

На правах рукописи



ПОЛЗУНЕНКОВ Геннадий Олегович

**ПЕТРОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ
ВЕЛИТКЕНАЙСКОГО МОНЦОНИТ-ГРАНИТ-
МИГМАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА
(АРКТИЧЕСКАЯ ЧУКОТКА)**

Специальность: 1.6.3 – Петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Новосибирск – 2023

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук (СВКНИИ ДВО РАН), г. Магадан.

Научный руководитель: **Акинин Вячеслав Васильевич**, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, директор СВКНИИ ДВО РАН.

Официальные оппоненты: **Лучицкая Марина Валентиновна**, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Геологического института Российской академии наук (ГИН РАН, г. Москва).

Хубанов Валентин Борисович, кандидат геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Геологического института им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИГИП ДВО РАН, г. Благовещенск).

Защита состоится «27» сентября 2023 года в 14 час. 00 мин. на заседании диссертационного совета Д 24.1.050.01 при Федеральном государственном бюджетной учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук по адресу: 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, д.3.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГМ СО РАН и на сайте <https://www.igm.nsc.ru/index.php/obrazov/dissovetu>.

Автореферат разослан «24» августа 2023 года.

Ученый секретарь диссертационного совета

Д 24.1.050.01, д. г.-м. н.



О. М. Туркина

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

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 гранитоидных плутонов, где в обнажениях вскрыты мигматиты. Такие геологические комплексы отражают суммарную серию процессов от парциального плавления протолитов до деформаций в средне- и верхнекорových условиях, позволяют оценить общую длительность и способы формирования сложно построенных гранито-метаморфических комплексов [Sederholm, 1923; Коржинский, 1952; Brown et al., 1995; Sawyer, 1996], изучать 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 [напр. Судовиков, 1955; Мигматизация..., 1985; Балтыбаев, 2012], где реконструкция эволюции гранитоидных расплавов в силу наложенных преобразований осложнена. Исследование относительно молодых и слабо измененных комплексов является более перспективным [напр. Yakumchuk et al., 2015, Brown et al., 2016]. К такому типу относится слабоизученный Велиткеныйский монцонит-гранит-мигматитовый комплекс (ВК), обнажающийся на арктическом побережье Чукотки, около м. Биллингса (в 100 км к востоку от п. Певек) [Милов, Иванов, 1965]. Объект представляет уникальный пример масштабного проявления меловых мигматитов в тесной ассоциации с интрузивными кислыми и средними субщелочными породами. Структурно ВК относится к Куульскому поднятию (**Рис. 1**), расположенному в литостратиграфическом террейне Арктическая Аляска Чукотка (ААЧ) [Churkin et al., 1985; Miller et al., 2010], который объединяет российско-аляскинскую континентальную окраину (п-ов Сьюард, хр. Брукса и Северный склон на Аляске, острова Де-Лонга, большую часть Чукотки от п. Билибино до п. Провидения, о. Врангеля) и прилегающие шельфы арктических морей (Чукотский бордерленд). Слабо исследованная неопротерозойская история формирования ААЧ террейна имеет важное значение для фундаментального вопроса, связанного с реконструкцией конфигурации суперконтинента Родиния, процесса её распада, установления палеогеографических связей между крупными палеоконтинентальными массами, такими как Лаврентия, Балтика и Сибирь.

Актуальность работы определяется тем, что в Велиткенайском комплексе обнажаются породы фундамента террейна Арктическая Аляска-Чукотка и модифицирующие его разновозрастные магматические комплексы. Исследование этого объекта позволяет реконструировать сложную историю развития слабоизученного Чукотского блока ААЧ и ограничивать модели палеогеодинамических реконструкций на меловое время. Именно в этот период широко проявились важные тектоно-магматические и металлогенические события в стратегически важном арктическом регионе РФ.

Цель данной работы заключается в разработке петрогенетической модели формирования ВК с выделением этапов становления, оценке возраста и природы источников магм, реконструкции геодинамических условий.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие **задачи**:

1. Изучить петрографический и химический состав магматитов ВК.
2. Изучить химический состав минеральных фаз магматических пород комплекса и оценить методами минеральной термобарометрии физико-химические условия кристаллизации.
3. Выполнить U-Pb SHRIMP датирование цирконов из пород ВК, гранитоидов арктической части Чукотки и сопоставить полученные данные о возрасте.
4. Изучить Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb изотопные системы в породах и Lu-Hf, $\delta^{18}\text{O}$ в цирконе ВК и оценить на этой основе состав источников магм.

Фактический материал и методы исследования

В основу работы положена авторская коллекция из 315 образцов, отобранная при проведении полевых работ в 2011 г. и дополненная образцами, собранными В. В. Акининым при проведении полевых работ на восточной Чукотке в 1996 г. Петрографическая характеристика выполнена по 210 шлифам. Химический состав горных пород на главные и примесные элементы исследован в 125 образцах методом РФА на спектрометрах SRM-25 и VRA-30 в СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан, аналитики О.Н. Тюнин, Т.Д. Борходоева). Концентрации примесных элементов (70 образцов) выполнены методом ICP-MS в ЦКП ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск). Составы минералов (20 образцов, более 1600 анализов) определены в СВКНИИ ДВО РАН методом рентгеноспектрального анализа на микрозондовом анализаторе Camebax (Cameca, Франция), с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 (Oxford Instruments, Великобритания), (аналитики Г.О. Ползуненков и Е.М. Горячева). Измерения изотопного состава и концентраций Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb по валовому составу

пород выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, аналитик В.П. Ковач) на 8-коллекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме по стандартным методикам. 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. U-Pb изотопные измерения циркона (30 образцов) *in situ* были проведены на SHRIMP-RG (чувствительный высокоразрешающий ионный микрозонд обратной геометрии) в микроаналитическом центре Стэнфордского университета, там же в отдельной сессии измерялись примесные элементы в цирконе, используя хорошо охарактеризованный гомогенный стандарт Мадагаскар Грин (MAD) [Barth et al., 2010]. Изотопное отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в цирконах из 11 образцов было проанализировано в Университете Лос-Анджелеса (UCLA) с помощью ионного микрозонда Cameca 1270 IMS, а Lu-Hf изотопные измерения в тех же образцах выполнены в Вашингтонском университете с помощью метода LA-MC ICP-MS (лазер New Wave 213 nm Nd:YAG). Аналитические измерения U-Pb, Lu-Hf и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ выполнены В.В. Акининым. Полученные геологические, геохимические и изотопно-геохронологические данные обрабатывались в среде Linux при помощи свободного программного обеспечения Libre Office, Qgis, Inkscape, Gedit, MICA+, статистического языка программирования R (пакеты IsoplotR и GCDkit), авторской программы для обработки фотографий петрографических шлифов, написанной на языке программирования Python. Цирконы для изотопных исследований были выделены автором с использованием стандартной техники дробления, разделения в тяжелых жидкостях и электромагнитной сепарации.

Научная новизна

- На основании U-Pb геохронологических данных определен альбский (109–100 млн. лет) возраст гранитоидных массивов Чаунской провинции и расширена область ее распространения на всю территорию арктического побережья Чукотки.
- Для Велиткенайского комплекса (ВК) определен альбский (108–100 млн. лет) возраст монцонитоидов, гранитов, мигматитов и ассоциирующих деформаций, оценена температура и давление кристаллизации монцонитоидов.
- Новыми U-Pb изотопными датировками по циркону впервые обоснован неопротерозойский (630–590 млн. лет) возраст мигматизированных ортогнейсов и обоснована их роль в качестве источника меловых лейкогранитов ВК.

Практическая значимость

Результаты изучения состава и U-Pb датирования гранитоидов и мигматитов могут быть использованы при проведении геолого-съёмочных и поисковых работ (в регионе известны месторождения Sn и Au, ассоциирующие с меловыми интрузиями), а также при разработке схемы эволюции гранитоидного магматизма на территории Чукотки.

Соответствие результатов работы научным специальностям

Результаты работы соответствуют пунктам 1 (магматическая геология) и 2 (магматическая петрология) паспорта специальности 1.6.3.

Апробация работы и публикации

По теме диссертации опубликованы **14** работ, в том числе **4** статьи в рецензируемых журналах из списка ВАК. Результаты исследований были представлены в виде устных и стендовых докладов на **7** российских, **2** международной и трех зарубежных конференциях в Магадане (2011, 2012, 2013, 2020 г.), Хабаровске (2013 г.), Владивостоке (2014 г.), Новосибирск (2022 г.) Фэрбенксе, США (2012 г.), Вене, Австрия (2012 г.).

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, **7** глав, заключения, списка литературы. Работа объемом **267** страницы, включает в себя **67** рисунка, **17** таблиц, **3** приложения. Список литературы содержит **295** источников.

Благодарности

Автор выражает благодарность научному руководителю д.г.-м. н. В.В. Акинину за всестороннюю помощь, внимание и поддержку, за ценные советы и консультации. Автор благодарит к.г.-м.н. М.Л. Гельмана за ценные советы и положительное влияние на исследовательскую деятельность автора. Отдельную благодарность соискатель выражает к.г.-м.н. А.Г. Владимирову за поддержку и помощь на ранних этапах выполнения работы. Автор признателен руководству и сотрудникам СВКНИИ ДВО РАН за совместную работу, дружескую помощь.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ И ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

1. Меловой Велиткенайский монцонит-гранит-мигматитовый комплекс локализован в неопротерозойских ортогнейсах (660–590 млн. лет) Куульского поднятия. Велиткенайский комплекс входит в состав альбской Чаунской провинции выделяемой на всем протяжении арктического побережья Чукотки.

2. На раннем этапе формирования Велиткенайского монцонит-гранит-мигматитового комплекса (ВК) произошло синдеформационное внедрение монцонитоидов, при давлении $P \sim 4$ кбар, которое завершилось мигматизацией неопротерозойских ортогнейсов около 103 ± 2 млн. лет назад. В поздний этап (102–100 млн. лет) образовался основной объем штоков и даек недеформированных лейкократовых гранитоидов. Формирование ВК происходило в условиях постколлизии растяжения, что следует из субсинхронности внедрения монцонитоидов, региональных деформаций и мигматитообразования меловому метаморфизму в гранито-гнейсовых куполах Чукотки, и не противоречит геохимическим характеристикам пород.

3. Протолитом для выплавления велиткенайских монцонитоидов и лейкогранитов являлись протерозойские породы фундамента блока Арктическая Аляска-Чукотка. Цирконы из лейкогранитов обнаруживают унаследованные ядра (660–600 млн. лет) неопротерозойских ортогнейсов Куульского поднятия.

В центре Куульского поднятия, протягивающегося на арктическом побережье от мыса Кибер до мыса Шмидта (Рис. 1) локализован Велиткенайский монцонит-гранит-мигматитовый комплекс, рассматриваемый ранее как Велиткенайский массив [Милов, 1975]. В краевых частях комплекса обнажаются биотит-полевошпат-кварцевые кристаллические сланцы и парагнейсы развитые по ранне-среднедевонским терригенным отложениям лонговской, позднедевонской пеггымельской свит (известковистые и аркозовые песчаники, углисто-кремнистые сланцы, алевролиты с линзами известняков) и раннекаменноугольным известнякам, конгломератами, гравелитами и песчаниками юнонской свиты [Желтовский, 1980]. В центральной, северо-восточной части комплекса, протягивающегося в северо-западном направлении вскрыты впервые выделяемые нами мигматизированные неопротерозойские ортогнейсы, которые вмещают многочисленные дайки и штоки лейкогранитов. Юго-западная часть комплекса представлена монцонитоидами, формирующими крупные и мелкие тела изометричной формы, которые прорывают (Рис. 2)

девонские и каменноугольные кристаллические сланцы. На северо-восточном и юго-восточном флангах комплекса палеозойские породы перекрыты поздне меловыми вулканитами Охотско-Чукотского вулканического пояса (**Рис. 2**). Сигмоидная форма ВК и полевые структурные наблюдения позволяют предполагать правосторонний сдвиговый характер южной границы комплекса (**Рис. 2**) [Miller et al., 2018].

В Куульском поднятия мы впервые установили неопротерозойские ортогнейсы. Последние представлены в разной степени мигматизированными гранитоидами с директивными текстурами, они вместе с поздними лейкогранитами слагают сложно построенную центральную часть Велиткенайского комплекса (**Рис. 2**). В цирконах ортогнейсов надежно устанавливается неопротерозойский возраст (660–590 млн. лет), особенно выразительно это установлено в образцах 4719 и EGC35 и 36 с U-Pb возрастом около 612 млн. лет (**Рис. 9**). При этом в кристаллах циркона иногда отмечаются тонкие каймы с альбским U-Pb возрастом, отражающим наложенный этап мелового магматизма и мигматизации. Первично магматическая природа ортогнейсов реконструируется на основании того, что датировки циркона формируют достаточно узкие возрастные кластеры, не характерные для детритовых популяций парагнейсов. Похожие и по возрасту и по составу неопротерозойские ортогнейсы мы установили также в Сенявинском поднятии на восточной Чукотке.

Неопротерозойские гранитоиды и ортогнейсы Чукотки являются проявлением самого древнего в регионе магматизма. Впервые гранитоиды данного возраста надежно были 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 [Akinin et al., 2011; Natal'in et al., 1999], в фундаменте о. Жохова [Akinin et al., 2015]. Синтезируя все данные о возрасте древнейшего магматизма в Чукотском блоке ААЧ, его проявления укладываются в интервале от 710 до 535 млн. лет. Судя по составу пород и ювенильным меткам Hf и O в исследованных цирконах ($\epsilon\text{Hf}(t)$ от +11 до +13, при $\delta^{18}\text{O}$ около 5,8) формирование неопротерозойских гранитоидов и ортогнейсов проходило из ювенильного источника, вероятно, на стадии раскола и растяжения террейна Арктическая Аляска-Чукотка.

Кроме неопротерозойских ортогнейсов на Чукотке известны редкие выходы девонских гранитов (Коолень, Кибер), связанных с проявлениями различных фаз элсмирской орогении, широко проявленной в Арктическом регионе [Лучицкая, Соколов, 2021]. Девонские даты получены автором в

ортогнейсах Куэквиунского массива, обнажающегося юго-восточнее от Велиткенайского комплекса в Куульском поднятии (**Рис. 1**). Таким образом криоген-эдиакарские и девонские датировки по ортогнейсам Кооленского, Нешканского, метаморфических куполов и Сенявинского, Куульского поднятий [Akinin et al., 1997; Natal'in et al., 1999; Акинин, 2012; Лучицкая и др., 2015] позволяют достаточно уверенно выделить инициальные байкальские и каледонские магматические и метаморфические события в фундаменте террейна Арктическая Аляска-Чукотка.

Основной объем гранитоидных интрузий на Чукотке был проявлен в апт-кампанское время. Ранее, основываясь на результатах K-Ar и Rb-Sr датирования, в составе гранитоидов распространенных в Чаунском р-не, (район п. Певек) выделялись интрузии как альбского, так и берриас-барремского возраста [Ефремов, 2009; Милов, 1975; Дудкинский и др., 1997]; таких магматических этапов всего насчитывалось до четырех – начиная от 147–140 млн. лет до 85–78 млн. лет [Ефремов, 2012]. Однако более надежные и хорошо воспроизводимые датировки по циркону U-Pb методом в дальнейшем такую стадийность не подтвердили; 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]. К таковым относятся полученные нами новые результаты датирования 10 образцов из гранитоидных массивов – Певекский, Инрогинайский, Лоотайпыньский, Пегтымельский, Кувет, Велиткенайский, Эргувеемский, Валькарваамский, показавшие альбский возраст.

Аптские граниты (123–112 млн. лет) преобладают в юго-западной части Чукотки (в полосе северо-западного простирания, параллельной Южно-Ануйской сутурной зоне) и на п-ве Сьюард. Ранее они выделялись в качестве Тытыльвеемского пояса [Тихомиров и др., 2017]. Альбские (109–100 млн. лет) и позднемеловые (93–85 млн. лет) гранитоиды широко распространены по всей площади арктического побережья Якутии, Чукотки и Аляски (**Рис. 1**). Позднемеловые находятся в ареале развития Охотско-Чукотского вулканического пояса (**Рис. 1**). Значимое преобладание на территории Чукотки гранитоидных интрузий такого возраста вместе с их закономерным расположением в пространстве позволяет выделять в регионе три провинции – аптскую Билибинскую, альбскую Чаунскую и турон-коньякскую Охотско-Чукотскую (**Рис. 1**). Аптский и альбские этапы монзонит-гранитного интрузивного магматизма связаны, судя по геохимическим особенностям и структурным наблюдениям, с постколлизийным этапом растяжения [Miller, Verbitsky, 2009; Miller et al., 2009]. Турон-кампанские известково-щелочные

комплексы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса формировались в надсубдукционной обстановке [Акинин, Миллер, 2011].

Имеющиеся U-Pb изотопные данные по цирконам гранитоидов, развитых в пределах Чукотского блока ААЧ (**Рис. 1**), позволяют уверенно выделять семь этапов гранитоидного магматизма [Акинин и др., 2022], которые отражают преобразование континентальной коры в этом террейне: неопротерозойский (710–600 млн. лет), девонско-раннекаменноугольный (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; Ispolatov et al., 2004; Miller et al., 2009; Nagornaya et al., 2020; Pease et al., 2018; Tikhomirov et al., 2008, 2012; Кара и др., 2019; Катков и др., 2007; Лучицкая, Соколов, 2021; Лучицкая и др., 2015, 2019; Тихомиров и др., 2006, 2008, 2011, 2017]. Кроме этих коровых проявлений магматизма, известен еще крупный этап внутриплитных позднепермских (~252 млн. лет) габбродолеритов, синхронных становлению Сибирского суперплума [Леднева и др., 2021].

Состав, возрастные этапы и условия формирования Велиткенайского монцонит-гранит-мигматитового комплекса. Ранние монцонитоиды ВК представлены крупно- и гигантопорфировыми (ортоклаз) роговообманко-биотитовыми в разной степени деформированными кварцевыми монцонитами, монцонитами, реже гранодиоритами (**Рис. 3 а**). Породы характеризуются неравномернoзернистым строением с крупными >1–5см, гигантскими >5см вкрапленниками Kfs реже Pl – не более 1см, порфировидными, монцонитовыми, грано-, и лепидобластовыми структурами, директивными текстурами и непостоянством минеральных соотношений кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза с повышенным содержанием сфена до 1,5%. Плагиоклазы по большей части однородны и относятся к андезину An_{31–39}. Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазами (с долей Ab_{6–12}). В биотитах содержится примерно равные количества флогопитового и аннитового компонентов, а также около 8–21% мусковитовой компоненты. Амфиболы относятся к обыкновенным роговым обманкам.

Более поздние недеформированные лейкограниты представлены мелко-среднезернистыми розовато-серыми биотитовыми лейкогранитами (**Рис. 3 б**). Породы массивной текстуры и равнозернистой гипидиоморфнозернистой структуры с постоянством минеральных соотношений кварца (25–35 %),

калиевого полевого шпата (35–55 %), плагиоклаза (20–25 %) представленного олигоклазом (An_{18-20}) и биотита (железистый флогопит, $f = 60-64$ %) от 2 до 5%.

Магматические горные породы Велиткенайского комплекса характеризуются широкими вариациями содержаний главных и примесных элементов. По содержанию SiO_2 преобладающие амфибол-биотитовые монцонитоиды (53,2–66,4 масс.%) заметно отличаются от биотитовых и гранат-мусковитовых гранитов (73,2–79,1 масс. %) (**Рис. 6**). По соотношению SiO_2 и K_2O большая часть монцонитоидов и лейкогранитов относятся к пересыщенным калием, в небольшом количестве к высококалиевой известково-щелочной серии (**Рис. 7**).

На диаграммах Б. Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] амфибол-биотитовые монцонитоиды относятся к магнезиальным ($Fe\# = FeO^t / (FeO^t + MgO) = 0,53-0,79$) и метаглиноземистым образованиям (индекс глиноземистости $ASI < 1,0$) (**Рис. 7**). Для части образцов (с повышенным количеством вкрапленников калиевого полевого шпата) индекс глиноземистости $ASI > 1,0$ (умеренно глиноземистые), но не превышает значения в 1.1. Поздние лейкограниты преимущественно магнезиальные ($Fe\# = 0,60-0,91$), высокоглиноземистые ($ASI > 1,0$, **Рис. 7**).

Вариации главных элементов и ряда когерентных примесных элементов (Sr, Sc) в зависимости от SiO_2 (**Рис. 6**) демонстрируют более или менее хорошо выраженные тренды с обратной зависимостью, обычные для гранитоидов известково-щелочных серий и отражающие изменяющиеся пропорции преимущественно фракционируемых полевых шпатов, магнетита и амфибола. Для мигматитов характерны широкие вариации состава, однако примечательным является сходство с составами именно поздних лейкогранитов, что предполагает их генетическую связь.

Широкие вариации содержаний главных элементов находят свое отражение и в поведении примесных некогерентных элементов. Большинство монцонитоидов отличаются самыми высокими суммарными концентрациями примесных элементов в целом и Th и REE – в частности; обогащены LREE, наблюдается четко выраженные отрицательные аномалии Nb, Ta, Eu и Hf ($REE_{сум.} = 285-790$ г/т; $(La/Lu)N = 9,7-46,7$; $(La/Sm)N = 3,3-6,6$; $(Gd/Lu)N = 2,2-5,4$; $Eu/Eu\# = 0,35-0,63$; **Рис. 8**). Также отмечаются повышенные концентрации Co, Ni, Cr, V по отношению к лейкогранитам.

Поздние биотитовые лейкограниты, напротив, характеризуются более низкими суммарными концентрациями примесных элементов; в них наблюдаются более широкие вариации элементов и глубокие негативные аномалии Ta, Hf и Ti (**Рис. 8 б**). Для редких гранат-мусковитовых лейкогранитов

на спайдерграммах характерны глубокие минимумы по Ba, Sr, LREE и Ti, высокие положительные аномалии Cs, Rb, K, Ta (**Рис. 8 б**). Мигматиты выделяются в целом сильно дифференцированным спектром распределения примесных некогерентных элементов, с хорошо проявленными негативными аномалиями Ta и Hf, большими вариациями суммарных концентраций HREE (**Рис. 8**).

В целом, химический состав изученных монцонитоидов и гранитоидов отличает повышенная калиевоность. Для монцонитов в отличие от лейкогранитов присущи слабо выраженные негативные Nb-Ta трогии на спайдерграммах. На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса точки состава попадают в область около границы полей синколлизийных и внутриплитных гранитоидов. Напротив, на диаграмме З. Батчелора и П. Боудена [Batchelor, Bowden, 1985] фигуративные точки монцонитоидов занимают область постколлизийных и позднеорогенных гранитоидов, а лейкограниты – посторогенных гранитоидов (**Рис. 7 е**). Такие геохимические характеристики позволяют предполагать их формирование в условиях постколлизийного растяжения. Структурные исследования в Чаунской зоне Чукотки также реконструируют постколлизийное растяжение в мелу [Miller et al., 2009].

Использование данных о химическом составе породообразующих минералов позволяет реконструировать физико-химические условия, в которых кристаллизовались гранитоиды. Для целей геотермобарометрии известково-щелочных магм широко используется амфибол, который устойчив в широких P-T диапазонах: от 1 до 23 кбар и от 400 до 1150 °C [Blundy, Holland, 1990].

Большинство амфиболов из исследованных образцов монцонитоидов Велиткенайского комплекса имеют величины $Fe\# < 0,65$ и $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) > 0,2$ удовлетворяя ограничениям [Anderson, Smith, 1995; Anderson, 1997]. Остальные анализы, показывающие слишком низкие отношения $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$, из термобарометрических расчетов были исключены. Использованы наиболее надежные и экспериментально откалиброванные, взаимосогласованные амфиболовый и амфибол-плаггиоклазовый геотермобарометры Дж. Андерсона и Д. Смита, Т. Холланда-Д. Пауэлла-Дж. Бланди [Anderson, Smith, 1995; Powell et al., 2008]. Минимальная погрешность расчетных температур для амфибол-плаггиоклазовых термометров, основанная на оценке систематических ошибок в петрологических экспериментах, определена в $\pm 50^\circ\text{C}$ (2σ) [Powell, Holland, 2008]. С учетом рассмотренных ограничений расчетные интервалы значений давления и температуры для монцонитоидов Велиткенайского комплекса составили от 2 до 4 кбар и 680–820°C (**Рис. 4**). Судя по термометрии Ti в цирконе, температура кристаллизации расплава ранних монцонитоидов была

определенно выше, чем расплава поздних лейкогранитов. В 55 исследованных кристаллах циркона для монцонитов концентрация титана варьирует от 30 до 4 г/т, а расчетная температура кристаллизации по геотермометру [Ferry, Watson, 2007] варьирует от 850 до 700°C (медианы для трех образцов – 830, 780, 750°C). Для поздних лейкогранитов, напротив, концентрация Ti в цирконе существенно меньше (от 8 до 3 г/т), соответственно, расчетные температуры кристаллизации составили от 760 до 670°C. Учитывая присутствие кварца в парагенезисе активность кремния в расплаве (αSiO_2) принималась за 1, а учитывая отсутствие рутила активность титана (αTiO_2) приравнивалась к 0,7. Фугитивность кислорода в магме Велиткенайского комплекса оценена по версии оксидометра [Ridolfi et al., 2009]; значения ее варьируют от +0.2 до +0.7 ΔNNO .

Величины давления, при которых формировались магматиты Велиткенайского комплекса, как указано выше, колебались в пределах 2–4 кбар. Глубина становления монцонитоидов, при геобарическом градиенте в 0,27 кбар/км, составляет от 7 до 14 км (**Рис. 4**). Суммарная реконструируемая мощность перекрывающих доальбских метаморфических и осадочных толщ в Куульском поднятии и прилегающих структурах Чаунской складчатой зоны составляет около 8 км [Бычков, 1994; Желтовский, 1980]. Простое литостатическое давление толщ такой мощности соответствует верхней границе барометрической оценки глубины залегания и почти вдвое занижено относительно нижней. Расхождения между расчетной глубиной формирования монцонитоидов и суммарной мощностью перекрывающих осадочных толщ, могут быть объяснены, как утонением континентальной коры в результате коллапса орогена и постколлизийного растяжения кристаллического блока Арктическая Аляска – Чукотка [Akinin et al. 1997; 2011], так и быстрым подъемом всего комплекса в процессе его формирования в альбе, что согласуется с данными по прочим гранитно-метаморфическим куполам Чукотки [Akinin, Calvert, 2002]. Оценки температур кристаллизации монцонитоидов Велиткенайского комплекса (680–820°C) близки к субсолидусным значениям для «водных» кислых и средних магм. При этом для велиткенайских монцонитоидов содержание воды в расплаве, согласно [Holtz, 2001], составляло от 2.5 до 4 масс. %, редко достигая 7.5 масс. % (**Рис. 4**).

В целом полученные параметры кристаллизации амфибол-плагиоклазового парагенезиса соответствуют условиям амфиболитовой фации метаморфизма, проявленной в гнейсах и кристаллических сланцах чукотских гранитно-метаморфических куполов [Гельман, 1995; 1996; Akinin, Calvert, 2002].

Первые U-Pb определения возраста циркона из гранитоидов ВК показали значения от 105 до 100 млн. лет [Ползунов и др., 2011; Тихомиров и

др., 2011]. Проведенное нами U-Pb датирование циркона из пяти образцов парагнейсов позволяет выделить три возрастных кластера детритовых цирконов: 1,8–1,3 млрд. лет, 1240–860 млн. лет, 700–320 млн. лет (481 кристалл, LA-ICP-MS). Наиболее молодые датировки по цирконам приходятся на интервал 400–320 млн. лет, что определяет нижнюю возрастную границу осадконакопления не древнее башкирского века.

В двадцати датированных образцах монцонитоидов, гранитоидов и мигматитов, главным образом развивающихся за счет ортогнейсов неопротерозоя ВК, средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста циркона магматической стадии (наблюдается осцилляционная зональность) кристаллизации варьируют от 106 до 100 ($\pm 1-2$) млн. лет, в общей популяции из 300 кристаллов. При этом выявилось различие монцонитоидов и лейкогранитов как по составу примесных элементов в цирконах (концентрации Fe, K, Al), так и по возрасту: U-Pb средневзвешенные даты цирконов в монцонитах и гранодиоритах варьируют от 106 до 103 ($\pm 1-2$) млн. лет, не фиксируя древних унаследованных ядер в кристаллах цирконов (**Рис. 5**). Цирконы из поздних лейкогранитов и высокоглиноземистых гранитов показали молодые датировки – около 101–99 млн. лет. Учитывая общий интервал полученных U-Pb датировок для магматитов ВК, продолжительность их формирования может оцениваться в 6–7 млн. лет; близкий интервал намечается и для датированных нами массивов Чаунской провинции гранитоидов. В ядрах кристаллов циркона из лейкогранитов и высокоглиноземистых гранитов систематически присутствуют древние унаследованные домены с возрастом около 630–608 млн. лет (**Рис. 5**, **Рис. 9**). Неопротерозойские U-Pb даты (660–612 млн. лет) установлены также в цирконах ортогнейсов, встречающихся в виде ксенолитов в поздних лейкогранитах Велиткенайского комплекса. Это обстоятельство позволяет заключить, что такие ортогнейсы могут выступать в качестве протолита для выплавления велиткенайских магм.

В велиткенайских мигматитах также обнаружены цирконы с унаследованными неопротерозойскими ядрами; для неосомы характерно преобладание цирконов с альбским возрастом, а для палеосомы – с неопротерозойским (**Рис. 5**, **Рис. 9**). 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). Нижние пересечения дискордий, а также датирование неполированных поверхностей кристалла циркона (запрессовано в индии), показывает $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 103 \pm 4 млн. лет.

Выведение Велиткенайского комплекса на поверхность завершилось до формирования перекрывающих его вулканических пород Охотско-Чукотского вулканогенного комплекса (**Рис. 11**). Этому не противоречат данные по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированию биотита и амфибола в гранитоидах и мигматите, которые составили от 100 до 95 млн. лет [Miller et al., 2018].

Постколлизийная природа монцониоидов и лейкогранитов ВК определяется субсинхронностью возраста их формирования (106–100 млн. лет) с меловым метаморфизмом в Кооленском куполе, пик которого проявился в альбе [Akinin et al., 1997; Akinin, Calvert, 2002] и данными структурных наблюдений [Miller et al., 2009].

Источники вещества Велиткенайских магм. Радиогенный Nd отражает состав источников гранитоидных магм, что делает его пригодным для оценки вклада корового компонента в составе гранитоидов Велиткенайского комплекса. Магматические породы и мигматиты Велиткенайского комплекса характеризуются достаточно существенными вариациями изотопных отношений Sr, Nd и Pb (**Рис. 10**). Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$, пересчитанные на возраст 108 млн. лет (возраст большинства гранитоидных плутонов Чаунской провинции Чукотки) в монцониоидах, гранитах и мигматитах ВК в целом варьируют от 0,713359 до 0,715114, при $\epsilon\text{Nd}^{(108\text{ Ma})}$ от -1,8 до -7,9 и модельных двухстадийных возрастах от 1070 до 1580 млн. лет. Мезопротерозойские модельные Nd возраста хорошо согласуются с возрастом древнейших пород в фундаменте террейна Арктическая Аляска-Чукотка [Akinin et al., 2011; Amato et al., 2014]. Данные изотопные метки характерны для коровых магм с достаточно высокой долей ассимиляции; при этом они значительно отличаются от аналогичных для девонских парагенейсов и триасовых песчаников и филлитов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{(108\text{ Ma})} = 0,716725\text{--}0,761369$; $\epsilon\text{Nd}^{(108\text{ Ma})} =$ от -9,0 до -10,5, $T^{(\text{DM-2})} = 1650\text{--}1790$ млн. лет). Процессы AFC – конкурирующих ассимиляции и фракционной кристаллизации играли значительную роль в петрогенезисе и монцониоидов лейкогранитов Велиткенайского комплекса, что следует из моделирования геохимических данных (**Рис. 10 а**).

В сравнении с другими гранитными плутонами Чукотки (Чаунская и Билибинская провинции, граниты мыса Кибер), велиткенайские магматические породы 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. 10 а**). В качестве гипотетических мантийных компонентов смешения на этих кривых использованы 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 Кооленского купола [Акинин, 2012; Rowe, 1998] и девонские парагнейсы Куульского поднятия, в котором обнажается Велиткенайский комплекс. На диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (**Рис. 10 а**) точки составов велиткенайских магматических пород формируют линейный тренд, который вытягивается вдоль модельной изохроны с возрастом 660 млн. лет (**Рис. 10 а**). Несмотря на то, что виртуальные точки велиткенайских пород на диаграмме аппроксимируются такой эрохроной с большой погрешностью, датировка 660 млн. лет примечательна тем, что совпадает с возрастом унаследованных древних ядер в цирконах гранитоидов, отражая гипотетический возраст протолита.

Вариации изотопного состава гафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) были исследованы в цирконах из ранних монцонитоидов (три образца), поздних лейкогранитов и высокоглиноземистых гранитов (три образца), а также ортогнейсов из фундамента Куульского поднятия (два образца). Для каждого из образцов изотопные характеристики измерены не менее чем в 7–10 индивидуальных кристаллах циркона. Для целей сравнения и исследования источников велиткенайских магм изучены изотопные характеристики цирконов также в трех образцах ортогнейсов фундамента Кооленского купола и Куэжвуньского поднятия.

Значение параметра $\epsilon\text{Hf}(i)$ в велиткенайских монцонитоидах варьирует от -11 до -7,4, а $\delta^{18}\text{O}$ от 9,9 до 8,4 (**Рис. 10 б**), указывая на существенную долю зрелого корового материала в источнике магм. Модельные Hf возраста циркона для этих пород составляют от 1,2 до 1,1 млрд. лет. В лейкогранитах, напротив, эти значения отличаются, демонстрируя тренд в направлении более ювенильных мантийных значений ($\epsilon\text{Hf}(i)$ от -4,7 до -1,5; $\delta^{18}\text{O}$ от 8,7 до 5,8; **Рис. 10 б**), при модельных Hf возрастах главным образом в интервале от 900 до 800 млн. лет. Это согласуется с выплавлением лейкогранитов из мигматизированных ортогнейсов, слагающих ядро Велиткенайского комплекса. Примечательно, что неопротерозойские унаследованные ядра в цирконе велиткенайских гранитоидов, а также цирконы из ортогнейсов Кооленского купола, Куульского поднятия и фундамента о. Жохова [Akinin et al., 2015] имеют самые высокие, ювенильные, изотопные метки, достигающие величин $\epsilon\text{Hf}(i)$ +11 и +13, при $\delta^{18}\text{O}$ от 4,9 до 6,2 (**Рис. 10 б**).

Таким образом, на основании проведенного анализа изотопного состава можно заключить, что формирование лейкогранитов Велиткенайского комплекса происходило за счет мигматизированных ортогнейсов, которые характеризуются положительными значениями эpsilon Hf, что указывает на вовлечение ювенильного компонента в источник магм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В центральной части Куульского поднятия выделен Велиткенайский монцонит-гранит-мигматитовый комплекс, в ядре которого обнажаются мигматизированные неопротерозойские ортогнейсы. Ортомагматическая природа мигматизированных гнейсов подчеркивается относительно узким интервалом возрастов циркона, что нехарактерно для парагнейсов, в которых следовало бы ожидать наличия детритовых популяций циркона с обширным интервалом возрастов от архея и моложе.

Монцонитоиды внедрились на ранних стадиях (от 106 до 103 ± 1 млн. лет) подъема Велиткенайского комплекса. Монцонитоиды нередко имеют гнейсоватую и директивную структуру, что указывает на их внедрение в условиях деформационного стресса (правые сдвиги). Примечательным является отсутствие унаследованных древних доменов в ядрах циркона монцонитоидов. Это обстоятельство наталкивает на мысль о том, что, вероятно, древний протолит был уже переплавлен полностью в мелу при андерплейтинге базитовых магм в нижней коре. Такой сценарий не является уникальным: меловой возраст нижней коры на континентальных окраинах Северо-Востока Азии был установлен по результатам изучения циркона из нижнекорových ксенолитов в позднеэоценовых щелочных базальтах [Акинин и др., 2013].

Более молодые лейкограниты ($101-99 \pm 1$ млн. лет), напротив, систематически содержат цирконы с унаследованными неопротерозойскими доменами в ядрах, которые характеризуются ювенильными метками Hf и O, как и в неопротерозойских ортогнейсах. Это однозначно указывает на то, что последние являются протолитом для выплавления поздних лейкогранитов. Сохранность древних унаследованных ядер циркона в лейкогранитах связана с более низкотемпературным и, вероятно, сухим характером этих магм в отличие от ранних монцонитоидов. В отличие от монцонитоидов, в лейкогранитах выявлены более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и повышенные значения ϵHf в цирконах (Рис. 10 б, 11).

Велиткенайский комплекс был сформирован в геодинамических условиях постколлизийного растяжения и региональных правосторонних сдвиговых деформаций. Такой вывод согласуется, с одной стороны, с результатами структурных наблюдений в регионе [Miller, Verzhbitsky, 2009; Miller et al., 2018], с другой, подтверждается субсинхронностью возраста формирования ВК (108–100 млн. лет) с альбским пиком метаморфизма в гранито-гнейсовых куполах Чукотки [Akinin et al., 1997; Akinin, Calvert, 2002]. Геохимические характеристики изученных гранитоидов с применением дискриминантных геодинамических диаграмм не противоречат такому выводу.

Новые данные позволили надежно обосновать альбский возраст формирования монцонит-гранит-мигматитового комплекса в целом, разделить интервалы кристаллизации монцонитоидов и лейкогранитов, выявить неопротерозойский возраст протолита, предметно обсудить место и время формирования мигматитов и сопутствующих деформаций в приложении к тектоно-магматической эволюции Чукотского блока террейна Арктическая Аляска-Чукотка.

Главные публикации по теме диссертации

Статьи в рецензируемых журналах

1. **Ползуnenков Г.О.** Оценка P-T и fO условий кристаллизации монцонитоидов Велиткенайского гранит-мигматитового массива (арктическая Чукотка) по данным минеральной термобаро- и оксидометрии // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 5. С. 97–111.
2. Акинин В.В., **Ползуnenков Г.О.**, Готтлиб Э.Ш., Миллер Э.Л. 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 - Чукотка // Петрология. 2022. Т. 30. № 3. С. 227–259.
3. Akinin V.V., Gottlieb E.S., Miller E.L., **Polzunenkov G.O.**, Stolbov N.M., Sobolev N.N. 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)*. Изд-во: Springer, 2015. V. 1. P. 1-10.
4. Akinin V.V., Miller E.L., Amato J., Prokoviev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., **Polzunenkov G.O.**, Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 208. Article 103272.

Рис. 1. Данные изотопного U-Pb датирования гранитоидов Чукотки на схеме тектонического районирования Чукотского блока ААЧ. Складчатые комплексы: 1 – выступы и гранитоидные купола с протерозойским протолитом (верхняя амфиболитовая фация метаморфизма); 2 – палеозойские отложения (зеленосланцевая и нижняя амфиболитовая фации); 3 – мезозойские отложения (триасовые турбидиты, позднеюрские-раннемеловые песчаники и алевролиты). Интрузии (4–6): 4 – раннемеловые гранитоиды; 5 – позднемеловые гранитоиды ОЧВП; 6 – пермо-триасовые габродолериты. 7 – вулканы окраинно-континентального ОЧВП. Границы (8–10): 8 – крупных тектонических единиц (ЧУ – чукотский кристаллический блок, ЮАЗ – Южно-Анхойская сутурная зона, ОЛ – Олойская зона, ЯР – Яракваамский океанический террейн, КО – Корякско-Камчатская аккреционная область); 9 – альбская гранитоидная Чаунская провинция; 10 – аптская гранитоидная Билибинская провинция. Цифрами показаны U-Pb датировки по циркону из гранитоидных массивов Чукотки по нашим данным (показаны красной окантовкой и жирным шрифтом) и данным из работ [Natal'in et al, 1999; Tikhomirov et al, 2008; Miller et al, 2009; Тихомиров и др., 2011; Luchitskaya et al, 2012; Лучицкая и др., 2013; Катков и др., 2013; Amato et al, 2014; Gottlieb et al, 2018; Петров и др, 2019; Peace et al, 2018].

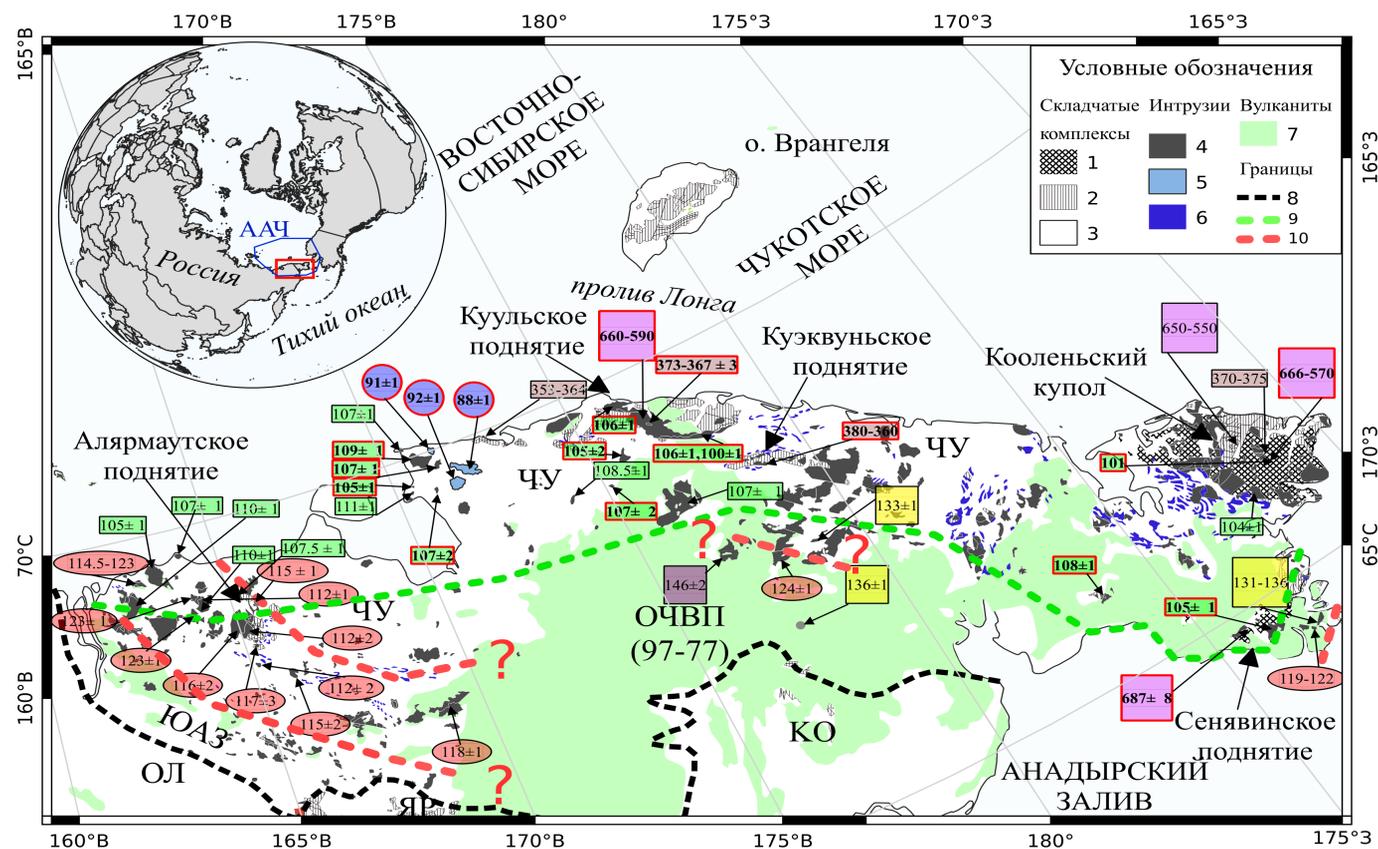
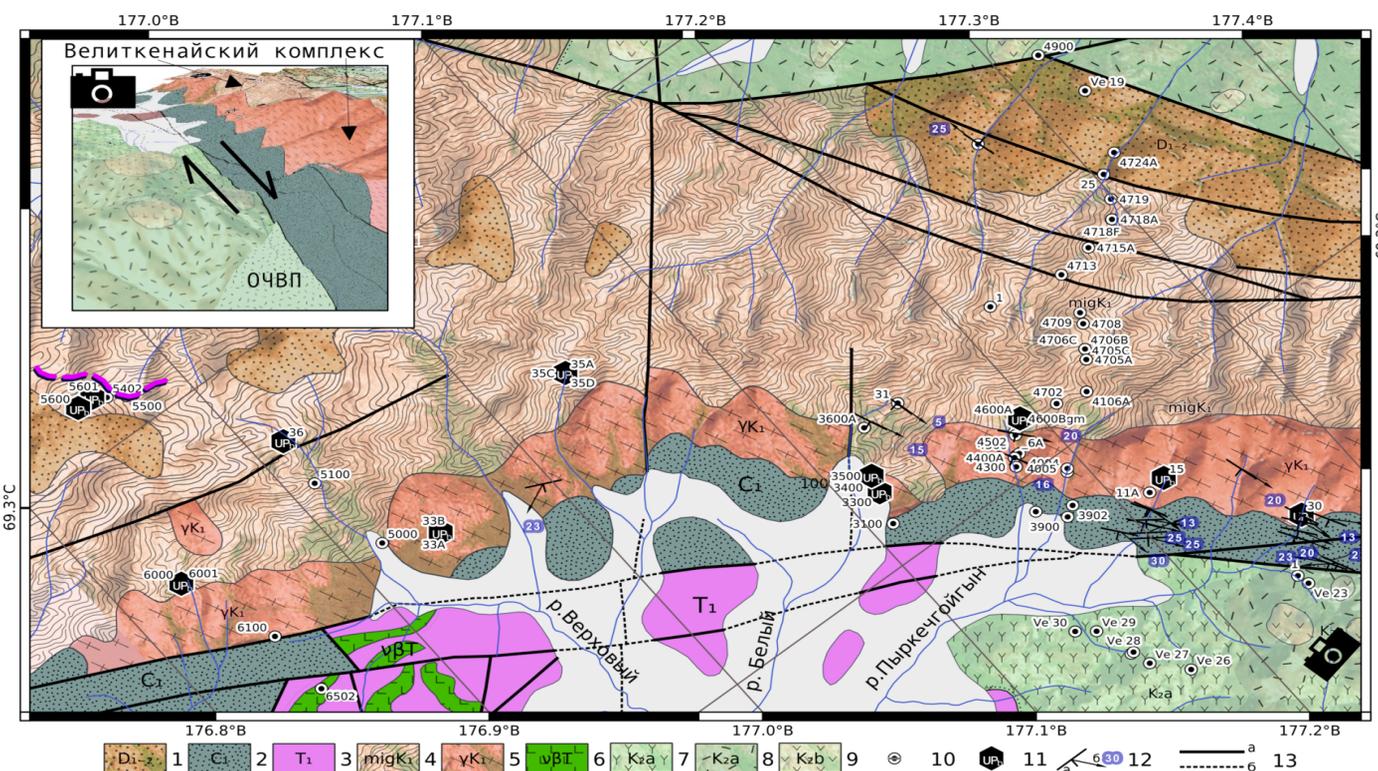


Рис. 2. Геологическая карта юго-восточной части Велиткенайского комплекса. Составлена по [Желтовский, 1980], с изменениями, учитывающими полевые наблюдения и изотопно-геохронологические данные автора. 1 – девонские биотит-полевошпат-кварцевые кристаллические сланцы, парагнейсы (метаморфизованы в зеленосланцевой и нижней амфиболитовой фации). 2 – каменноугольные кристаллические сланцы. 3 – триасовые филлиты и песчаники. 4 – неразделенные непротерозойские мигматизированные ортогнейсы и прорывающие их маломощные штоки лейкогранитов. 5 – зона развития инъекций ранних монцонитоидов. 6 – силлы пермо-триасовых габродолеритов. 7–9 верхнемеловые вулканические породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. 10 – точки отбора образцов. 11 – пробы на U-Pb изотопное датирование. 12 – элементы залегания: а – сланцеватости; б – линейности (синим) метаморфических минералов. 13 – разломы: а – достоверные; б – предполагаемые. Фиолетовой пунктирной линией показаны будины ультрамафитов.



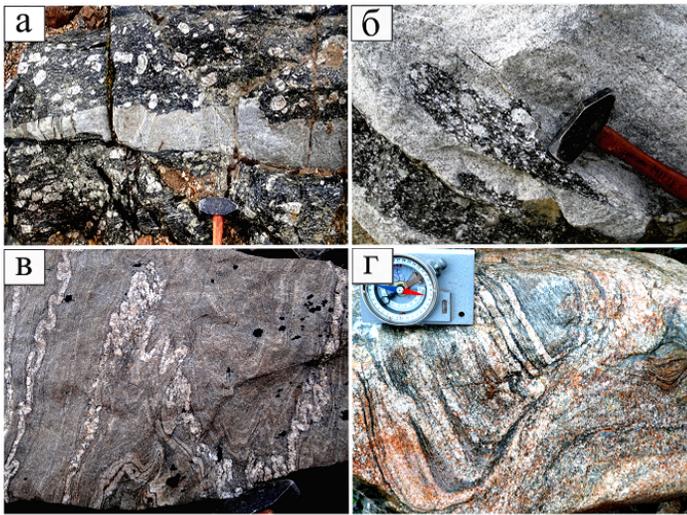


Рис. 3. Текстуры гранитоидов и мигматитов Велиткенского комплекса: а-б – крупнопорфировые амфибол-биотитовые ранние монзонитоиды (темное) рассекаемые мелкозернистыми биотитовыми лейкогранитами (светлое); в-г – метатектиты [пигматиты, обр. 5600: неосома – (светлое); палеосома – (темное)] и диатектиты (обр. 4719), см. рис. 2.

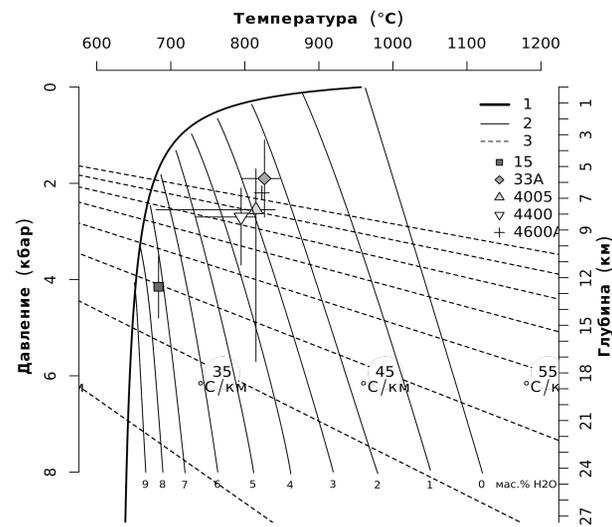


Рис. 4. Диаграмма P-T условий кристаллизации монзонитоидов Велиткенского комплекса. Линии: 1 – гранитный солидус ($P_s = P_{H_2O}$), по [Holtz et al., 2001]; 2 – концентрация воды в расплаве, по [Holtz et al., 2001]; 3 – линии геотермического градиента для плотности коры 2.7 г/см³. Оценки давления и температуры приведены по геотермометрам [Anderson, 1997; Blundy, 1994]

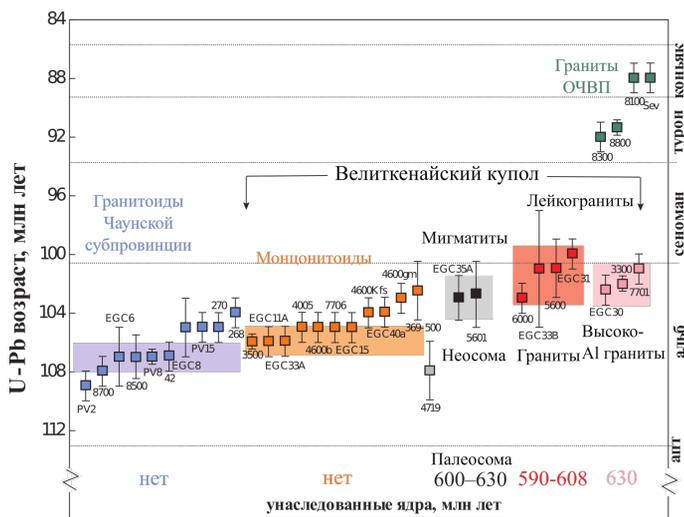


Рис. 5. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов Чаунской провинции Чукотки. Возраст унаследованных ядер в цирконе показан внизу соответствующим для породных групп цветом.

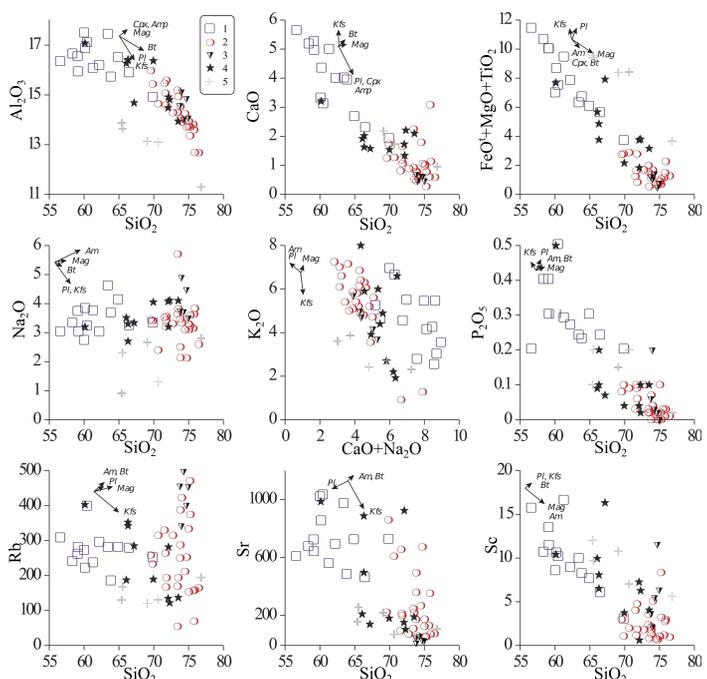


Рис. 6. Вариации главных и примесных элементов относительно SiO₂ в горных породах Велиткенского комплекса (оксиды – в масс.%, Rb, Sr, Sc – г/т.). 1 – монзонитоиды, 2 – граниты и лейкограниты, 3 – глиноземистые лейкограниты с мусковитом и гранатом, 4 – мигматиты, 5 – вмещающие девонские кристаллические сланцы, парагнейсы. Стрелками показаны генеральные тренды эволюции остаточного расплава при фракционировании минералов из монзонитов (Pl – плагиоклаз, Kfs – калиевый

полевого шпата, Am – амфибол, Bt – биотит, Mag – магнетит, Sprx – клинопироксен). Длина стрелок отражает приблизительный вклад минерала в коэффициент распределения кристалл-расплав.

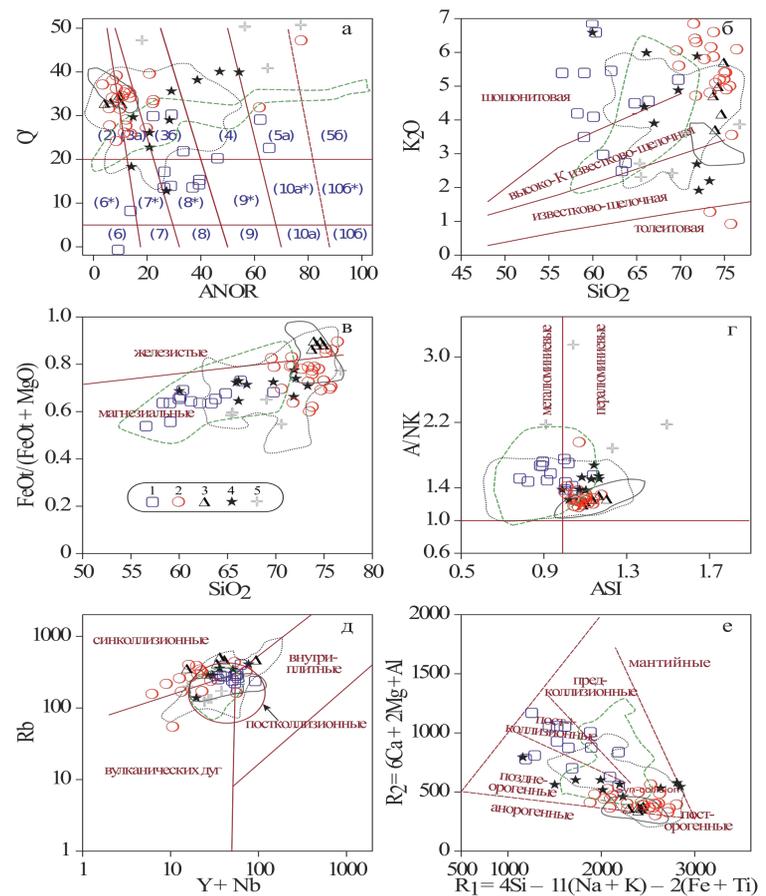


Рис. 7. Химический состав пород Велиткенского монзонит-гранит-мигматитового комплекса на классификационных и дискриминантных диаграммах. а – [Streckeisen, Le Maitre, 1979], б – [Peccerillo, Taylor, 1976], в-г – [Frost et al., 2001], д – [Pearce et al., 1984], е – [Batchelor, Bowden, 1985]. Обозначения: 1 – монзонитоиды, 2 – граниты и лейкограниты, 3 – глиноземистые лейкограниты с мусковитом и гранатом, 4 – мигматиты, 5 – вмещающие девонские кристаллические сланцы, парагнейсы. Для сравнения поля составов гранитоидов территории Чукотки показаны пунктирными цветными линиями: фиолетовая – Чаунская провинция [Акинин и др., 2022]; зеленая – Билибинская провинция [Луцицкая и др., 2010]; серая – о. Врангеля [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 – монзонит, 9 – (а) монцодиорит/(б) монцогаббро, 10 – (а) диорит/(б) габбро, * кварцевый (ое).

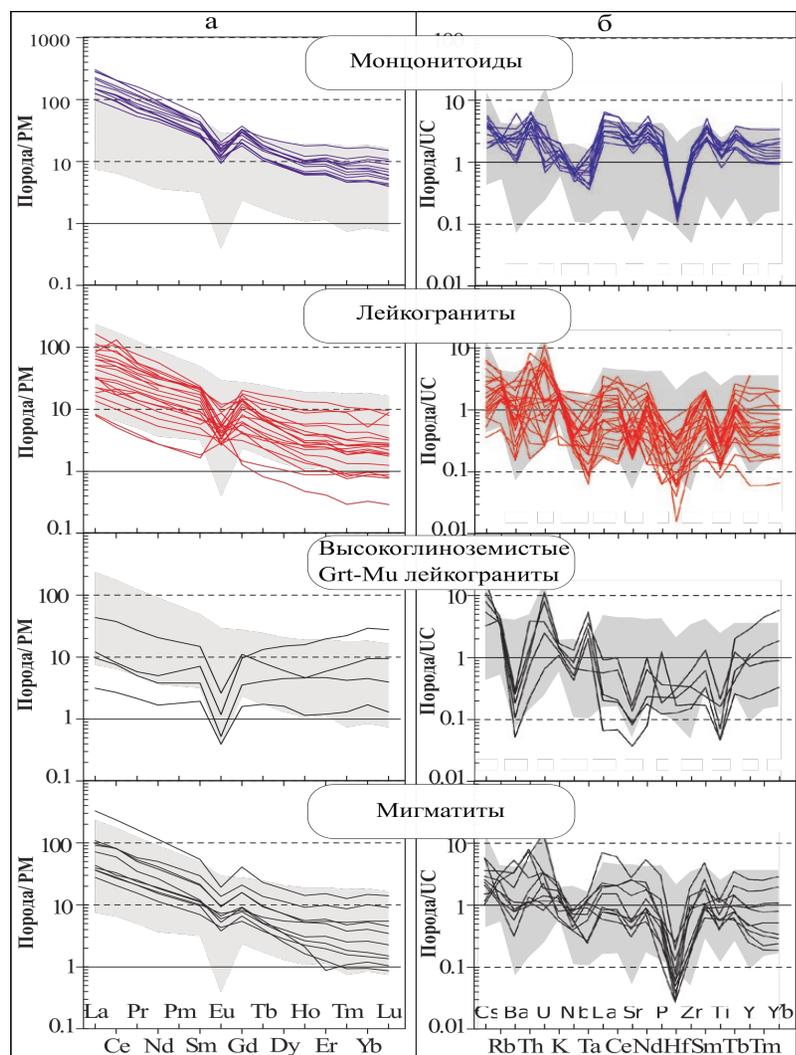


Рис. 8. Распределение в горных породах Велиткенайского монцитонит-гранит-мигматитового комплекса: а – редкоземельных элементов нормализованных к РМ - примитивной мантии по [McDonough, Sun, 1995]; б – некогерентных элементов нормализованных к модельному составу верхней континентальной коры – UC, по [Taylor, McLennan, 1995]. Серым фоном показан интервал составов всех гранитоидов и ортогнейсов Чукотского по-ва и о. Врангеля.

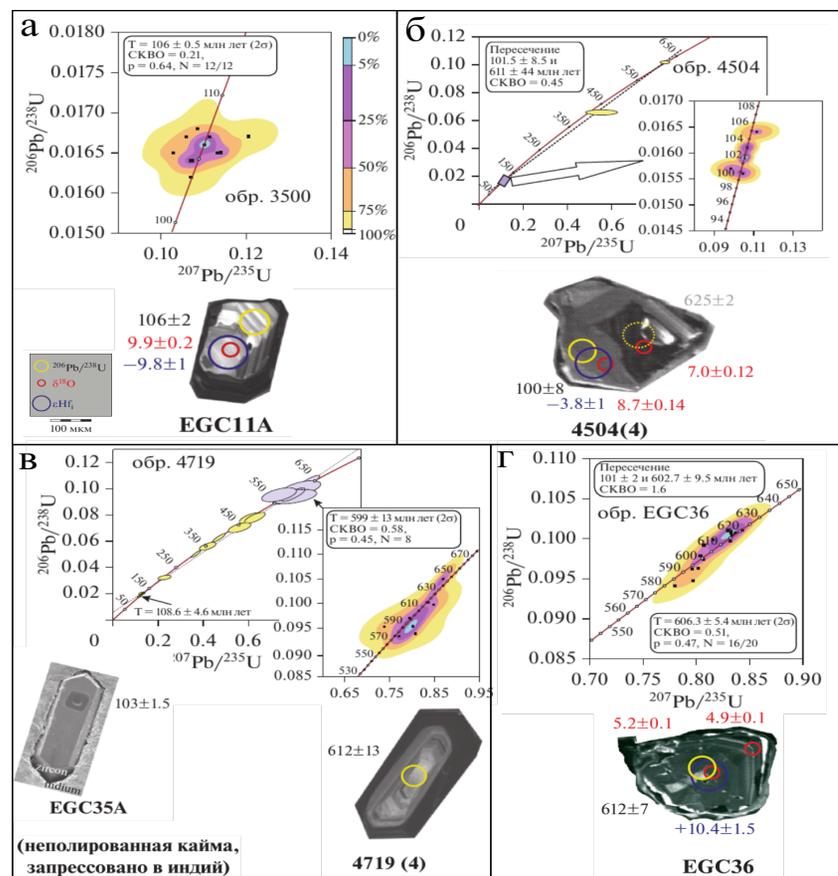


Рис. 9. Диаграммы с конкордией для цирконов Велиткенайского монцитонит-гранит-мигматитового комплекса в представительных образцах. а – ранние монцитонитоиды, б – поздние лейкограниты, в – мигматит, г – ортогнейс. Черные точки – измеренные изотопные отношения в индивидуальных кристаллах циркона (SHRIMP-RG инструмент). Цветные области – плотности распределения точек с учетом погрешности измерений 2 сигма [алгоритм по Sircombe, 2007]. Т – средневзвешенный конкордантный возраст, СКВО – среднеквадратичное взвешенное отклонение, р – вероятность. Изображение кристаллов велиткенайских цирконов в катодолюминесцентном излучении, представительные примеры. Кружками разного цвета показаны области анализа и значения U-Pb возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ дата, скорректированная на ^{207}Pb), величины Hf(i) и $\delta^{18}\text{O}$. Примечательны ювенильные мантийные значения изотопных отношений Hf и O в унаследованных ядрах циркона из мигматизированных ортогнейсов и лейкогранитов.

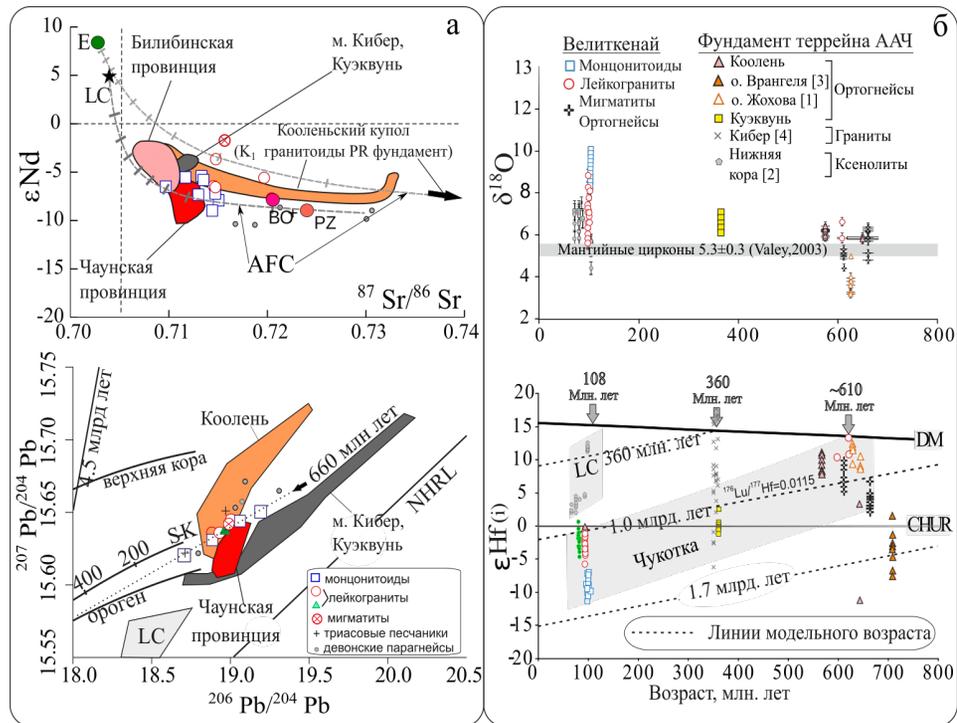


Рис. 10. Вариации изотопного состава: а) — Nd, Sr, Pb в монцитонитоидах, лейкогранитах, мигматитах и кристаллических сланцах Велиткенайского комплекса в сравнении с аптальбскими гранитоидами Билибинской, Чаунской провинций и девон-раннекаменноугольными массивами Кибер, Куэкувун. LC — средний состав нижней коры Северо-Востока РФ по данным изучения глубинных ксенолитов в щелочных базальтах [Акинин и др., 2013]. Поля составов горных пород для сравнения по данным [Акинин и др., 2015, 2022; Ефремов, 2012; Лучицкая и др., 2010, 2017; Gottlieb et al., 2018; Rowe, 1998;]. б) $\epsilon_{Hf}(i)$ и $\delta^{18}O$ в исследованных цирконах Чукотки. Примечательны ювенильные мантийные значения $\epsilon_{Hf}(i)$ от +11 до +13, в цирконах из ортогнейсов Коаленского купола и Велиткенайского комплекса, ксенолитов фундамента о. Жохова (архипелаг Де-Лонга), а также унаследованных ядрах в велиткенайских мигматитах и лейкогранитах.

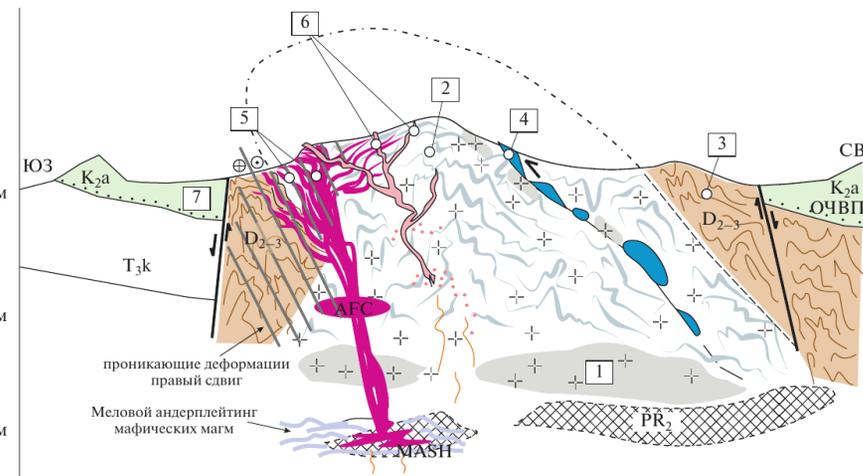


Рис. 11. Модельный разрез через Велиткенайский комплекс, арктическая Чукотка. Обобщенные параметры возраста и изотопных меток показаны для каждой из исследованных породных групп. Возраст и изотопные параметры для ортогнейсов включают кроме велиткенайских данные по Коаленскому куполу. MASH — предполагаемая область плавления, ассимиляции, сегрегации и гомогенизации магм. Геохимические параметры пород комплекса (ϵ_{Nd}) и цирконов из них (U-Pb возраст, ϵ_{Hf} , $\delta^{18}O$): 1) — ортогнейсы фундамента, U-Pb возраст равен 660–600 млн. лет, $\epsilon_{Hf}(i) = +11 \dots +3,4$, $\delta^{18}O = 6,4-4,8$; 2) — мигматизированные ортогнейсы ($\epsilon_{Nd} = -3,8 \dots +2,4$, $TNd^{(DM-2st)} = 1,0-1,2$ млрд. лет), U-Pb возраст неосомы $\sim 103 \pm 2$ млн. лет, U-Pb возраст палеосомы $\sim 660-612$ млн. лет, $\epsilon_{Hf}(i) = +11 \dots +3,4$, $\delta^{18}O = 6,4-4,8$; 3) — девонские парагнейсы ($\epsilon_{Nd} = -8,7 \dots -10,4$, $TNd^{(DM-2st)} = 1,6-1,7$ млрд. лет), U-Pb возраст осадконакопления ~ 370 млн. лет, U-Pb возраст детритовых популяций $\sim 2,7-0,7$ млрд. лет; 4) — будины офиолитов, U-Pb возраст кристаллизации габбо-амфиболитов $\sim 670-560$ млн. лет; 5) — ранние монцитонитоиды ($\epsilon_{Nd} = 7,3 \dots -7,9$, $TNd^{(DM-2st)} = 1,4-1,6$ млрд. лет) U-Pb возраст кристаллизации $\sim 106-103 (\pm 1)$ млн. лет, $\epsilon_{Hf}(i) = -11 \dots -7$, $\delta^{18}O = 10-8,4$; 6) — поздние лейкограниты ($\epsilon_{Nd} = -3,8 \dots -6,7$, $TNd^{(DM-2st)} = 1,2-1,4$ млрд. лет), U-Pb возраст кристаллизации $\sim 102-101 (\pm 1)$ млн. лет, $\epsilon_{Hf}(i) = -4,7 \dots -1,5$, $\delta^{18}O = 8,7-5,8$, U-Pb унаследованных ядер $\sim 630-608$ млн. лет, $\epsilon_{Hf}(i) = +11 \dots +13$, $\delta^{18}O = 5,8$; 7) — вулканические накопления Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, U-Pb возраст кристаллизации составляет 93–88 млн. лет.