм, сегрегация и гомогенизация расплава в зоне MASH, внедрение и кристаллизация монцонитоидов ранней фазы около 106 ± 2 млн лет назад на фоне деформанионного стресса слвиговой приролы: 2) мигматизация блоков древнего неопротерозойского протолита ортогнейсов около 103 ± 2 млн лет назад; 3) ремобилизация и анатектическое плавление блоков древнего неопротерозойского протолита, внедрение и кристаллизация лейкогранитов поздней фазы около 100 млн лет назад (унаследованные домены соответствующего возраста систематически встречаются в ядрах цирконов мигматитов и лейкогранитов).

3. Протолитом для выплавления велиткенайских монцонитоидов ранней фазы $(T_{Nd}(DM-2st) =$ = 1.4–1.6 млрд лет) служили протерозойские породы фундамента ААЧ. В цирконах монцонитоидов не обнаружено древних унаследованных доментов в ядрах, что может быть объяснено переплавлением древнего протолита в результате мелового андерплейтинга в нижней коре. Протолитом для велиткенайских лейкогранитов поздней фазы $(T_{Nd}(DM-2st) = 1.2-1.4$ млрд лет) служили неопротерозойские ортогнейсы, которые слагают центральную часть мигматизированного ядра Велиткенайского купола. В цирконах лейкогранитов и мигматитов систематически обнаруживаются унаследованные ядра (660-600 млн лет), которые характерны для ортогнейсов в фундаменте блока Арктическая Аляска-Чукотка (Кооленьский купол, Нешканское и Сенявинское поднятия).

Благодарности. Авторы выражают благодарность М.В. Лучицкой и А.А. Сорокину за замечания, которые позволили улучшить восприятие текста статьи. Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке гранта CRDF RUG1-7089-XX-13 (полевые работы, изотопно-геохронологические исследования циркона), а также гранта РНФ № 20-17-00169 и НОЦ "Север: территория устойчивого развития" (завершение рукописи, финальные изотопно-геохимические исследования пород).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Дис. ... докт. геол-мин. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2012. 320 с.

Акинин В.В., Котляр И.Н. ГЕОХРОН — компьютерная база данных изотопного датирования минералов, горных пород и руд Северо-Востока России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Ред. С.Г. Бялобжеский. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 313–318.

Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.

Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентального обрамления северной Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-среднекоровым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 34–73.

Балтыбаев Ш.К. Мигматитообразование в калиевой зоне Северного Приладожья: термодинамические режимы плавления и кристаллизации, геохимическое моделирование перераспределения химических элементов в системе субстрат-расплав // Тр. КарНЦ РАН. Серия "Геология докембрия". 2012. С. 1–16.

Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке Сибири. Статья 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 84–93.

Дудкинский Д.В., Козлов В.Д., Ефремов С.В. Петрологогеохимические особенности и геодинамические условия формирования рудоносных гранитоидов Чукотки // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 7. С. 1202–1215.

Ефремов С.В. Геохимия и генезис ультракалиевых и калиевых магматитов восточного побережья Чаунской гуды (Чукотка), их роль в металлогенической специализации оловоносных гранитоидов // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. 84–95.

Ефремов С.В. Редкометальные гранитоиды Чукотки. Геохимия, источники вещества, модели образования. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2012. 427 с.

Желтовский В.Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Анюйско-Чаунская. Лист R-60-XXVII, XXVIII: Об. зап. Магадан: ЦКТЭ СВТГУ, 1980. 82 с.

Катков С.М., Стриклэнд А., Миллер Э.Л., Торо Дж. О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // Докл. АН. 2007. Т. 414. № 2. С. 1–4.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Соколов С.Д., Беляцкий Б.В. Пермско-триасовый внутриплитный магматизм Чукотской складчатой системы: региональные вариации состава и геодинамическая интерпретация // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания "Петрология и геодинамика геологических процессов". Иркутск: ИГХ СО РАН, 2021. Т. 2. С. 107–109.

Лучицкая М.В., Соколов С.Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. 2021. № 5. С. 73–97.

Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В. Этапы позднемезозойского гранитоидного магматизма Чукотки // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 1. С. 66–70.

https://doi.org/10.1134/S1028334X13050061

Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Котов А.Б. и др. Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре Арктического региона России // Геотектоника. 2015. № 4. С. 3–29.

Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Вержбицкий В.Е. и др. Постколлизионные гранитоиды и аптальбское растяжение в тектонической эволюции чукотских мезозоид, Северо-Восток России // Докл. АН. 2019. Т. 484. № 3. С. 329–334.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.: Наука, 1985. 310 с.

Милов А.П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки // Тр. СВКНИИ ДВНЦ РАН. Новосибирск: СО РАН, 1975. Вып. 53. 134 с.

Милов А.П., Иванов В.С. Позднемезозойские гранитоиды Центральной Чукотки // Тр. СВКНИИ СО АН СССР. Магадан: СВКНИИ, 1965. Вып.12. С. 141–187.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

Ползуненков Г.О. Оценка *P-T* и fO₂ условий кристаллизации монцонитоидов Велиткенайского гранит-мигматитового массива (арктическая Чукотка) по данным минеральной термобаро- и оксибарометри // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 5. С. 97–111.

Ползуненков Г.О., Акинин В.В., Черепанова И.Ю. Новые данные о возрасте и составе Велиткенайского и Коэквуньского гранито-гнейсовых массивов (арктическая Чукотка): приложение к разработке моделей гранитогенного оруденения // Золото северного обрамления Пацифики. II Международный горно-геологический форум. Тезисы. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 170–171.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. АН. 2001. Т. 376. № 1. С. 80-84.

Судовиков Н.Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения // Материалы исследований в Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1955. Вып. 5. С. 97–174.

Тибилов И.В. Особенности геологического развития Севера Чукотки с позиций термодинамической парадигмы эндогенных процессов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 302 с.

Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Накамура Э. Мезозойский магматизм Центральной Чукотки: новые данные U-Рb геохронологии и их геодинамическая интерпретация // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 2. С. 237–241.

Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А.Л. Возраст гранитоидных плутонов северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U-Pb датировки цирконов // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 4. С. 1–4.

Akinin V.V., Gelman M.L., Sedov B.M. et al. Koolen metamorphic complex, NE Russia: Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. V. 16. P. 713–729.

Akinin V.V., Amato J.M., Miller E.L. et al. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka // International Conference on Arctic Margins VI. International Conference on Arctic Margins, 31 May–2 June, Fairbanks, USA. Fairbanks: University of Alaska, 2011. Abstr. V. 6. P. 6–6.

Akinin V.V., Miller E.L., Gotlieb E., Polzunenkov G. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: An update of GEOCHRON-2.0 // Geophys. Res. Abstr. 2012. V. 14. EGU20123876.

Akinin V.V., Gottlieb E.S., Miller E.L. et al. Age and composition of basement beneath the De Long archipelago, Arctic Russia, based on zircon U-Pb geochronology and O-Hf isotopic systematics from crustal xenoliths in basalts of Zhokhov Island // Arktos (The Journal of Arctic Geosciences). 2015. V. 1. № 1. P. 1–10.

https://doi.org/10.1007/s41063-015-0016-6

Akinin V.V., Miller E.L., Toro J. et al. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern Circum-Pacific margin: NE Russia to the Cordillera //Earth-Sci. Rev. 2020. V. 208. Article 103272.

Amato J.M., Toro J., Miller E.L. et al. Late Proterozoic–Paleozoic evolution of the Arctic Alaska Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions // Geol. Soc. Amer. Bull. 2009. V. 121. P. 1219–1235.

Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V. et al. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic–Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska–Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages // Eds. J.A. Dumoulin, A.B. Till. Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits: Geol. Soc. Amer. Special Paper. 2014. № 506. P. 29–57. https://doi.org/10.1130/2014.2506(02)

Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // Amer. Mineral. 1995. No 5–6. V. 80. P. 549–559.

Barth A.P., Wooden J.L. Coupled elemental and isotopic analyses of polygenetic zircons from granitic rocks by ion microprobe, with implications for melt evolution and the sources of granitic magmas // Chemical Geol. 2010. V. 277. P. 149–159.

Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geol. 1985. V. 48. P. 43–55.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.

Blundy J.D., Holland T.J. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole–plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. № 2. P. 208–224.

Brown M. Crustal melting and granite magmatism: Key issues // Phys. Chem. Earth. 2001. V. 26. P. 201–212. https://doi.org/10.1016/S1464-1895(01)00047-3

Brown M., Averkin Y.A., McLellan E.L., Sawyer E.W. Melt segregation in migmatites // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 15655–15679.

Brown C.R., Yakymchuk C., Brown M. et al. From source to sink: Petrogenesis of cretaceous anatectic granites from the fosdick migmatite–granite complex, West Antarctica // J. Petrol. 2016. V. 57. № 7. P. 1241–1278.

Brumley K., Miller E.L., Konstantinou A. et al. First bedrock samples dredged from submarine outcrops in the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // Geosphere. 2015. V. 11. № 1. P. 76–92.

https://doi.org/10.1130/GESO10.44.1

Bryan S. Silicic large igneous provinces // Episodes. 2007. V. 30. P. 20–31.

Coble M.A., Vazquez J.A., Barth A.P. et al. Trace element characterisation of MAD-559 zircon reference material for ion microprobe analysis // Geostandards and Geoanalytical Res. 2018. V. 42. P. 481–497.

https://doi.org/10.1111/ggr.12238

Corfu F., Polteau S., Planke S. et al. U-Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Magaz. 2013. V. 150. № 6. P. 1127–1135.

https://doi.org/10.1017/S0016756813000162

Clemens J.D., Droop G.T.R. Fluids, *P-T* paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust // Lithos. 1998. V. 44. P. 21–36.

https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00020-6

Churkin M., Jr., Whitney J.W., Rogers J.F. The North American–Siberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes // Ed. D.G. Howell. Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region: Earth Science. Series 1: Houston, TX, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. 1985. P. 79–84.

Charlier B.L., Ginibre C., Morgan D. et al. Methods for the microsampling and high-precision analysis of strontium and rubidium isotopes at single crystal scale for petrological and geochronological applications // Chem. Geol. 2006. P. 114–133.

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. P. 429–437.

Fisher C.M., Vervoort J.D., DuFrane S.A. Accurate Hf isotope determinations of complex zircons using the "laser ablation split stream" method // Geochem. Geophys. Geosystem. 2014. V. 15. P. 121–139.

https://doi.org/10.1002/2013GC004962

Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al. A geochemical classification of granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

Gottlieb E.S., Pease V., Miller E.L., Akinin V.V. Neoproterozoic basement history of Wrangel Island and Arctic Chukotka: Integrated insights from zircon U-Pb, O and Hf isotopic studies // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2018. № 460. P. 183–206. *Hart S.R.* Te DUPAL anomaly: A large-scale isotopic anomaly in the southern Hemisphere // Nature. 1984. V. 47. P. 753–757.

Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C. et al. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian seas, northeastern Russia // Geol. Surv. Canada Bull. 1993. V. 461. 101 p.

Luchitskaya M.V., Moiseev A.V., Sokolov S.D. et al. Neoproterozoic granitoids and rhyolites of Wrangel Island: Geochemical affinity and geodynamic setting in the Eastern Arctic region // Lithos. 2017. V. 292–293. P. 15–33.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publ. 2003. № 4.

Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 98. P. 129–138.

Mehnert K.R. Migmatites and the origin of granitic rocks. N.Y.: Elsevier, 1968. 391 p.

Middlemost E.A.K. Magmas and magmatic rocks: An Introduction to Igneous Petrology // Geol. Magaz. 1986. V. 123. P. 87–88.

https://doi.org/10.1017/S0016756800026716

Milord I., Sawyer E. W., Brown M. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 487–505.

Miller E.L., VerzhbitskyV.E. Structural studies near Pevek, Russia: Implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. V. 4. P. 223–241.

Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A. et al. Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, North-East Arctic Russia // Stephan Mueller Special Publication Series. V. 4. "Geology, geophysics and tectonics of North-eastern Russia: A tribute to Leonid Parfenov". 2009. P. 157–175.

Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V., Sokolov S. Stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Implications for Arctic paleogeography // Amer. Association of Petroleum Geol. Bull. 2010. V. 94. P. 665– 692.

Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A. et al. Baltica in the Cordillera? // Geology. 2011. V. 39. № 8. P.791–794.

Miller E.L., Akinin V.V., Dumitru T.A. et al. Deformational history and thermochronology of Wrangel Island, East Siberian Shelf and coastal Chukotka, Arctic Russia // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2018. № 460. P. 207–238. https://doi.org/10.1144/SP460.7

McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth // Chemical Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific. U.S. // Geol. Surv. Open-File Report. 1998. 125 p.

Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East:

Implications for the tectonics of the Arctic region // Tectonics. 1999. V. 18. P. 977–1003.

O'Brien T.M., Miller E.L. Continuous zircon growth during long-lived granulite facies metamorphism: A microtextural, U-Pb, Lu-Hf and trace element study of Caledonian rocks from the Arctic // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 168. \mathbb{N} 4. P. 1071–1090.

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

Peace A.L., McCaffrey K.J.W., Imber J. et al. The role of preexisting structures during rifting, continental breakup and transform system development, offshore West Greenland // Basin Res. 2018. V. 30. P. 373–394.

https://doi.org/10.1111/bre.12257

Peccerillo R., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.

Rowe H. Petrogenesis of plutons and hypabyssal rocks of the Bering Strait Region, Chukotka, Russia. Houston, Texas: Rice University, 1998. 89 p.

Safonova I., Maruyama S., Hirata T. et al. LA-ICP-MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // J. Geodynamics. 2010. V. 50. P. 134–153.

Sawer E.W. Melt-segregation and magma flow in migmatites: Implicatons for the generation of granite magmas // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1996. V. 87. P. 85–94.

Sederholm J.J. On migmatites and associated Precambnan rocks of southwestern Finland. I. The Pellinge region // Bulletin de la Commission Geologique de Finlande. 1923. N_{\odot} 58.

Sircombe K.N. Mountains in the shadows of time: Three-dimensional density distribution mapping of U-Pb isotopic data as a visualization aid for geochronological information in concordia diagrams // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2007. V. 7. Q07013.

https://doi.org/10.1029/2005GC001052

Solar G.S., Brown M. Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: Possible source of peraluminous leucogranite in Plutons? // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 789–823.

Shand S.J. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a

Chapter on Meteorite. 2-nd ed. New York: John Wiley, Sons, 1943. 360 p.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. \mathbb{N} 2. P. 207–221.

Streckeisen A.L., LeMaitre R.W. Chemical approximation to modal QAPF classification of the igneous rocks // Neus Jahrbuch fur Mineralogie. 1979. V. 136. P. 169–206.

Stevens G., Clemens J.D. Fluid-absent melting and the roles of fluids in the litho-sphere: A slanted summary? // Chemical Geol. 1993. V. 108. P. 1–17.

https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90314-9

Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // Rev. Geophysics. 1995. V. 33. P. 241–265.

https://doi.org/10.1029/95RG00262

Trail D., Mojzsis S.J., Harrison Schmitt A.K. et al. Constraints on Hadean zircon protoliths from oxygen isotopes, Ti-thermometry, and rare earth elements // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. V. 8. Q06014. https://doi.org/10.1029/2006GC001449

Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E. Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): Age, magma sources, and geodynamic implications // Lithos. 2008. V. 105. P. 329–346.

Valley J.W. Oxygen isotopes in zircon // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 343–386.

Vigneresse J.L., Barbey P., Cuney M. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 1579–1600.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M. et al. Further characterisation of the 91500 zircon crystal // Geostandards and Geoanalytical Res. 2004. V. 28. P. 9–39.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Eds. M.A. McKibben. W.C. Shanks, W.I. Ridley. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Porcesses // Rev. Econom. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

Yakymchuk C., Brown M., Clark C. et al. Decoding polyphase migmatites using geochronology and phase equilibria modelling // J. Metamorph. Geol. 2015. V. 33. P. 203–230.

Cretaceous Monzonite-Granite-Migmatite Velitkenay Complex: Petrology, Geochemistry of Rocks and Zircons (U-Pb, Hf, O) as Application to the Reconstruction of Magmatism and Continental Crust Evolution in Artic Alaska–Chukotka Block

V. V. Akinin^{1, 2}, G. O. Polzunenkov¹, E. S. Gottlieb^{3, 4}, and E. L. Miller³

¹ North East Interdisciplinary Scientific Research institute FEB RAS, Magadan, Russia
 ² Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russia
 ³ Department of Geological and Environmental Sciences, Stanford University, Stanford, USA
 ⁴ Kaiser-Francis Oil Company, Tulsa, USA

The Velitkenai monzonite-granite-migmatite massif exposed on the Arctic coast of Chukotka in the core of the granite-metamorphic dome of the same name has been investigated. In the studied rocks and zircon, the history of the Neoproterozoic protolith and Albian magmatic events of the Arctic Alaska–Chukotka terrane

is traced, which was reconstructed on the basis of isotopic geochemistry of rocks (Sr, Nd, Pb) as well as the age and geochemistry of zircon from them (U-Pb, Hf, O isotope systems, SIMS method). To varying degrees, deformed monzonitoids of the early phase of the massif with ages from 106 to 103 Ma were melted from a relatively mature crustal source with bulk composition ε Nd(i) from -5.5 to -7.9; T_{Nd} (DM-2st) = 1.4–1.6 Ga, and zircon composition ϵ Hf(i) from -11 to -7, δ^{18} O from 10 to 8.4. Late phase leucogranites with an age from 102 to 101 Ma (ϵ Nd(i) from -3.8 to -6.7, T_{Nd} (DM-2st) = 1.2–1.4 Ga), formed from melting of Neoprotero-zoic orthogneisses with mantle-like zircon (ϵ Hf(i) from +11 to +13, δ^{18} O ~ 5.8) and differ from the early phase monzonitoids by the systematic presence of inherited Neoproterozoic (660–600 Ma) domains in the cores of zircon crystals. Migmatized Neoproterozoic orthogneisses compose the central part of the dome, on the sides of which Devonian paragneisses are exposed. The intrusion of monzonitoid magmas took place at the early stages of the uplift of the Velitkenai dome under conditions of competing processes of fractional crystallization and assimilation, against the background of deformation stress, the leucogranite phase of magma intruded after the consolidation of the dome under conditions of tectonic relaxation. The formation of the Velitkenai monzonite-migmatite dome took place at the post-orogenic stage, under the geodynamic conditions of post-collisional extension and regional dextral strike-slip deformations. The Velitkenai monzonitemigmatite dome was formed at the post-orogenic stage, under the geodynamic conditions of post-collisional extension and regional right lateral strike-slip deformations. U-Pb isotope-geochronological data makes it possible to distinguish seven episodes of granitoid magmatism, of which three major in terms of volume (Aptian Bilibino, Albian Chaun and Turonian-Coniacian Okhotsk-Chukotka subprovince of granitoid magmatism) reflect the maximum rates of growth and modification of the Chukotka crust. Magmatic events of the Neoproterozoic, Devonian, Permian-Triassic, Late Jurassic and Valanginian-Hauterivian age are also reconstructed, which are presented fragmentarily.

Keywords: continental crust, granitoid magmatism, isotopic geochemistry, zircon, U-Pb, Hf and O isotope systems, SIMS method, Arctic Alaska–Chukotka terrane, Arctic