

СОДЕРЖАНИЕ

Том 30, номер 3, 2022

Меловой монзонит-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	
<i>В. В. Акинин, Г. О. Ползуненков, Э. Ш. Готтлиб, Э. Л. Миллер</i>	227
Влияние окислительных условий на геохимическую и металлогеническую зональности на примере мезозойских магматических поясов Восточной Якутии	
<i>Л. Ф. Мишин, Е. А. Коновалова, Ю. В. Талтыкин</i>	260
Частичное плавление карбонат-биотитового гнейса в условиях континентальной коры: экспериментальное и термодинамическое моделирование	
<i>А. С. Митяев, О. Г. Сафонов, Д. А. Варламов, Д. Д. ван Ринен</i>	281
Метасоматоз в термоградиентных условиях: модели сопряженного переноса тепла и взаимодействия флюид–порода	
<i>А. Б. Кольцов, С. А. Бушмин</i>	309
Экспериментальное исследование многокомпонентной химической диффузии петрогенных компонентов (SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, CaO, MgO, FeO) и аниона CO ₃ ²⁻ при взаимодействии базальтовых и кимберлитовых расплавов при умеренном давлении	
<i>Э. С. Персиков, П. Г. Бухтияров, А. Н. Некрасов</i>	331

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^{a, b, *}, Г. О. Ползуненков^a, Э. Ш. Готтлиб^{c, d}, Э. Л. Миллер^c^aСеверо-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 Велиткенский 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-, O-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 ($\epsilon_{\text{Nd}}(i)$ от -5.5 до -7.9 ; $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.4\text{--}1.6$ млрд лет) и изотопными параметрами циркона ($\epsilon_{\text{Hf}}(i)$ от -11 до -7 , $\delta^{18}\text{O}$ от 10 до 8.4). Лейкограниты поздней фазы с возрастом от 102 до 101 млн лет ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от -3.8 до -6.7 , $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.2\text{--}1.4$ млрд лет) формировались за счет неопротерозойских ортогнейсов с ювенильными мантийными метками циркона ($\epsilon_{\text{Hf}}(i)$ от $+11$ до $+13$, $\delta^{18}\text{O} \sim 5.8$) 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 Велиткенского 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 Велиткенского монцонит-мигматитового купола происходило на посторогенной стадии, в геодинамических условиях постколлизийного 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 рас-

плавов 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 верхнекоревых условиях, позволяют оценить общую длительность и способы формирования сложно построенных гранито-метаморфических структур (куполов), исследовать палингенез (Sederholm, 1923; Коржинский, 1952; Sawyer, 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 бло-

ке 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-алаянскую 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 аккрегирован к Кольмо-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 Американо-Азиатского бассейна и формирования гигантской магматической провинции Арктики (NALIP), сформировавшейся около 124 млн лет назад (Corfu et al., 2013).

В настоящей статье мы представляем петролого-геохимическую 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-

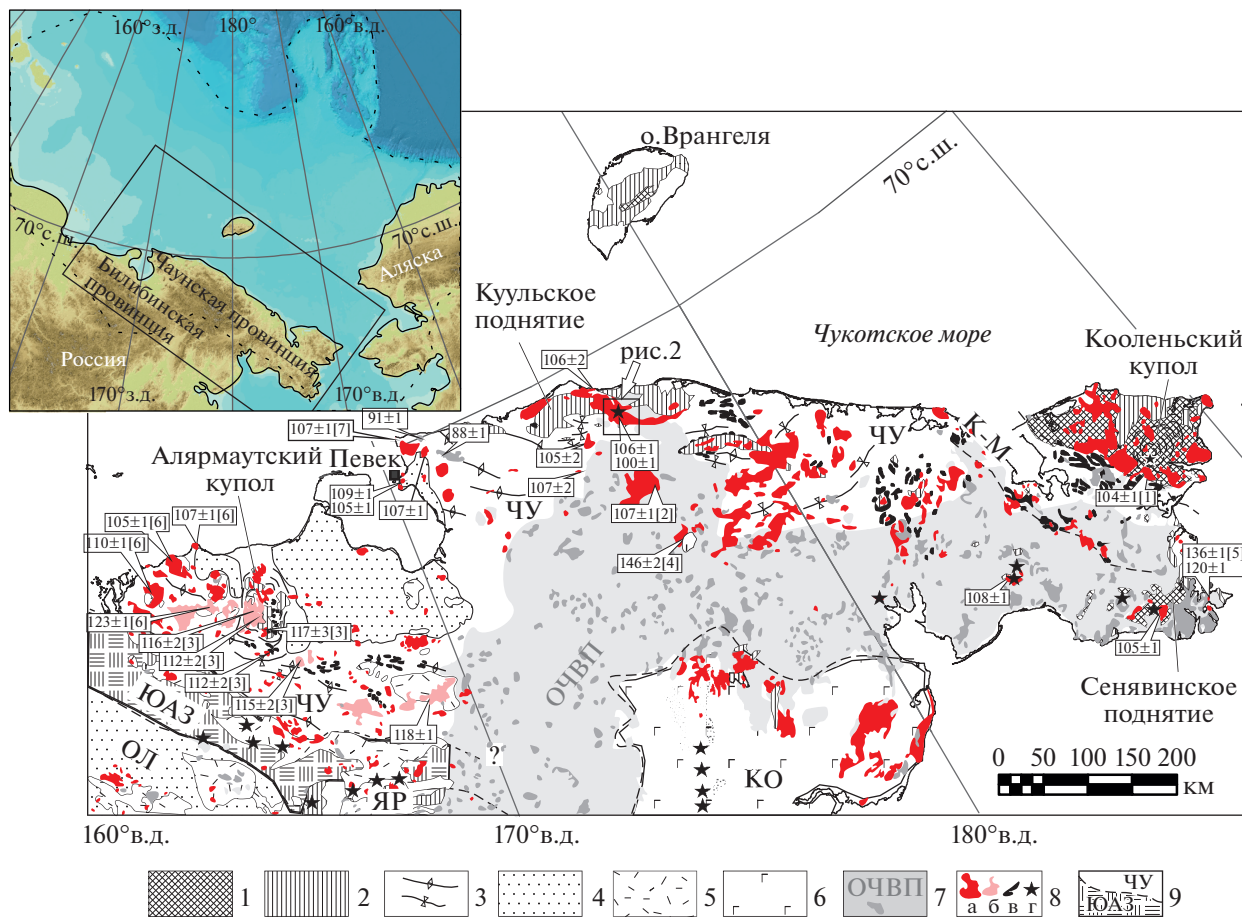


Рис. 1. Схема тектонического районирования Чукотки.

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 единиц: ЧУ – кристаллический 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 гранитоид-

ного 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 правом берегу р. Кувет (в бассейне ручья Прямой и Верховой, юго-восточная часть Велиткенайского массива, рис. 2), в бассейне верхнего течения р. Сквозной, на береговых обнажениях мыса Энмыттагын (арктическое побережье Чукотки, северная часть Велиткенайского

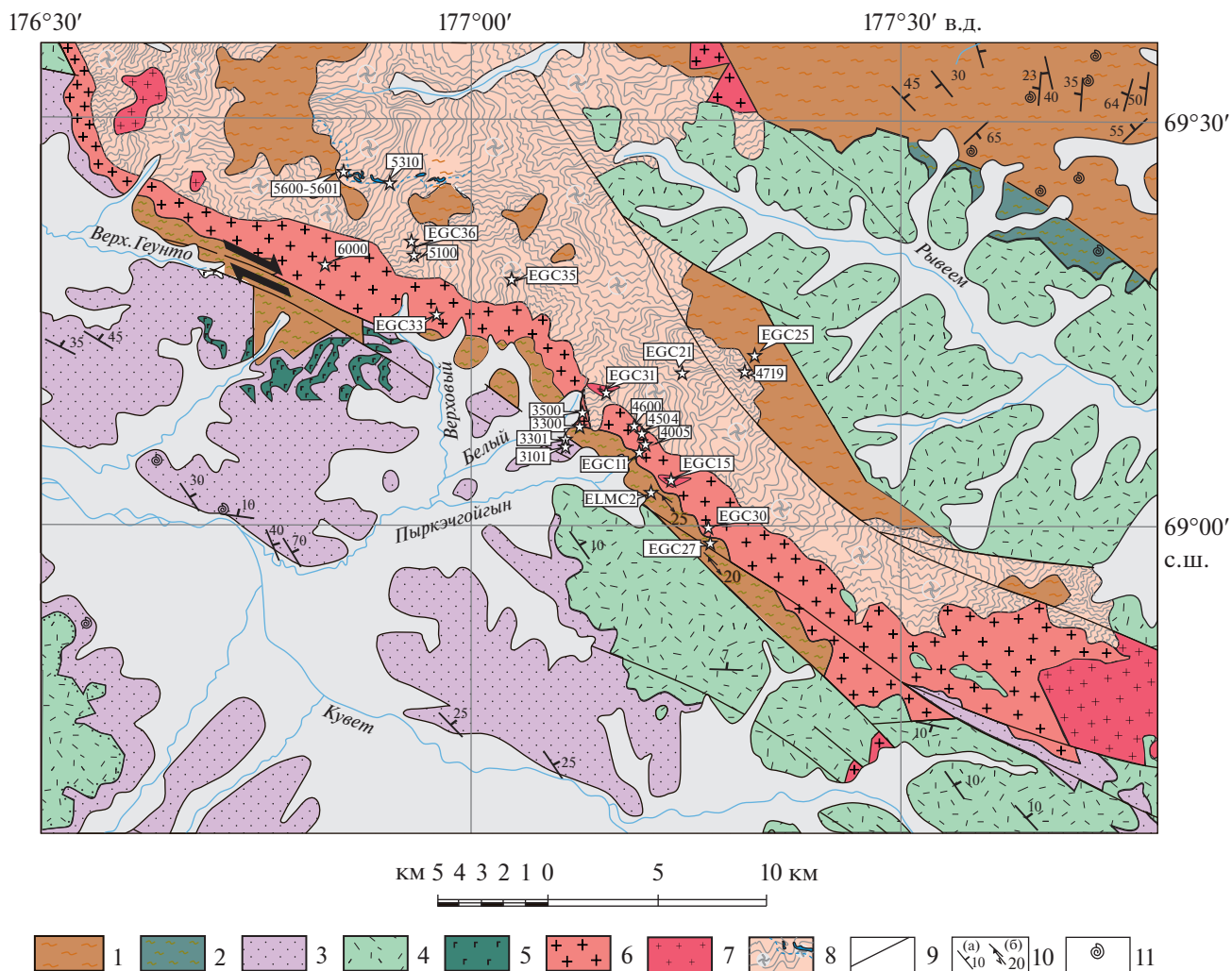


Рис. 2. Геологическая карта юго-восточной части Велиткенайского массива. 1 – девонские биотит-полевошпат-кварцевые кристаллические сланцы, парагнейсы (метаморфизованы в зеленосланцевой и нижней амфиболитовой фации); 2 – каменноугольные кристаллические сланцы; 3 – верхнепермские-триасовые осадочные породы; 4 – верхне-меловые вулканические породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 5 – силлы пермско-триасовых габбро-диабазов; 6 – зона развития инъекций 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 движения 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 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ системы, а также примесные элементы с помощью SIMS и LA-ICP-MS методов).

Рентгенофлуоресцентный 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 SiO_2 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 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не превышают 0.5 отн. %, для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответственно 0.050 и 0.005 отн. %. Для U и Pb уровень 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 катодолуминесцентном 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 высоко разрешающий 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 цирконов 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 TEMORA2. Концентрации урана и тория калиброваны по стандарту CZ3 (550 ppm U), а Pb/U отношение в образце калиброваны с использованием эмпирического квадратического соотношения между $^{206}\text{Pb}^+/\text{U}^+$ и UO^+/U^+ и нормализованного к $^{206}\text{Pb}/\text{U}$ в стандарте. Обработку результатов измерений осуществляли с помощью программ Squid и Isoplot (Ludwig, 2003). Традиционно для молодых цирконов опирались только на $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст. Полученные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты скорректированы на ^{207}Pb (Williams, 1998), допуская, что небольшая дискордантность цирконов является следствием простого смешения обыкновенного и радиогенного Pb. Воспроизводимость SHRIMP-RG анализа для изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 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 ^7Li до $^{254}\text{UO}_2$), используя хорошо охарактеризованный гомогенный стандарт MAD-green (4196 ppm U) (Barth, Wooden, 2010). Все измерения были выполнены при разрешении масс $M/\text{DM} = 10500\text{--}11000$ (10% высоты пика), что позволяет исключить интерференцию молекулярных частиц, особенно для ^{45}Sc , ^{48}Ti и REE. HREE анализировались в оксидной форме, что позволило избежать неразрешимых изобарных интерференций для простых ионов металлов. Погрешность определения концентрации Ti оценена в 5%, на основе повторяющихся измерений стандарта MAD-green (Coble et al., 2018).

Изотопное отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 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 – 91500 (Wiedenbeck et al., 2004). Данные представлены в виде $\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW) – отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\pm 2\sigma$) относительно среднего состава морской воды (Valley, 2003). В нашей аналитической сессии среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ 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 “Mud-tank” ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282507$), в качестве вторичных – R33 и 91500. Изотопное отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{initial}}$, а также $\epsilon\text{Hf}(i)$ рассчитано с использованием измеренного U-Pb возраста и константы $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}/\text{лет}^{-1}$, современные отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}} = 0.0336$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}} = 0.282785$. Для измеренного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ был использован коэффициент коррекции 1.0001248. Среднее значение $\epsilon\text{Hf}(i)$ в нашей аналитической сессии для стандарта R33 составило $+7.1 \pm 0.9$, для стандарта 91500 составило $+6.3 \pm 1.3$ (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 ниже-среднедевонскими терригенными отложениями лонговской, верхнедевонской пеггемельской 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 изоклиinallyно-чешуйчатой складчатостью. Суммарная мощность верхнепалеозойских отложений в Куульском поднятии оценивается в 4.2 км (Желтовский, 1980). В краевых частях поднятия верхнепалеозойские отложения трансгрессивно перекрываются пермско-нижнетриасовыми 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 (Тибилев, 2005).

Представления о возрасте пород Велиткенайского массива до недавнего времени основывались на геологических данных и геохронологических датировках K-Ar методом по валу. В базе данных ГЕОХРОН (Акинин, Котляр, 1996) для этого объ-

екта имеется 17 K-Ar 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 (Ползунов 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 шширами 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 замещения 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 эндоконтактной 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 северо-восточной 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 экзоконтакта 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.

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 представлена многочисленными маломощными жилообразными и силлообразными инъекциями 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 мелко- и 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 An_{31-39} . Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазом ($Ab = 6-12\%$), 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 I-типа известково-щелочной серии. Для гранитоидов поздней фазы характерны равномернозернистые структуры и постоянство минеральных соотношений кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза (рис. 5б). 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 монзонитов Велиткенайского массива. (а) — 20-ти метровый останец (координаты: 69.27306 с.ш., 176.82639 в.д.) крупнопорфировых амфибол-биотитовых монзонитов ранней фазы (пятнистый фон с субгоризонтальной слоистостью, обр. 6001), пересекаемый мелкозернистыми биотитовыми гранитами поздней фазы (светлый фон, обр. 6000); (б) — 5-ти метровый коренной выход инъекционных 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 (светлый фон, обр. 3600).

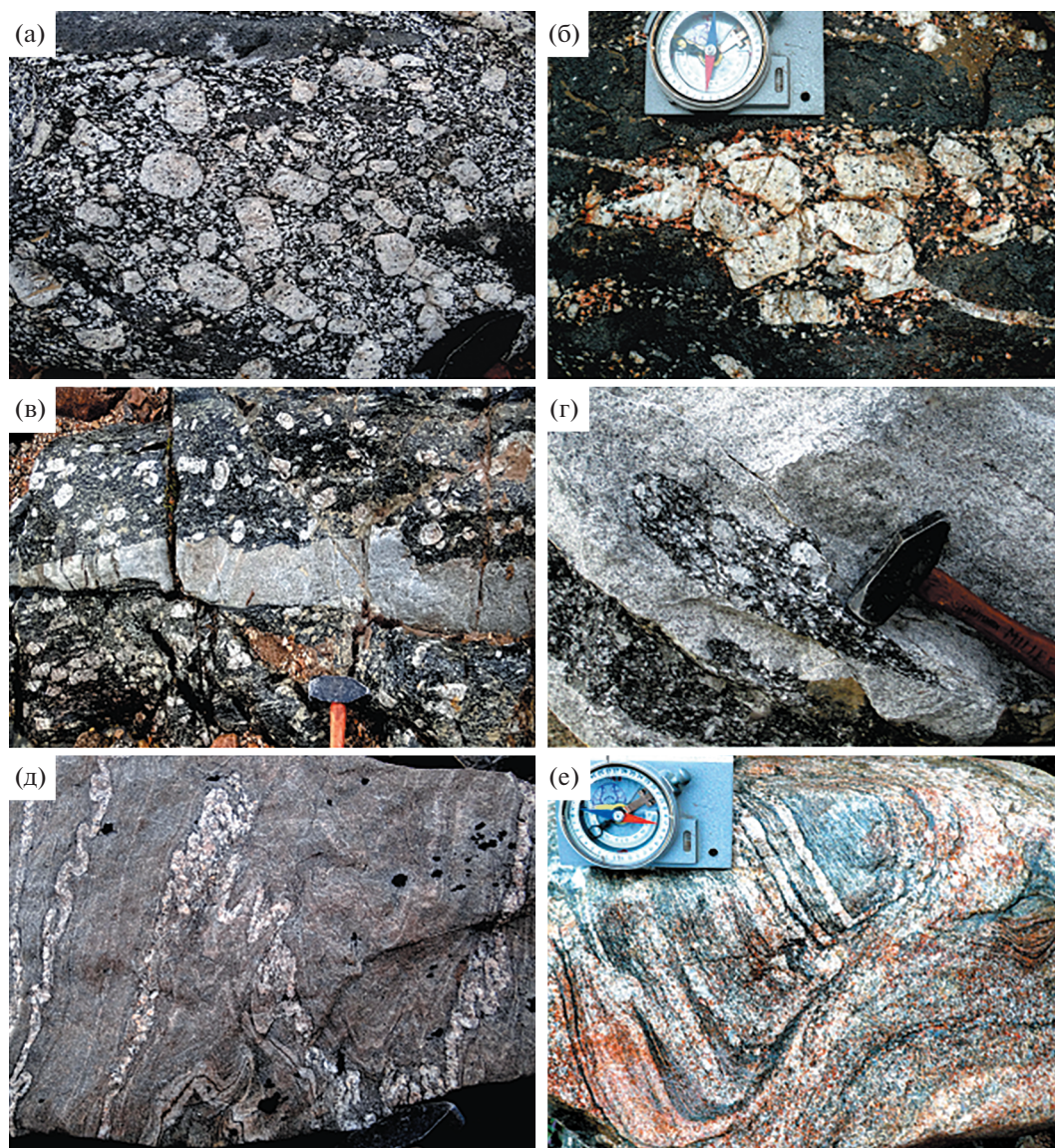


Рис. 4. Текстуальные различия гранитоидов и мигматитов Велиткенайского комплекса.

(а, б) – крупнопорфировые амфибол-биотитовые монцониитоиды ранней фазы; (в, г) – мелкозернистые биотитовые граниты поздней фазы (светлое) рассекают и включают в себя ксенолиты крупнопорфировых амфибол-биотитовых монцониитоидов ранней фазы (темное); (д, е) – метатектиты (птитгатиты, обр. 5600 – неосома, обр. 5601 – палеосома) и диатектиты (обр. 4719), см. рис. 2, табл. 1.

и эденитовая схемы замещения широко проявлены в амфиболах монцониитоидов Велиткенайского массива, качественно указывая на изменения давления и температуры при кристаллизации магмы. Детальное изложение ограничений амфибол-плаггиоклазовых версий термобарометров дано в работе (Ползуnenков, 2018). Кристаллизация монцониитов ранней фазы на основе этого парагенезиса протекала при температурах $823-684 \pm 12^\circ\text{C}$, и, главным образом, в условиях мезоабиссальной фации глубинности при давлениях от 2.2 до 4.2 кбар (Ползуnenков, 2018).

В цирконах из трех образцов монцониитоидов 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 монцониитов 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 Ti в цирконе существенно меньше (от 8 до 3 ppm), соот-

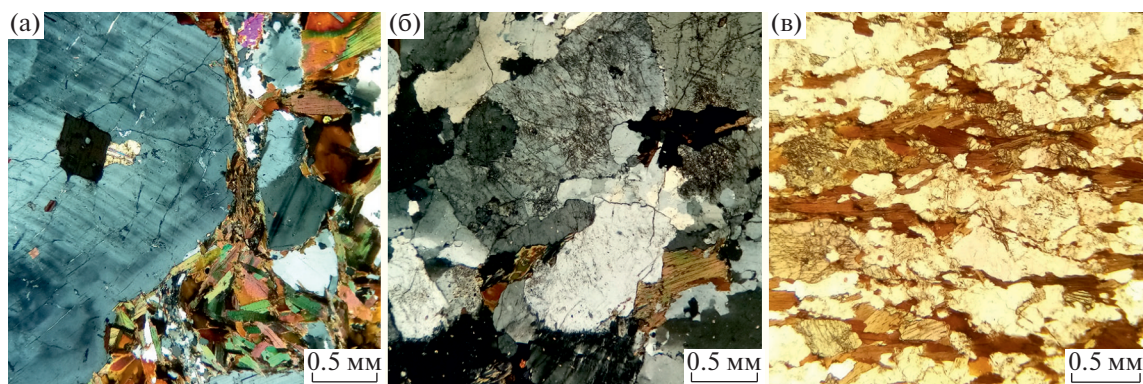


Рис. 5. Представительные микрофотографии шлифов горных пород Велиткенайского массива. (а) – деформированный порфиroidный монцонитоид ранней фазы, обр. 11А; (б) – биотитовый лейкогранит поздней фазы, обр. 4504; (в) – гнейсовая директивная структура в неосоме мигматита, обр. 4900.

ветственно, расчетные температуры кристаллизации составили от 760 до 670°C. Активность кремния в расплаве (αSiO_2) была принята за единицу, учитывая присутствие кварца в парагенезисе, а активность титана (αTiO_2) была принята за 0.7, учитывая отсутствие рутила. Таким образом, судя по термометрии Ti 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 SiO_2 амфибол-биотитовые 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 SiO_2 и K_2O большая часть амфибол-биотитовых монцонитоидов и гранодиоритов ранней фазы относятся к шощонитовой серии, остальные к высококалийевой известково-щелочной серии (рис. 7, табл. 1). Гранат-мусковитовые гранитоиды отвечают высококалийевой известково-щелочной серии.

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

ковым, пералюминиевым образованиям (индекс глиноземистости $\text{ASI} > 1.0$, рис. 7). Гранат-мусковитовые гранитоиды характеризуются как железистые, щелочно-известковые и пералюминиевые образования.

Вариации главных элементов в зависимости от содержания SiO_2 (диаграммы Харкера, рис. 6) демонстрируют более или менее хорошо выраженные тренды с обратной зависимостью, обычные для гранитоидов известково-щелочных серий и отражающие изменяющиеся пропорции фракционирующих породообразующих минералов и разную долю ассимиляции боковых пород (процесс AFC). Содержание 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 ($\text{REE}_{\text{сум.}} = 285\text{--}790$ ppm; $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} = 9.7\text{--}46.72$; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 3.29\text{--}6.57$; $(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{N}} = 2.17\text{--}5.45$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.35\text{--}0.63$; 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-

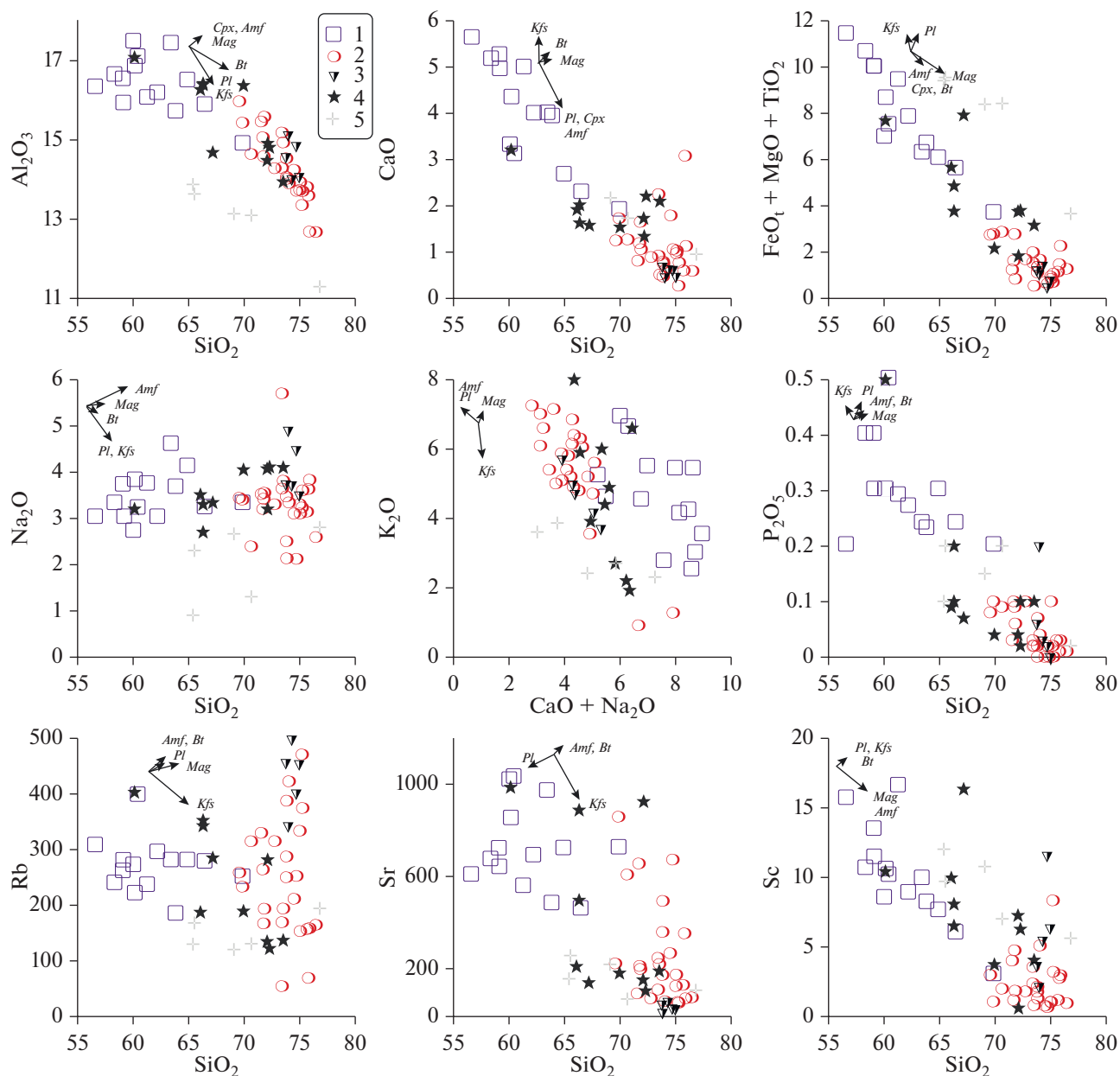


Рис. 6. Вариации главных и примесных элементов относительно SiO_2 в горных породах Велиткенайского массива. 1 – монцониитоиды ранней фазы, 2 – граниты и лейкограниты поздней фазы, 3 – высокоглиноземистые гранат-мусковитовые лейкограниты поздней фазы, 4 – мигматиты, 5 – вмещающие девонские кристаллические 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 Ta и Hf, большими вариациями суммарных концентраций HREE (рис. 8, 9). Гранитоиды в остальных изученных массивах чаунской провинции по характеру распределения редкоземельных элемен-

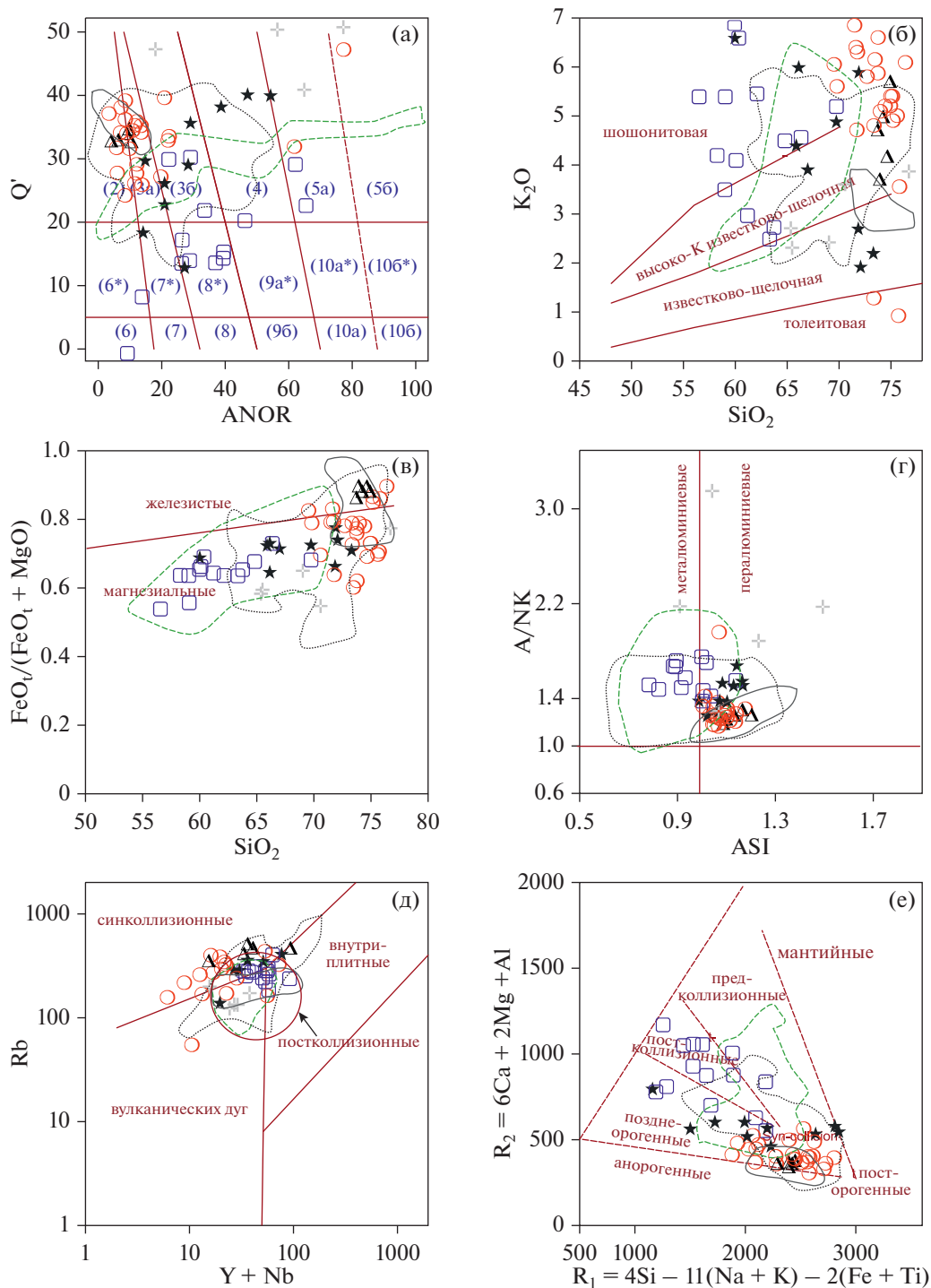


Рис. 7. Химический состав пород Велиткенайского массива на классификационных и дискриминантных диаграммах (Streckeisen, LeMaitre, 1979; Shand, 1943; Middlemost, 1985; Peccerillo, Taylor, 1976; Pearce et al., 1984; Batchelor, Bowden, 1985).

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 сиенит, 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). Условные обозначения точек см. на рис. 6.

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

Группа	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2
Образец	EGC11A	EGC15	EGC33A	3500	4005	4600A	4600Agm	EGC33B	4504	5100
Порода ¹	МО	МО	ДИ	ГД	МО	МО	МО	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 ₂ O ₃	16.31	16.15	16.03	15.68	16.99	18.37	17.40	14.64	15.36	12.67
FeO _{общ}	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	0.06	0.10	0.08	0.11	0.09	0.07	0.02	0.03	0.01
CaO	6.06	3.97	4.97	3.91	6.00	3.21	3.98	1.27	1.68	0.59
Na ₂ O	3.34	3.00	3.72	3.65	2.99	3.60	4.58	2.39	3.77	2.59
K ₂ O	2.42	5.46	2.97	2.73	5.35	6.90	2.49	7.15	5.28	6.09
P ₂ O 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
Ni	32	14	20	15	13	10	29	3	—	7
Sc	14	9	17	8	20	10	10	2	—	1
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	—	7
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	196.7	195.4	232.6	507.6	340.0	587.4	—	35.0
Pr	—	24.90	21.42	19.69	24.02	56.87	40.48	67.15	—	3.54
Nd	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	—	3.36
Eu	—	2.27	1.93	1.42	3.22	4.66	3.14	2.42	—	0.45
Gd	—	16.32	17.79	12.30	17.34	26.52	20.00	35.80	—	3.20
Tb	—	1.81	2.42	1.45	1.93	2.37	2.10	3.52	—	0.41
Dy	—	8.83	13.67	7.62	9.35	10.19	10.56	15.12	—	2.08
Ho	—	1.53	2.63	1.39	1.70	1.57	1.79	2.32	—	0.38
Er	—	4.45	7.93	4.37	4.68	4.90	5.52	6.45	—	1.06
Tm	—	0.58	1.09	0.61	0.61	0.55	0.74	0.71	—	0.14
Yb	—	3.76	7.38	4.35	3.83	3.97	5.28	4.60	—	0.88
Lu	—	0.50	1.01	0.61	0.54	0.53	0.73	0.55	—	0.13
Расчетные параметры										
Щелочность ²	В-К И	Ш	В-К И	В-К И	Ш	Ш	В-К И	Ш	Ш	Ш
Глиноземистость ³	М	М	М	М	М	М	М	П	П	П
K 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 REE	—	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. Окончание

Группа	2	2	2	2-А1	2-А1	2-А1	2	МИ	МИ	МИ
Образец	5600	6000	EGC36n	EGC30	3300	7701	EGC31	EGC35A	4719	5601
Порода ¹	ГР	ГР	ГР	ГР	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 ₂ O ₃	15.18	14.01	12.68	14.01	14.07	15.12	17.65	14.68	16.37	11.29
FeO _{общ}	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
K ₂ O	1.27	7.25	3.55	4.98	5.70	3.70	6.39	3.91	4.89	3.86
P ₂ O 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
Cr	4	5	4	2	6	17	3	60	7	6
Ni	2	2	1	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
Ta	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
Th	7.7	64.1	14.6	41.8	12.6	2.4	10.9	12.1	12.3	10.1
U	0.8	3.9	2.2	10.5	32.2	1.9	1.3	3.3	2.3	0.7
La	14.4	53.8	41.3	27.8	7.7	2.02	143.4	25.3	27.9	24.1
Ce	32.0	219.7	94.6	62.2	13.4	4.46	327.0	54.6	49.8	52.4
Pr	3.53	14.19	9.56	6.80	1.46	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
Ho	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
Расчетные параметры										
Щелочность ²	И	Ш	В-К И	В-К И	Ш	В-К И	Ш	В-К И	Ш	В-К И
Глиноземистость ³	П	П	П	П	П	П	М	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-А1 – высокоглиноземистые жильные фации, МИ – мигматиты. ¹ГР – гранит, ГД – гранодиорит, МО – монзонит, ДИ – диорит, МД – монцодиорит, МИ – мигматит. ²И – известково-щелочная, В-К И – высоко-калиевая известково-щелочная, Ш – шошонитовая. ³П – перглиноземистые, М – метаглиноземистые. Главные элементы в мас. % (XRF), примесные элементы в г/т (ICP-MS); прочерк – не определялось.

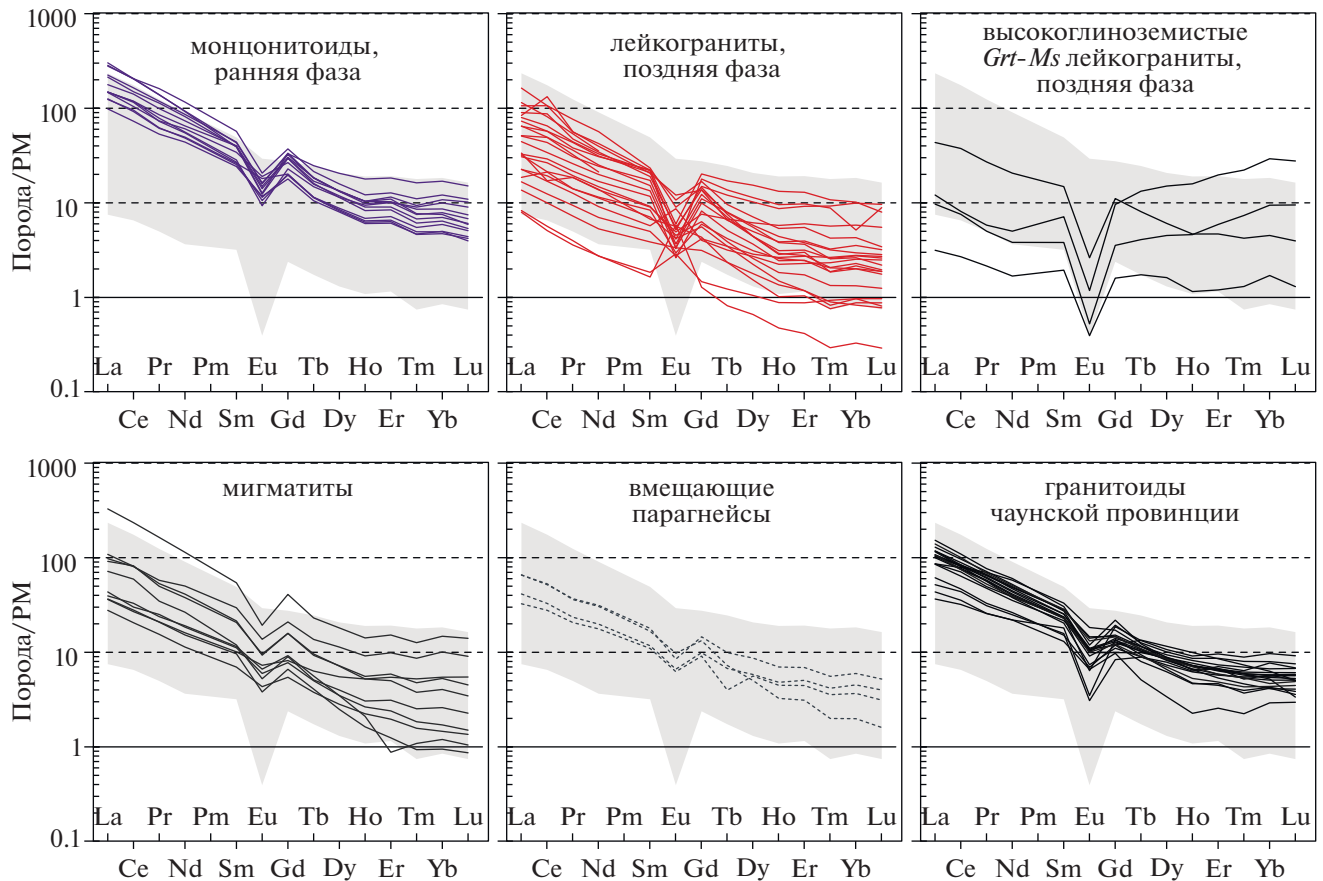


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в горных породах Велиткенайского массива. Нормализовано к примитивной мантии (PM) по (McDonough, Sun, 1995). Серым фоном показан интервал составов всех гранитоидов и ортогнейсов Чукотского п-ва и о. Врангеля.

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

В целом химический состав изученных монцонитоидов и гранитоидов отличается повышенной калиево-слабовыраженными негативными Nb–Ta аномалиями на спайдерграммах. На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) точки составов монцонитоидов ранней фазы попадают в область постколлизийных гранитоидов, а гранитоиды поздней фазы, главным образом, располагаются в поле синколлизийных гранитоидов. При этом на диаграмме З. Батчелора и П. Боудена (Batchelor, Bowden, 1985) фигуративные точки монцонитоидов ранней фазы занимают область постколлизийных и позднеорогенных гранитоидов, а лейкограниты поздней фазы – посторогенных гранитоидов (рис. 7e). Такие геохимические характеристики позволяют предполагать их формирование в посторогенной геодинамической обстановке, в условиях постколлизийного 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 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, 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 $\epsilon\text{Nd}(i)$ 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 $\epsilon\text{Nd}(i) = -5.9$ 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,

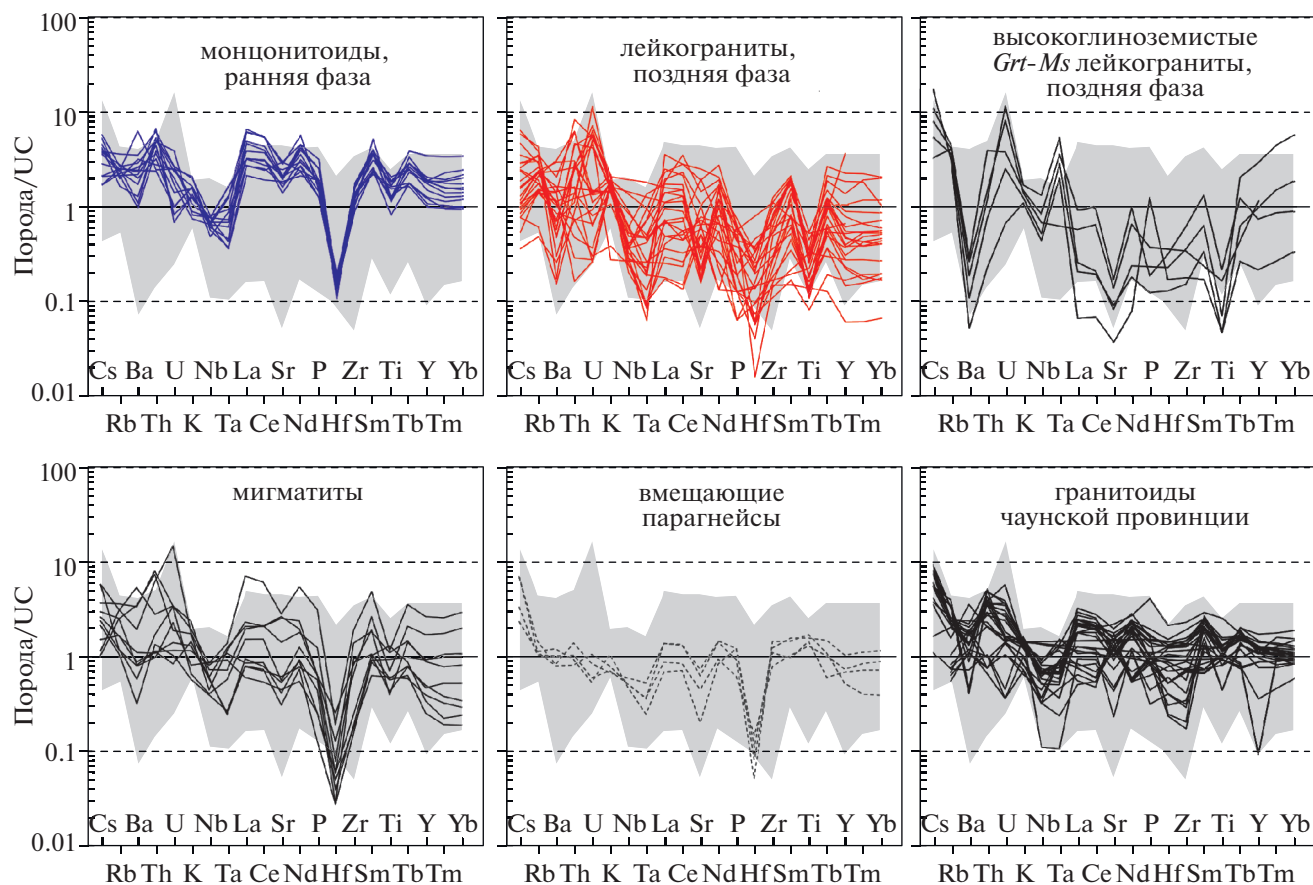


Рис. 9. Распределение примесных некогерентных элементов в горных породах Велиткенайского массива. Нормализовано к модельному составу верхней континентальной коры (UC) по (Taylor, McLennan, 1995). Серым фоном показан интервал составов всех гранитоидов и ортогнейсов Чукотского п-ва и о. Врангеля.

значительно отличаются от таковых для вмещающих девонских парагнейсов и триасовых песчаников и филлитов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(108)} = 0.716725\text{--}0.761369$; $\epsilon\text{Nd}(i) = -9.0\text{--}-10.5$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1650\text{--}1790$ 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 Кооленского 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – ϵNd формирует слабый 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 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 10б) точки составов велиткенайских магматических пород находятся между полями гранитоидов Кооленского купола и западной части Куульского поднятия (массив Кибер), форми-

Таблица 2. Изотопный состав горных пород Велиткенайского купола

Группа	1	2	МИ	2	1	1	1	1	2	2-AI	ВП	ВП	ВП	ВП	ВП	ВП
Образец	3500	5600	5601	6000	4600Agm	4600Kis	EGC33A	EGC33B	7701	3101	3301	EGC25	EGC27	ELM11C2	ELM11C7	ELM11C8
Порода	ГД	ГР	МИ	ГР	МО	МО	ДИ	ГР	ГР	ГР	Тг	ПГ	ПГ	ПГ	ПГ	ПГ
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
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	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
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	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
Ерт, %	3	4	3	5	4	4	4	4	4	1	0	4	4	4	2	4
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	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
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	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
Ерт, %	3	3	6	1	2	4	3	1	4	1	1	1	2	1	1	3
$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	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
$^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	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
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	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
Ерт, %	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
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	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
Ерт, %	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
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	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
Ерт, %	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	0.090
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
$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	-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
T, млн лет	106	101	600	103	103	104	106	101	100	245	245	360	360	360	360	360
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-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
$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	-0.5	-0.4	-0.3	-0.5	-0.5	-0.5	-0.4	-0.5	-0.5	-0.5	-0.4	-0.4	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4
$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	1352	1320	1187	1263	1150	1243	1554	1209	1479	1510	1559	1489	1470	1740	1779	1669
$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$	1579	1234	1123	1467	1374	1405	1523	1473	1473	1685	1677	1619	1690	1680	1787	1771

Примечание. Порода: ГР – гранит, ГД – гранодиорит, МО – монцит, ДИ – диорит, МИ – мигматит, Тг – триасовые песчаники и алевролиты, ПГ – девонские парагнейсы. Группа: 1 – ранняя интрузивная фаза, 2 – поздняя интрузивная фаза, МИ – мигматиты, 2-AI – высоколиоземистые жильные фаши, ВП – вмещающие девонские кристаллические сланцы. Концентрации элементов определены масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления и приведены в г/г. Ерт – погрешность определения отношения в последних знаках или в процентах (Ерт, %). Изотопные параметры Sr и Nd пересчитаны на возраст 108 млн лет. Изотопные параметры $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$ (Nd-модельный одностадийный и двухстадийный возрасты) пересчитаны на исходный возраст пород (T, млн лет).

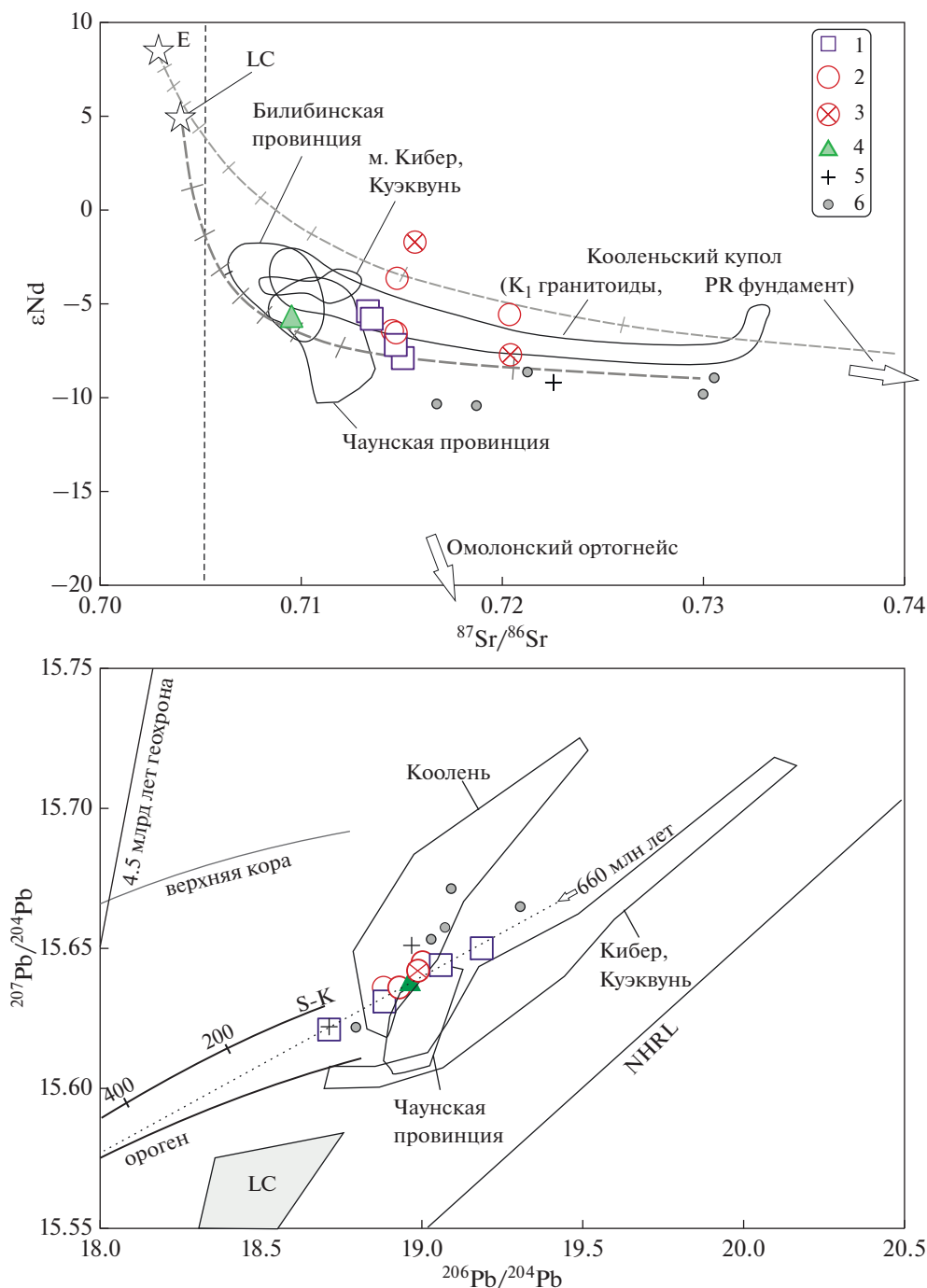


Рис. 10. Изотопный состав горных пород Велиткенайского массива и вмещающих его пород в сравнении с апт-альбскими гранитоидами Билибинской и Чаунской провинций.

Изотопные отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr$) и величина ϵNd пересчитаны на возраст 108 млн лет. Велиткенайский массив и породы его обрамления: 1 – монциты 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: Кооленский гранито-гнейсовый купол, Восточная Чукотка (Rowe, 1998; неопубликованные данные авторов), альбская Чаунская провинция гранитоидов (Ефремов, 2012; неопубликованные данные авторов), аптская Билибинская провинция гранитоидов (Лучицкая и др., 2010), девонские гранитоиды мыса Кибер и Куэвуньского поднятия (Лучицкая и др., 2017). Омолонский палеопротерозойский ортогнейс, авторские данные (обр. OM111): $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7210$, $\epsilon Nd(i) = -28$. Кривые с бергштрихами – модельные кривые смешения между средним составом нижней коры, нижнемелового габбро Чукотки (E) и протерозойского ортогнейса из фундамента Кооленского 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 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст циркона варьирует от 109 до 104 ($\pm 1-2$) 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 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 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

автокрстов и антекрстов 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 габбро-амфиболитов, которые слагают вместе с аподунитовыми серпентинитами и гарцбургитами 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 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст составил 103 ± 4 млн лет.

Вмещающие парагнейсы или биотит-кварц-полевошпатовые 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 Куэкувунского массива, обнажающегося недалеко от Велиткеная в Куульском поднятии (рис. 1, табл. 3, обр. KU-1). Эдиакарские и девонские даты были надежно установлены в ортогнейсах Кооленского, 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-гранит-мигматитового комплекса и гранитных массивов Чукотки; ESM_2.xlsx (Suppl. 2) – Изотопный состав Hf и O в цирконах из гранитоидов и ортогнейсов Чукотки.

Таблица 3. Возраст (U-Pb метод, SHRIMP-RG) и изотопный состав Hf и O циркона из горных пород Велиткенайского купола и гранитоидов Чаунской провинции Чукотки

Номер образца	Порода	Группа	Ширина	Долгота	U-Pb возраст, млн лет	±2s	СКВО	p	N	Метод оценки	δ ¹⁸ O, ‰	±2s	εHf(i)	±2s	Генезис	Литературный источник
<i>Велиткенайский монцитит-гранит-мигматитовый комплекс</i>																
3500	ГД	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	1	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	K					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	K			-8.5	1.0	Магм.	[1]
EGC40a	МО	1	69.6990	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			U					Унаслед.	Эта статья
4504	ГР	2	69.2083	177.1889	100	8.5	1.9		6/10	L	7.5	0.6	-3.8	1	Магм.	Эта статья
4504	ГР	2	69.2083	177.1889	608	45	1.9		1/10	U	5.8	0.2	13	1	Унаслед.	Эта статья
6000	ГР	2	69.2731	176.8303	103	1	0.81		9/11	СН					Магм.	Эта статья
EGC33B	ГР	2	69.2534	176.9423	101	4	1.4		19/21	L					Магм.	Эта статья
EGC33B	ГР	2	69.2534	176.9423	591	32	1.4		19/22	U					Унаслед.	Эта статья
5100*	ГР	2	69.2730	176.9120	587	15	1.2		14/14	U					Унаслед.	Эта статья
5100*	ГР	2	69.2730	176.9120	101	2	1.2		14/14	L					Магм.	Эта статья
EGC31	МД	2	69.2243	177.1524	100	1	0.73	0.39	11/13	K	6	0.4	-2.9	0.4	Магм.	[1]
3300	ГР	2-Al	69.2131	177.1161	102	0.5	0.83	0.44	3/5	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
7701	ГР	2-Al	69.6990	176.6197	101	1	0.15	0.7	3/6	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья
EGC30	ГР	2-Al	69.1655	177.2628	102.5	1	0.41	0.52	20/25	K	8.3	0.4	-2.4	1.8	Магм.	[1]
EGC30	ГР	2-Al	69.1655	177.2628	629	20	1.6		1/25	U	6.2	0.12	11.3	1	Унаслед.	[1]
4719*	МИ	МИ	69.2310	177.2980	108	2			1/20	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U					Магм.	Эта статья

Таблица 3. Окончание

Номер образца	Порода	Группа	Широта	Долгота	U-Pb возраст, млн. лет	$\pm 2s$	СКВО	ρ	N	Метод оценки	$\delta^{18}O$, ‰	$\pm 2s$	$\epsilon_{Hf}(t)$	$\pm 2s$	Генезис	Литературный источник
4719*	МИ	МИ	69.2310	177.2980	600	13	0.52	0.47	8/20	К					Унаслед.	Эта статья
5601	МИ	МИ	69.3094	176.8597	102.5	2.5	2		2/10	К					Магм.	Эта статья
EGC35A	МИ	МИ	69.2635	177.0409	103	1.5	0.97		8/12	СН					Магм.	[1]
EGC35A	МИ	МИ	69.2635	177.0409	629	23	0.7		10/10	U					Унаслед.	[1]
EGC21	ОГ	МИ	69.2307	177.2225	661	11	1.3			U	5.8	0.6	4.6		Магм.	[2]
EGC36	ОГ	МИ	69.2831	176.9151	612	7	0.9	0.47	16/20	$^{206}Pb/^{238}U$	5.1	0.5	8.1		Магм.	[2]
<i>Гранитоидные массивы Чаунской провинции Чукотки</i>																
EGC6	МО	Peg	69.0069	175.1932	107	2	1.8		11	СН					Магм.	[1]
EGC8	ГД	Kuv	69.1721	175.8172	105	2	1.3		8	СН					Магм.	[1]
8500	МО	Intro	69.8937	171.4218	107	1.5	4		9/10	$^{206}Pb/^{238}U$					Магм.	Эта статья
PV2	МО	Rev	69.6867	170.3997	109	1	3.6	0.01	7/13	$^{206}Pb/^{238}U$					Магм.	Эта статья
PV15	МО	Rev	69.6058	170.2058	105	1	3.5		5/13	$^{206}Pb/^{238}U$					Магм.	Эта статья
PV8	ГД	Loo	69.6597	170.9519	107	0.5	1	0.43	9/11	$^{206}Pb/^{238}U$					Магм.	Эта статья
8700	ЛА	dike	69.9519	171.3825	108	1	1.7	0.09	9/10	$^{206}Pb/^{238}U$					Магм.	Эта статья
42/A85	ГР	Erg	65.8364	-176.2336	107	1			2/4	$^{206}Pb/^{238}U$					Магм.	Эта статья
268	ГР	Val	64.6917	-173.696	104	1	0.08	0.78	10/10	К					Магм.	Эта статья
KU-1	ГР	Kue	68.5997	178.800	324	5	0.23	0.64	6/8	К.	6.8	0.2	0.9	1	Магм.	Эта статья
<i>Гранитоидные массивы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (центрально-чукотский сегмент)</i>																
8300	ГР	Pug	69.745	171.553	92	1	1.1	0.3	10/10	К					Магм.	Эта статья
8800	ГР	Yan	69.9653	171.3774	91.4	0.5	0.02	0.9	4/7	$^{206}Pb/^{238}U$					Магм.	Эта статья
8100	ГР	Sev	69.761	171.6341	88	1	0.39	0.53	7/9	К	-2	0.5	7.9	0.2	Магм.	Эта статья

Примечание. Аббревиатура обозначения горных пород и групп – так же как и в табл. 1, 2: ГР – гранит, ГД – гранодиорит, МО – монзонит, ДИ – диорит, МИ – мигматит, ЛА – лампрофир, ОГ – неопрогерозойские ортогнейсы, Kfs – калиевый полевой шпат, gm – основная масса крупнопорфировых разновидностей. Группа: 1 – ранняя интрузивная фаза, 2 – поздняя интрузивная фаза, МИ – мигматиты, 2-Al – высокоглиноземистые жильные фации.

Датирование выполнено на SHRIMP-RG в микроаналитическом центре Стэнфордского университета-USGS (США), за исключением образцов, помеченных *, – анализы выполнены на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Литературный источник: Эта статья – данные авторов, [1] – (Miller et al., 2018), [2] – (Gottlieb et al., 2018).

Даты и погрешности округлены до целых. Метод оценки возраста: К – средневозвешенный конкордантный $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{206}Pb/^{238}U$ возраст, U – верхнее пересечение дискордии, L – нижнее пересечение дискордии, СН – U-Pb возраст по хорде к обыкновенному свинцу, $^{206}Pb/^{238}U$ – средневозвешенный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст; $\delta^{18}O$ и $\epsilon_{Hf}(t)$ – средневозвешенные значения.

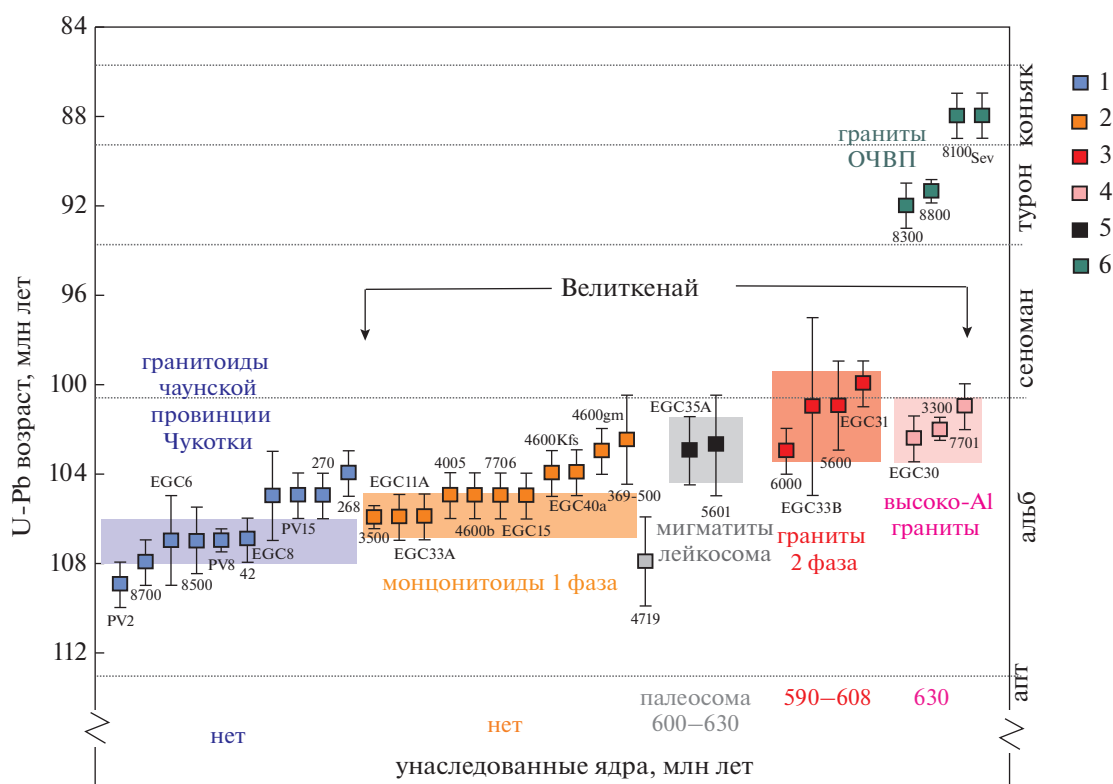


Рис. 11. U-Pb возраст циркона из гранитоидов Чаунской провинции Чукотки. Номера образцов соответствуют таковым с приведенными U-Pb возрастами в табл. 3. Возраст унаследованных ядер в цирконе показан внизу соответствующим для породных групп цветом.

фундаменте террейна Арктическая Аляска—Чукотка.

Изотопный состав Hf и O циркона

Вариации изотопного состава гафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) были исследованы в цирконах из трех образцов монцитонитоидов 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 велиткенских магм были изучены изотопные характеристики цирконов также в трех образцах ортогнейсов Коуленьского купола и Куэквуньского поднятия (Suppl. 2, ESM_2.xlsx). Значение параметра $\epsilon\text{Hf}(i)$ в велиткенских монцитонитоидах ранней фазы варьирует от -11 до -7.4 , а $\delta^{18}\text{O}$ 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 фа-

зы, 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 ; 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 велиткенских гранитоидов, а также цирконы из ортогнейсов Коуленьского купола, Куульского поднятия и фундамента о-ва Жохова (Akinin et al., 2015) имеют самые высокие ювенильные мантийные изотопные метки, достигающие величин $\epsilon\text{Hf}(i) +11$ и $+13$ при $\delta^{18}\text{O}$ 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 Сьюард 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

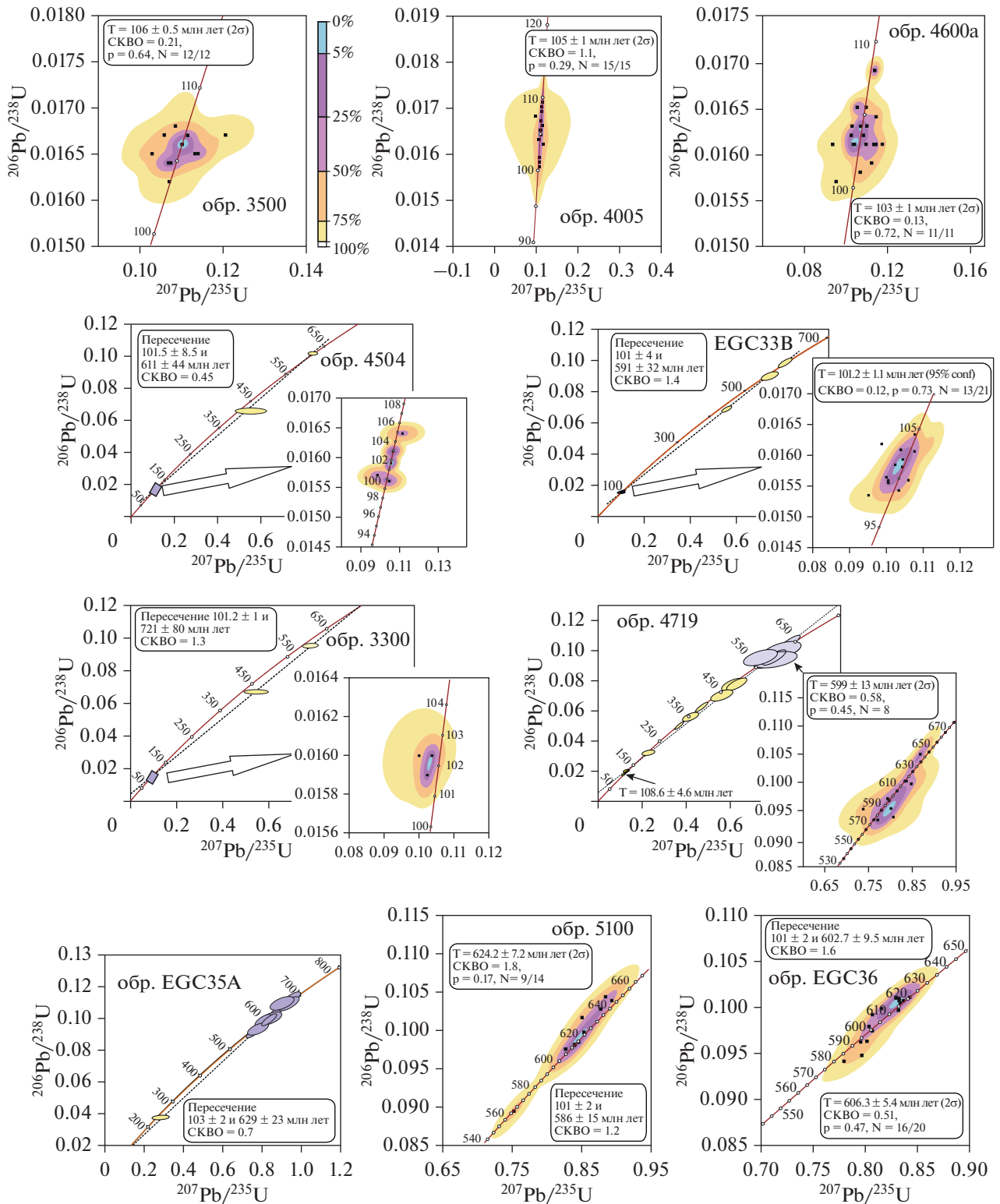


Рис. 12. Диаграммы с конкордией для цирконов Велиткенайского монционит-мигматитового массива в представительных образцах (см. табл. 3).

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). T – средневзвешенный конкордантный возраст, СКВО – среднеквадратичное взвешенное отклонение, p – вероятность.

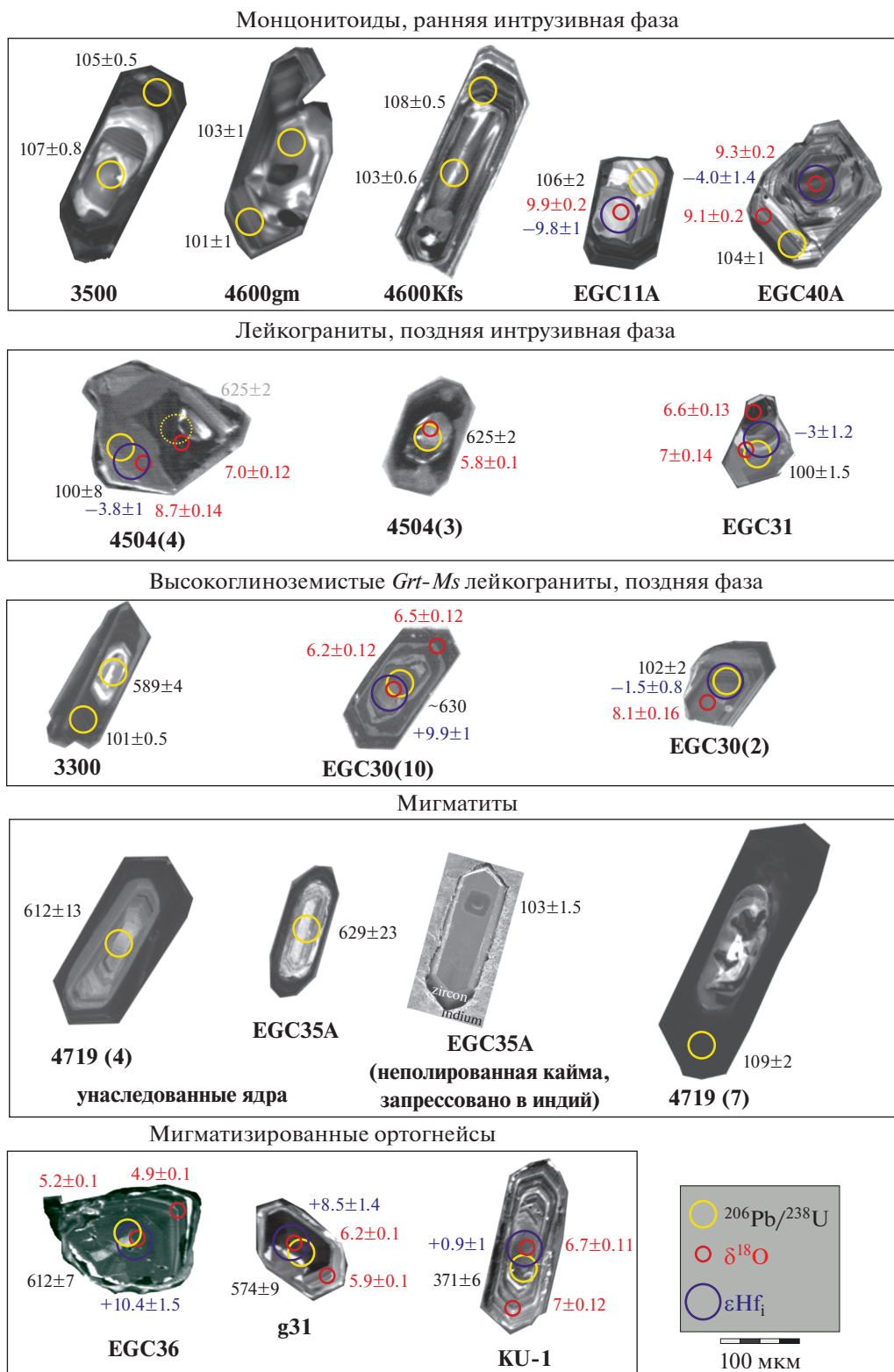


Рис. 13. Изображение кристаллов велиткенайских цирконов в катодолюминесцентном излучении для каждой из выделенных породных групп, представительные образцы (см. табл. 3).

Кружками разного цвета показаны области анализа и значения U-Pb возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ дата, скорректированная на ^{207}Pb), величины ϵHf_i и $\delta^{18}\text{O}$. Примечательны ювенильные мантийные значения изотопных отношений Hf и O в унаследованных ядрах циркона из мигматизированных ортогнейсов и лейкогранитов поздней фазы.

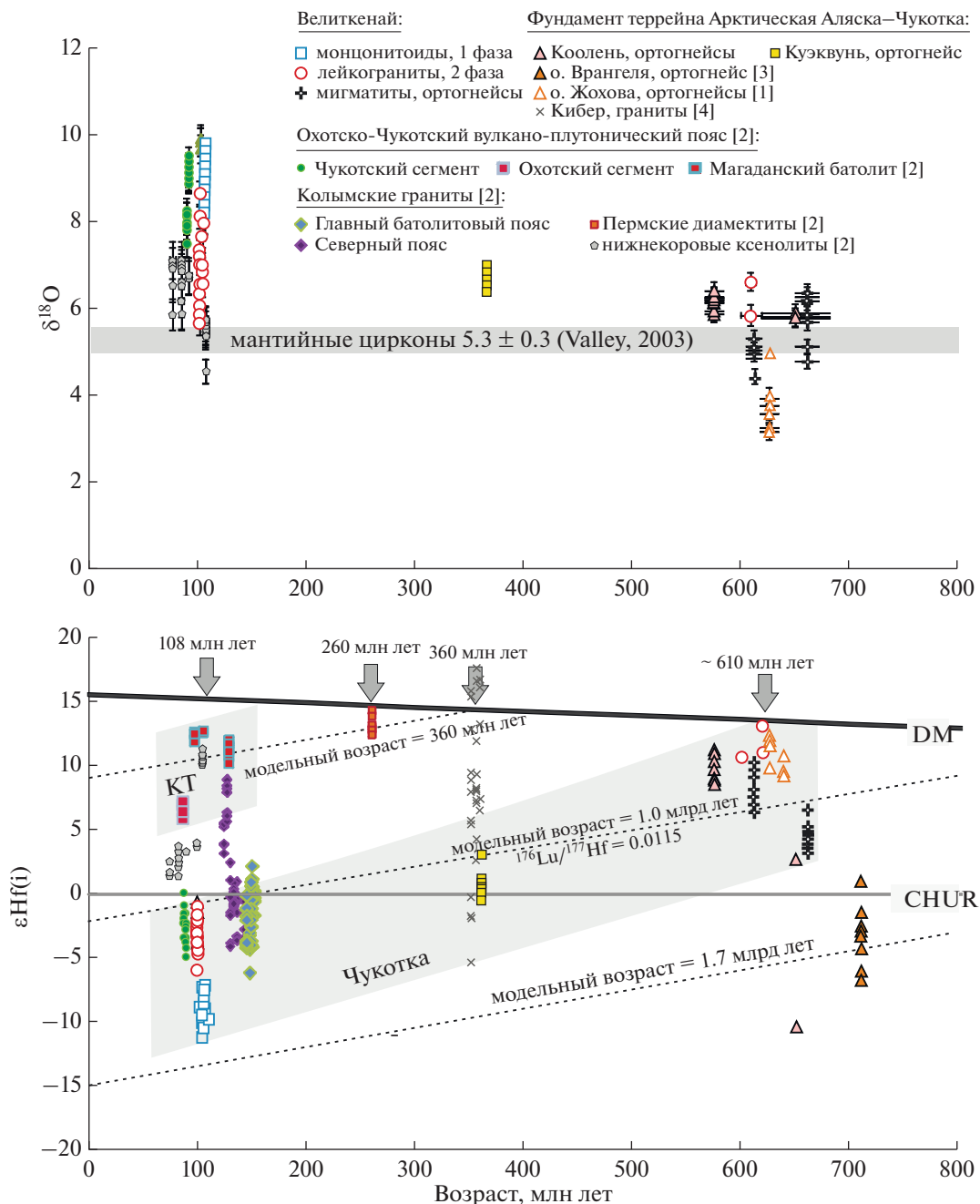


Рис. 14. Вариации $\epsilon\text{Hf}(t)$ и $\delta^{18}\text{O}$ в исследованных цирконах Чукотки и магматических поясах Северо-Востока Азии. Велиткеный купол, Кооленый купол и Куэкувуный ортогнейс – данные настоящей работы. Остальное литературные источники: [1] – (Akinin et al., 2015); [2] – (Akinin et al., 2020); [3] – (Gottlieb et al., 2018); [4] – (Луцицкая и др., 2020). Примечательны ювенильные мантийные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконах из ортогнейсов Кооленыйского и Велиткеныйского купола, ксенолитов фундамента о. Жохова (архипелаг Де-Лонга), а также в унаследованных ядрах в велиткеныйских ортогнейсах, мигматитах и лейкогранитах поздней фазы.

эволюцию и рост континентальной коры в этом террейне: неопротерозойский (710–600 млн лет), девонско-раннекарбонный (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; Луцицкая, Соколов, 2021; Луцицкая 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), Кооленском 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-Аньюйской сутурной зоны, примерно параллельно ей) и на п-ве Сьюард. 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 Библинскую, 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 стадию 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 монзонит-гранитного интрузивного магматизма связаны с посторогенным этапом растяжения (Miller, Verzhbitsky, 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 Кооленском куполе на Чукотке, на о-ве Врангеля и п-ве Сьюард, 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 Кооленского купола (обр. N20, район оз. Коолен) 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 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 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 характерны 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 монцонит-мигматитового 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 ($\epsilon\text{Nd}(i)$ от -1.8 до -3.8), а в неосоме – около 103 ± 2 млн лет. Циркон ортогнейсов характеризуется ювенильными изотопными характеристиками ($\epsilon\text{Hf}(i)$ от $+11$ до $+8.5$ при $\delta^{18}\text{O}$ 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 возрастными от 2.7 млрд лет до 370 млн лет мы установили для цирконов из девонских парагнейсов, которые обнажаются на крыльях Велиткенайского купола и характеризу-

ются коровыми Nd-изотопными характеристиками и наиболее древними модельными возрастными ($\epsilon\text{Nd}(i)$ от -1.8 до -3.8 ; $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.6\text{--}1.7$ 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 $\epsilon\text{Nd}(i)$ от -5.5 до -7.9 ; $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.4\text{--}1.6$ млрд лет, в цирконах $\epsilon\text{Hf}(i)$ от -11 до -7 при $\delta^{18}\text{O}$ 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 циркона из нижнекорковых ксенолитов в позднеогеновых щелочных базальтах (Акиннин 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 ($102\text{--}101 \pm 1$ 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 ($\epsilon\text{Hf}(i)$ от $+11$ до $+13$, при $\delta^{18}\text{O}$ 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-

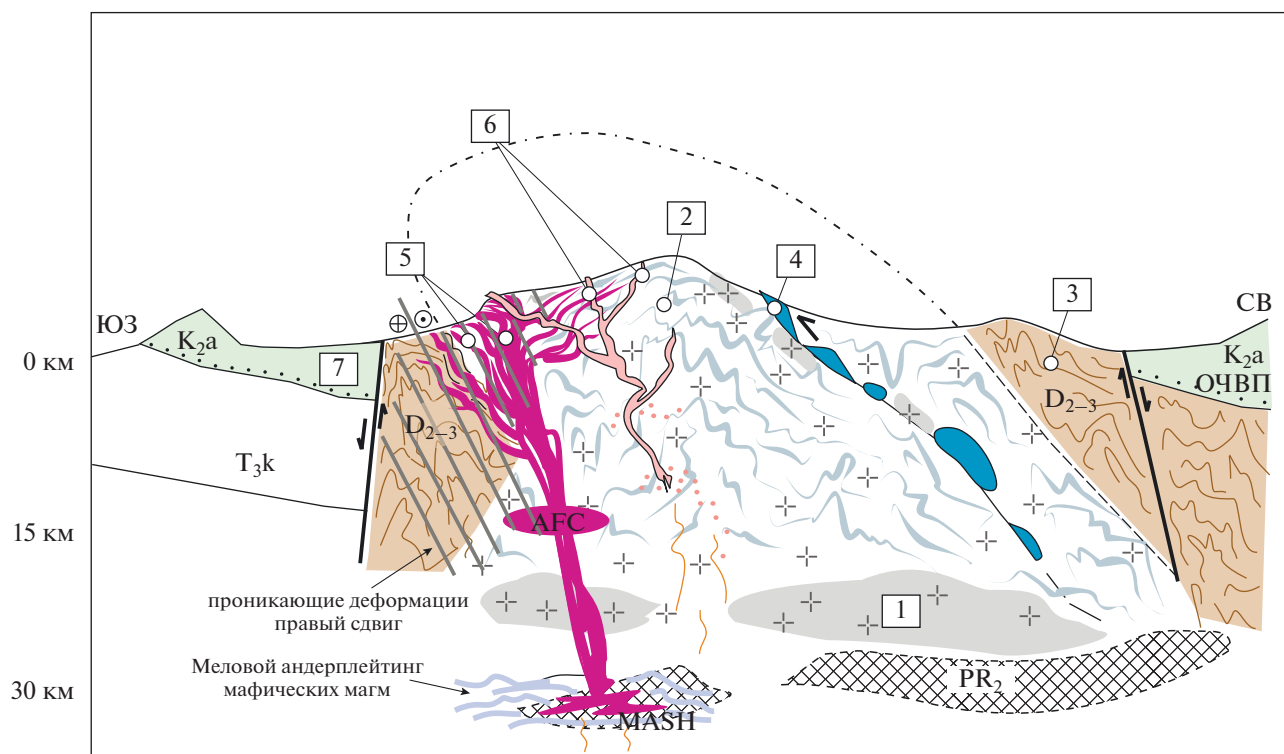


Рис. 15. Модельный разрез через Велиткенайский купол, арктическая часть Чукотки.

Обобщенные параметры возраста и изотопных меток показаны для каждой из исследованных породных групп. Возраст и изотопные параметры для ортогнейсов включают кроме велиткенайских данные по Кооленскому куполу. MASH – предполагаемая область плавления, ассимиляции, сегрегации и гомогенизации магм. Геохимические параметры пород комплексов (ϵNd) и цирконов из них (U-Pb возраст, ϵHf , $\delta^{18}\text{O}$): 1) – ортогнейсы фундамента, U-Pb возраст равен 660–600 млн лет, $\epsilon\text{Hf}(i) = +11...+3.4$, $\delta^{18}\text{O} = 6.4-4.8$; 2) – мигматизированные ортогнейсы ($\epsilon\text{Nd} = -3.8...+2.4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.0-1.2$ млрд лет), U-Pb возраст неосомы $\sim 103 \pm 2$ млн лет, U-Pb возраст палеосомы $\sim 660-612$ млн лет, $\epsilon\text{Hf}(i) = +11...+3.4$, $\delta^{18}\text{O} = 6.4-4.8$; 3) – девонские парагнейсы ($\epsilon\text{Nd} = -8.7...-10.4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.6-1.7$ 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) – монцитонитиды ранней фазы ($\epsilon\text{Nd} = 7.3...-7.9$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.4-1.6$ млрд лет) U-Pb возраст кристаллизации $\sim 106-103 (\pm 1)$ млн лет, $\epsilon\text{Hf}(i) = -11...-7$, $\delta^{18}\text{O} = 10-8.4$; 6) – лейкограниты поздней фазы ($\epsilon\text{Nd} = -3.8...-6.7$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.2-1.4$ млрд лет), U-Pb возраст кристаллизации $\sim 102-101 (\pm 1)$ млн лет, $\epsilon\text{Hf}(i) = -4.7...-1.5$, $\delta^{18}\text{O} = 8.7-5.8$, U-Pb унаследованных ядер $\sim 630-608$ млн лет, $\epsilon\text{Hf}(i) = +11...+13$, $\delta^{18}\text{O} = 5.8$; 7) – вулканические накопления Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, U-Pb возраст кристаллизации составляет 93–88 млн лет.

нитях устанавливаются более низкие значения $\epsilon\text{Nd}(i)$ от -3.8 до -6.7 и расчетные Nd-модельные двустадийные возрасты ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.2-1.4$ 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 монцитонитидов 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированию биотита и амфибола в

гранитоидах и мигматите, которые составили от 100 до 95 млн лет (Miller et al., 2018).

Велиткенайский монцитонит-мигматитовый купол был сформирован на посторогенной стадии, в геодинамических условиях постколлизиионного 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. 7e).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Обобщение результатов петролого-геохронологического изучения гранитоидов и древнейших 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-раннекарбонный (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 монцонит-гранит-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 деформационного стресса сдвиговой природы; 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 доменов 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 (Кооленский 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 РФ № 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. Бялбужский. 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 ниже-среднекоревым 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 поздне-мезозойских куполах // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 84–93.
- Дудкин Д.В., Козлов В.Д., Ефремов С.В. Петролого-геохимические особенности и геодинамические условия формирования рудоносных гранитоидов Чукотки // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 7. С. 1202–1215.
- Ефремов С.В. Геохимия и генезис ультракалийевых 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. Редкометалльные 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., Стрикленд 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.
- Луцицкая М.В., Соколов С.Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. 2021. № 5. С. 73–97.
- Луцицкая М.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В. Этапы поздне-мезозойского гранитоидного магматизма Чукотки // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 1. С. 66–70. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13050061>
- Луцицкая 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.
- Луцицкая М.В., Соколов С.Д., Вержбицкий В.Е. и др. Постколлизийные гранитоиды и аптальское 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.
- Ползунов Г.О. Оценка P - T и fO_2 условий кристаллизации монцитонитов Велиткенского гранит-мигматитового массива (арктическая Чукотка) по данным минеральной термобаро- и оксидометрии // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 5. С. 97–111.
- Ползунов Г.О., Акинин В.В., Черепанова И.Ю. Новые данные о возрасте и составе Велиткенского и Коэвуньского гранито-гнейсовых массивов (арктическая Чукотка): приложение к разработке моделей гранито-генного 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-Ануйской 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.
- Тиблов 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-Pb геохронологии и их геодинамическая интерпретация // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 2. С. 237–241.
- Тихомиров П.Л., Луцицкая 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., Gottlieb 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\(02\)](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. № 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 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 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](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 foslack 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](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.* The 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., Verzhbitsky V.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 Northeastern 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. № 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 pre-existing 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.
- Sawyer E.W. Melt-segregation and magma flow in migmatites: Implications 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 Precambrian rocks of southwestern Finland. I. The Pelling region // *Bulletin de la Commission Geologique de Finlande*. 1923. № 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. № 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](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 Processes // *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 Arctic 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 Velitkenay 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 $\epsilon\text{Nd}(i)$ from -5.5 to -7.9 ; $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.4\text{--}1.6$ Ga, and zircon composition $\epsilon\text{Hf}(i)$ from -11 to -7 , $\delta^{18}\text{O}$ from 10 to 8.4. Late phase leucogranites with an age from 102 to 101 Ma ($\epsilon\text{Nd}(i)$ from -3.8 to -6.7 , $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.2\text{--}1.4$ Ga), formed from melting of Neoproterozoic orthogneisses with mantle-like zircon ($\epsilon\text{Hf}(i)$ from $+11$ to $+13$, $\delta^{18}\text{O} \sim 5.8$) 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 monzonite-migmatite 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

УДК 550.4:552.11

ВЛИЯНИЕ ОКИСЛИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА ГЕОХИМИЧЕСКУЮ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКУЮ ЗОНАЛЬНОСТИ НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

© 2022 г. Л. Ф. Мишин^а, *, Е. А. Коновалова^а, Ю. В. Талтыкин^а^аИнститут тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

*e-mail: lfmishin@mail.ru

Поступила в редакцию 13.04.2021 г.

После доработки 27.10.2021 г.

Принята к публикации 10.11.2021 г.

С мезозойскими магматическими поясами Восточной Якутии в обрамлении Колымо–Омолонского террейна пространственно и во времени связаны различные рудные месторождения, главным образом золота и олова. В статье обсуждается металлогеническое значение окислительно-восстановительных условий в рудно-магматических процессах с учетом соотношения окисного и закисного железа в магматических породах. Установлено, что магматические породы Главного и Северного батолитовых поясов, поперечные ряды (западное продолжение Колымской петли) и небольшие зоны в юго-западном обрамлении Главного батолитового пояса кристаллизовались в восстановительных условиях (ильменитовая серия). В их надинтрузивной зоне сосредоточены все месторождения и рудопроявления олова и вольфрама. Породы ильменитовой серии обрамляются магматическими образованиями, формирование которых происходило в окислительных условиях (магнетитовая серия). С ними связаны концентрации халькофильных элементов и золота. В рамках рассматриваемого мезозойского этапа магматизма положение границы между ильменитовой и магнетитовой сериями не зависит от возраста пород, глубины их кристаллизации и петрохимического состава. Различные окислительно-восстановительные условия предшествовали магматизму и существовали по мел включительно.

Ключевые слова: Восточная Якутия, окислительно-восстановительные условия, мезозой, магматические пояса, металлогения

DOI: 10.31857/S0869590322030050

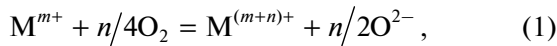
ВВЕДЕНИЕ

Восточная Якутия в мезозое представляла собой арену интенсивного гранитоидного магматизма. На ее территории в обрамлении Колымо–Омолонского составного террейна формировались протяженные магматические пояса, с которыми пространственно и во времени были связаны различные гидротермальные рудные месторождения. Магматизму, тектонике и металлогении этого интереснейшего региона посвящены многочисленные монографические описания, насыщенные аналитическими данными (Тектоника ..., 2001; Трунилина и др., 2007, 2013; Бахарев, 1988; Рудич, 1959, 1966; Флеров и др., 1979; Ненашев, 1979; Ненашев, Зайцев, 1980; Akinin et al., 2020). Многие исследователи, за редким исключением (Трунилина, 1991), изучая геохимические процессы, учитывали только содержание элементов, не беря во внимание состояние поливалентных рудных элементов. Наш и мировой опыт показывают, что валентные формы зачастую кардинально отличаются по своей активности в

геохимических процессах (Печерский, 1964; Ляхович, 1965; Дубинчик, Путинцев, 1971; Романовский, 1987; Эйриш, 1983; Мишин, Романовский, 1992; Борисов и др., 1991; Кадик, Луканин, 1986; Кигай, 2011; Рябчиков, Когарко, 2010; Ishichara, 1977; Gastil, 1990; Hart et al., 2004; Sato, 2012). С этих позиций в настоящей работе рассматривается распределение поливалентных элементов в мезозойских магматических образованиях Восточной Якутии.

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Большинство элементов характеризуются переменной валентностью. Переход из одного валентного состояния в другое связан с окислительными условиями по следующей схеме (Johnston, 1965):



где n – количество электронов.

Следовательно, зная валентное состояние элемента, можно решать обратную задачу прогнозирования окислительных условий кристаллизации магматических пород, т.е. определять фугитивность кислорода (fO_2). По экспериментальным данным (Fudali, 1965; Лебедева и др., 2001; Никольский, 1978) для петрографически ограниченных групп пород, например океанических базальтов, отмечается прямо пропорциональная зависимость значений $-\lg fO_2$ от окисленности железа (рис. 1).

Однако, в рамках магматических серий – от базальтов к риолитам и от габбро к гранитам, на редокс-состояние железа кроме fO_2 влияют дополнительные факторы. Влияние этих факторов описывается эмпирическим уравнением (Борисов, Шапкин, 1989):

$$\lg(Fe^{3+}/Fe^{2+}) = h/T + k \lg fO_2 + s, \quad (2)$$

где h, k, s – константы, зависящие от температуры, давления и состава расплава, T – температура (К). Применительно к известково-щелочным магматическим породам влияние факторов, таких как давление и щелочность расплава, крайне незначительное, исключение представляет лишь основность магматических пород. От риолитов к базальтам и от гранитов к габбро отмечается заметное снижение окисленности железа. При составлении карты окислительных условий формирования мезозойских магматических образований Восточной Якутии, чтобы включить в выборку весь ряд пород, можно использовать эмпирическую формулу для коэффициента окисленности железа (f'), учитывающую угол наклона тренда от основных пород к кислым. Формула принимает наиболее удобный вид, если f' привести к предельным значениям с учетом регрессии в риолитах и гранитах с содержанием $SiO_2 = 76$ мас. % (Мишин, 1994).

$$f' = Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO) + 0.38 - (SiO_2/200). \quad (3)$$

Пользуясь формулой (3), можно в единой системе сопоставлять окисленность железа в породах независимо от содержания в них SiO_2 . Коэффициент f' отражает фугитивность кислорода, но в условных единицах со значениями от 0 до 1.

С окисленностью железа связан комплекс геохимических и петрофизических особенностей при кристаллизации магматических пород. В условиях высокой фугитивности кислорода железо приобретает преимущественно трехвалентную форму (рис. 2). Трехвалентное железо имеет низкую растворимость в силикатных расплавах и уже на ранней стадии кристаллизации связывается в магнетите – это, как правило, хорошо оформленные кристаллы и их гломеропорфировые срост-

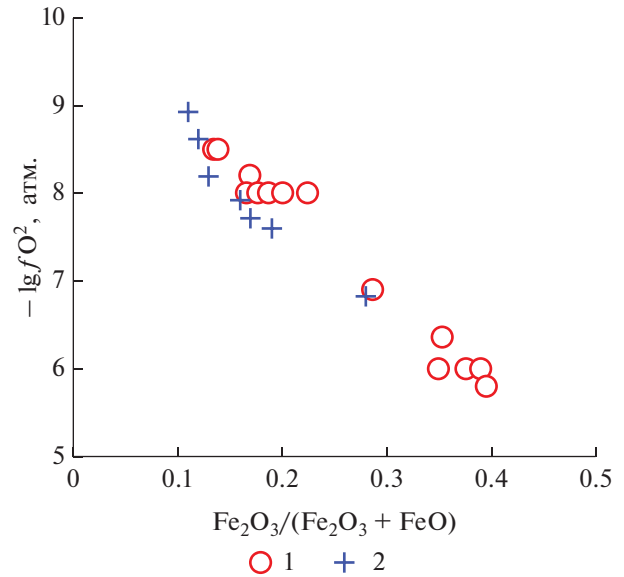


Рис. 1. Зависимость окисленности железа от значений $-\lg fO_2$ океанических базальтов. 1 – (Fudali, 1965), 2 – (Лебедева и др., 2001).

ки. Содержание магнетита даже в породах кислото состава нередко достигает до процента.

Наиболее отчетливо ранняя кристаллизация магнетита просматривается в слабо раскристаллизованных породах. Например, в Ульяновском прогибе, в верховьях р. Ядра в дацитах магнетитовой серии с микролитовой основной массой вкрапленники представлены одним магнетитом. По внешнему облику и магнитной восприимчивости эти дациты близки даже базальтам.

Из-за ранней кристаллизации магнетита остаточный расплав обедняется железом, и кристаллизующиеся вслед за магнетитом темноцветные минералы (биотит, роговая обманка, пироксены и оливин) характеризуются пониженной железистостью (Ляхович, 1965; Дубинчик, Путинцев, 1971; Мишин, 1994, рис. 3). Это еще один дополнительный признак для диагностики пород магнетитовой серии.

Преимущественно магнетитовый состав акцессорного рудного минерала и его высокое содержание создают повышенную магнитную восприимчивость пород (MS), позволяющую с помощью каппаметра уже непосредственно в поле картировать принадлежность магматических образований к той или иной серии пород (рис. 4). Это особенно актуально в тех случаях, когда граница между окислительным и восстановительным флюидными фронтами пересекает однородные в возрастном и петрографическом отношении изолированные тела гранитов. Типичные примеры: Аксакинский, Южный Сидимийский и Приисковый гранитоидные массивы в Сихотэ-

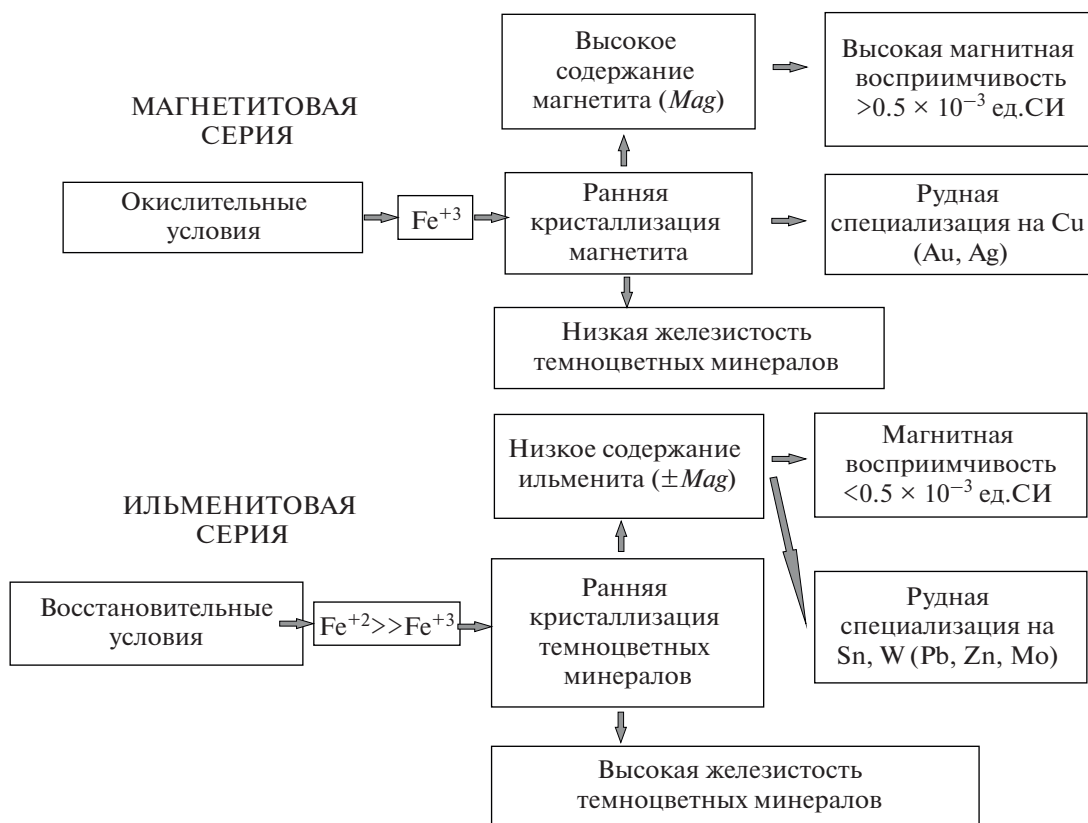


Рис. 2. Влияние окислительных условий на состав и последовательность кристаллизации рудных и темноцветных минералов.

Алине (Мишин и др., 2020), граниты в зоне перехода между ильменитовой и магнетитовой сериями в Калифорнии (Gastil, 1990), гранитоиды в Лалланском складчатом поясе Юго-Восточной Австралии (Sato, 2012), на Аляске (Hart et al., 2004; рис. 5).

В восстановительных условиях железо находится преимущественно в подвижной двухвалентной форме и концентрируется главным образом в темноцветных минералах. И лишь избыток его после кристаллизации темноцветных минералов связывается в ильмените и магнетите, как правило, в виде единичных мелких зерен. Именно такой процесс обуславливает низкую, часто почти нулевую магнитную восприимчивость магматических пород ильменитовой серии. Наряду с железом и другие поливалентные элементы (Sn, Cu, Eu и др.) могут выступать в качестве индикаторов окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических пород (Борисов и др., 1991; Мишин, 2010).

Положение границы между магнетитовой и ильменитовой сериями, определенное по магнитной восприимчивости пород, хорошо коррелирует с границей, определенной по значению коэффициента окисленности железа (рис. 6). Эти

данные получены при анализе окислительно-восстановительных условий формирования гранитоидных массивов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, пересекаемых границей между магнетитовой и ильменитовой сериями. Магнитная восприимчивость измерялась каппаметром КТ-5, Fe^{3+} определялось трилонометрическим методом, Fe^{2+} — бихроматным методом (аналитик В.Е. Зазулина).

Таким образом, граница между магнетитовой и ильменитовой сериями хорошо фиксируется и по магнитной восприимчивости, и по окисленности железа в породах. Фиксируемый интервал неопределенности (0.3–0.5) объясняется наличием постепенного перехода между окисленными и восстановленными породами. При построении карты окислительных условий формирования мезозойских магматических образований Восточной Якутии для разграничения магнетитовой и ильменитовой серии использовано предельное значение коэффициента окисленности железа ($f' = 0.3$), что хорошо контролируется распределением оловоносности в регионе.

Окислительно-восстановительные условия, в которых происходила кристаллизация магматических пород, определяемые преобладанием соединений кислорода (окислительные) или соеди-

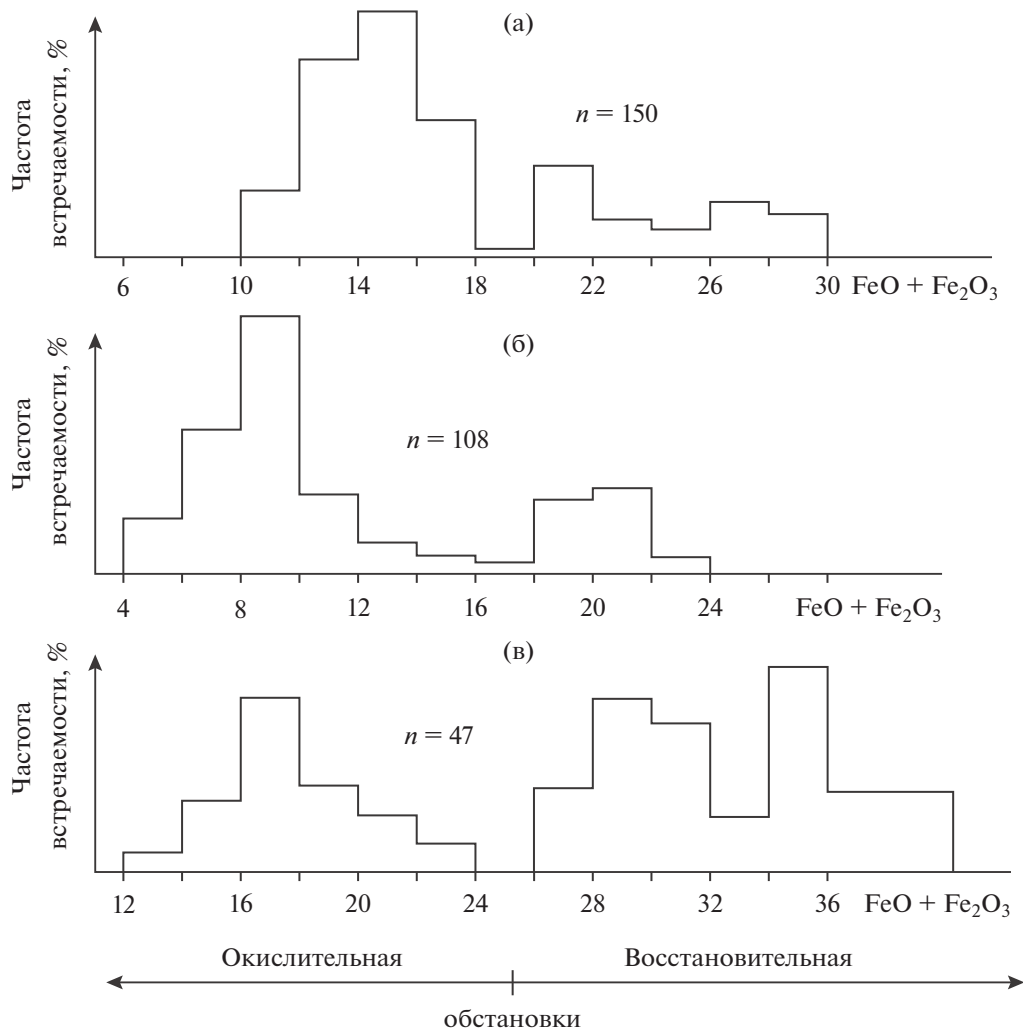


Рис. 3. Гистограммы распределения $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ во вкрапленниках темноцветных минералов вулканических пород: (а) – биотиты, (б) – клинопироксены, (в) – ортопироксены (Мишин, 1994).

нений водорода (восстановительные) однажды возникнув, существуют, по-видимому, длительное время: например, в восточном Забайкалье с позднего палеозоя по нижний мел включительно (Мишин и др., 2019), в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе – от 130 млн лет по кайнозой включительно (Мишин и др., 2020).

Редокс-условия накладывают свой отпечаток на геохимический состав пород и минералов (магнетитовая и ильменитовая серии) независимо от глубины их кристаллизации: интрузивы, дайки, субинтрузии или вулканические покровы.

Соотношение окисного и закисного железа – первичный основной признак для выделения пород магнетитовой и ильменитовой серий. Однако содержание железа определяется не в монофракции, а в пробе с валовым составом; и могут возникать ошибки, обусловленные наложенными процессами – выветривание и гидротермальные изменения искажают первичное соотношение

окисного и закисного железа. К этому добавляется и систематическая погрешность химического метода. Более надежный результат дает анализ монофракций породообразующих и акцессорных рудных минералов. Под микроскопом можно полностью отбраковать зерна минералов, подверженные вторичным изменениям. В условиях Восточной Якутии, где климат резко-континентальный, фактор выветривания сводится к минимуму. В других районах с резко-континентальным климатом (Северо-Восток России, север Хабаровского края и Забайкалье) результаты анализов на окисное и закисное железо дают также неплохие показатели при определении магнетитовой и ильменитовой серий магматических пород (Мишин и др., 2003, 2019, 2020).

При детальном картировании зоны перехода между породами ильменитовой и магнетитовой серий наиболее надежные результаты дает использование комплекса признаков. Самые прак-

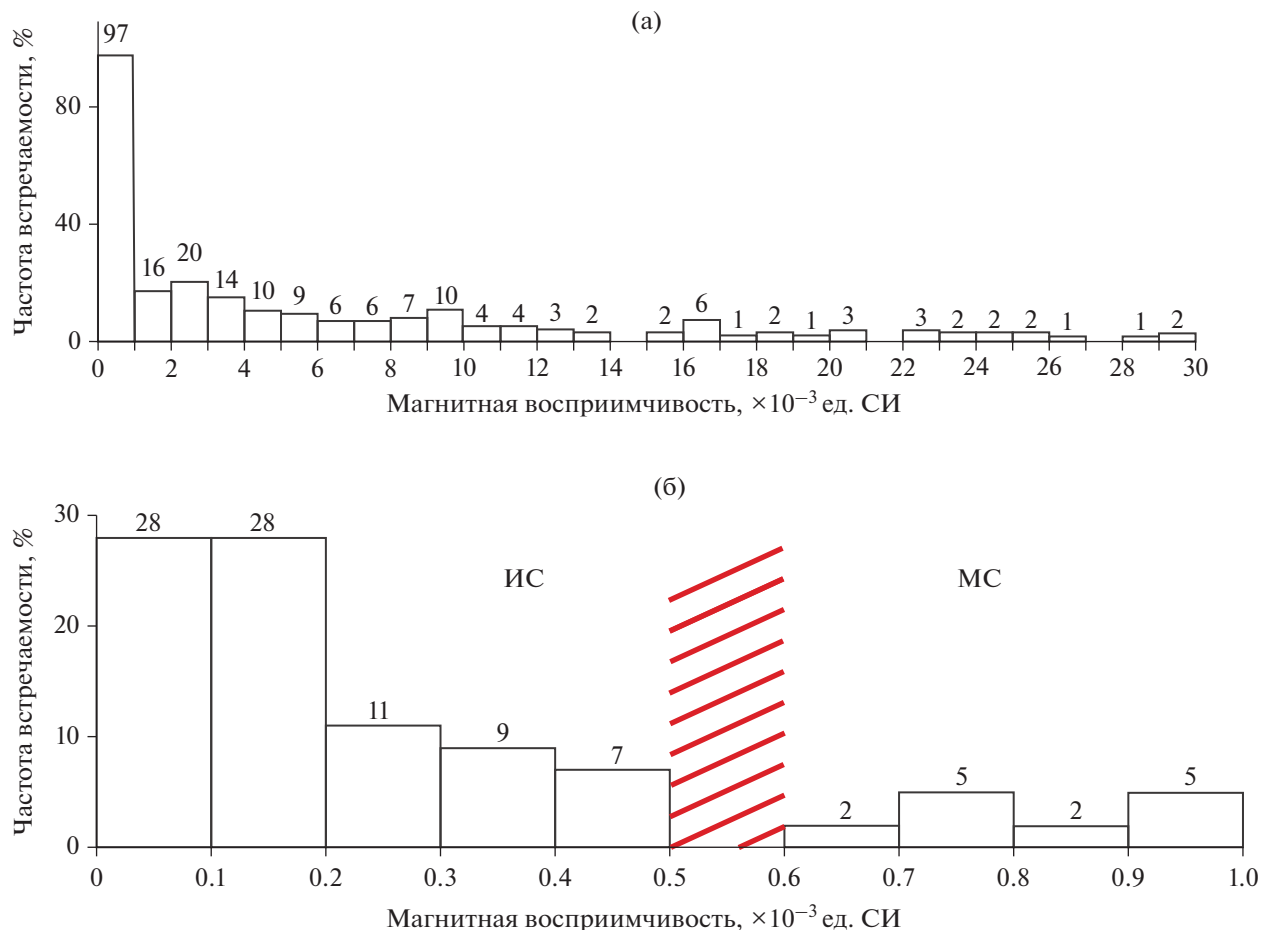


Рис. 4. Гистограммы распределения магнитной восприимчивости в магматических породах Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (Мишин и др., 2020). Полная выборка (а) и интервал 0–1 (б). Красная зона – граница между ильменитовой и магнетитовой сериями.

тичные из них – магнитная восприимчивость пород, измеряемая в коренных выходах и образцах каппаметром, вес магнитной фракции, соотношение в магматических породах окисного и закисного железа и железистость темноцветных минералов. Несмотря на постепенный переход (первые десятки метров), граница между магнетитовой и ильменитовой сериями достаточно точно определяется статистическим распределением значений магнитной восприимчивости пород (см. рис. 4, 5) и по соотношению окисного и закисного железа (рис. 6).

При составлении карты окислительных условий формирования мезозойских магматических образований Восточной Якутии в выборку включался весь ряд магматических пород, за исключением ультрабазитов, метаморфических и метасоматически измененных пород. Учитывая наличие регрессии от риолитов и гранитов к базальтам и габбро, данные по окисленности железа пересчитывались по вышеприведенной формуле (3). Банк аналитических данных составили силикатные анализы пород, в которых отдельно опреде-

лялись содержания окисного и закисного железа: пояснительные записки к геологическим картам масштаба 1 : 200000 и монографические работы (Флеров и др., 1979; Трунилина и др., 2007, 2013; Трунилина, Роев, 2018; Бахарев и др., 1988; Мишин, 1994; Рудич, 1959, 1966). Общее количество анализов, использованных при подготовке статьи, составило 1150 шт (рис. 7).

В распределении окисленности железа имеет место четкий минимум, поэтому к ильменитовой серии отнесены магматические породы со значениями $f' < 0.3$, к магнетитовой – $f' > 0.3$. Этому минимуму окисленности железа соответствует значение магнитной восприимчивости $(0.5–0.6) \times 10^{-3}$ ед. СИ (рис. 4, 5; Мишин и др., 2020; Hart et al., 2004).

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОСТОКА ЯКУТИИ

Рассматриваемая территория располагается на границе Сибирского континента и составного

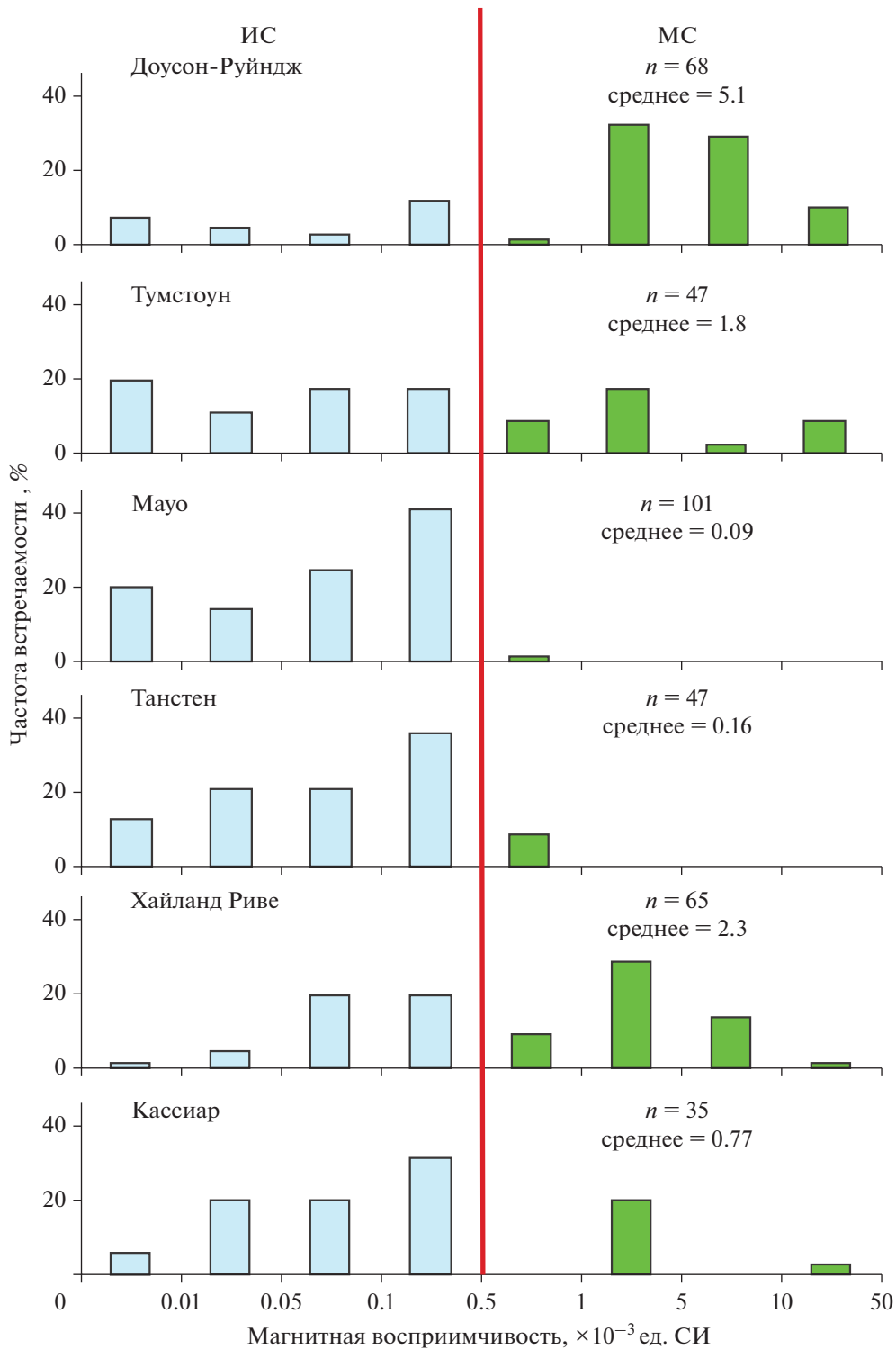


Рис. 5. Гистограммы распределения магнитной восприимчивости в плутонических породах Юкона (Hart et al., 2004).

Колымо-Омолонского супертеррейна. Описание мезозойских магматических образований востока Якутии приводится в работах (Тектоника ..., 2001; Флеров и др., 1979; Бахарев и др., 1988; Трунилина и др., 1985, 2007, 2013).

Крайнее восточное положение на западной границе Омолонского террейна занимает Уяндино-Ясачненский вулcano-плутонический пояс (УЯВП). Уяндино-Ясачненский пояс протягивается почти непрерывно на 1000 км при ширине

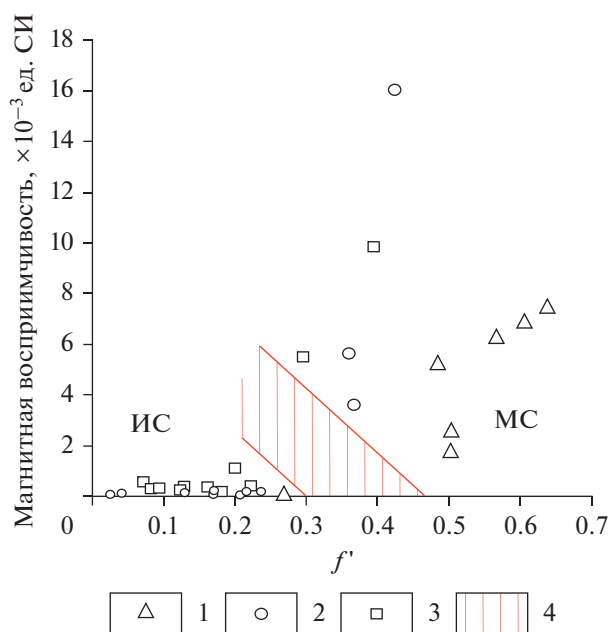


Рис. 6. Коэффициент окисленности железа в гранитоидных массивах Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, расположенных в зоне перехода ильменитовая–магнетитовая серии. Массивы: Аксакинский (1), Южный Сидимийский (2), Приисковский (3). 4 – граница между ильменитовой (ИС) и магнетитовой (МС) сериями.

150 км, обрамляя с запада Колымо-Омолонский террейн (Трунилина и др., 2007, рис. 8). Возраст вулканитов по Rb-Sr изотопным данным варьирует от 162 до 152 млн лет, а по U-Pb датировкам по цирконам – около 150 млн лет (Prokopyev et al., 2007; Akinin et al., 2020). Пояс характеризуется пестрым петрографическим составом вулканических пород с некоторым преобладанием в низах разреза пород основного и среднего состава, а в верхах – риолитов, в том числе игнимбритов. С вулканическими породами пространственно и по времени ассоциируют многочисленные малые интрузии и субвулканические тела основного и среднего состава, выделенные как габбро-тоналит-гранодиоритовая и тоналит-гранодиорит-плагиогранитная ассоциации (Трунилина и др., 2013). Большинство исследователей в настоящее время связывают образование магматических пород УЯВПП с зоной субдукции.

В юго-западном и северном обрамлении Колымо-Омолонского террейна параллельно УЯВПП простирается гигантский по протяженности пояс гранитных батолитов – Главный и Северный.

Главный батолитовый пояс прослеживается на 1100 км вдоль границы Иньяли-Дебинского синклинория с Колымо-Омолонским супертеррейном. ^{40}Ar - ^{39}Ar датированием установлен узкий возрастной интервал образования гранитоидов

пояса – 143–138 млн лет (Layer et al., 2001). По результатам более надежного U-Pb датирования по цирконам, основной объем батолитов и даек пояса сформирован около 150 ± 3 млн лет (Акинин и др., 2009) и его возраст близок возрасту вулканических пород УЯВПП (Prokopyev et al., 2007; Akinin et al., 2020).

Северный батолитовый пояс простирается в субширотном направлении на 700 км вдоль северного обрамления Колымо-Омолонского супертеррейна. В составе Главного и Северного батолитовых поясов выделяют гранодиорит-гранитную, диорит-гранодиорит-гранитную и гранит-лейкогранитовую ассоциации гранитоидов (Флеров и др., 1979; Трунилина и др., 2013) и крупные субвулканические массивы кислого состава (Рудич, 1966). Массивы гранодиоритового и гранитного состава преобладают в составе батолитовых поясов. В основном гранитоиды данной ассоциации представлены роговообманковыми, реже биотитовыми разновидностями с фазовыми и фациальными переходами между ними. В западном направлении в обоих поясах начинают преобладать лейкократовые и двуслюдяные высокоглиноземистые граниты. В Северном поясе дополнительно выделяются щелочные граниты латитового ряда (Трунилина и др., 2013). Оба пояса по форме выходов гранитных массивов на поверхность и составу пород близки между собой. Это система относительно узких, но протяженных выходов гранитоидов. Было установлено морфологическое разнообразие форм гранитных тел с преобладанием межформационных пластовых залежей (Некрасов, 1962, 1984; Флеров и др., 1979; Молчанова, 1981; Трунилина и др., 1996, 1999).

Главный и Северный магматические пояса в западном направлении в районе Колымской петли постепенно “расщепляются” (шарнир Колымской петли), образуя уже общую дугообразную зону, состоящую из значительного количества более изометричных и более мелких по площади выходов гранитоидов (см. рис. 8). Вмещающие породы в этой зоне отличаются напряженной складчатостью и сильной катаклазированнойностью пород.

Сравнивая Главный и Северный батолитовые пояса с зоной рассеянного магматизма западного шарнира Колымской петли, можно отметить относительно слабый эрозионный срез гранитов в этой зоне Колымской петли. Об этой тенденции свидетельствует смена на запад гранитных массивов отдельными апикальными выступами гранитов и свитами даек. В бассейне верхнего течения р. Селенях (северный фланг Колымской петли), где известны многочисленные оловорудные месторождения, лишь в немногих из них на поверхности вскрыты апикальные части гранитных plutонов. Самое крупное в России касситерит-сили-

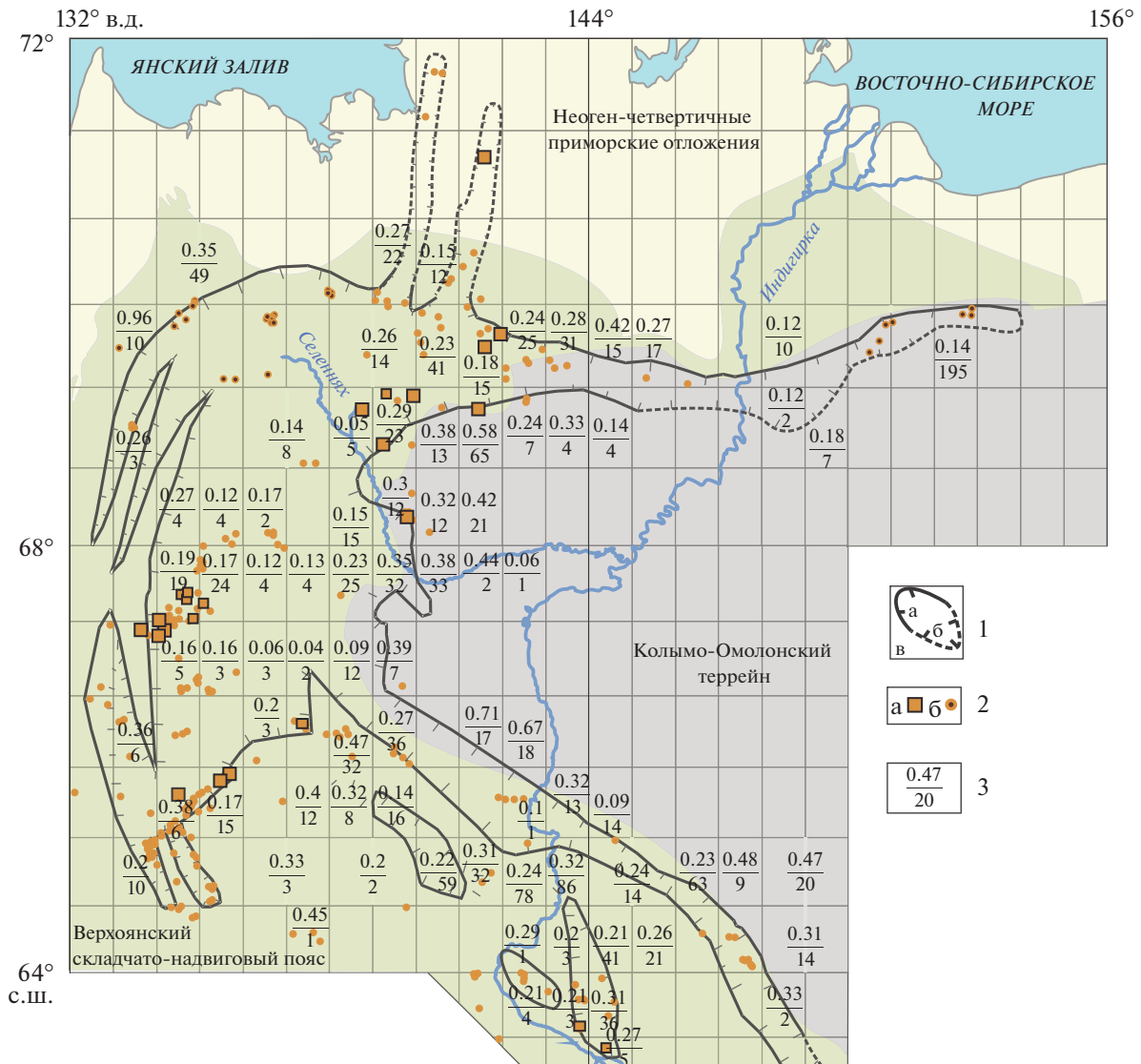


Рис. 7. Карта фактического материала Восточной Якутии. 1 – зона распространения восстановительных (установленная (а), предполагаемая (б)) и окислительных (в) условий формирования магматических пород; 2 – месторождения Sn (а), рудопоявления Sn (б); 3 – средние значения коэффициента окисленности железа (f) в магматических породах для планшетов масштаба 1 : 200 000; в числителе – среднее значение коэффициента окисленности железа, в знаменателе – количество проб.

катно-сульфидное месторождение Депутатское расположено в надинтрузивной зоне гранитного массива, площадь которого по геофизическим данным составляет 550 км². Кровля гранитного массива вскрыта скважинам на глубинах 230–375 м от поверхности. Граниты плутона датированы Rb-Sr методом – 122–116 млн лет (Ненашев, Зайцев, 1980).

В западном направлении зона рассеянного магматизма Колымской петли наращивается обширной дугообразной (в плане) зоной, контролируемой поперечной системой радиальных магматических поясов и разломов, протяженностью каждого до 300 км. Общая площадь распростра-

нения магматических образований в этой зоне составляет около 180 000 км² (см. рис. 8).

Если ориентироваться только на ⁴⁰Ar-³⁹Ar метод, то магматические породы радиальных зон имеют такой же возраст, как и Главный батолитовый пояс, что, однако, не подтверждается более точными данными U-Pb датирования по циркону (Akinin et al., 2020). При этом в пределах наиболее изученного радиального Дербеке-Нельгесинского пояса устанавливается направленное уменьшение возраста пород от 132 млн лет на северо-восточном фланге до 124 млн лет на юго-западном его окончании (Layer et al., 2001). В этом же направлении возрастает мощность кровли над интрузивами и

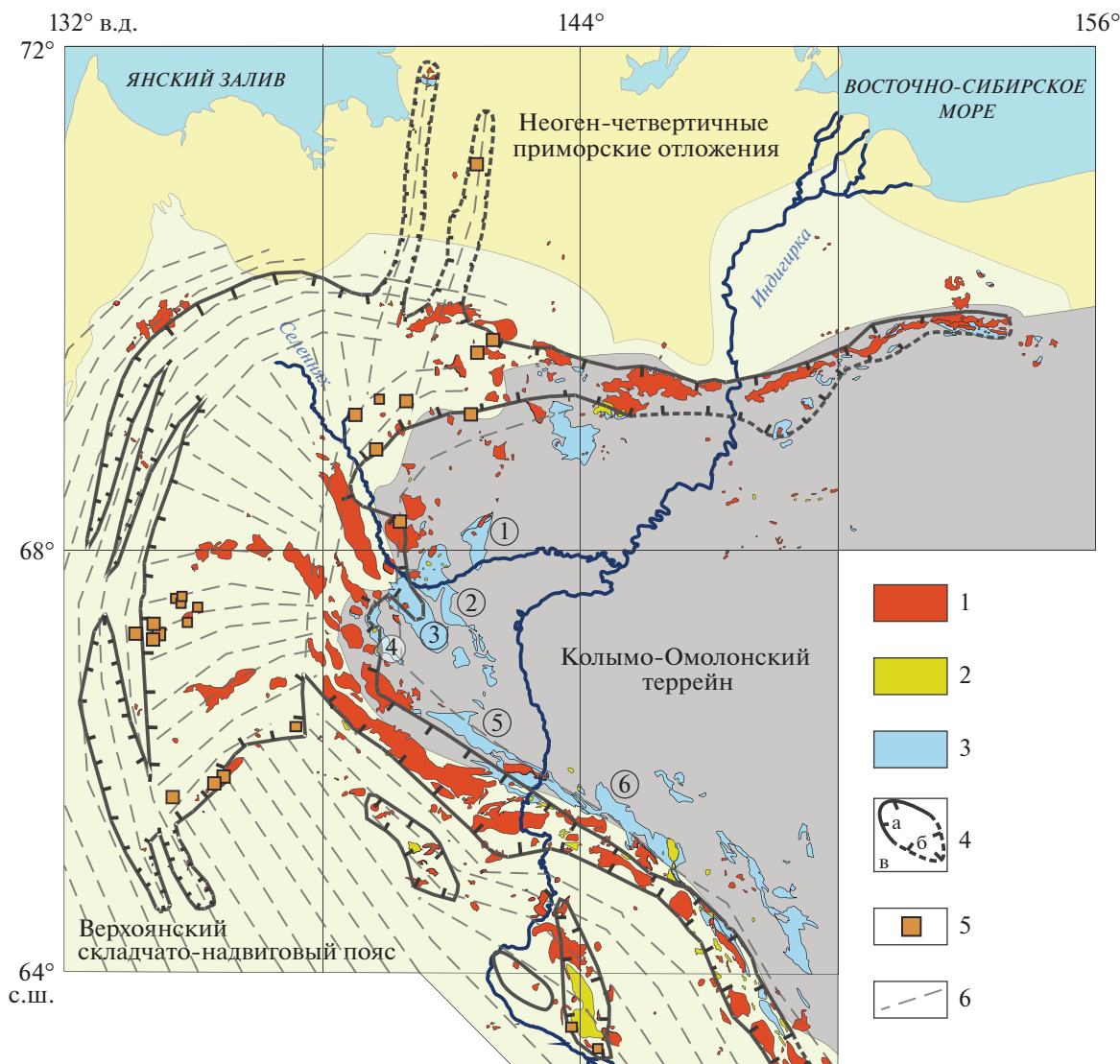


Рис. 8. Карта окислительно-восстановительных условий формирования мезозойских магматических пород Восточной Якутии. Геологическая основа (Третьяков, 2019) с добавлениями авторов.

1 – интрузивные; 2 – субвулканические; 3 – вулканические породы (цифры в кружках – вулканические поля УЯВПП: 1 – Салтага-Тасское, 2 – Сыачанское, 3 – Кыра-Суордахское, 4 – Догдинское, 5 – Умбинское, 6 – Интахское); 4 – зона распространения восстановительных (установленная (а), предполагаемая (б)) и окислительных (в) условий формирования магматических пород; 5 – месторождения Sn; 6 – условная схема трещиноватости, радиальных и дуговых разломов по материалам (Третьяков, 2019; Трунилина и др., 1985).

на поверхности гранитоидные массивы сменяются поясами даек.

Зона магматических пород, контролируемая радиальными разломами, далее на запад обрамляется синскладчатыми дуговыми по форме разломами и дайковыми поясами с отдельными небольшими по размеру выходами гранитных интрузивов.

Тас-Кыстабытский магматический пояс представляет собой прерывистую полосу мезозойских магматических образований, протягивающуюся на 300 км субпараллельно Главному батолитовому поясу. В его пределах установлены различные по составу и возрасту магматические образования

(Рудич, 1959; Попов, Кузнецов, 1987; Шкодзинский и др., 1992; Мишин, 1994; Бахарев и др., 1997, 2005; Layer et al., 2001). Возраст по цирконам (U-Pb, SHRIMP) для Тас-Кыстабытского комплекса составляет 149 ± 2 , 151 ± 1 , а для Нельканского 144 ± 1.4 , 145 ± 2 млн лет (Герцева, Сысоев, 2021). В составе пояса известны застывшие потоки базальтов, дайки, силы и штоки субщелочных долеритов и габбро-диабазов, а также реликты толщи риолитов и риолитовых и дацитовых туфов. Интрузивные образования в составе пояса образуют спектр от диоритов до лейкократовых с мусковитом гранитов. В осевой части Тас-Кастабытского

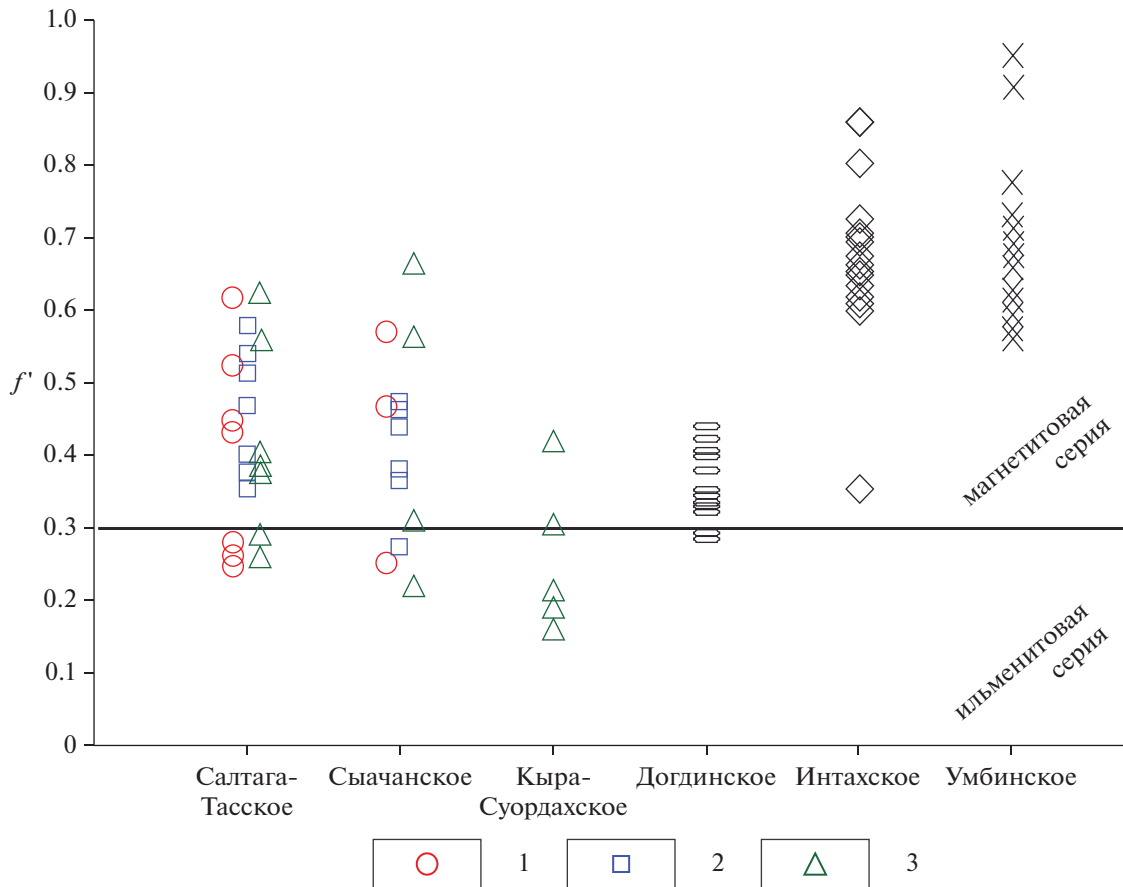


Рис. 9. Коэффициент окисленности железа в магматических породах Уяндино-Ясачненского вулcano-плутонического пояса.

1 – мугдуканская свита, 2 – эмтандинская свита, 3 – догдинская и кыринская свиты (вулканические образования в пределах Догдинской, Интажской и Умбинской зон по-свитно не расчленены).

пояса расположен батолитоподобный (площадью 1500 км²) Тарынский субвулканический массив, вытянутый в северо-западном направлении на 100 км. Ильменитовые дациты Тарынского субвулкана с возрастом около 152 млн лет (Akinin et al., 2020) и ассоциирующие с ними безкорневые тела гранодиорит-порфиров, концентрирующиеся в осевой зоне массива, имеют идентичный петрохимический и геохимические составы. Вкрапленники в дацитах представлены лабрадором, ромбическим и моноклинным пироксенами в микролитовой основной массе, по химическому составу отвечающей кварц-полевошпатовой эвтектике с содержанием SiO₂ = 76 мас. % (Мишин, 1994).

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Уяндино-Ясачненский вулcano-плутонический пояс в современном срезе представляет серию разобщенных полей, сложенных близкими по со-

ставу свитами терригенных и вулканогенных пород. В ее пределах значения коэффициента окисленности пород возрастают в направлении от западного изгиба к северному и к южному крылу пояса (рис. 9).

Максимальной окисленностью характеризуются вулканические породы южных Интажского и Умбинского полей. Магматические породы Кыра-Суордахского и частично Догдинского полей, занимающих крайнее западное положение в шарнире Колымской петли, наименее окисленные. Кыра-Суордахское поле вулканитов пространственно расположено в переходной зоне между породами магнетитовой и ильменитовой серий (рис. 9).

Для Салтага-Тасского и Сыачанского полей окисленность пород на рис. 9 вынесена отдельно по свитам. Оказалось, что отличия в окислительных условиях кристаллизации между разновозрастными и разными по петрографическому составу свитами вулканических пород в этих полях отсутствуют полностью.

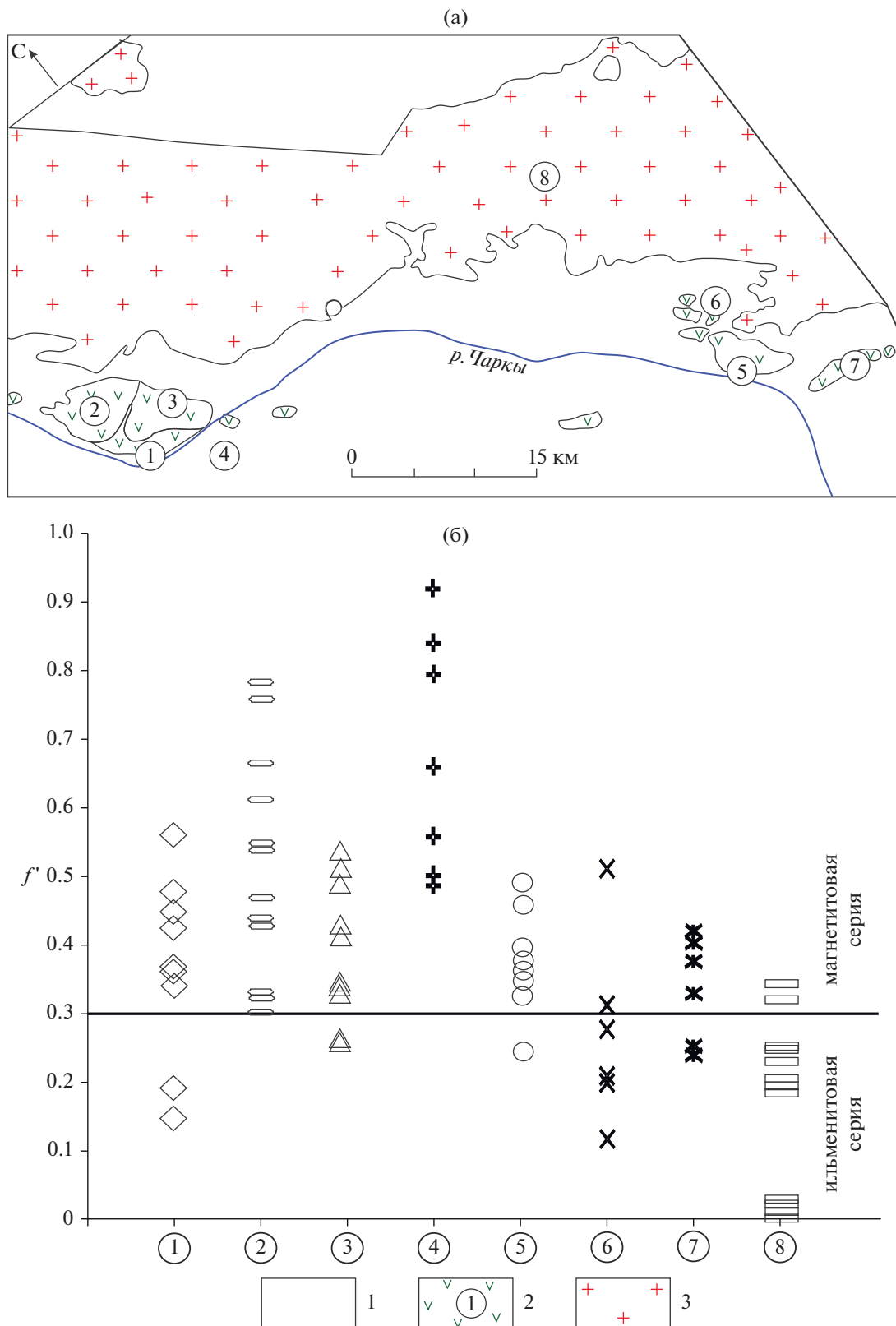


Рис. 10. Чаркынский вулcano-плутонический пояс: (а) – схема расположения магматических образований по (Трунилина и др., 2003), (б) – коэффициент окисленности железа в магматических породах пояса. 1 – вмещающие юрские толщи, 2 – позднеюрский вулканический комплекс, 3 – раннемеловые гранитоиды. Цифры в кружках на рис. (а) соответствуют таковым на рис. (б): 1 – хангасская и безымянная свиты, 2 – Северный Хангасский массив, 3 – Южно-Хангасский массив, 4 – Безымянный массив и высота 789.0, 5 – Наледный массив, 6 – Мучоуньинский субвулкан, 7 – Оньохский субвулкан, 8 – Чигагалахский массив.

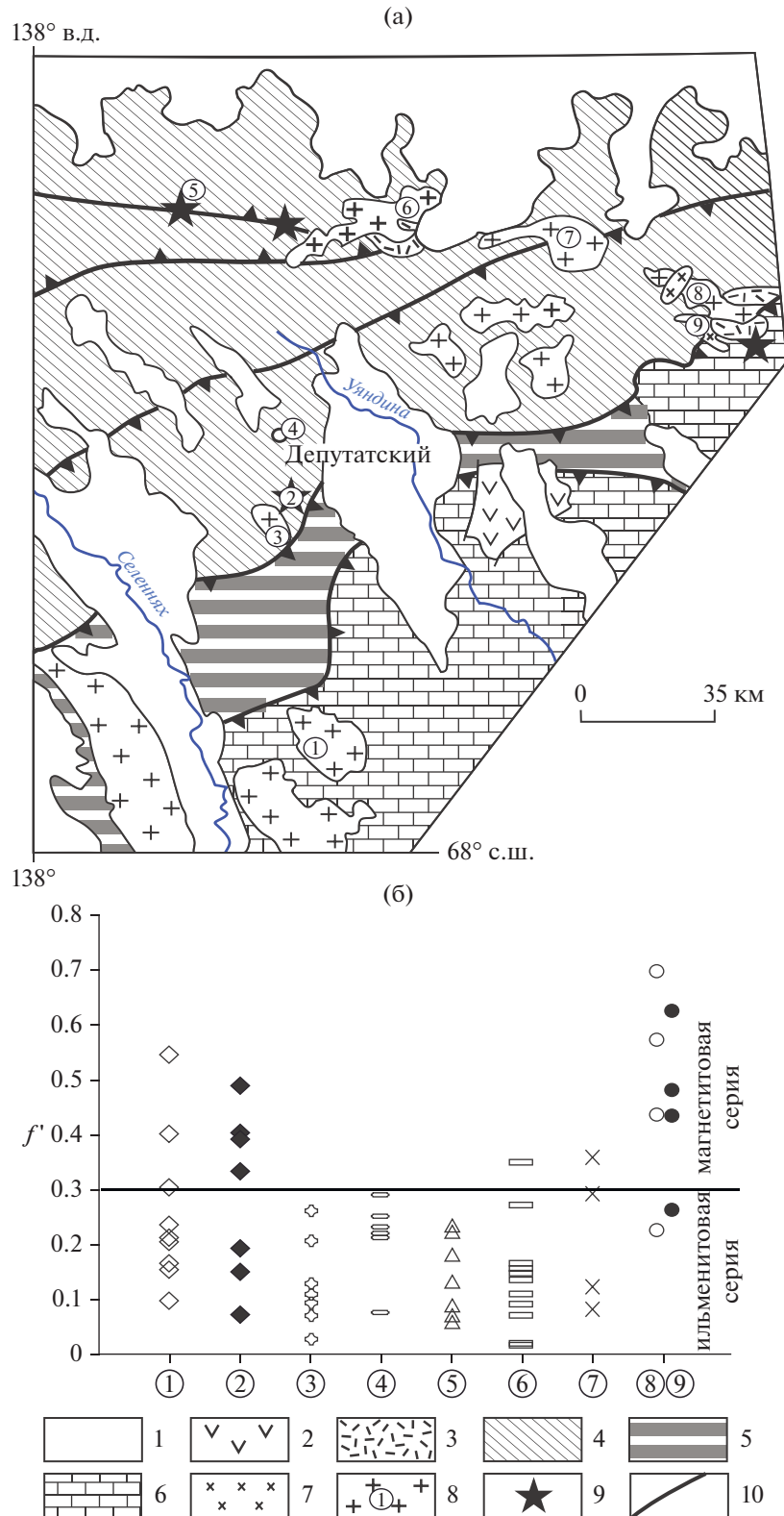


Рис. 11. Западное выклинивание Северного батолитового пояса: (а) схема геологического строения (Трунилина и др., 2007), (б) коэффициент окисленности железа в гранитоидных массивах. 1 – кайнозойские отложения наложенных впадин; 2 – вулканиты K_2 Джахтардахского поля; 3 – вулканиты K_1b -br- K_2s ; 4 – юрские отложения Полоусненского синклиория; 5 – позднетриасовые терригенные образования; 6 – палеозойские терригенно-карбонатные породы; 7 – гранит- и риолит-порфиры; 8 – раннемеловые гранитоиды (цифры в кружках на рис. (б)); 1 – Саханьинский, 2 – Кинели-Тасский, 3 – Коханахский, 4 – Депутатское рудное поле, 5 – Укачилканский, 6 – Бакынский, 7 – Куранахский, 8 – Североэликчагский, 9 – Верхнеэликчанский); 9 – магматические тела, показанные вне масштаба; 10 – основные разломы.

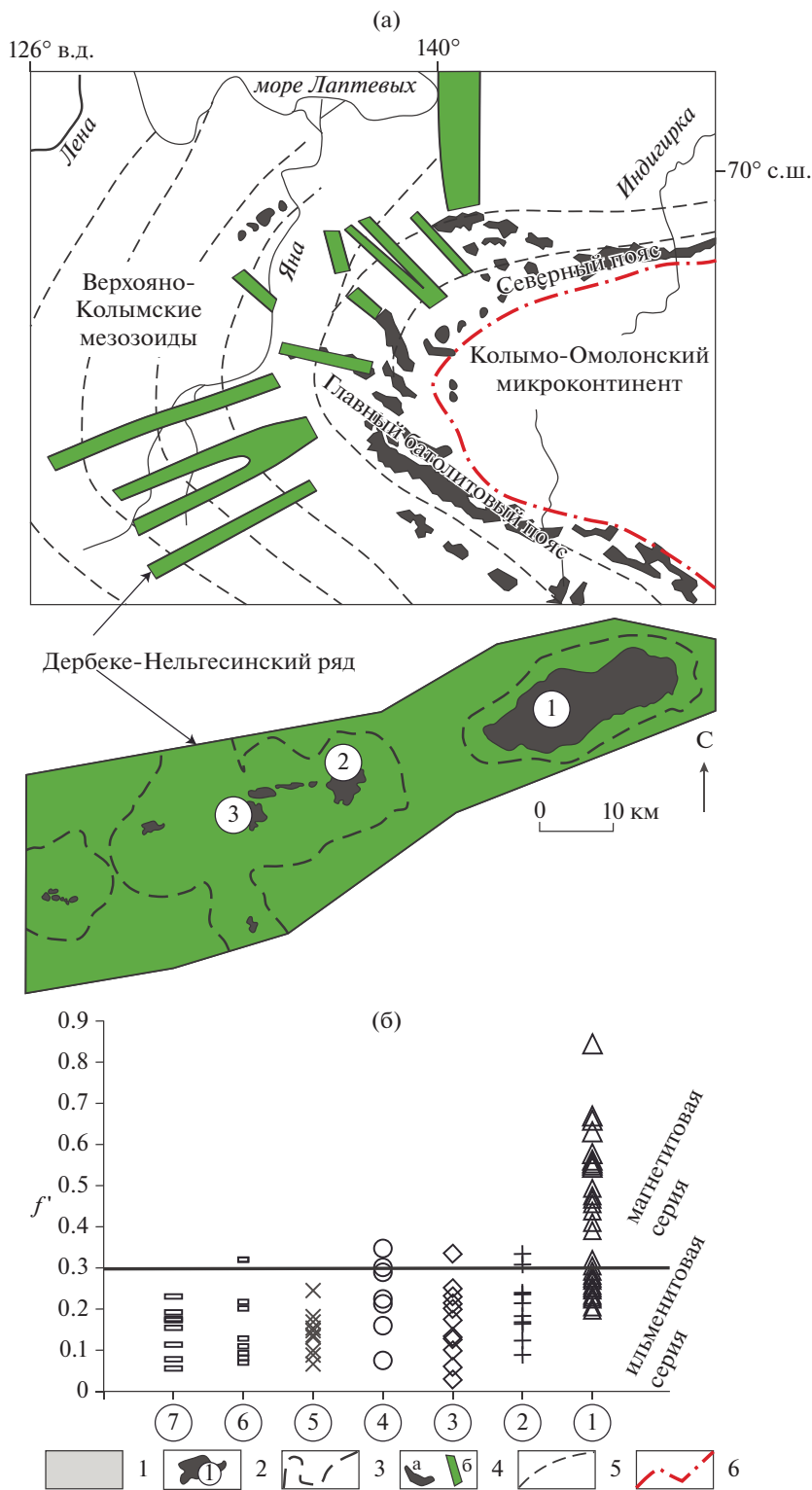


Рис. 12. Дербек-Нельгесинская зона: (а) по материалам (Трунилина, Роев, 2014) с упрощениями, (б) коэффициент окисленности железа в магматических породах зоны.

1 – юрские и триасовые вмещающие алевро-песчанниковые толщи; 2 – массивы гранитоидов (цифры в кружках на рис. (б)); 1 – Безымянный, 2 – Хатакчанский, 3 – Бургочанский; 4–7 – дайки и мелкие массивы юго-западного фланга зоны; 4 – Кондеканский и его дайки, 5 – Бурдогарский, 6 – Сэкэтский, 7 – Дьялчанский); 3 – подземный контур массивов гранитоидов по геофизическим данным на глубине >500 м; 4 – пояса гранитоидов: а – продольные и б – поперечные; 5 – распространение основных складчатых структур; 6 – граница Колымо-Омолонского микроконтинента.

Магматические образования Главного и Северного батолитовых поясов, независимо от формационного состава и возраста, характеризуются восстановительными условиями формирования. И лишь в их обрамлении и восточном выклинивании фиксируется переход к гранитам магнетитовой серии.

Примером периферийной зоны Главного батолитового пояса является Чаркынский магматический пояс, надстраивающий к западу самый протяженный Чибагалахский массив (рис. 10). Возможно, незначительные по размерам выходы магматических пород Чаркынского пояса обусловлены слабым их эрозионным срезом, на это, в частности, указывают петрографические особенности пород – широкое распространение субвулканических образований и реликтов вулканических покровов. Гранитоиды Чаркынского пояса (это типично магнетитовая серия пород) резко контрастируют на фоне Главного батолитового пояса (рис. 10). Второй пример поперечной зональности окислительных условий – это западное окончание Северного батолитового пояса, бассейн р. Селенях (рис. 11).

В этой части Колымской петли гранитные тела не вскрыты эрозией или слабо эродированы, поэтому обнажены отдельные незначительные по площади апикальные выступы гранитных массивов, например ареал Такалканского рудного поля (рис. 11), или гранитоиды, вскрытые скважинами, например кровля Депутатского гранитного массива вскрыта скважинами на глубине 236–380 м. В пределах этого сегмента Колымской петли становление магматических массивов происходило исключительно в восстановительной среде, обуславливающей насыщенность данного района крупными оловорудными месторождениями (см. рис. 7, 8). Северный фланг пояса с учетом геофизических данных сложен гранитами магнетитовой серии, содержит полиметаллическую минерализацию и перекрыт рыхлыми отложениями.

В западном направлении от шарнира Колымской петли выделяется обширный ареал гранитоидов, контролируемых радиальной системой разломов и приуроченных к ним радиальных зон магматических пород, формирование которых происходило в основном в восстановительной среде с погружающейся на запад кровлей. Наиболее изучена в петрохимическом и металлогеническом отношении самая южная Дербек-Нельгесинская радиальная зона (Трунилина и др., 1985; Трунилина, Роев, 2014; рис. 12). В ее пределах магматические породы, включая дайки, относятся к ильменитовой серии. Некоторое исключение представляет самый восточный и наиболее эродированный в составе пояса Безымянный массив гранитов, формирование которого происходило на фоне изменчивого окислительного флюидного

режима. Крайний западный фланг Безымянного массива полностью не вскрыт эрозией и, судя по окисленности дайкообразных апофиз и металлогении, формировался на фоне восстановительного флюидного режима.

На западном фланге ильменитовая область, контролируемая радиальными разломами, обрамляется уже субсогласными со складчатостью дуговыми разломами и магматическими зонами. Магматические породы представлены в этой зоне дайками и мелкими интрузивными телами, образующими зоны, субсогласные по простиранию со складчатостью и перпендикулярные радиальной системе. Формирование их отличается невыдержанностью окислительных условий, что обусловило тесную перемежаемость магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий (см. рис. 8).

СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД С ОКИСЛИТЕЛЬНЫМИ УСЛОВИЯМИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Как уже отмечалось во Введении, с окислительными условиями связано валентное состояние поливалентных элементов. Изменение валентности и, следовательно, изменение заряда и радиуса ионов приводит к кардинальному изменению геохимических особенностей данного элемента и определяет его растворимость в силикатных расплавах (Борисов и др., 1991). По экспериментальным исследованиям растворимость SnO в силикатных расплавах на три порядка выше растворимости SnO₂ (Некрасов, 1984; Linnen et al., 1996). Эта закономерность подтверждается на материалах конкретных магматических поясов Юго-Востока России (Мишин, Романовский, 1992; Мишин и др., 2003, 2019, 2020; Меркулова, Мишин, 2015). Содержание олова в магматических породах направленно увеличивается с возрастом восстановленности пород (рис. 13а). В противоположность олову содержание меди возрастает от восстановленных пород к окисленным (рис. 13б).

Вся оловоносность в исследуемом районе, за редким исключением, сосредоточена в магматических поясах, сложенных породами ильменитовой серии, но распределение рудной минерализации в них неравномерное. В Главном и Северном батолитовых поясах, сложенных магматическими образованиями, сформировавшимися в восстановительной обстановке, практически отсутствуют значительные проявления олова. Все месторождения олова и сопутствующего вольфрама сосредоточены, главным образом, в пределах западного и северо-западного обрамления Колымской петли, где интрузивные массивы слабо эродированы и контролируются системой радиальных разломов, поперечных к складчатости,

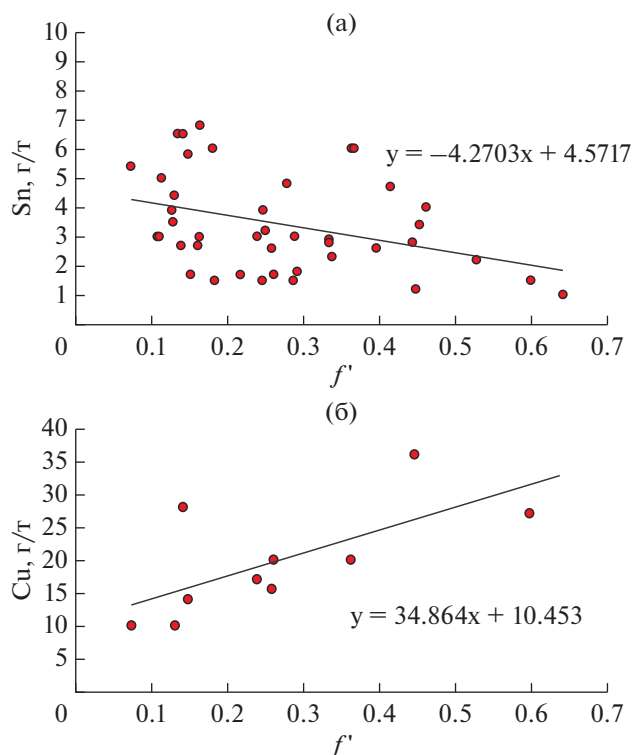


Рис. 13. Соотношение содержаний Sn (а) и Cu (б) и коэффициента окисленности железа в магматических породах Северного батолитового пояса. Используются данные (Бахарев и др., 1988).

или не обнажены на поверхности. Можно полагать, что западное обрамление Колымской петли с системой радиальных разломов, поперечных к складчатости, — это обширная область растяжения, в которую поступает восстановленный флюид (Шкодзинский, 1992; Тектоника ..., 2001). Западное замыкание зоны растяжения контролируется уже системой дуговых разломов, согласно залегающих со складчатостью. Эта область отличается тесным чередованием зон с восстановительными и окисленными условиями и соответствующей им комплексной металлогенией.

К юго-западу от Главного батолитового пояса среди пород магнетитовой серии выделяются лишь разрозненные выходы гранитов ильменитовой серии с рудопроявлениями олова. На южном фланге это Тас-Кыстабытский магматический пояс, включающий гигантский (1500 км²) Тарынский субвулканический массив дацитов (рис. 9; Мишин, 1994) и серию более мелких оловоносных массивов, сконцентрированных преимущественно вдоль границы с Au-Sb рудным поясом. Основное пространство рассматриваемой металлогенической зоны, судя по составу разрозненных выходов магматических пород, представляло зону окислительного флюидного режима. Среди

магматических пород широко распространены субвулканические образования с повышенными содержаниями полиметаллов (Трунилина и др., 2007). В контурах Тарынского субвулкана известен ряд проявлений серебряно-полиметаллической с оловом минерализации, такие как месторождения Купольное и Хара-Тас.

В обрамлении магматических поясов ильменитовой серии с оловорудной, олово-вольфрамовой и олово-полиметаллической минерализациями распространены магматические породы магнетитовой серии, с которыми пространственно и по возрасту ассоциируют различные рудные месторождения и проявления преимущественно халькофильного профиля. В отличие от олова и сопутствующему ему вольфрама халькофильные элементы и золото не обнаруживают такой тесной зависимости от окислительных условий, более тесная связь с окислительными условиями наблюдается на формационном уровне для конкретных металлогенических зон и поясов.

В Уяндно-Ясачненском вулcano-плутоническом поясе геохимическую специализацию вулкаников Салтага-Тасского поля определяют золото и серебро, в Кыра-Суордахском поле к ним присоединяются Mo, As и Bi. Гранитоиды, ассоциирующие с вулканиками УЯВПП, специализированы на Au, Bi, As, менее — W, Ag, Sb (Трунилина и др., 2007; Тектоника ..., 2001).

В северо-восточном обрамлении Главного батолитового пояса в зоне распространения магматических пород магнетитовой серии выделяется протяженная (900 км при ширине 80 км) Селеняхская металлогеническая зона с эпитермальными Au-Hg, Au-Ag-Sb, Hg-Au-Ag (Тектоника ..., 2001).

В юго-западном обрамлении Главного батолитового пояса выделяется Адыча-Нерский металлогенический пояс (Горячев, 1998) в состав которого входит Адыча-Тарынская золото-сурьмяная зона протяженностью до 500 км и шириной около 5–10 км, включающая два крупнейших месторождения сурьмы Сырылах и Сентачан (Стогний и др., 2003) и Чабагалахскую Au-редкометалльную зону.

Куларская металлогеническая зона с Au-кварцевыми месторождениями прослеживается в северо-восточном направлении на 150 км при ширине 30–40 км (Тектоника ..., 2001). Пространственно рудные поля в этой зоне сопряжены с выходами гранитов магнетитовой серии, занимающих пограничное положение относительно восстановленных пород ильменитовой серии.

Полоусная металлогеническая зона (Au-Cu, Au-Cu-W, Au) протягивается в субширотном направлении на 200 км при ширине около 70 км в обрамлении Северного батолитового пояса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мезозойские магматические пояса на востоке Якутии имеют дуговую форму и в плане практически полностью повторяют простирающиеся осадочные комплексы внешнего обрамления Колымо-Омолонского террейна. Из рис. 9 можно сделать вывод, что окисленность магматических пород Уяндино-Ясачненского пояса в пределах отдельно взятых полей не зависит ни от стратиграфического положения пород, ни от их петрографического состава. Наиболее отчетливое изменение окисленности пород проявляется в латеральном направлении между вулканическими полями. Более ясно эта тенденция просматривается в юго-восточной ветви пояса — от Кыра-Суордахского поля к Умбинскому резко возрастает окисленность железа.

В пределах Кыра-Суордахского и частично Догдинского полей (крайний западный фланг Колымской петли) граница между ильменитовой и магнетитовой сериями частично пересекает вулканические поля. Отмеченный факт свидетельствует, что зональный редокс-фон возник еще до возникновения магматических пород Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса.

Главный и Северный батолитовые пояса, соединяясь на западных их флангах, образуют общую дугу, параллельную УЯВПП. Протяженность этого дугового пояса превышает 2200 км. Осевая зона его сложена восстановленными породами ильменитовой серии, которые обрамляются в свою очередь породами магнетитовой серии. В составе юго-западного и северного обрамлений батолитовых поясов, наряду с гранитами, значительный объем занимают вулканические и субвулканические породы, свидетельствуя о слабом эрозионном срезе пород в этом направлении.

В западном направлении от зоны схождения Главного и Северного батолитовых поясов произошло максимальное растяжение с образованием обширной веерообразной зоны радиальных разломов (Третьяков, 2019; Трунилина и др., 2007). Часть из таких радиальных разломов контролируют выходы магматических пород. Протяженность радиальных зон магматических образований достигает до 300 км при ширине около 30 км. В западном направлении в этих зонах отмечается погружение кровли гранитных массивов и смена интрузивов свитами даек, количество которых в каждом измеряется сотнями (Трунилина и др., 1985), и в этом же направлении происходит омоложение возраста (Lager et al., 2001).

По В.С. Шкодзинскому (1992), радиальная система формировалась в зонах раздвигов и сопровождалась декомпрессией. Основанием для такого вывода является отсутствие механических воздействий магмы на вмещающие породы, слабая раскристаллизация эндоконтактных фаций грани-

тоидов, низкая упорядоченность структуры полевых шпатов.

Наиболее детально изучена Дербек-Нельгесинская радиальная зона (Тектоника ..., 2001; Трунилина и др., 1985, 2014). К ее восточному флангу приурочен Безымянный массив, сложенный (как исключение) гранитоидами магнетитовой серии. И лишь в самом его юго-западном окончании последние сменяются породами ильменитовой серии. В их составе преобладают (около 90%) диориты, гранодиориты и граниты. По геофизическим данным, вертикальная протяженность гранитных тел достигает 20 км. Типоморфизм породообразующих минералов и состав ксенолитов (Trunilina et al., 1994) также соответствуют генерации материнских магм в глубоких горизонтах земной коры.

Причины возникновения окислительно-восстановительных условий давно являются предметом дискуссии в литературе. Японскими исследователями была выдвинута гипотеза образования пород ильменитовой серии при ассимиляции магмой углерода вмещающих пород (Ishihara, 1977). С. Ишихара полагает, что магнетитовая серия гранитов генерируется на больших глубинах, где отсутствуют углеродсодержащие вмещающие породы, в то время как магма ильменитовой серии выплавлялась на относительно небольших глубинах, где вмещающие осадочные породы содержат повышенные содержания углерода. Этот подход к образованию магнетитовой и ильменитовой серий разделяют многие исследователи (Sato, 2012; Takanashi et al., 1980; Gastil, 1990; Hart et al., 2004; Романовский, 1987; Кигаи, 2011).

Изучение окислительных условий формирования мезозойских магматических образований позволило выявить целый комплекс особенностей формирования и состава магнетитовой и ильменитовой серий пород (Мишин, 1994; Мишин, Романовский, 1992; Мишин и др., 2003, 2019, 2020; Меркулова, Мишин, 2015; Талтыкин и др., 2020).

Во-первых, магнетитовая и ильменитовая серии, наряду с гранитоидами, включают вулканические и субвулканические породы. Типичный пример это порфиристо- и кристаллокластические игнимбриты магнетитовой серии юго-западного сектора Ульинского прогиба (Тотгинский комплекс) и аналогичные по петрографическому составу, структурным особенностям и возрасту порфиристо- и кристаллокластические игнимбриты ильменитовой серии Куйдусунского зоны (северо-западный фланг Ульинского прогиба). Вкрапленники в отмеченных вулканических и субвулканических породах имеют интрателлурическое происхождение и образовались на глубине, скорее всего в промежуточной камере (Мишин, 2009), следовательно, окислительно-восстановительные условия их формиро-

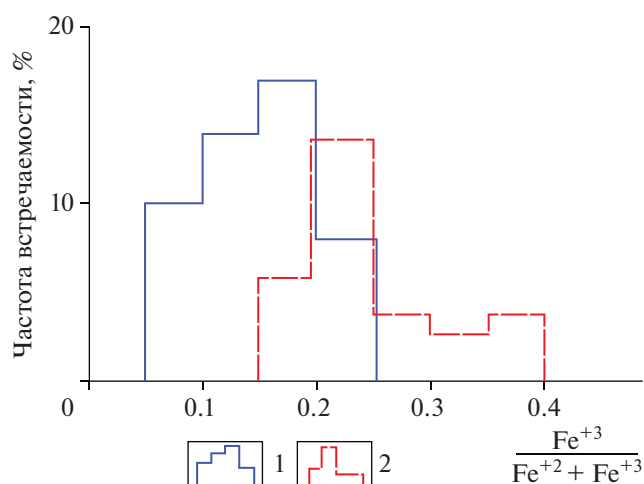


Рис. 14. Гистограммы распределения значений коэффициента окисленности железа в магматических породах Тас-Кыстабыского пояса. Магматические породы с включениями графита (1) и без включений графита (2).

вания имеют глубинную, а не поверхностную природу.

Во-вторых, окислительно-восстановительный характер среды магмообразования имеет региональный характер. Главный и Северный батолитовые пояса, соединяясь, образуют дуговой пояс, протягивающийся на расстояние более 2200 км. Осевую его зону, независимо от петрографического состава и возраста, слагают восстановленные породы ильменитовой серии.

Этот пояс субсогласно залегает со стратифицированными осадочными комплексами. Можно с большой долей условности предполагать связь окислительных условий с составом вмещающих пород, однако во внешнем ее обрамлении, практически в тех же осадочных комплексах магматические породы представлены преимущественно магнетитовой серией.

Особенно показательна поперечная зона растяжения, ориентированная на запад от изгиба пояса. В данной части региона радиальная система разломов и приуроченные к ней магматические породы ильменитовой серии пересекают в субширотном направлении сложно дислоцированные террейны с возрастом от позднего палеозоя по юру включительно. Весьма показательно в этом отношении соотношение зональности окислительных условий с вмещающими породами Сунгари-Селитканского вулканического пояса; для Северо-Восточного его сегмента (Баджальская, Ям-Алиньская, Эзопская и Комсомольская зоны) вмещающими породами является юрский аккреционный комплекс, а в юго-западном продолжении (Хингано-Олонойская, Яуринская, Каменушинская и Таланджинская вулканические зоны) вме-

щающими породами является кристаллический комплекс Буреинского массива (палеозойские гранитоиды и архейские и протерозойские метаморфические породы (Мишин и др., 2003)). При детальном изучении гранитных массивов Сихотэ-Алиня, расположенных в зоне перехода от магнетитовой серии к ильменитовой, установлено, что граница между этими сериями пересекает однородные в петрографическом и петрохимическом отношениях одновозрастные гранитные массивы. Сама зона постепенного перехода между породами магнетитовой и ильменитовой сериями составляет первые десятки метров (Мишин и др., 2020).

В Тас-Кыстабыском поясе в плутонах, сложенных породами ильменитовой серии (Одонканский, Труд, Капризный), и в Тарынском дацитовом субвулканическом массиве установлены включения графита в виде отдельных чешуек размером 1–2 мм до желваков размером 5–7 см (Мишин, 1994; Бахарев и др., 2005). Отмечается также присутствие включений графита внутри зерен калишпата и в других минералах, что указывает на относительно раннюю кристаллизацию графита (Бахарев и др., 2005).

По заключению (Кадик, Луканин, 1986), если графит сохраняется до приповерхностного уровня, то fO_2 в магме понижается до значения такого уровня, что железо может восстановиться до металлического состояния, при этом состав отделившихся от расплава газов должен отличаться резким преобладанием CO и H₂. Таким образом, присутствие в магме элементарного углерода может определять состав газов, выносимых магмой к поверхности, и ее окислительно-восстановительное состояние. Приведенные в работе значения окисленности железа в магматических породах, содержащих включения графита, и в породах без графитовых включений, подтверждают вышеприведенное заключение – породы, содержащие включения графита, характеризуются большей восстановленностью (рис. 14).

Все приведенные особенности состава и структуры зон с окислительным и восстановительным режимами формирования магматических пород свидетельствуют о глубинной природе их формирования и ни в коем случае не связаны с осадочными породами верхней оболочки земной коры.

Структура западного обрамления Колымо-Омолонского составного террейна связана с его поступательным движением в направлении Сибирского континента. В результате этого движения происходило формирование напряженной складчатости, которая сопровождалась образованием радиальной системы раздвигов, способствующих поступлению к поверхности глубинных восстановленных флюидов и магмы (рис. 15).

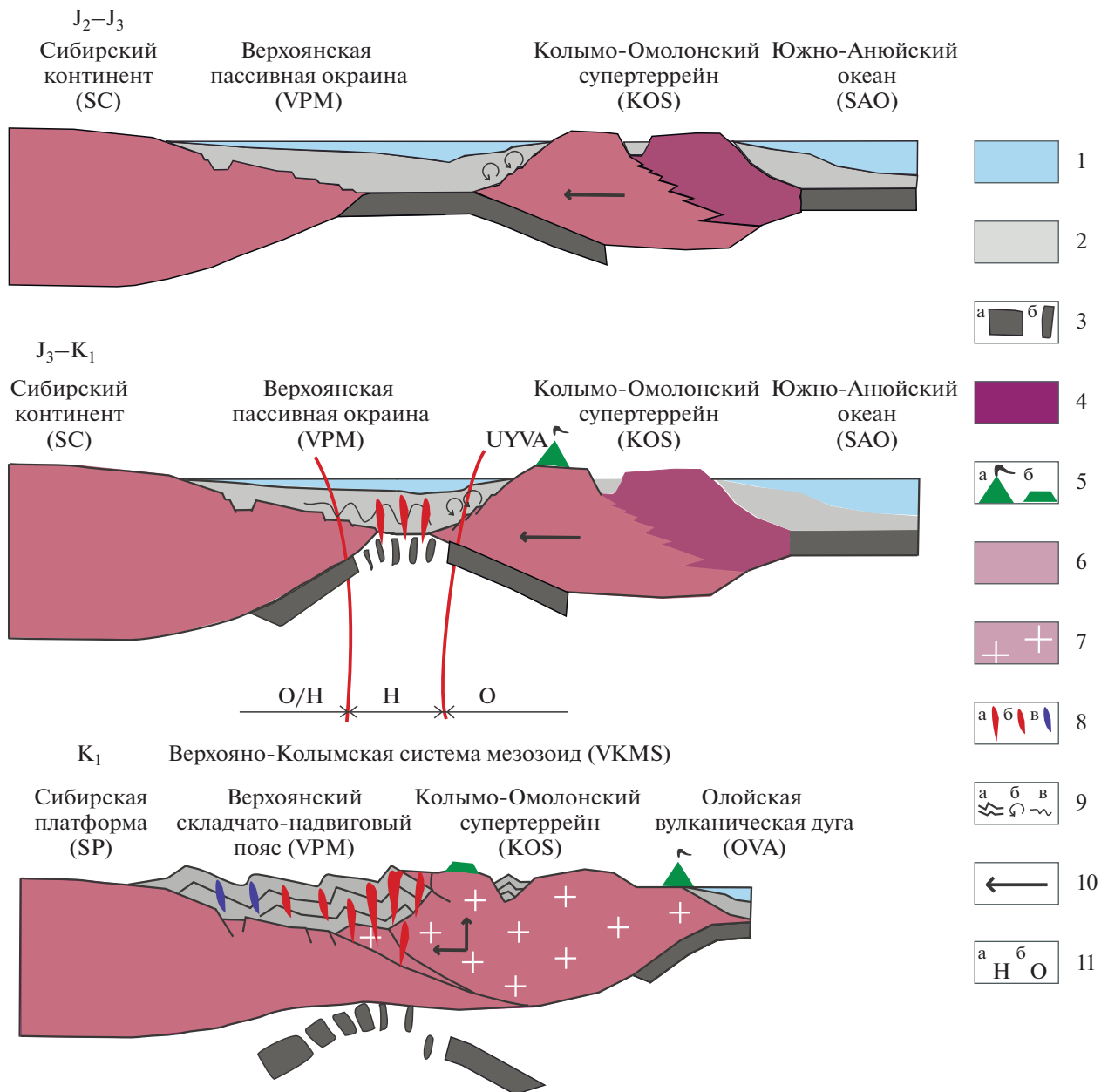


Рис. 15. Возникновение ильменитовой (Н), магнетитовой (О) и переходной (О/Н) зон в литосфере Верхояно-Колымской складчатой системы на рубеже J₂-K₁, согласно схеме Ф.Ф. Третьякова (Третьяков, 2019) с добавлениями авторов. 1 — море; 2 — каменноугольно-мезозойские отложения; 3 — океаническая кора (а) и ее фрагменты (б); 4 — земная кора островодужных зон; 5 — вулканы (а) и вулканические образования (б); 6 — континентальная кора Сибирского континента; 7 — новообразованная континентальная кора Верхояно-Колымской системы мезозойд; 8 — гранитоиды коллизионные (а), локальные ильменитовые (б) и локальные магнетитовые (в) тела; 9 — складчатые структуры: сильнодеформированные (а), среднедеформированные (б), слабодеформированные (в); 10 — направление движения Колымо-Омолонского блока; 11 — зоны восстановленного (а) и окисленного (б) фона. Буквенные обозначения: SC — Сибирский континент, VPM — Верхоянская пассивная окраина, KOS — Колымо-Омолонский супертеррейн, UYVA — Уяндино-Ясачненский вулcano-плутонический пояс, SAO — Южно-Анюйский океан, SP — Сибирская платформа, OVA — Олойская вулканическая дуга, VKMS — Верхояно-Колымская система мезозойд.

ВЫВОДЫ

Имеющиеся на сегодня данные абсолютного возраста вулканических пород Уяндино-Ясачненского вулcano-плутонического пояса и гранитоид-

ных батолитов свидетельствуют о том, что возникновение дифференцированного окислительно-восстановительного флюидного режима по времени предшествовало этапу мезозойского магматизма.

Зона с восстановительным флюидным режимом, занимающая осевую зону магматических поясов, возникла при движении Колымо-Омолонского террейна в западном направлении. Это движение сопровождалось образованием в обрамлении террейна, и особенно в его головной части, обширной зоны протяженных раздвигов, сопровождавшихся декомпрессией и явившихся путями движения магмы и глубинного флюида.

Все оловорудные иногда с вольфрамом месторождения и проявления ассоциируют с магматическими породами ильменитовой серии, но не все выходы магматических пород ильменитовой серии оловоносны. Последнее обстоятельство связано с различной глубиной эрозионного среза, в первую очередь это относится к Главному и Северному батолитовым поясам, отличающихся максимальным поднятием и эрозией.

Золото и халькофильные элементы в качестве примеси отмечаются в магматических породах ильменитовой серии, однако образование месторождений и протяженных металлогенических зон перечисленных элементов происходило исключительно в ассоциации с окисленными породами магнетитовой серии.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам за сделанные замечания, которые позволили существенно улучшить статью, а также В.А. Труниной, С.П. Роеву, Ю.С. Орлову за предоставленные материалы.

Источники финансирования. Исследования были выполнены по Государственному заданию ИТиГ ДВО РАН № 075-00378-21-01.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
- Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Избеков П.Э. Строение и магматизм Верхнеиндигирской кольцевой структуры // Отечеств. геология. 1997. № 9. С. 15–19.
- Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Половинкин В.Л. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас (Северо-Восточная Якутия). Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1988. 198 с.
- Бахарев А.Г., Шкодзинский В.С., Жданов Ю.Я. Графит-содержащие кислые породы Тас-Кыстабытского магматического пояса Верхояно-Колымской складчатой области // Отечеств. геология. 2005. № 5. С. 54–57.
- Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А. и др. Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. 256 с.
- Борисов А.А., Шапкин А.И. Новое эмпирическое уравнение зависимости отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в природных расплавах от их состава, летучести кислорода и температуры // Геохимия. 1989. № 6. С. 892–898.
- Герцева М.В., Сысоев И.В. Этапы формирования Главного колымского плутонического пояса // Петрология

и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Иркутск: Ин-т географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 1. С. 141–145.

Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.

Дубинчик Э.Я., Путинцев В.К. Плотность и магнитная восприимчивость гранитоидных комплексов южной части Дальнего Востока как показатели условий их формирования // Советская геология. 1971. № 12. С. 30–43.

Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 96 с.

Кигаи И.Н. Редокс-проблемы “металлогенической специализации” магматитов и гидротермального рудообразования // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 316–334.

Лебедева С.М., Симонов В.А., Быков В.Н., Кабанова Л.Я. Степень окисления железа и фугитивность кислорода в базальтовых стеклах района тройного сочленения Буве // Уральский минералогический сборник. 2001. № 11. С. 270–281.

Ляхович В.В. О зависимости содержания акцессорных минералов в гранитоидах от состава биотита // Геология и геофизика. 1965. № 8. С. 97–105.

Меркулова Т.В., Мишин Л.Ф. Окислительно-восстановительные процессы в мезозойско-кайнозойских вулканоплутонических системах и их роль в формировании региональных гравитационных и магнитных аномалий Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 5. С. 112–124.

Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Недра, 1994. 207 с.

Мишин Л.Ф. Эвтектоидный и котектоидный петрографические типы вулканических и субвулканических пород кислого состава окраинно-континентальных вулканических поясов (на примере Востока Азии) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 2. С. 69–85.

Мишин Л.Ф. Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов // Геохимия. 2010. № 6. С. 618–630.

Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудномагматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 31–42.

Мишин Л.Ф., Чжао Ч., Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 28–48.

Мишин Л.Ф., Кириллова Г.Л., Меркулова Т.В., Коновалова Е.А. Окислительные условия формирования постколлизийного магматизма и металлогении западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 4. С. 3–13.

Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В. и др. Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 3. С. 51–67.

Молчанова Т.В. Мезозойские гранитоиды северо-запада Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1981. 151 с.

Некрасов И.Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 332 с.

- Некрасов И.Я.* Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука, 1984. 238 с.
- Ненашев Н.И.* Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 240 с.
- Никольский Н.С.* Термодинамика минеральных равновесий базитов. М.: Наука, 1978. 177 с.
- Попов Л.Н., Кузнецов Ю.В.* Возраст магматических комплексов хребта Сарычева // Советская геология. 1987. № 12. С. 91–96.
- Печерский Д.М.* Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР. Магнитные свойства изверженных пород. Магадин: СО АН СССР, 1964. С. 6–158.
- Романовский Н.П.* Петрофизика гранитных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 190 с.
- Рудич К.Н.* Магматизм и особенности тектонического строения хребта Сарычева. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране Недр, 1959. 184 с.
- Рудич К.Н.* Вулкано-плутонические формации цепи Черского. М.: Наука, 1966. 127 с.
- Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н.* Окислительно восстановительный потенциал мантийных магматических систем // Петрология. 2010. Т. 18. № 3. С. 257–269.
- Стогний Г.А., Стогний В.В., Бабкина Т.Г.* Адыча-Тарынская золото-сурьмяная зона: геолого-геофизический аспект // Отечеств. геология. 2003. № 6. С. 75–77.
- Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А.* Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алиньского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой // Вестник Северо-Восточного НЦ ДВО РАН. 2020. № 4. С. 24–38.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) // Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 570 с.
- Третьяков Ф.Ф.* Террейны Верхоянского складчато-надвигового пояса (Восточная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24. № 4. С. 67–78.
- Трунилина В.А.* Оловянные рудно-магматические системы Восточной Якутии // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 98–105.
- Трунилина В.А., Роев С.П.* К петрологии магматических образований Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны // Отечеств. геология. 2014. № 5. С. 80–88.
- Трунилина В.А., Роев С.П.* Петрология и рудоносность магматических образований Укачилканского рудного поля (северо-восток Якутии) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2018. Т. 23. № 1. С. 16–29.
- Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С.* Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. Новосибирск: Наука, 1985. 206 с.
- Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П.* Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. Якутск: ЯНЦ, 1996. 132 с.
- Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Осман В.С.* Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 168 с.
- Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. и др.* Вулкано-плутонические пояса северо-востока Якутии. Якутск: ГУП НИПК “Сахаполиграфиздат”, 2007. 151 с.
- Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С.* Гранитоиды батолитовых поясов Северо-Востока Верхояно-Колымских мезозоид. Якутск: Медиа-холдинг “Якутия”, 2013. 186 с.
- Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев В.А.* Оловянно-плутонические оруденение и магматизм Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 275 с.
- Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А.* Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 237 с.
- Эйриси Л.В.* О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока) // Тихоокеанская геология. 1983. № 4. С. 64–68.
- 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: North-eastern Russia to the Cordillera // Earth Sci. Rev. 2020. V. 208. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>
- Gastil G.* The boundary between the magnetic-series and ilmenite-series granitic rocks in peninsular California. Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo, 1990. P. 91–100.
- Fudali R.F.* Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1965. V. 29. I. 9. P. 1063–1075.
- Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L.* The northern cordilleran mid-cretaceous Plutonic Province: Ilmenite/magnetite-series granitoids and intrusion-related mineralisation // Resour. Geol. 2004. V. 54. № 3. P. 253–280.
- Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Mining Geology. 1977. № 27. P. 293–305.
- Johnston W.D.* Oxidation-reduction equilibria in molten $\text{Na}_2\text{O}_2\text{SiO}_2$ glass // J. Amer. Ceram. Soc. 1965. V. 48. P. 184–190.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. P. 167–170.
- Linnen R.L., Pichavant M., Holtz F.* The combined effects of $f\text{O}_2$ and melt composition on SnO_2 solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. № 24. P. 4965–4976.
- Prokoviev A.V., Toro J., Miller E.L. et al.* Granitoids of the Main Batholith Belt and volcanics of Uyandina-Yasachnaya Arc (Northeast Asia): New U-Pb SHRIMP geochronological and geochemical data // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Novosibirsk: Publ. House SB RAS, 2007. P. 51–54.
- Sato Kohei.* Sedimentary Crust and Metallogeny of Granitoid Affinity: Implications from the Geotectonic Histories of the Circum-Japan Sea Region, Central Andes and Southeastern Australia // Resour. Geol. 2012. V. 62. № 4. 329–351.
- Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S.* Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids // Mining Geol. Spec. Iss. 1980. № 8. P. 13–28.
- Trunilina V.A.* Geodynamic position, genesis and criteria for ore content of tin-bearing granitoids from the Yana-Kolyma region // Metallogeny of collisional orogens. Czech. Geological Survey. Prague. 1994. P. 430–434.

Influence of Oxidizing Conditions on Geochemical and Metallogenic Zoning on the Example of the Mesozoic Magmatic Belts of Eastern Yakutia

L. F. Mishin¹, E. A. Konovalova¹, and Y. V. Taltykin¹

¹ Institute of Tectonics and Geophysics named after Yu.A. Kosygin FEB RAS, Khabarovsk, Russia

Various ore deposits, mainly gold and tin are spatially and temporally associated with the Mesozoic magmatic belts of Eastern Yakutia in the frame of the Kolyma-Omolon terrane. The article discusses the metallogenic significance of redox conditions in ore-magmatic processes. The ratio of oxide and ferrous iron in igneous rocks is used for this. It has been established that igneous rocks of the Main and Northern batholith belts, transverse rows (western continuation of the Kolyma loop) and small zones in the southwestern framing of the Main batholith belt crystallized in reducing conditions (ilmenite series). All deposits and ore occurrences of tin and tungsten are concentrated above their intrusive zone. Ilmenite series rocks are framed by magnetite series rocks, the formation of which took place under oxidizing conditions. The concentrations of chalcophilic elements are associated with magnetite rocks. The boundary position of ilmenite and magnetite series rocks distribution does not depend on the age of the rocks, the crystallization depth and petrochemical composition within the Mesozoic magmatism. Zoning of oxidizing conditions arose before the formation of igneous rocks and existed through the Cretaceous and include it.

Keywords: Eastern Yakutia, redox conditions, redox background, Mesozoic, magmatic belts, metallogeny

УДК 552.13

ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ КАРБОНАТ-БИОТИТОВОГО ГНЕЙСА В УСЛОВИЯХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

© 2022 г. А. С. Митяев^{a, b, *}, О. Г. Сафонов^{a, b, c}, Д. А. Варламов^b, Д. Д. ван Ринен^c^aМосковский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия^bИнститут экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН,
Черноголовка, Московская область, Россия^cDepartment of Geology, University of Johannesburg, Johannesburg, South Africa

*e-mail: classic_ten@mail.ru

Поступила в редакцию 10.11.2021 г.

После доработки 18.11.2021 г.

Принята к публикации 28.12.2021 г.

Одним из механизмов, объясняющих связь богатых CO₂ флюидов и гранитоидных магм в условиях высокотемпературного метаморфизма в коре, является плавление субстратов, изначально содержащих карбонатные минералы. С целью изучения сопряженных процессов дегидратации/декарбонатизации и плавления проведены эксперименты с карбонат-биотитовым гнейсом из архейского зеленокаменного пояса при давлениях 6, 10 и 15 кбар в температурном интервале 800–950°C и моделирование фазовых отношений в этой породе посредством метода псевдосечений. Эксперименты и моделирование выявили субвертикальный положительный dP/dT наклон солидуса породы. В сравнении с рассчитанными температурами солидуса эксперименты показали более высокие температуры начала плавления (~800°C при 6 кбар и ~850°C при 10 и 15 кбар). В продуктах опытов при давлениях 6 и 10 кбар и температурах >850°C выявлены ассоциации клинопироксена, ортопироксена и ильменита, а при давлении 15 кбар ортопироксен и ильменит отсутствуют, но стабильны кальциевый гранат и рутил. Первые порции расплава вблизи солидуса при 6 и 10 кбар представляют собой бедные SiO₂ (44–50 мас. %) расплавы, формирование которых обусловлено участием карбонатных фаз в реакциях плавления. С повышением температуры расплавы приобретают гранитный состав, который близок к составу расплава, образующихся при плавлении ассоциации плагиоклаз + биотит + кварц без участия карбонатов. С расплавами сосуществует (водно-)углекислый флюид, содержащий Са–Mg–Fe карбонатные компоненты. Полученные в экспериментах фазовые ассоциации и составы гранитных расплавов согласуются с результатами моделирования. Сравнение результатов экспериментов с литературными данными по частичному плавлению ассоциации плагиоклаз + биотит + кварц без участия карбонатов позволяет сделать предварительный вывод о том, что Са–Mg–Fe карбонаты способствуют понижению температуры плавления. Эксперименты продемонстрировали возможность образования гранитных магм совместно с (водно-)углекислыми флюидами в карбонатсодержащем источнике в условиях высокотемпературного метаморфизма в средней и нижней коре. Присутствие клинопироксена или двупироксеновых ассоциаций в гранитоидах может рассматриваться как минералогический индикатор этого процесса.

Ключевые слова: метаморфизм, гранитоидные расплавы, водно-углекислые флюиды, карбонатсодержащие породы, флюидно-минеральные реакции, эксперимент, термодинамическое моделирование

DOI: 10.31857/S0869590322030062

ВВЕДЕНИЕ

Гранитоидный магматизм — это процесс, ведущий к образованию континентальной коры и способствующий перераспределению материала в ее пределах (Sawyer et al., 2011; Brown, 2013). Образование гранитоидных магм обычно связывают с процессами высокотемпературного метаморфизма и анатексиса в нижней и средней коре, где

минеральные ассоциации метаморфических пород могут выступать как релиты от частичного плавления разнообразных коровых субстратов. Метаморфизм в низах коры характеризуется специфическим флюидным режимом, в котором заметную роль играет CO₂ (например, Newton et al., 1980; Santosh, Omori, 2008; Touret, Huizenga, 2011; Huizenga, Touret, 2012). Первичные флюидные

включения, содержащие CO_2 и/или дочерние карбонатные фазы (Konnerup-Madsen, 1977, 1979; Frost et al., 2000; Santosh et al., 1991, 2005; Frezzotti et al., 1994; Safonov et al., 2014, 2018a, 2018b, 2020; Сафонов и др., 2018) и графит (Duke, Rumble, 1986; Safonov et al., 2018b), в гранитоидах из различных геотектонических обстановок указывают на связь между гранитообразованием и наличием углекислых флюидов в областях высокотемпературного метаморфизма. Сосуществование включений силикатных расплавов (“наногранитоидов”) и включений, содержащих CO_2 и/или карбонатные фазы и графит, в минералах мигматитов наглядно подтверждает эту связь (Cesare et al., 2015; Ferrero et al., 2016; Tacchetto et al., 2019; Bartoli, Cesare, 2020; Carvalho et al., 2020 и ссылки в этих работах). Ряд экспериментальных исследований в модельной системе $\text{KMASH}-\text{CO}_2$, т.е. $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (Wendlandt, 1981; Grant, 1986; Peterson, Newton, 1989, 1990), действительно демонстрируют, что присутствие CO_2 , снижая температуру плавления, способствует процессу образования недосыщенных водой гранитоидных магм (например, чарнокитов). Однако другие исследователи (Clemens, 1992, 1993; Clemens et al., 1997; Stevens, Clemens, 1993) категорически отвергают этот вывод, основываясь на малой растворимости CO_2 в силикатных расплавах (Papale et al., 2006; Ni, Keppler, 2013; Duncan, Dasgupta, 2014) и хорошо известном факте, что присутствие CO_2 , понижая активность H_2O , негативно влияет на плавление пород в гранитных системах (например, Ebadi, Johannes, 1991).

Одним из перспективных направлений в решении вопроса связи углекислых флюидов и гранитоидных магм может быть модель, согласно которой источником для магм и флюидов в отдельных случаях могли служить породы, изначально содержавшие карбонатные минералы (Holloway, 1976; Lowenstern, 2001). Карбонатно-силикатные породы и мраморы широко представлены в метаморфических комплексах высоких ступеней метаморфизма, и они неоднократно рассматривались как источники CO_2 для образования чарнокитов по гнейсам (Glassley, 1983; Harley, Santosh, 1995; Satish-Kumar, Santosh, 1998; Santosh, Omori, 2008). Согласно расчетам, объем CO_2 , выделяющегося в ходе карбонатно-силикатных реакций в условиях гранулитового метаморфизма, примерно равен объему изначально содержавшихся в породах карбонатов (Glassley, 1983). Очевидно, что силикатные породы, содержащие карбонатный материал, могут также подвергаться плавлению, образуя силикатные расплавы и флюиды, обогащенные CO_2 и растворенными карбонатами. Если CO_2 изначально присутствовал в источнике магм, то он будет сопровождать эти магмы в ходе всей их эволюции, влияя на их физические свойства,

буферируя низкую активность H_2O и способствуя продвижению магм к поверхности (Holloway, 1976; Frost, Frost, 1987; Frost et al., 1989; Farquhar, Chacko, 1991; Lowenstern, 2001). Ситуация, когда карбонатсодержащие породы могут стать источниками гранитоидных магм и углекислых (водно-углекислых) флюидов в пределах континентальной коры, возможна при погружении низкометаморфизованных пород, обычно богатых карбонатами гидротермального и/или морского происхождения, под блоки горячих высокометаморфизованных пород в ходе континентальной коллизии или аккреции. Примером такого взаимодействия служат Гималаи, где коллизионный метаморфизм знаменовался не только обильным лейкогранитным магматизмом (например, Le Fort et al., 1987), но и выделением колоссального объема CO_2 (например, Kerrick, Caldeira, 1998) из погруженных под ороген низкометаморфизованных карбонатсодержащих пород. Примером подобного взаимодействия в докембрии является гранулитовый комплекс Лимпопо (ЮАР), подъем которого сопровождался метаморфизмом пород зеленокаменных комплексов сопряженного кратона Каапвааль, способствовавшим массивной флюидной проработке и образованию гранитоидных магм в гранулитовом комплексе (см. обзор и ссылки в van Reenen et al., 2011, 2019). Погружение и прогрев карбонатсодержащих низкометаморфизованных пород можно также ожидать при гравитационном перераспределении вещества в коре (сагдукции), характерном для докембрийских гранит-зеленокаменных комплексов (например, Perchuk, Gerya, 2011).

Экспериментальные данные по плавлению различных по составу метаморфических пород (см. обзоры в работах Moyen, Stevens, 2006; Weinberg, Hasalova, 2015; White et al., 2017; Gao et al., 2016) в интервалах давлений и температур, соответствующих средней и нижней континентальной коре, объясняют процессы образования различных типов гранитоидов. Однако экспериментальные данные по плавлению метаморфических субстратов, содержащих карбонаты, в этих условиях отсутствуют. Эксперименты с карбонатсодержащими субстратами проводились при давлениях более 20 кбар, моделируя их преобразования в ходе субдукции (Grassi, Schmidt, 2011; Thomsen, Schmidt, 2008; Tsuno, Dasgupta, 2011, 2012; Hammouda, Keshav, 2015; Mann, Schmidt, 2015; Skora et al., 2015). Они подтверждают возможность генерации разнообразных гранитоидных расплавов, сосуществующих с флюидом CO_2 при повышенных давлениях, и раскрывают влияние карбонатной составляющей на температуру плавления различных субстратов и на составы образующихся расплавов.

Для решения задач генерации гранитных магм в карбонатсодержащих субстратах интересны результаты экспериментов с карбонатсодержащи-

ми метапелитами (Grassi, Schmidt, 2011; Thomsen, Schmidt, 2008; Tsuno, Dasgupta, 2011, 2012; Mann, Schmidt, 2015; Skora et al., 2015). При наличии H_2O эти ассоциации богаты слюдами, что дает возможность проанализировать влияние карбонатов на процессы дегидратационного плавления (dehydration melting, fluid-absent melting), что частью исследователей рассматривается как главный механизм генерации гранитоидных расплавов в континентальной коре (Thompson, 1982; Vielzeuf, Holloway, 1988; Clemens, 1990; Brown, 2007). Эксперименты при 20–30 кбар демонстрируют, что плавление карбонатсодержащих метапелитов, содержащих H_2O только в составе слюд (т.е. без участия свободного водного флюида), начинается при температурах более $800^\circ C$ (Thomsen, Schmidt, 2008; Tsuno, Dasgupta, 2012; Mann, Schmidt, 2015; Skora et al., 2015). Однако плавление таких субстратов не всегда можно охарактеризовать как дегидратационное, поскольку оно зависит от стабильности карбонатных фаз, способных генерировать водно-углекислый флюид при реакциях с водными силикатами в субсолидусе. Увеличение содержания карбонатов относительно водосодержащих минералов повышает температуру солидуса метапелитов (Thomsen, Schmidt, 2008; Tsuno, Dasgupta, 2012; Mann, Schmidt, 2015; Skora et al., 2015). Повышение температур солидусов карбонатсодержащих метапелитов относительно солидусов метапелитов, не содержащих карбонаты, объясняется (например, Tsuno, Dasgupta, 2012) пониженной активностью воды в водно-углекислом флюиде (Ebadi, Johannes, 1991) и негативным влиянием CO_2 на растворимость H_2O в расплавах кислого состава (Papale et al., 2006; Ni, Keppler, 2013; Duncan, Dasgupta, 2015). Эксперименты при давлениях более 20 кбар демонстрируют положительный dP/dT наклон солидусов карбонатсодержащих метапелитов (Grassi, Schmidt, 2011; Thomsen, Schmidt, 2008; Mann, Schmidt, 2015) и возможность сосуществования карбонатов с расплавом гранитоидного состава (Tsuno, Dasgupta, 2012; Thomsen, Schmidt, 2008; Mann, Schmidt, 2015; Skora et al., 2015).

Все эти особенности плавления карбонатсодержащих метапелитов при повышенных давлениях могут быть экстраполированы на давления до 15 кбар. Однако процессы плавления пород с участием карбонатов в условиях континентальной коры должны заметно отличаться от таковых при более высоких давлениях из-за меньшей растворимости CO_2 в водосодержащих гранитоидных расплавах (Papale et al., 2006; Ni, Keppler, 2013; Duncan, Dasgupta, 2015) и более ограниченной стабильности карбонатных минералов в присутствии кислых силикатных расплавов. Пониженная активность воды в водно-углекислых флюидах оказывает сильное влияние на плавление

метапелитов при относительно низких давлениях (Clemens, 1993; Clemens et al., 1997). Термодинамическое моделирование равновесий в карбонатсодержащих метапелитах (Gorropo et al., 2020) показывает, что присутствие кальцита существенно меняет фазовые соотношения в метапелитах, снижая роль слюд (прежде всего, мусковита) и повышая роль полевых шпатов. Продуктивность таких субстратов в отношении расплава понижается, сближая по этой характеристике карбонатсодержащие метапелиты с метаграувакками (Gorropo et al., 2021).

С целью изучения сопряженных процессов генерации водно-углекислого флюида и гранитоидных расплавов в карбонатсодержащем метаморфическом субстрате в условиях континентальной коры в настоящей работе приведены результаты экспериментов по дегидратации/декарбонатизации и частично плавлению карбонат-биотитового гнейса при давлениях 6, 10 и 15 кбар. Они сравниваются с результатами моделирования фазовых отношений в этой породе посредством метода минимизации энергии Гиббса (метод псевдосечений).

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ КАРБОНАТ- БИОТИТОВОГО ГНЕЙСА

Исходный материал

В качестве объекта исследования был использован образец карбонатсодержащей породы MAS-18 из зеленокаменного пояса Гияни (Сазерлэнд) кратона Каапвааль, ЮАР (McCourt, van Reenen, 1992; Перчук и др., 1996; Perchuk et al., 2000; van Reenen et al., 2011, 2019). Эта мелко-среднезернистая порода состоит из плагиоклаза (45%), биотита (20%) и кварца (20%), содержит 2% мусковита, а также аксессуарные апатит, ильменит, циркон и монацит (рис. 1, табл. 1). Содержание карбонатов в породе составляет 7–10 об. % (рис. 1). Наряду с кальцитом ($X_{Ca} > 0.9$) в породе присутствуют карбонат доломит-анкеритового ряда ($X_{Ca} = 0.5$, $X_{Mg} = 0.35$, $X_{Fe} = 0.15$), который образует как вросстки в кальците, так и отдельные зерна (рис. 1). Гнейсовидная полосчатая текстура породы выражена в чередовании лейкократовых (кварц + плагиоклаз) и меланократовых (биотит + мусковит) прослоев (рис. 1). Карбонаты присутствуют как в меланократовых, так и в лейкократовых прослоях, но в меланократовых их содержание больше (рис. 1). Следуя особенностям минерального состава и текстуры, порода образца MAS-18 может быть охарактеризована как карбонат-биотитовый гнейс. Изотопный состав углерода и кислорода карбоната из обр. MAS-18 ($\delta^{13}C = -2.2\text{‰}$, $\delta^{18}O = 17.5\text{‰}$) указывает на его осадочное происхождение (Митяев и др., 2020). Валовый химический состав породы близок к грауваккам (табл. 1). Однако по сравне-

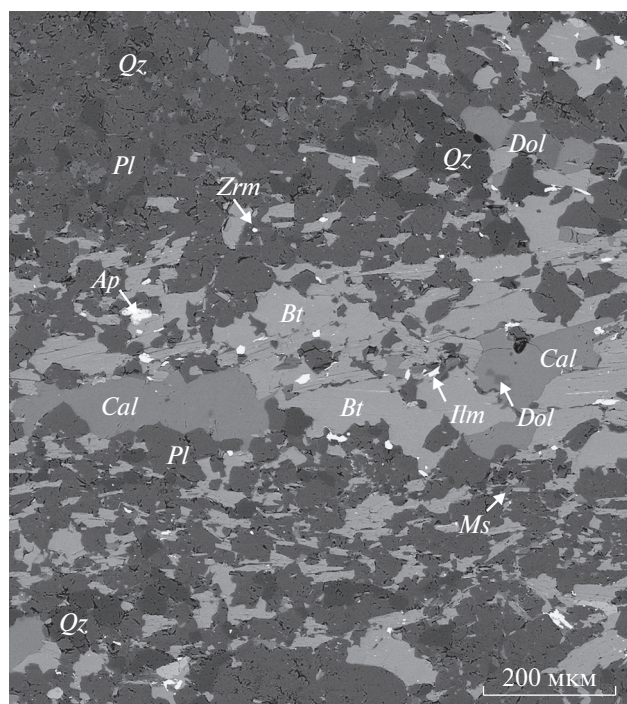


Рис. 1. Минеральный состав и структура карбонат-биотитового гнейса, обр. MAS-18, использованного в экспериментах.

нию с ними порода несколько обеднена SiO_2 , но обогащена CaO и CO_2 (табл. 1) вследствие присутствия кальцита и карбоната доломит-анкеритового ряда.

В экспериментах использовался порошок породы, обр. MAS-18, который готовился с использованием планетарной мельницы с агатовыми стаканами и шариками в качестве мелящих компонентов (рис. 1).

Процедура экспериментов

Порошок породы, обр. MAS-18, помещался в золотые капсулы длиной 4–6 мм, диаметром 3 мм и толщиной стенки 0.2 мм. Капсулы запаивались вольфрамовым электродом с использованием импульсной электродуговой сварки Lampert PUK 04 в среде аргона, не допускающей прогрева капсул и потери флюида. Перед загрузкой в ячейку высокого давления ампулы спрессовывались по вертикальной оси для уменьшения свободного объема.

Эксперименты (табл. 2) проводились на установке цилиндр–поршень (ЦП-40) в ИЭМ РАН (Черноголовка). Использовались ячейки из прессованного NaCl , оснащенные вставками из керамики MgO в качестве передающей давление среды и графитовыми нагревателями. Капсулы со стартовыми веществами размещались в центре ячейки. Давле-

ние в ячейке при повышенных температурах калибровалось по равновесиям альбит = жадеит + кварц (Holland, 1980) и брусит = периклаз + H_2O (Aranovich, Newton, 1996). Температура в экспериментах измерялась с помощью термопары $\text{WRe}(20/5)$ со спаем на верхнем конце ампулы. Продолжительность всех экспериментов составляла семь суток (табл. 2).

Аналитические методы

После экспериментов капсулы помещались в полистироловые шашки, распиливались вдоль вертикальной оси и полировались с использованием шлифовальной бумаги и алмазных паст без применения воды. Исследования составов продуктов опытов, полученных в ходе экспериментов, проводились с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan VEGA-II XMU (Tescan Orsay Holding, Brno, Czech Republic, <https://www.tescan.com>), оснащенного энергодисперсионной аналитической приставкой INCA-Energy-450 и волновой аналитической приставкой Oxford INCA Wave 700 в ИЭМ РАН. Анализы кристаллических фаз производились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 10 нА (WDS) и 150–300 пА (EDS), диаметре электронного пучка 160 нм (зона возбуждения до 3 мкм), время анализа составляло 100 с для всех элементов. В качестве стандартов использовались кварц для Si и O, альбит для Na, микроклин для K, волластонит для Ca, корунд для Al, металлические марганец, железо и титан для Mn, Fe и Ti, соответственно, периклаз для Mg, галит для Cl, флюорит для F и LaPO_4 для P. Для того чтобы избежать потери Na, стекла анализировались сканированием по площадкам размером от 20×20 до 180×180 мкм. Для исключения диффузионных эффектов в пленках стекла на контактах с кристаллическими фазами (например, Acosta-Vigil et al., 2006) анализировались наиболее обширные участки стекла. Исключения составляют продукты опытов вблизи солидуса (6 кбар/ 800°C , 10 кбар/ 850°C , 15 кбар/ 850°C , табл. 2), где стекла образуют тонкие пленки вдоль контактов зерен. Эти пленки анализировались в точках.

Фазовые ассоциации в продуктах опытов

Фазовые ассоциации в продуктах экспериментов закономерно меняются в зависимости от температуры и давления (табл. 2). Главной структурной особенностью продуктов опытов при 6 кбар/ 800°C и 10 кбар/ 850°C являются тонкие каймы силикатных минералов вокруг реликтовых зерен карбоната на их контактах с биотитом и плагиоклазом (рис. 2а, 2б). Преобладающей фазой в этих каймах является клинопироксен, но в продуктах опыта при 6 кбар/ 800°C встречается фаза со стехио-

Таблица 1. Валовый химический состав (мас. %) и представительные составы породообразующих минералов образца MAS-18, использованного в экспериментах

Компоненты	Порода	P75	S86	Pl	Bt	Ms	Ap	Ilm
SiO ₂	59.11	66.7	64.72	62.10	36.71	43.73	1.23	0.68
TiO ₂	1.03	0.6	0.56	0.00	2.49	0.63	0.06	52.65
Al ₂ O ₃	15.62	13.5	15.36	23.80	16.48	31.21	0.00	0.29
FeO*	5.24	5.1	6.6	0.55	19.68	3.53	0.00	42.46
MnO	0.01	н.о.	0.09	0.03	0.09	0.03	0.08	1.45
MgO	2.22	2.1	2.76	0.10	10.58	1.23	0.20	0.26
CaO	5.73	2.5	2.77	5.47	0.00	0.00	51.58	0.14
Na ₂ O	4.37	2.9	3.49	8.13	0.00	0.51	0.08	0.00
K ₂ O	2.02	2.0	2.36	0.12	10.02	10.57	0.10	0.00
P ₂ O ₅	0.46	н.о.	0.17	0.00	0.00	0.00	43.74	0.00
F	н.о.	н.о.	н.о.	0.00	0.00	0.00	2.75	0.00
S	0.02	н.о.	н.о.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
П.п.п.	3.92	1.50 [#]	1.50 [#]	—	—	—	—	—
Сумма	99.74	96.90	100.38	100.30	96.05	91.44	99.82	97.93
Формульные количества								
O				8	11	11	13	3
Si				2.759	2.780	3.092	0.124	0.017
Ti				0.000	0.142	0.033	0.005	1.004
Al				1.246	1.470	2.600	0.000	0.009
Fe				0.010	1.246	0.209	0.000	0.900
Mn				0.007	0.006	0.000	0.007	0.031
Mg				0.017	1.194	0.130	0.030	0.010
Ca				0.260	0.000	0.000	5.584	0.004
Na				0.700	0.000	0.070	0.016	0.000
K				0.007	0.968	0.953	0.013	0.000
P				0.000	0.000	0.000	2.842	0.000
F				0.000	0.000	0.000	0.879	0.000
X _{Mg}					0.488			
X _{Al}					0.215			
X _{Ca}				0.269				

Примечание. Валовый анализ породы производился методом РФА (XRF) на спектрометре PW2400 (Philips Analytical) в ИГЕМ РАН; н.о. — компонент не определялся.

* Содержание оксида железа в анализе приведено в виде Fe₂O₃, в анализах минералов — в виде FeO. В породе присутствуют CO₂ и H₂O, содержания которых не измерялись. Для сравнения в таблице приведены средние составы граувакк (P75, Pettijohn, 1975) и докембрийских метаграувакк (S86, Sawyer, 1986); [#]предполагаемые концентрации H₂O.

метрий волластонита. Листочки биотита также окружены тонкими каймами, фазовый состав которых, однако, определить трудно из-за размеров (рис. 2а). Согласно полуколичественным микрозондовым анализам, эти каймы содержат клинопироксен. Описанные текстурные особенности указывают на протекание при указанных выше *P-T* параметрах реакций декарбонатизации и дегидратации с участием биотита и Са-карбоната.

Эти реакции сопровождаются образованием водно-углекислого флюида, присутствие которого проявляется в виде мелких округлых пор, трассирующих границы зерен (рис. 2а). Форма пор указывает на то, что они заключены в тонких пленках стекла (рис. 2а, 2б). В продуктах опытов при 6 кбар/800°С и 10 кбар/850°С (табл. 2) такие пленки возникают на границах между биотитом, плагиоклазом и кальцитом, но они редки вокруг

Таблица 2. Параметры и продукты экспериментов

Номер эксперимента	Давление, кбар	Температура, °С	Продукты экспериментов
MAS18-6/800	6	800	$Cpx + \text{стекло}^* + (Bt + Pl + Qz + Cb + Ilm + Ap)$
MAS18-6/900	6	900	$Cpx + Opx + \text{стекло} + (Bt + Pl + Qz + Ilm + Ap)$
MAS18-10/850	10	850	$Cpx + \text{стекло}^* + (Bt + Pl + Qz + Cb + Ilm + Ap)$
MAS18-10/900	10	900	$Cpx + Opx + \text{стекло} + (Bt + Pl + Qz + Ilm + Ap)$
MAS18-10/950	10	950	$Cpx + Opx + \text{стекло} + (Bt + Pl + Qz + Ilm + Ap)$
MAS18-15/850	15	850	$Grt + Cpx + Rt + \text{стекло}^* + (Bt + Pl + Qz + Ilm + Ap)$
MAS18-15-900	15	900	$Grt + Cpx + Rt + \text{стекло} + (Bt + Pl + Qz + Ilm + Ap)$

Примечание. Продолжительность всех экспериментов составляла 7 суток. В скобках показаны минералы, изначально присутствовавшие в образце; состав некоторых из них изменился в соответствии с условиями экспериментов (см. текст).

* Тонкие пленки расплава (эксперименты вблизи солидуса).

зерен кварца (рис. 2а, 2б). Местами в плагиоклазовой матрице вблизи реликтовых зерен карбоната присутствуют участки шириной не более 10 мкм, сложенные стеклоподобным агрегатом, к которому также приурочены отдельные поры (рис. 2а). Эти наблюдения указывают на то, что температуры 800 и 850°С близки к солидусу породы при 6 и 10 кбар соответственно. В этих условиях расплав сосуществует с флюидом.

В продуктах опытов при 6 кбар/900°С, 10 кбар/900°С и 10 кбар/950°С (табл. 2) карбонат отсутствует, и образуются хорошо различимые участки стекла (рис. 2в, 2г). Биотит разлагается с образованием мелких кристалликов ильменита и ортопироксена, а на контакте стекла с биотитом и плагиоклазом образуется клинопироксен (рис. 2в, 2г). С повышением температуры количество пироксенов и расплава увеличивается. В стеклах присутствуют поры от пузырей, свидетельствующие о наличии свободной флюидной фазы в ходе эксперимента (рис. 2в–2д). Поры содержат закалочные кальцит, доломит или магнезит (рис. 2д), что указывает на активное перераспределение Са, Mg, и отчасти Fe, в водно-углекислый флюид.

В продуктах экспериментов при 15 кбар (850 и 900°С) появляется гранат, ортопироксен отсутствует, а ильменит замещается рутилом (табл. 2). В них не обнаружены карбонатные фазы (рис. 2е). Агрегаты кристаллов клинопироксена и граната расположены в контактах зерен плагиоклаза и биотита (рис. 2е). Гранат также образует отдельные идиоморфные кристаллы размером 5–20 мкм, центральные зоны которых содержат мелкие включения (рис. 2е). Количество биотита заметно уменьшается с увеличением температуры за счет увеличения количества граната и клинопироксена, а также расплава. Однако в продуктах опыта при 15 кбар/850°С обнаружены лишь отдельные пленки стекла, а содержание стекла в продуктах опыта при 15 кбар/900°С не превосходит 2–3 об. % (рис. 2е). Пленки стекла сопровождаются пора-

ми, указывающими на сосуществование расплава и флюида (рис. 2е).

Составы кристаллических фаз в продуктах опытов

Состав **биотита** в продуктах опытов заметно отличается от состава исходного биотита (табл. 1). Его закономерные вариации указывают на перераспределение минерала в соответствии с *P-T* условиями экспериментов. При всех значениях давления магнезиальность биотита увеличивается с температурой (рис. 3а). Магнезиальность биотита в продуктах опытов при 15 кбар/850°С и 10 кбар/950°С близка и составляет 0.48–0.56 и 0.48–0.59 форм.ед. соответственно (рис. 5а). При 6 кбар и 900°С магнезиальность биотита максимальна (0.66–0.72, рис. 3а). Содержание Ti в биотите из продуктов опытов при 6 и 10 кбар сопоставимо с содержанием Ti в исходном биотите (0.14–0.16 форм. ед., табл. 1, табл. 3, рис. 3б). Содержание этого компонента в биотите в продуктах опытов при 15 кбар заметно выше и достигает 0.40–0.45 форм. ед. при 900°С (рис. 3б). Хотя исходный биотит не содержит фтор (табл. 1), в биотите в продуктах некоторых опытов фтор присутствует (табл. 3). Биотит из продуктов опытов при 10 кбар/900°С и 15 кбар/950°С содержит 0.5–1.2 мас. % F, а максимальное содержание фтора (до 2 мас. %) отмечено в биотите в продуктах опыта при 900°С и 6 кбар, что коррелируется с его максимальной магнезиальностью (табл. 3, рис. 3а).

Содержание анортитовой составляющей в **плагиоклазе**, равновесном с расплавом, мало отличается от X_{Ca} в исходном плагиоклазе ($X_{Ca} = 0.21–0.27$, табл. 1, табл. 4). Наблюдается слабая тенденция к увеличению этого параметра с увеличением степени плавления (температуры) при всех значениях давления. Максимальное значение X_{Ca} в плагиоклазе (0.29–0.30) отмечено в плагиоклазе из продуктов опытов при 10 кбар и 950°С. Содержание ортоклазовой составляющей в плагиоклазе в продуктах всех опытов выше (рис. 4), чем в исходном

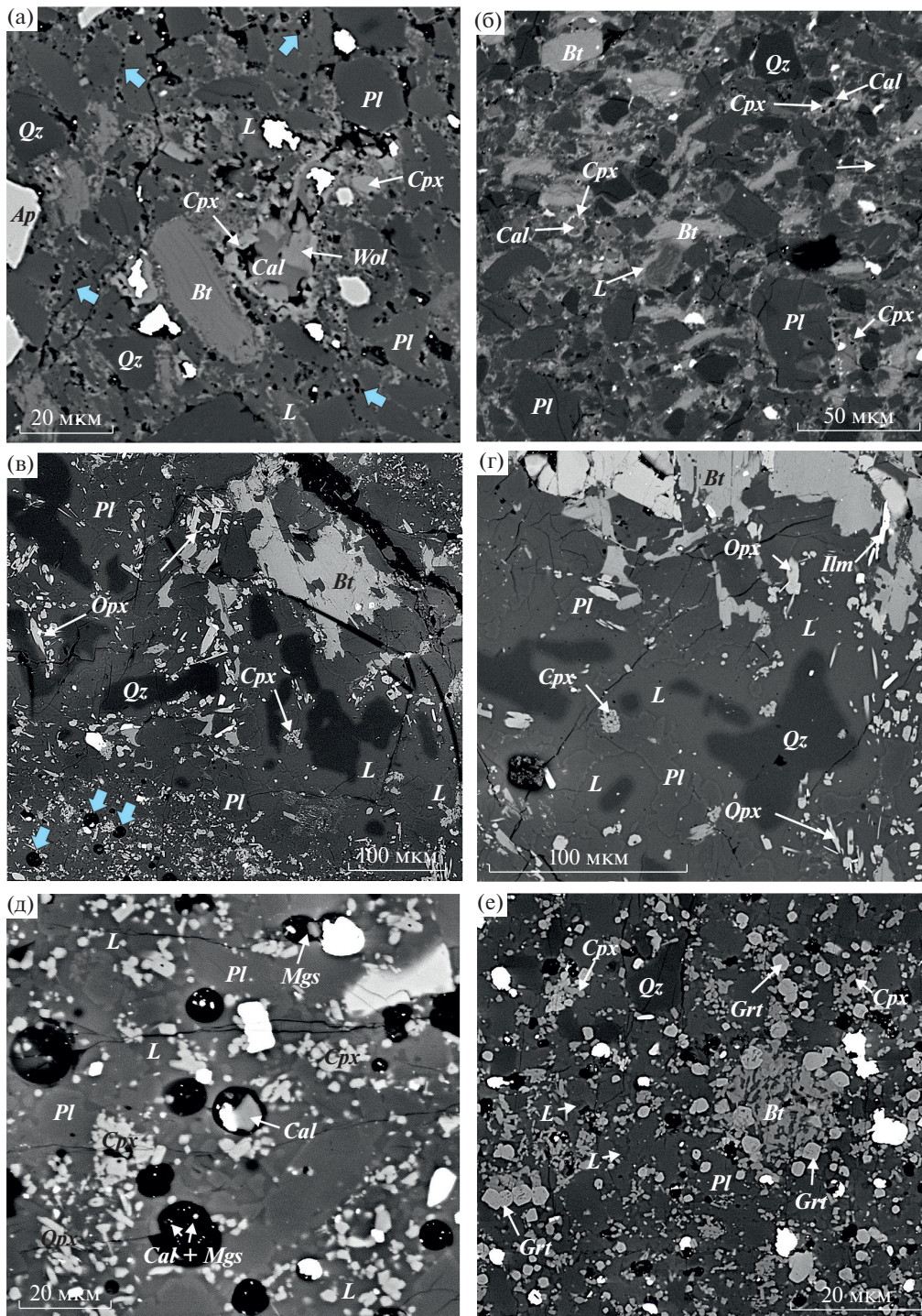


Рис. 2. Фазовые ассоциации в продуктах опытов.

(а) Тонкие каймы силикатных фаз (клинопироксен и волластонит) вокруг реликтовых зерен карбоната в продуктах опыта при 6 кбар и 800°С; листочки биотита также окружены каймами, фазовый состав которых трудно определить; участки стекла на границах зерен трассируются мелкими цепочками пор от пузырей флюида (голубые стрелки). (б) Каймы клинопироксена вокруг реликтовых зерен карбоната и биотита в продуктах опыта при 10 кбар и 850°С; закаленный расплав (L) образует тонкие каймы вдоль границ зерен. (в) Ассоциация *Cpx + Opx + Ilm + Pl*, сосуществующая с расплавом (L) в продуктах опыта при 6 кбар и 900°С; в стекле присутствуют поры от пузырей флюида (голубые стрелки). (г) Ассоциация *Cpx + Opx + Ilm + Pl* в обширных зонах плавления в продуктах опыта при 10 кбар и 900°С. (д) Закалочные карбонатные фазы в порах от пузырей флюида в стекле из продуктов опыта при 10 кбар и 900°С. (е) Ассоциация *Grt + Cpx + Pl* в продуктах опыта при 15 кбар и 900°С; пленки закаленного расплава, развитые по границам зерен, часто ассоциируются с округлыми порами от пузырей флюида. Символы минералов по (Whitney, Evans, 2010).

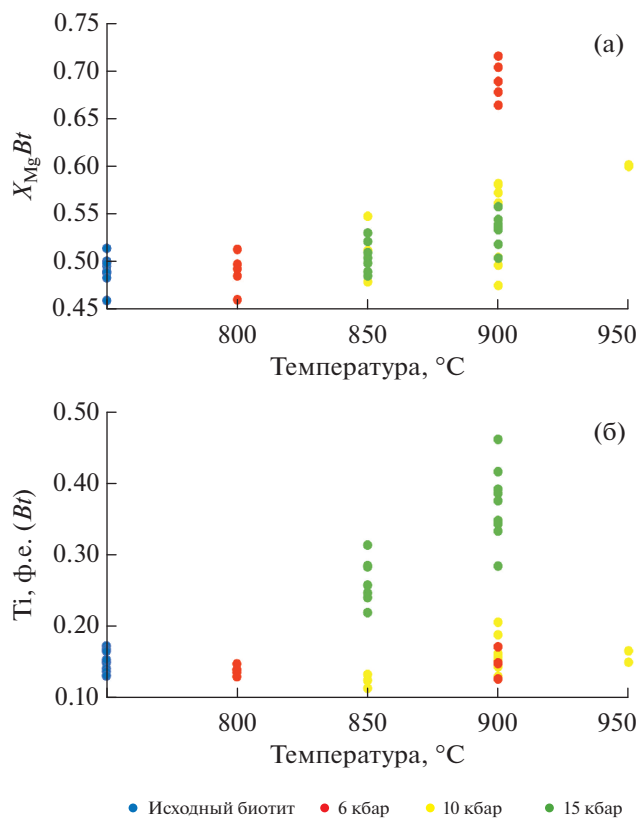


Рис. 3. Зависимость магниальности (а) и содержания Ti (форм.ед. на 11 атомов О) (б) в биотите в продуктах опытов от температуры.

(~0.009, табл. 1, табл. 4). Вне зависимости от давления оно повышается и достигает 13 мол. % при температуре 950°C (рис. 4).

Клинопироксен присутствует в продуктах всех опытов (табл. 1). Его магниальность уменьшается с давлением: самая высокая магниальность ($X_{Mg} = 0.64–0.66$) характерна для клинопироксена из опыта при 900°C/6 кбар, при 10 кбар она снижается до $X_{Mg} = 0.52–0.64$, а при 15 кбар составляет лишь $X_{Mg} = 0.49–0.61$ (табл. 5). Составы клинопироксена в продуктах опытов при 10 и 15 кбар содержат не более 10 мол. % энстатит-феросиллитовой составляющей, причем наблюдается тенденция к увеличению ее содержания с температурой (рис. 5). Составы клинопироксена из продуктов опытов при 6 кбар сильно отклоняются от коннды *Di–Hd* (рис. 5). Обогащение кальцием клинопироксена из опыта при 800°C (рис. 5), по-видимому, связано с наложением состава волластонита, который сосуществует с клинопироксеном в продуктах этого эксперимента (рис. 2а). Клинопироксен из опыта при 900°C, наоборот, обеднен Са, что соответствует содержанию энстатит-феросиллитовой составляющей до 30 мол. % (рис. 5). Это также связано с наложением составов орто- и клинопироксена, тесно ассоциирующих в продуктах этого

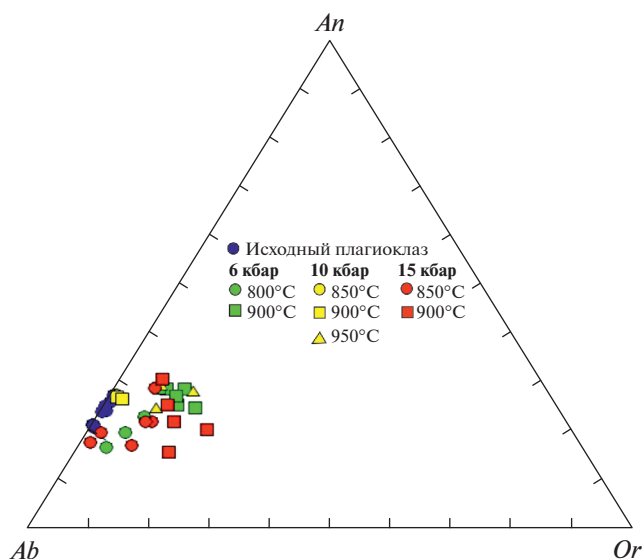


Рис. 4. Состав плагиоклаза в продуктах опытов.

эксперимента (рис. 2в). Содержание Al в клинопироксене при 6 и 10 кбар варьирует в пределах 0.09–0.22 форм.ед. на 6 атомов О (рис. 6). Однако при 15 кбар содержание Al в клинопироксене заметно выше (0.22–0.46 форм.ед.), причем в клинопироксене, образованном при 850°C, содержание Al больше, чем в клинопироксене, кристаллизовавшемся при 900°C (рис. 6). Содержание Al в клинопироксене коррелирует с содержанием Na, указывая на вариации жадеитовой составляющей (рис. 6). Тем не менее соотношение Na/Al в клинопироксенах из продуктов всех опытов заметно меньше 1, свидетельствуя о присутствии Са-молекулы Чермака ($CaAl_2SiO_6$) в твердом растворе (рис. 6).

Магниальность **ортопироксена** увеличивается с повышением температуры (рис. 5, табл. 5). Содержание Al в ортопироксене в продуктах всех опытов составляет 0.09–0.13 форм.ед.

Составы **граната** в продуктах опытов при 850 и 900°C при 15 кбар похожи (рис. 5, табл. 6). Тем не менее наблюдается увеличение $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn + Ca)$ (от 0.14–0.18 до 0.18–0.21) и $X_{Fe} = Fe/(Mg + Fe + Mn + Ca)$ (от 0.51–0.54 до 0.54–0.57) за счет значительного уменьшения $X_{Ca} = Ca/(Mg + Fe + Mn + Ca)$ (от 0.27–0.32 до 0.20–0.24) и незначительного уменьшения $X_{Mn} = Mn/(Mg + Fe + Mn + Ca)$ с повышением температуры (рис. 5). Таким образом, с повышением температуры уменьшается доля гроссуляровой составляющей в гранате (рис. 5). Для граната характерно высокое содержание TiO_2 , 0.9–1.3 мас. % (0.05–0.08 форм.ед.). Пониженное содержание Al (<1.9 форм. ед.) при высоком содержании Са указывает на присутствие Fe^{3+} в гранате в виде андрадитовой состав-

Таблица 3. Представительные составы биотита из продуктов опытов

Компоненты	800/6	900/6	850/10	900/10	950/10	850/15	900/15
SiO ₂	34.77	37.98	35.19	35.72	35.38	36.68	36.34
TiO ₂	2.38	2.72	2.24	2.78	2.6	4.22	6.78
Al ₂ O ₃	16.14	16.7	16.23	15.65	15.97	16.45	14.53
FeO	18.94	12.39	18.47	15.77	15.47	16.82	16.19
MnO	0.15	0.00	0.00	0.04	0.22	0.40	0.00
MgO	10.5	16.52	10.41	11.84	13.02	10.28	10.43
CaO	0.34	0.81	0.24	0.28	0.12	0.24	0.30
Na ₂ O	0.70	0.83	0.63	0.63	0.42	0.53	0.70
K ₂ O	9.59	8.74	9.43	9.54	9.99	9.48	9.17
Cr ₂ O ₃	0.28	0.03	0.17	0.13	0.27	0.14	0.63
F	0.00	1.71	0	0.59	1.17	0.00	1.13
Сумма	93.79	98.43	93.01	92.97	94.63	95.66	96.2
Формулы, нормализованные на 11 атомов О							
Si	2.73	2.75	2.84	2.78	2.73	2.78	2.75
Ti	0.14	0.15	0.14	0.16	0.15	0.24	0.39
Al	1.49	1.43	1.54	1.44	1.45	1.47	1.29
Fe	1.24	0.75	1.13	1.03	1.00	1.07	1.02
Mn	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00
Mg	1.23	1.78	1.26	1.37	1.50	1.16	1.18
Ca	0.03	0.06	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Na	0.11	0.12	0.11	0.09	0.06	0.08	0.10
K	0.96	0.81	0.92	0.95	0.98	0.92	0.89
Cr	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.06
F	0	0.39	0	0.15	0.29	0	0.28
X _{Mg}	0.497	0.701	0.527	0.573	0.600	0.521	0.532

Таблица 4. Представительные составы плагиоклаза из продуктов опытов

Компоненты	800/6	900/6	850/10	900/10	950/10	850/15	900/15
SiO ₂	62.86	63.08	62.62	62.04	62.26	62.11	62.46
Al ₂ O ₃	22.21	22.79	22.42	22.96	22.42	21.42	22.55
CaO	4.44	4.64	4.83	5.07	5.86	3.46	2.86
Na ₂ O	7.52	6.3	7.06	7.56	7.25	8.45	6.99
K ₂ O	1.32	2.44	0.17	0.23	1.46	1.58	2.39
Сумма	98.35	99.25	97.1	97.86	99.25	97.02	97.25
Формулы, нормализованные на 8 атомов О							
Si	2.83	2.76	2.74	2.75	2.79	2.80	2.83
Al	1.18	1.25	1.25	1.25	1.21	1.19	1.18
Ca	0.19	0.26	0.27	0.26	0.26	0.22	0.21
Na	0.71	0.59	0.71	0.71	0.61	0.74	0.60
K	0.06	0.11	0.01	0.02	0.10	0.07	0.12
An	0.196	0.270	0.271	0.265	0.271	0.210	0.226
San	0.064	0.111	0.011	0.020	0.099	0.063	0.132
Ab	0.740	0.619	0.716	0.712	0.626	0.727	0.642

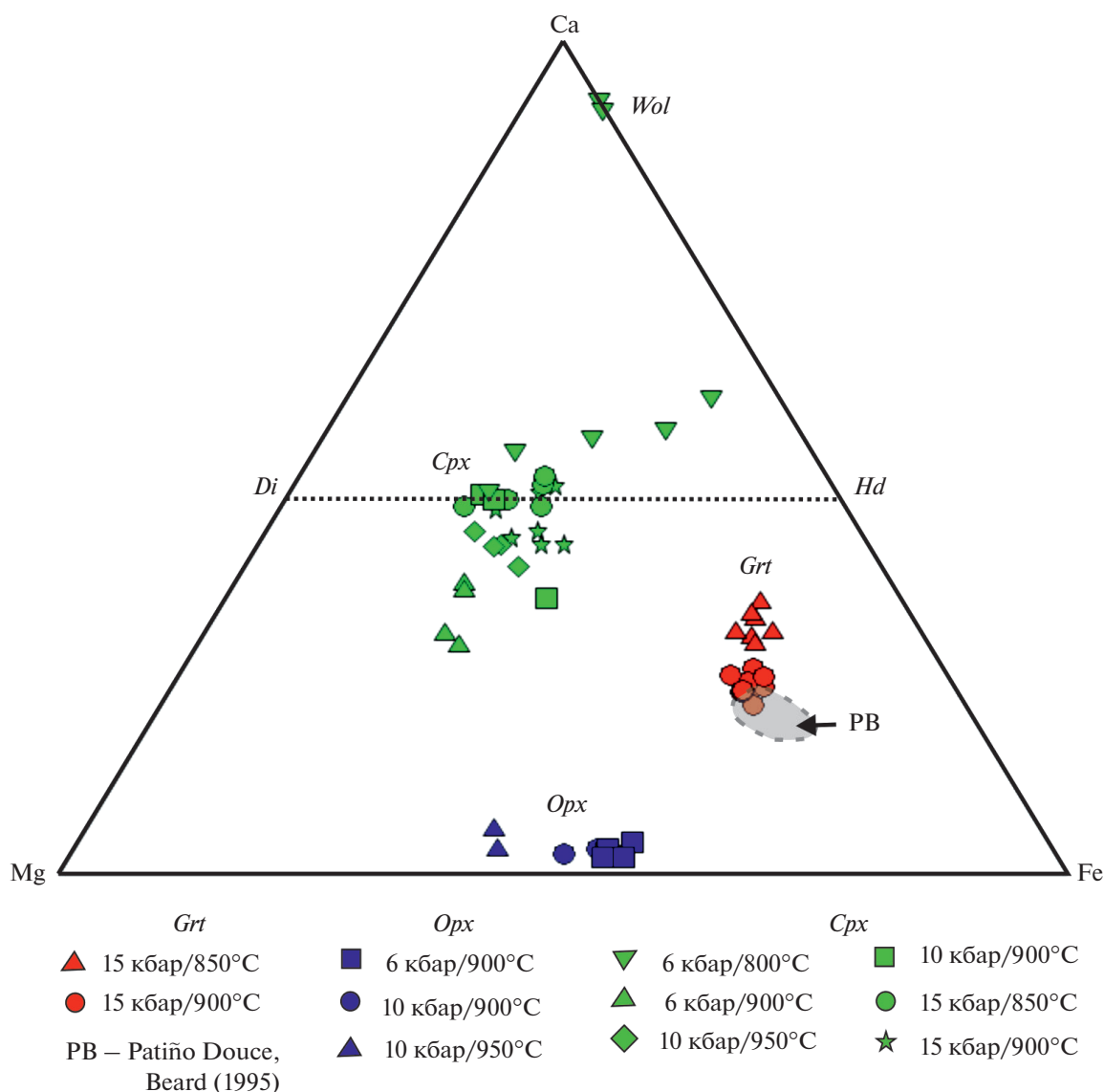


Рис. 5. Тройная диаграмма Mg–Fe–Ca, иллюстрирующая вариации составов пироксена и граната в продуктах опытов. Серое поле (PB) обозначает составы граната из продуктов экспериментов А. Патино Дуче и Дж. Берда (Patiño Douce, Beard, 1995).

ляющей, содержание которой немного возрастает с повышением температуры. Содержание Na_2O 0.08–0.46 мас. % в гранате может быть связано с включениями (рис. 2e). Зональность в новообразованных кристаллах граната отсутствует.

Составы расплавов в продуктах опытов

Тонкие пленки на границах зерен в продуктах опытов при 6 кбар/800°C, 10 кбар/850°C и 15 кбар/850°C являются первыми порциями расплава, образованными при частичном плавлении породы вблизи солидуса. Эти пленки отсутствуют вблизи зерен кварца в продуктах опытов при 6 кбар/800°C и 10 кбар/850°C. Они обеднены SiO_2

(44–50 мас. %) (рис. 7, табл. 7), но содержат высокие концентрации Al_2O_3 , CaO, MgO, FeO и показывают высокое суммарное содержание Na_2O и K_2O (рис. 7). Нормативные составы этих расплавов лежат ниже конноды *Ab–Or* на треугольнике *Nph–Kfs–Qz* (рис. 8). Расплавы, возникшие вблизи солидуса при 15 кбар содержат 61–64 мас. % SiO_2 (табл. 7) Они также обогащены (хотя и в меньшей степени) Al_2O_3 (17–20 мас. %) и щелочами (рис. 7, табл. 7), особенно K_2O . В отличие от близосолидусных расплавов при 6 и 10 кбар они содержат меньше CaO, MgO, FeO (табл. 7). Эти особенности расплавов коррелируют с отсутствием реликтов карбонатных фаз в продуктах опыта при 15 кбар и 850°C, но с присутствием богатого

Таблица 5. Представительные составы пироксена из продуктов опытов

Компоненты	800/6		900/6		900/10		950/10		850/15	900/15
	<i>Cpx</i>	<i>Wol</i>	<i>Cpx</i>	<i>Orx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Orx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Orx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Cpx</i>
SiO ₂	49.38	45.16	55.29	53.71	50.91	53.09	49.79	50.08	49.39	51.07
TiO ₂	0.31	0.13	0.70	0.19	0.33	0.18	0.61	0.33	0.62	0.88
Al ₂ O ₃	2.03	0.07	3.84	2.31	3.11	2.41	3.15	2.67	10.18	6.44
FeO	12.21	4.52	11.34	26.28	10.82	26.29	13.73	24.17	11.89	15.21
MnO	0.60	0.97	0.54	0.53	0.29	0.69	0.73	0.47	0	0.21
MgO	10.21	0	11.87	14.1	10.09	14.7	11.68	18.21	7.8	8.49
CaO	24.27	45.16	14.31	1.33	18.37	1.25	17.72	2.65	15.99	15.45
Na ₂ O	0.46	0.12	0.89	0.29	0.94	0.31	0.81	0.21	1.95	1.65
Сумма	99.47	96.13	98.78	98.74	94.86	98.92	98.22	98.79	97.82	99.4
Формулы, нормализованные на 6 атомов O										
Si	1.915	1.887	2.050	2.065	2.001	2.054	1.922	1.928	1.883	1.929
Ti	0.007	0.003	0.020	0.006	0.007	0.006	0.018	0.011	0.016	0.025
Al	0.093	0.003	0.168	0.116	0.147	0.118	0.143	0.111	0.457	0.287
Fe	0.396	0.158	0.351	0.911	0.364	0.912	0.443	0.805	0.379	0.481
Mn	0.020	0.034	0.017	0.022	0.101	0.024	0.024	0.023	0.000	0.006
Mg	0.590	0.000	0.655	0.897	0.606	0.909	0.672	1.057	0.443	0.478
Ca	1.008	2.024	0.528	0.049	0.793	0.046	0.733	0.063	0.653	0.625
Na	0.035	0.010	0.064	0.023	0.073	0.024	0.061	0.201	0.144	0.121
X _{Mg}	0.598	0.000	0.651	0.496	0.624	0.499	0.602	0.568	0.539	0.499

Примечание. *Wol* – фаза, стехиометрия которой близка к волластониту.

Са граната и клинопироксена. Нормативные составы близосолидусных расплавов при 15 кбар лежат чуть выше конноды *Ab–Or* и смещены в сторону *Or* на треугольнике *Nph–Kfs–Qz* (рис. 8).

Увеличение степени плавления с повышением температуры при всех значениях давления приводит к образованию расплавов, содержащих более 69 мас. % SiO₂ (рис. 7, табл. 7), нормативный состав которых соответствует гранитам (рис. 8). При 10 и 15 кбар это известково-щелочные и щелочно-известковые гранитные расплавы (MALI = 4–8 при SiO₂ = 69–75 мас. %) со значением отношения FeO/(FeO + MgO) > 0.8 и показателем A/CNK < 1 (рис. 9). Составы расплавов, образовавшихся при 6 кбар и 900°C, близки к составам расплавов, образованных при 10 и 15 кбар в интервале температур 900–950°C, но значение отношения FeO/(FeO + MgO) в них чуть меньше 0.8. Содержание SiO₂ в расплавах уменьшается с повышением давления (рис. 10а–10г). Самые богатые SiO₂ расплавы (74–76 мас. %) присутствуют в продуктах опытов при 900°C и 6 кбар, а в расплавах при 15 кбар содержание SiO₂ понижается до 71–72 мас. % (табл. 7). Одновременно содержания Al₂O₃ и CaO в расплавах проявляют тенденцию к росту с увеличением давления (рис. 10а, 10б).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФАЗОВЫХ АССОЦИАЦИЙ КАРБОНАТ-БИОТИТОВОГО ГНЕЙСА В СРАВНЕНИИ С РЕЗУЛЬТАТАМИ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

С целью получения дополнительной информации о реакциях и минеральных ассоциациях, сопровождающих частичное плавление карбонат-биотитового гнейса, обр. MAS-18, и сравнении с полученными экспериментальными данными проведено моделирование фазовых ассоциаций в этой породе для *P–T* условий экспериментов. Моделирование проводилось посредством метода минимизации энергии Гиббса (метода псевдосечений) для валового состава образца (табл. 1) с помощью программного комплекса PERPLEX_X (Connolly, 2005) в версии 6.7.7. Для моделирования использовались модели твердых растворов биотита Bi(W), диоктаэдрической слюды Mica(W), ортопироксена Orx(W) и граната Gt(W) из работы (White et al., 2014). Для описания твердого раствора полевых шпатов применялась модель feldspar (Elkins, Grove, 1990), Са–Mg–Fe карбоната – модель Cc(AE) (Anovitz, Essene, 1987), ильменита – модель Ilm(WHP) (White et al., 2000), клинопироксена – модель Cpx(HP) (Holland, Powell, 1996). Для силикатного расплава использовалась мо-

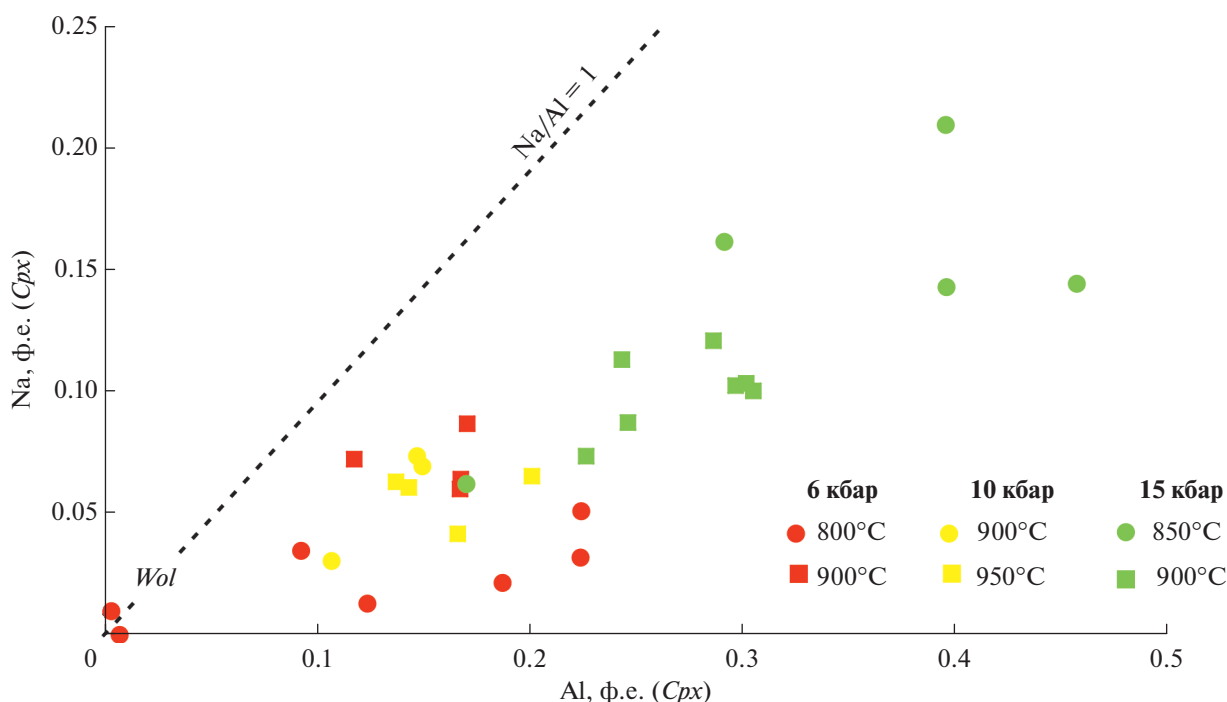


Рис. 6. Соотношения Al–Na (форм.ед. на 6 атомов O) в пироксенах из продуктов опытов. Пунктирная линия $Na/Al = 1$ отражает присутствие в твердом растворе клинопироксена жадеитовой составляющей.

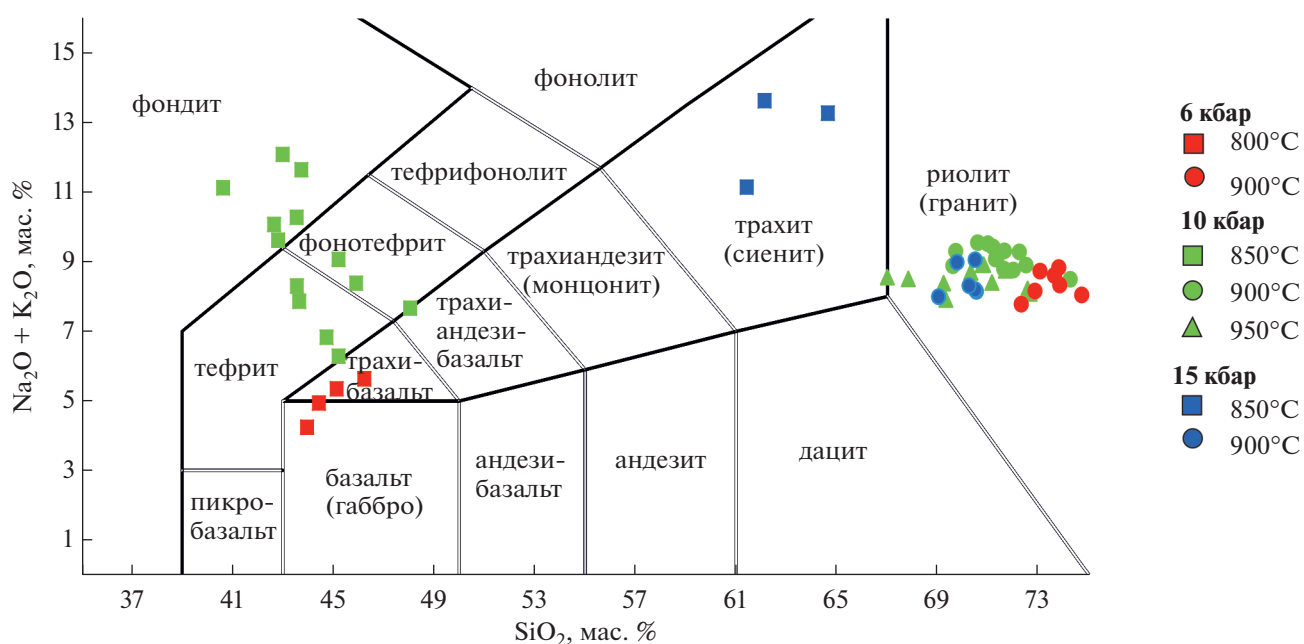


Рис. 7. Диаграмма $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$, характеризующая составы расплавов в продуктах опытов.

дель melt(W) (White et al., 2014). В расчетах принято 0.1 мас. % свободного O_2 для учета Fe_2O_3 в минералах. Содержания H_2O и CO_2 в системе определялись путем подбора оптимальных значений, при которых воспроизводятся как минеральная ассо-

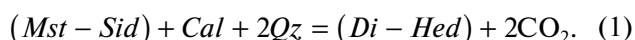
циация, так и объемные соотношения мусковита, биотита и карбонатов в исходном образце. Для окончательного расчета были выбраны 0.7 мас. % H_2O и 2.5 мас. % CO_2 . Суммарное количество $H_2O + CO_2$ (3.2 мас. %) близко к количеству лету-

Таблица 6. Представительные составы граната из продуктов опытов

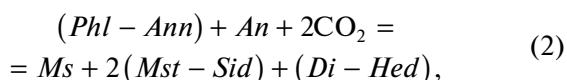
Компоненты	850/15	850/15	900/15	900/15
SiO ₂	38.76	37.84	38.03	37.12
TiO ₂	1.21	0.87	1.04	1.34
Al ₂ O ₃	20.6	19.98	19.98	19.53
FeO	24.75	23.46	26.51	27.01
MnO	1.34	1.06	0.89	0.44
MgO	3.63	3.89	5.54	5.74
CaO	10.1	10.89	8.00	8.15
Na ₂ O	0.25	0.06	0.25	0.46
Cr ₂ O ₃	0.00	0.15	0.00	0.00
Сумма	100.64	98.20	100.25	99.79
Формулы, нормализованные на 12 атомов O				
Si	3.02	3.02	2.98	2.94
Ti	0.07	0.05	0.06	0.08
Al	1.89	1.88	1.85	1.82
Fe	1.61	1.57	1.74	1.79
Mn	0.09	0.07	0.06	0.03
Mg	0.42	0.46	0.65	0.68
Ca	0.84	0.93	0.67	0.69
Na	0.04	0.01	0.04	0.07
Cr	0.00	0.03	0.00	0.00
X _{Mg}	0.15	0.16	0.21	0.21
X _{Ca}	0.29	0.31	0.22	0.22
<i>Andr</i>	0.20	1.00	3.10	5.00
<i>Alm</i>	54.2	50.90	53.70	52.90
<i>Spss</i>	3.00	2.40	2.00	1.00
<i>Prp</i>	14.30	15.50	21.70	22.80
<i>Grs</i>	28.30	30.20	19.50	18.30

чих, определенных методом измерения потерь при прокаливании (3.92 мас. %, табл. 1).

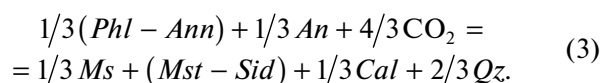
Диаграмма на рис. 11а демонстрирует минеральные ассоциации, соответствующие валовому составу породы образца MAS-18 в *P-T* интервале, включающем условия экспериментов. Клинопироксен присутствует почти во всех рассчитанных минеральных ассоциациях (рис. 11а). При давлении ниже ~8 кбар он появляется в субсолидусе согласно реакции:



Клинопироксен также образуется в субсолидусе при давлениях выше 7.5–8 кбар в ассоциации со слюдами и карбонатами, свидетельствуя о реакции:



сопряженной с реакцией:



Реакции (2) и (3) стабилизируют карбонаты относительно CO₂-содержащего флюида в субсолидусе при давлениях более 8 кбар. Ниже этого давления существует водно-углекислый флюид, в присутствии которого начинается частичное плавление породы (рис. 11а). Согласно диаграмме (рис. 11а), плавление в интервале давлений до 6.8 кбар осуществляется в присутствии только флюида без участия карбоната, а в интервале давлений 6.8–8.8 кбар на солидусе с расплавом сосуществуют как флюид, так и Mg–Fe–Ca карбонат (рис. 11а). Эксперимент при 6 кбар и 800°C (табл. 2) подтверждает, что плавление может осуществляться с участием карбоната в присутствии водно-углекислого флюида. В его продуктах каймы клино-

Таблица 7. Средние составы расплавов (нормализованные к 100%), мас. %

Компоненты	800/6*	900/6	850/10	900/10	950/10	850/15	900/15
	6**	8	13	13	12	3	8
SiO ₂	47.17	75.45	48.05	73.51	72.57	64.87	72.09
TiO ₂	0.54	0.41	0.54	0.39	0.36	0.08	0.34
Al ₂ O ₃	29.63	12.70	31.25	13.91	14.31	19.71	14.79
FeO	6.23	1.50	4.74	1.62	1.87	0.38	1.75
MnO	0.02	0.03	0.10	0.06	0.10	0.01	0.08
MgO	1.93	0.48	1.70	0.22	0.33	0.22	0.32
CaO	9.25	1.00	4.32	1.10	1.90	2.00	2.10
Na ₂ O	3.70	2.65	6.32	3.96	3.45	4.24	3.20
K ₂ O	1.33	5.71	2.85	5.16	5.06	8.44	5.25
Cr ₂ O ₃	0.20	0.07	0.13	0.07	0.05	0.05	0.08
#FeO	0.76	0.77	0.73	0.88	0.85	0.64	0.85
A/CNK	0.92	0.83	2.36	0.84	0.80	0.80	0.81
A/NK	4.12	1.00	1.24	1.02	1.12	1.04	1.16

Примечание. #FeO = FeO/(FeO + MgO).

* Условия эксперимента (например, 800/6 – 800°C и 6 кбар).

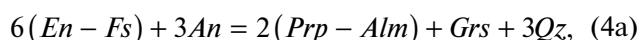
** Количество анализов.

пироксена (и волластонита) вокруг зерен карбоната, выражающие реакцию (1), сопровождаются тонкими пленками расплава с мелкими порами, трассирующими контакты зерен (рис. 2а).

Солидус в интервале давлений до 8.8 кбар имеет субвертикальный отрицательный наклон (рис. 11а), характерный для силикатных систем в присутствии водно-углекислого флюида с относительно высоким значением отношения CO₂/H₂O (Ebadi, Johannes, 1995). При давлениях более 8.8 кбар солидус приобретает положительный наклон (рис. 11а), характерный для реакций дегидратационного плавления (например, Weinberg, Nasalova, 2015). За изменение наклона солидуса ответственные реакции (2) и (3), стабилизирующие в субсолидусе Mg–Fe–Ca карбонат в ассоциации со слюдами и клинопироксеном. При давлениях более 8.8 кбар плавление начинается без участия свободного флюида. Флюид CO₂ в равновесии с расплавом появляется выше солидуса, и в узком интервале температур силикатный расплав сосуществует с CO₂ и карбонатом (рис. 11а). Этот результат моделирования подтверждается результатами эксперимента при 10 кбар и 850°C (табл. 2), в продуктах которого присутствуют карбонат и пленки расплава с порами от пузырей флюида (рис. 2б). Согласно диаграмме рис. 11а интервал сосуществования карбоната с расплавом уменьшается с увеличением давления (~50°C при давлении ~8.8 кбар и ~10°C при давлении >14.3 кбар). Действительно, в продуктах опытов при 10 и 15 кбар и температуре

900°C карбонаты не обнаружены (рис. 2в, 2г, 11а, табл. 2).

Результаты моделирования и экспериментов демонстрируют, что клинопироксен равновесен с расплавом во всем исследованном *P-T* интервале. Ортопироксен появляется лишь при температурах выше 850–900°C (рис. 11а). Он сменяется гранатом, а ильменит замещается рутилом при давлениях порядка 13–14 кбар (рис. 11а), отражая сопряженные реакции (Bohlen et al., 1983; Bohlen, Liotta, 1986):



Результаты моделирования в этом совпадают с экспериментами при 15 кбар (рис. 2е, 11а). Содержаниеgrossуляровой составляющей в гранате, согласно моделированию, достигает значений более 20 мол. % вблизи субсолидуса (при 15 кбар). Близкие концентрации grossуляровой составляющей в гранате получены в экспериментах (рис. 5, табл. 6). Появление граната выражается в увеличении угла положительного наклона солидуса при давлении ~14 кбар (рис. 11а).

Таким образом, моделирование минеральных ассоциаций карбонат-биотитового гнейса, обр. MAS-18, демонстрирует в целом положительный *dP/dT* наклон солидуса породы (рис. 11а). Это согласуется с результатами экспериментов, поскольку первые порции расплава в продуктах опытов при 10 и 15 кбар зафиксированы при большей температуре (850°C), чем при 6 кбар (800°C).

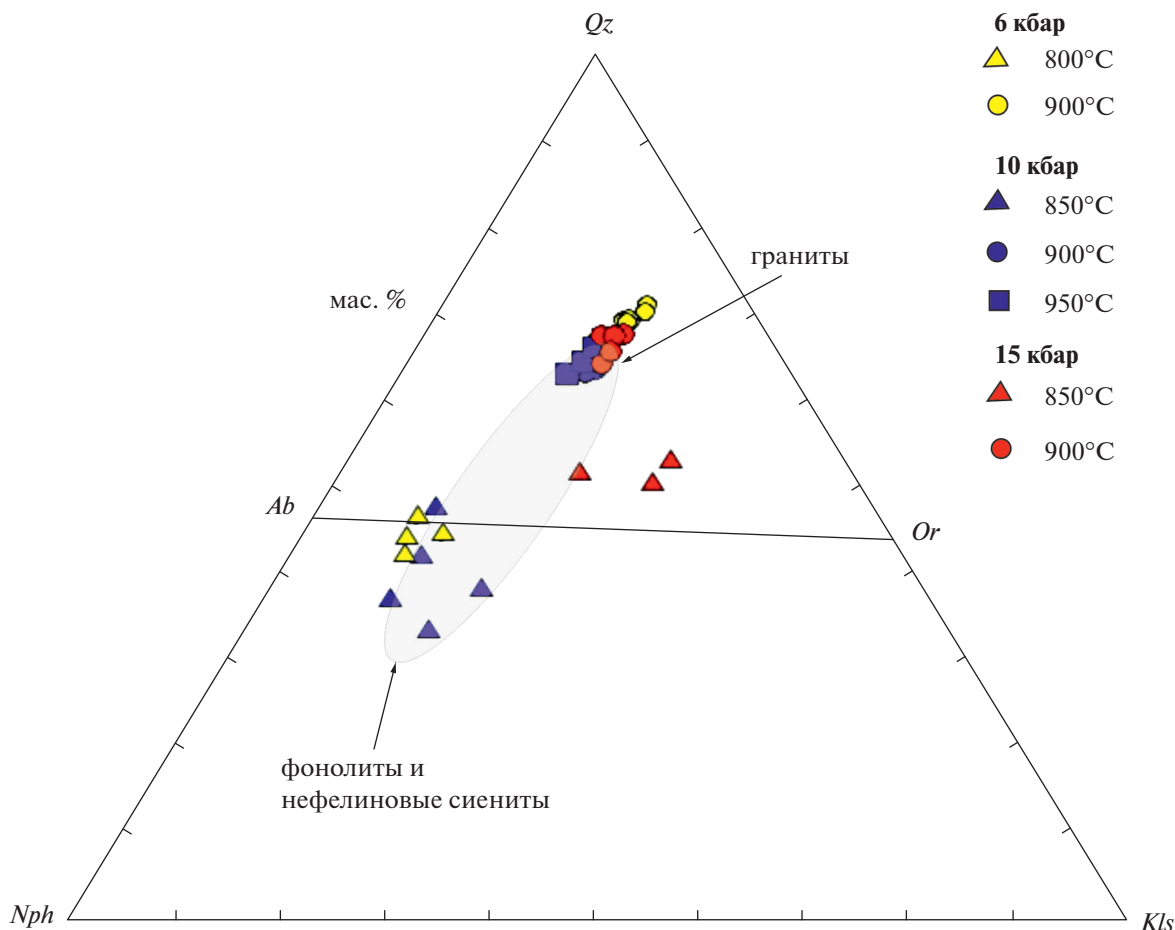


Рис. 8. Диаграмма *Nph–Kls–Qz*, характеризующая нормативный состав расплавов в продуктах опытов. Серое поле охватывает составы природных гранитных, нефелиновых сиенитовых и фоновитовых расплавов (Hamilton, McKenzie, 1965).

Эксперименты же демонстрируют более высокие температуры начала плавления породы, обр. MAS-18, в сравнении с рассчитанными температурами солидуса (рис. 11а). Различия в рассчитанных и экспериментальных температурах составляют ~50°C при 15 кбар и ~150°C при более низких давлениях (рис. 11а). Причиной таких различий могут быть как кинетические особенности экспериментов вблизи солидуса, так и недоучет отдельных композиционных факторов при построении псевдосечения (рис. 11а). Фотографии рис. 2а и 2б демонстрируют, что образование новых кристаллических фаз в продуктах опытов вблизи солидуса при 6 и 10 кбар локализованы вдоль границ зерен первичных минералов породы образца MAS-18 в виде тонких кайм. Моделирование для условий этих экспериментов предсказывает образование 7–10 об. % расплава, что заметно больше суммарного объема пленок стекла в продуктах опытов. Вероятно, что локализация реакций разложения биотита и карбонатов приводила к образованию лишь малых порций водно-углекислого флюида, недостаточных

для производства большего объема расплава. Однако в продуктах опыта вблизи солидуса при 15 кбар степень преобразований намного выше (рис. 2е), но объем продуктов плавления все также меньше объема расплава, предсказанного моделированием (~10 об. %). Это означает, что кинетические особенности реакций в условиях опытов не являются первостепенными для объяснения различий рассчитанного и экспериментального солидусов (рис. 11а).

Важнейшим композиционным фактором, влияющим на температуру солидуса, является растворимость CO₂ в силикатном расплаве, не учитываемая в модели melt(W) (White et al., 2014), использованной в расчетах. CO₂ негативно влияет на содержание воды в гранитоидных расплавах (Parale et al., 2006; Ni, Keppler, 2013), что выражается в повышении температуры солидуса. Еще один ведущий фактор, влияющий на температуру солидуса, — это стабильность водосодержащих фаз. Моделирование предсказывает присутствие мусковита на солидусе породы при давлениях более 8.8 кбар

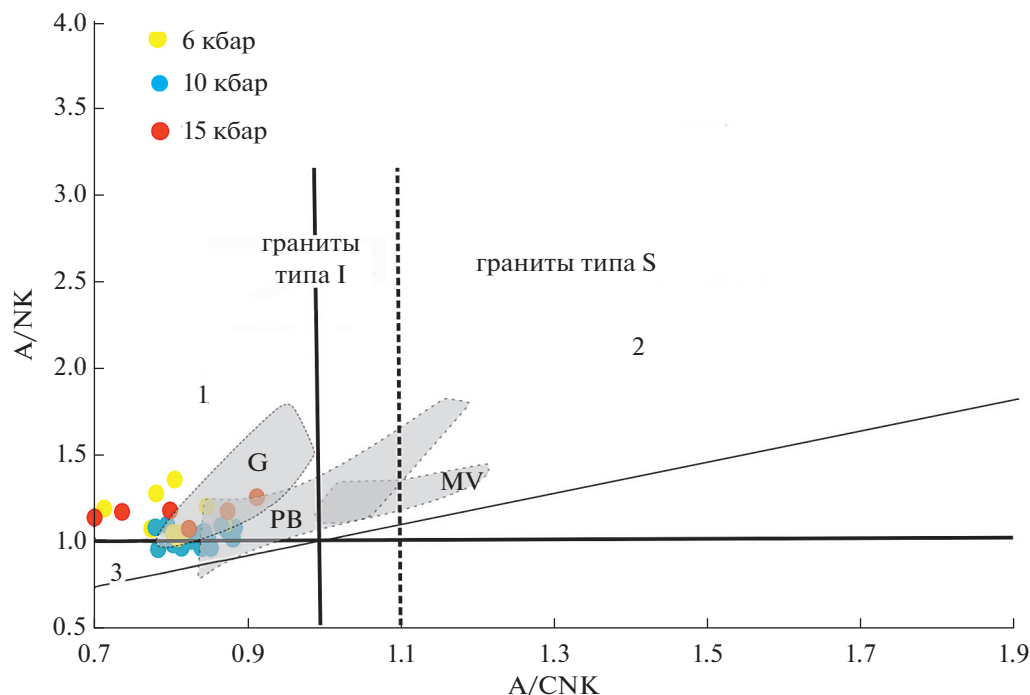


Рис. 9. Диаграмма A/CNK–A/NK для расплавов в продуктах экспериментов по плавлению карбонат-биотитового гнейса. Близосолидусные расплавы в продуктах опытов при 10 кбар/850°C и 6 кбар/800°C не показаны. Серые поля – расплавы, образующиеся при плавлении ассоциации $Bt + Pl + Qz \pm Ms \pm Ilm$, не содержащие карбонаты, при давлениях 5–15 кбар (MV – Montel, Vielzeuf, 1997; PB – Patiño Douce, Beard, 1995; G – Gardien et al., 1995). Вертикальная сплошная линия на A/CNK = 1.0 разделяет поля низкоглиноземистых (1) и высокоглиноземистых (плюмазитовых) (2) гранитов (Frost et al., 2001; Chappell et al., 2012); вертикальная пунктирная линия на A/CNK = 1.1 разделяет поля гранитов типа I и гранитов типа S (Chappell, White, 2001; Chappell et al., 2012); горизонтальная сплошная линия на A/NK = 1.0 разделяет поля низкоглиноземистых (1) и апатитовых (3) гранитов (Frost et al., 2001); диагональная сплошная линия соответствует равным значениям A/CNK и A/NK.

(рис. 11а). Мусковит обычно обуславливает появление расплава при более низких температурах (например, Gardien et al., 1995). Однако термодинамические расчеты в карбонатсодержащих пелитах (Giorro et al., 2021) показывают, что при содержании кальцита 6–9 об. % дегидратационное плавление с участием мусковита может не достигаться, поскольку он исчезает ниже солидуса. Действительно, в продуктах опытов вблизи солидуса мусковит отсутствует, а распределение продуктов плавления (стекла) указывает на появление расплава за счет реакций с участием биотита (рис. 2а–2г). Согласно результатам моделирования, биотит исчезает в температурном интервале 830–870°C (рис. 11а), но в продуктах экспериментов биотит присутствует при температурах 900°C и более при всех значениях давления (рис. 2а–2г, 2е, 11а), а его состав закономерно зависит от P - T условий экспериментов (рис. 3а и 3б). Биотит в продуктах опытов заметно более магниезильный, чем исходный биотит (рис. 3а, табл. 1, табл. 3), с повышенным содержанием титана (рис. 3б). Особенно это характерно для биотита из продуктов опытов при 15 кбар (рис. 3б), что, по-видимому, определяется стабилизацией вместо ортопироксена граната,

более эффективно удаляющего Al из биотита. Особое внимание обращает на себя содержание фтора в биотите из продуктов опытов. Если исходный биотит породы, обр. MAS-18, не содержит фтор (табл. 1), то биотиты в продуктах некоторых опытов содержат фтор от 0.5 до 2 мас. % (табл. 3). Согласно данным в табл. 3, фтор появляется в биотите из продуктов опытов выше солидуса, но отсутствует в биотите из продуктов опытов на солидусе (6 кбар/800°C, 10 кбар/850°C и 15 кбар/850°C), где он, очевидно, представляет реликты изначального биотита. Так что накопление фтора в биотите определяется увеличением степени плавления и определено обусловлено участием в реакциях апатита – единственной фазы, которая в исходной ассоциации содержит до 3 мас. % F (табл. 1). Фтор не учтен в модели твердого раствора биотита $Bi(W)$ (White et al., 2014), а значит при построении диаграммы не учитывался хорошо известный эффект расширения поля стабильности биотита за счет этого компонента (см. обзор и ссылки в статье (Aranovich, Safonov, 2018)). Эффект уменьшения продуктивности пород по отношению к расплаву за счет стабилизации фторсодержащего биотита хорошо известен

из экспериментальных данных по плавлению метателитов и биотитсодержащих гнейсов (Patiño Douce, Johnston, 1991; Skjerlie, Johnston, 1993; Patiño Douce, Beard, 1995).

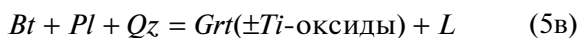
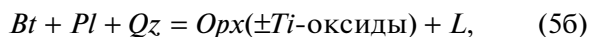
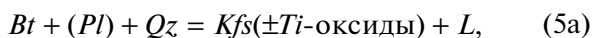
Рассчитанное содержание SiO_2 в расплавах составляет 69–75 мас. %, уменьшаясь с температурой и давлением (рис. 11б). Содержание Al_2O_3 (12–16 мас. %) увеличивается с давлением, но уменьшается с температурой (рис. 11б). Похожие закономерности наблюдаются в экспериментах (табл. 7, рис. 10а). Рассчитанное содержание CaO в расплавах (0.3–1.1 мас. %, рис. 11в) немного ниже, чем содержание этого компонента в расплавах из продуктов экспериментов (0.8–1.9 мас. %, табл. 7, рис. 10б). Эти различия объяснимы недоучетом участия апатита в плавлении. Содержание P_2O_5 в стеклах 0.1–0.5 мас. % (табл. 7) указывает на активное участие апатита в реакциях плавления, что усиливает перераспределение CaO в расплав. Рассчитанное суммарное содержание ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) в расплавах (8.8–10.8 мас. %, рис. 11в) также сопоставимо с ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) в расплавах из продуктов экспериментов (8–9 мас. %, табл. 7, рис. 10г).

Моделирование не воспроизводит составы близосидусных бедных SiO_2 расплавов, обнаруженных в виде пленок в продуктах опытов при 10 кбар/850°C и 6 кбар/800°C (рис. 2а, 2б, 7, 8). Этот расплав образуется в ходе реакций плавления с участием карбонатов, которые не могут быть смоделированы с использованием модели melt(W) (White et al., 2014), неучитывающей растворимость CO_2 в расплаве.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение результатов экспериментов с опубликованными экспериментальными данными по плавлению ассоциации плагиоказ + биотит + кварц в интервале давлений 5–15 кбар

Плавление ассоциации $Pl + Bt + Qz \pm Ms$ в диапазоне давлений 5–15 кбар контролируется перитектическими реакциями:



в зависимости от валового состава породы, давления и присутствия водного флюида (Vielzeuf, Holloway, 1994; Vielzeuf, Montel, 1994; Montel, Vielzeuf, 1997; Patiño Douce, Beard, 1995, 1996; Patiño Douce, 1996; Gardien et al., 1995, 2000; Nair, Chacko, 2002; Johnson et al., 2008). В. Гардиен и др. (Gardien et al., 1995) указывают, что первые порции расплава в этой ассоциации обуславливаются реакцией (5а), а ортопироксен и/или гранат появляются с увеличением температуры. Калиевый полевой шпат отсутствует в продуктах опытов в

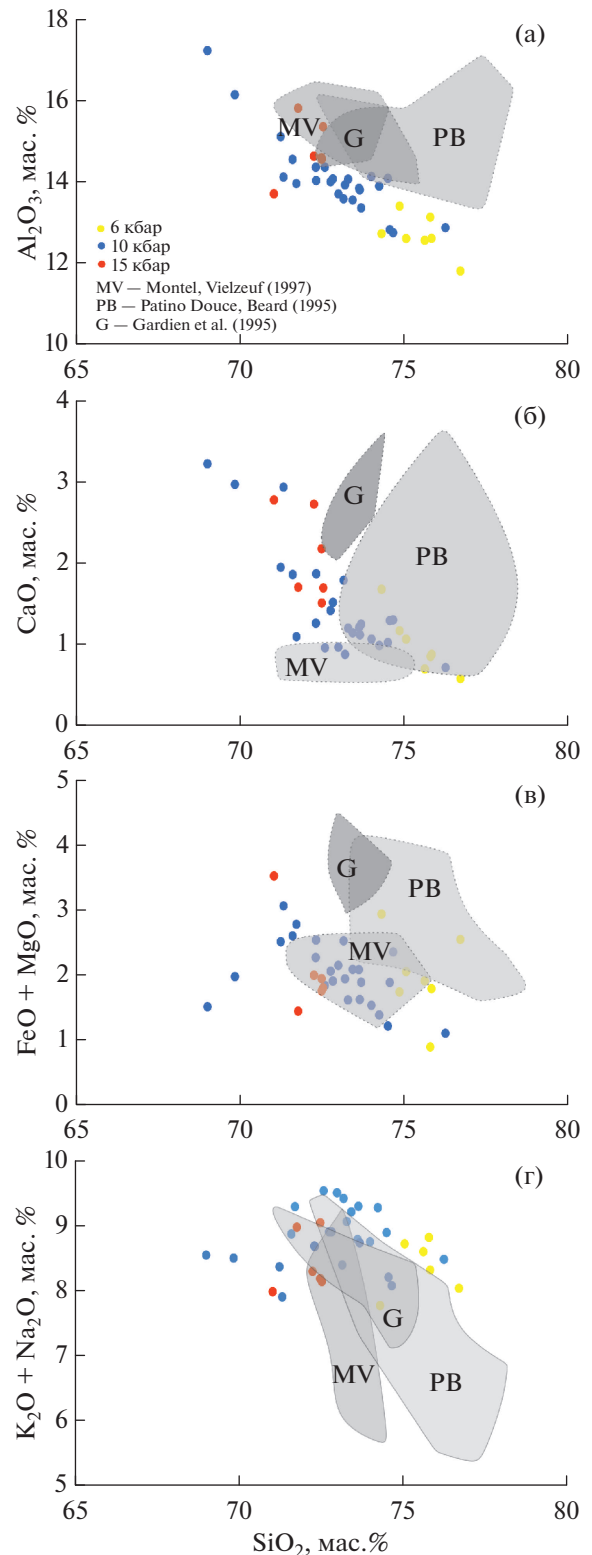
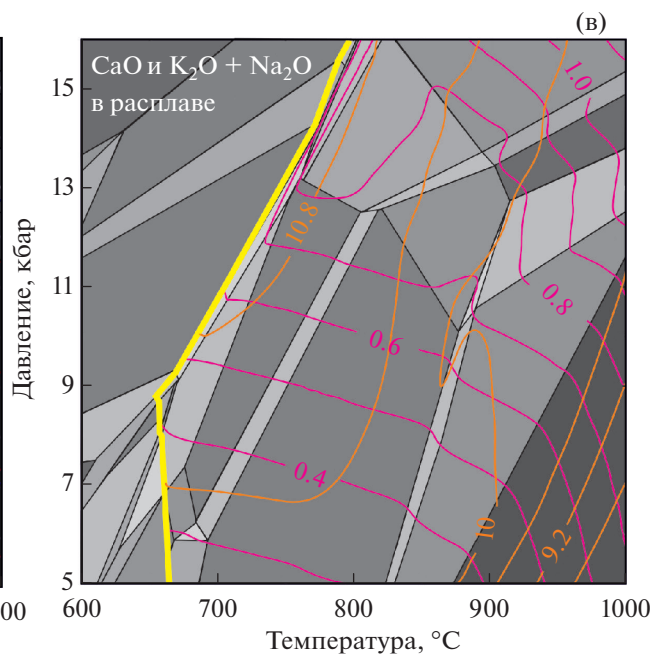
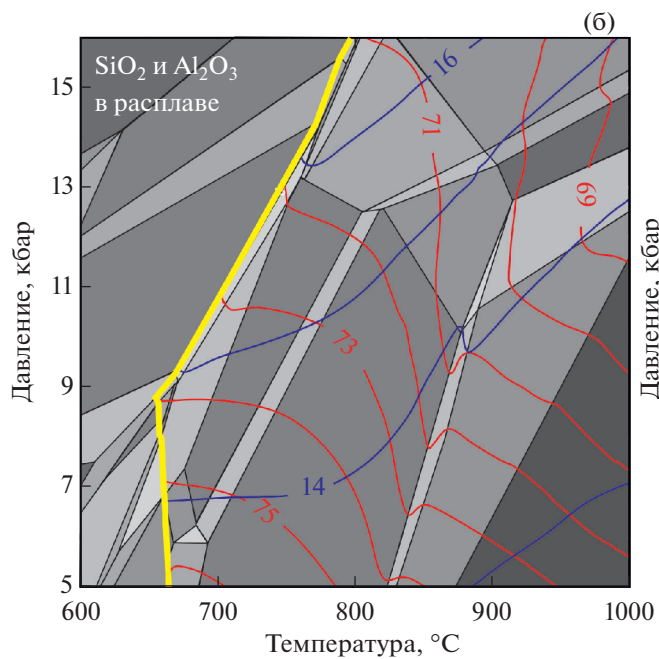
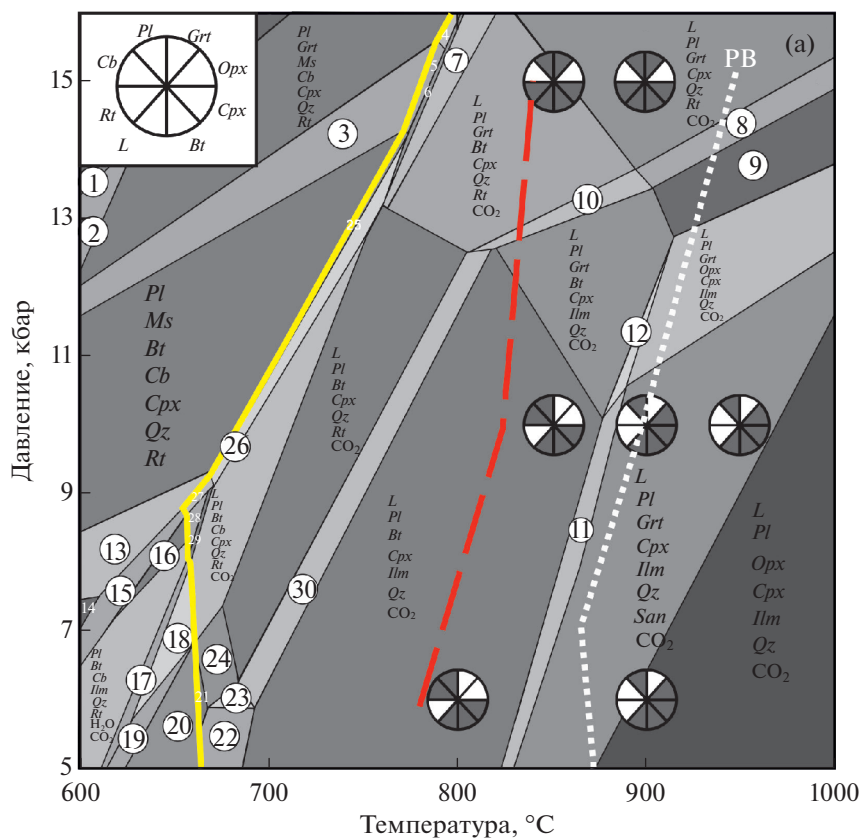
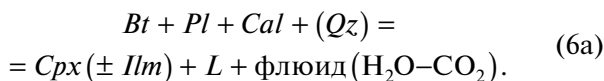


Рис. 10. Бинарные диаграммы $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$ (а), $\text{SiO}_2\text{--CaO}$ (б), $\text{SiO}_2\text{--(FeO + MgO)}$ (в) и $\text{SiO}_2\text{--(K}_2\text{O + Na}_2\text{O)}$ (г) для расплавов в продуктах экспериментов по плавлению карбонат-биотитового гнейса. Близосидусные расплавы в продуктах опытов при 10 кбар/850°C и 6 кбар/800°C не показаны. Серые поля (см. рис. 9).



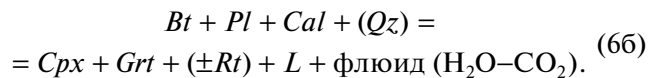
образце породы MAS-18, хотя наблюдается заметное увеличение содержания ортоклазовой составляющей в новообразованном плагиоклазе (рис. 4). Вероятно, это является свидетельством нестабильности калиевого полевого шпата по отношению к плагиоклазу в богатых CaO карбонат-содержащих породах (Gorpo et al., 2021), каковой является порода, обр. MAS-18. Ортопироксен присутствует в продуктах экспериментов с этой породой при 6 и 10 кбар (рис. 2в, 2г, 11а), указывая на реакцию (5б). Однако он отсутствует в продуктах опытов вблизи солидуса, а его появлению предшествует клинопироксен (рис. 11а). Несмотря на различия температур рассчитанного и экспериментального солидусов, эта последовательность появления пироксенов отражена и в результатах моделирования (рис. 11а). Клинопироксен не образуется при плавлении ассоциации $Pl + Bt + Qz$ без участия флюида при давлениях ниже 15 кбар (Vielzeuf, Montel, 1994; Montel, Vielzeuf, 1997; Patiño Douce, Beard, 1995, 1996; Patiño Douce, 1996; Gardien et al., 1995; Johnson et al., 2008). Однако клинопироксен, содержащий жадеитовую составляющую, отмечен в экспериментах при 15 кбар (Patiño Douce, Beard, 1995), где он сосуществует с ортопироксеном, богатым кальцием гранатом и рутилом. Эта ассоциация очень похожа на ту, что была получена при 15 кбар в составе породы образца MAS-18 (рис. 11а, 2е). Отсутствие ортопироксена при 15 кбар и стабилизация клинопироксена при более низких давлениях (рис. 11а) в продуктах плавления образца породы MAS-18 определяется высоким содержанием CaO в породе (табл. 1) и характеризует участие Ca-карбонатов в реакции плавления:



Образование обедненных SiO_2 расплавов вблизи солидуса (рис. 7, 8) указывает, что плавление начиналось с участием карбонатов, но, по-видимому, при малом участии кварца. Хотя этот факт

не установлен в экспериментах, моделирование предсказывает, что клинопироксен мог появиться уже в субсолидусе за счет реакций декарбонатизации и являться исходным компонентом для реакций плавления. Из сравнения результатов экспериментов по плавлению ассоциации $Pl + Bt + Qz$ без участия карбонатов (Vielzeuf, Montel, 1994; Montel, Vielzeuf, 1997; Patiño Douce, Beard, 1995, 1996; Patiño Douce, 1996; Gardien et al., 1995) с результатами экспериментов в образце породы MAS-18 следует вывод, что с увеличением содержания Ca-карбонатной составляющей в породах реститовые ассоциации, сосуществующие с гранитоидными расплавами, будут трансформироваться из Opx -содержащих ($\pm Kfs$) в двупироксеновые ($\pm Pl$).

При 15 кбар появляется кальциевый гранат, а ильменит сменяется рутилом благодаря реакциям (4а, 4б). Реакцию плавления можно представить в виде:



Опять же, термодинамическое моделирование предсказывает, что гранат может быть как продуктом, так и исходной фазой близсолидусного плавления, поскольку возможна его кристаллизация еще в субсолидусе за счет карбонат-силикатных реакций. В отношении барического предела появления граната, результаты экспериментов в образце породы MAS-18 сопоставимы с результатами экспериментов А. Патино Дуче и Дж. Берда (Patiño Douce, Beard, 1995) с синтетическим биотитовым гнейсом $Bt + Qz + Pl + Ilm$, где богатый Ca и Ti гранат появляется лишь при давлениях 12.5 и 15 кбар и в температурном интервале 950–1000°C. Эти серии экспериментов сопоставимы также в отношении появления рутила, который в экспериментах А. Патино Дуче и Дж. Берда (Patiño Douce, Beard, 1995) образуется за счет ильменита при 10–15 кбар.

Рис. 11. Результаты термодинамического моделирования минеральных ассоциаций карбонат-биотитового гнейса в сравнении с результатами экспериментов.

(а) *P-T* псевдосечение, демонстрирующее рассчитанные минеральные ассоциации и солидус породы (желтая линия). Фазовые ассоциации, отмеченные на диаграмме номерами:

1. $Grt Ms Cb Cpx Kfs Qz Rt$; 2. $Pl Grt Ms Cb Cpx Kfs Qz Rt$; 3. $Pl Grt Ms Bt Cb Cpx Qz Rt$; 4. $Pl Grt L Ms Cb Cpx Qz Rt$; 5. $Pl Grt L Ms Bt Cb Cpx Qz Rt$; 6. $Pl Grt L Ms Bt Cb Cpx Qz Rt CO_2$; 7. $Pl Grt L Ms Bt Cpx Qz Rt CO_2$; 8. $Pl Grt L Cpx Ilm Qz Rt CO_2$; 9. $Pl Grt L Cpx Ilm Qz CO_2$; 10. $Pl Grt L Bt Cpx Ilm Qz Rt CO_2$; 11. $Pl L Opx Bt Cpx Ilm Qz CO_2$; 12. $Pl Grt L Opx Bt Cpx Ilm Qz CO_2$; 13. $Pl Ms Bt Cb Cpx Ilm Qz Rt$; 14. $Pl Ms Bt Cb Ilm Qz Rt$; 15. $Pl Ms Bt Cb Ilm Qz Rt H_2O$; 16. $Pl Bt Cb Ilm Qz Rt H_2O$; 17. $Pl Bt Cb Cpx Tin Qz Rt CO_2$; 18. $Pl Bt Cb Cpx Qz Rt H_2O CO_2$; 19. $Pl Bt Cb Cpx Tin Qz H_2O CO_2$; 20. $Pl Bt Cpx Tin Qz H_2O CO_2$; 21. $Pl L Bt Cpx Tin Qz CO_2$; 22. $Pl L Bt Cpx Ilm Tin Qz CO_2$; 23. $Pl L Bt Cpx Ilm Tin Qz Rt CO_2$; 24. $Pl L Bt Cpx Tin Qz Rt CO_2$; 25. $Pl L Ms Bt Cb Cpx Qz Rt$; 26. $Pl L Ms Bt Cb Cpx Qz Rt CO_2$; 27. $Pl L Ms Bt Cb Cpx Ilm Qz Rt$; 28. $Pl L Bt Cb Cpx Ilm Qz Rt$; 29. $Pl L Bt Cb Cpx Ilm Qz Rt CO_2$; 30. $Pl L Bt Cpx Ilm Qz Rt CO_2$. Cb – Ca–Mg–Fe карбонат. Круги с секторами показывают фазовые ассоциации, выявленные в продуктах экспериментов. Красная штриховая линия обозначает предположительный солидус породы, согласно экспериментальным данным. Белая точечная линия (PB) обозначает солидус синтетического биотитового гнейса $Bt + Qz + Pl + Ilm$, использованного в экспериментах А. Патино Дуче и Дж. Берда (Patiño Douce, Beard, 1995). (б) Изоплеты содержаний (мас. %, приведенные к 100% без учета H_2O) SiO_2 (красные линии) и Al_2O_3 (синие линии) в расплаве. (в) Изоплеты содержаний (мас. %, приведенные к 100% без учета H_2O) CaO (розовые линии) и K_2O+Na_2O (оранжевые линии) в расплаве.

Температуры дегидратационных солидусов пород, в которых преобладает ассоциация $Pl + Bt + Qz \pm Ms$, находятся в диапазоне 800–950°C для давлений 5–15 кбар (Vielzeuf, Montel, 1994; Patiño Douce, Beard, 1995, 1996; Patiño Douce, 1996; Gardien et al., 1995, 2000). Вариации температур солидусов обусловлены магнезиальностью ($Mg\# = MgO/(MgO + FeO)$, мас. %) в породах, количественными соотношениями водосодержащих минералов, составом плагиоклаза. Например, в указанной ассоциации с $Mg\# = 0.29–0.34$ и X_{Ca} плагиоклаза 0.22–0.27 в отсутствие мусковита первые порции расплава появляются в интервале температур 800–890°C (Vielzeuf, Montel, 1994; Gardien et al., 1995). Экспериментальный солидус карбонатсодержащей породы, обр. MAS-18, для которой ассоциация Pl ($X_{Ca} = 0.27$) + $Bt + Qz \pm Ms$ с $Mg\# \sim 0.3$ (табл. 1) является породообразующей, находится в интервале температур 800–850°C (рис. 11а). Он аналогичен температурам плавления подобных ассоциаций с близкими значениями $Mg\#$ и составом плагиоклаза (Vielzeuf, Montel, 1994; Gardien et al., 1995), несмотря даже на более высокое валовое содержание CaO (5.96 мас. %, табл. 1), обусловленных присутствием Ca-карбонатов.

Сравнение опытов по частичному плавлению ассоциации $Pl + Bt + Qz$ без участия карбонатов с результатами экспериментов в образце породы MAS-18 показывает, что фазовые отношения в образце породе MAS-18 сопоставимы с таковыми в экспериментах А. Патино Дуче и Дж. Берда (Patiño Douce, Beard, 1995) с синтетическим биотитовым гнейсом $Bt + Qz + Pl + Ilm$. Для указанной ассоциации с $Mg\# = 0.38$ были получены наиболее высокие температуры начала плавления: 875°C при 5 кбар и 950°C при 15 кбар (Patiño Douce, Beard, 1995; см. белую пунктирную линию на рис. 11а), что связано с несколькими причинами. Одна из них – более кальциевый состав плагиоклаза ($X_{Ca} = 0.38$). Однако главной причиной является расширение области стабильности биотита за счет повышенных концентраций в нем TiO_2 и F (4–8 мас. % и 0.5–2 мас. % соответственно), источниками которых были исходные биотит, ильменит и апатит. Важная роль TiO_2 в фазовых отношениях в экспериментах А. Патино Дуче и Дж. Берда (Patiño Douce, Beard, 1995) подчеркивается также высокой концентрацией этого компонента (1.2–1.7 мас. %) в богатом гроссуляровой составляющей гранате (рис. 5), образующемся при 12.5 и 15 кбар в равновесии с рутилом. Все указанные особенности фазовых соотношений и составов фаз характерны для продуктов экспериментов в образце породы MAS-18, которая также содержит ильменит (рис. 1, табл. 1). Это дает основание сравнивать температуры солидусов этих двух систем. Температура солидуса породы образца MAS-18 на 50–100°C ниже, чем температура

солидуса ассоциации $Bt + Qz + Pl + Ilm$ в экспериментах А. Патино Дуче и Дж. Берда (Patiño Douce, Beard, 1995) (рис. 11а). Эти различия могут быть связаны с различиями в составе плагиоклаза и валового значения $Mg\#$, наличием/отсутствием клинопироксена. Однако нельзя исключать, что различия определяются именно присутствием Ca-карбонатов в образце породы MAS-18, и, таким образом, предположить положительное влияние карбонатных фаз на плавление пород, содержащих ассоциацию $Pl + Bt + Qz$. Однако это вывод следует считать предварительным, требующим дальнейшего систематического экспериментального исследования.

При плавлении пород с ассоциацией $Pl + Bt + Qz \pm Ms$ образуются гранитные расплавы с широкими вариациями содержаний Al_2O_3 , CaO, $(K_2O + Na_2O)$, $(FeO + MgO)$ (рис. 10а–10г), варьирующие от высокоглиноземистых ($A/CNK > 1$) до низкоглиноземистых ($A/CNK < 1$) разностей (рис. 9). Гранитные расплавы, образовавшиеся при плавлении карбонатсодержащей породы, обр. MAS-18, близки по композиционным характеристикам к расплавам, образующимся при плавлении ассоциации $Pl + Bt + Qz$ без участия карбонатов (рис. 10а–10г, табл. 7). Суммарное содержание $(K_2O + Na_2O)$ в них находится в пределах наиболее высоких значений (8–9.5 мас. %), характерных для расплавов из экспериментов по плавлению ассоциации $Pl + Bt + Qz$ (рис. 10г), хотя значения отношения K_2O/Na_2O в них похожи (1.2–3.5). Расплавы характеризуются более низким содержанием Al_2O_3 (рис. 10а) и являются низкоглиноземистыми (метаглиноземистыми) (рис. 9, табл. 7). Несмотря на высокое содержание CaO в породе, они обеднены этим компонентом (рис. 10б) и сопоставимы с расплавами из экспериментов Д. Вильзефа и Ж.-М. Монтеля (Vielzeuf, Montel, 1994; Montel, Vielzeuf, 1997), в которых использовались стартовые составы с наиболее низким содержанием CaO. Расплавы, образовавшиеся при плавлении образца породы MAS-18, сравнимы также с расплавами из экспериментов Д. Вильзефа и Ж.-М. Монтеля (Vielzeuf, Montel, 1994; Montel, Vielzeuf, 1997) по суммарному содержанию $(MgO + FeO)$ (рис. 10в), которое заметно меньше, чем в расплавах из экспериментов других авторов (Patiño Douce, Beard, 1995; Gardien et al., 1995). Причина обеднения расплавов CaO, MgO и FeO – это их равновесие с пироксенами. Стабилизация клинопироксена часто рассматривается как фактор, способствующий смещению состава расплава в сторону более высокоглиноземистых разностей (например, Zen, 1986; Patiño Douce, Beard, 1995). В случае расплавов, образующихся при плавлении образца породы MAS-18, несмотря на широкую область стабильности клинопироксена (рис. 11а) и общее увеличение содержания Al_2O_3 с повыше-

нием давления (рис. 10а), они все же остаются метаглиноземистыми при всех исследованных значениях давления и температуры (рис. 9).

Сравнение результатов экспериментов с опубликованными экспериментальными данными по плавлению карбонатсодержащих метапелитов

Для выявления возможных эффектов от наличия карбонатных фаз результаты экспериментов в образце породы MAS-18 могут быть сопоставлены с результатами экспериментов в модельной системе KMASH–CO₂ (Wendlandt, 1981; Grant, 1986; Peterson, Newton, 1989, 1990; Clemens et al., 1997), а также экспериментов с карбонатсодержащими метапелитами при давлениях 20 и более кбар (Grassi, Schmidt, 2011; Thomsen, Schmidt, 2008; Tsuno, Dasgupta, 2011, 2012; Mann, Schmidt, 2015; Skora et al., 2015).

Эксперименты с карбонатсодержащими метапелитами при высоких давлениях демонстрируют, что увеличение содержания карбонатов относительно водосодержащих минералов повышает температуру солидусов метапелитов на 50–80°С (Tsuno, Dasgupta, 2012; Skora et al., 2015). Экспериментальные температуры солидуса карбонатсодержащей породы, обр. MAS-18 (рис. 3а) находятся в интервале температур солидусов карбонатсодержащих метапелитов при >20 кбар и 820–900°С (Thomsen, Schmidt, 2008; Tsuno, Dasgupta, 2011, 2012; Mann, Schmidt, 2015; Skora et al., 2015). Однако линейная экстраполяция этих солидусов (например, Thomsen, Schmidt, 2008) на область давлений ниже 15 кбар указывает на интервал температур 750–800°С, который сопоставим или даже ниже температур дегидратационных солидусов метапелитов и метаграувакк, несодержащих карбонаты при давлениях 5–15 кбар (Vielzeuf, Holloway, 1988; Le Breton, Thompson, 1988; Patiño Douce, Johnston, 1991; Vielzeuf, Montel, 1994; Montel, Vielzeuf, 1997; Gardien et al., 1995, 2000; Patiño Douce, Beard, 1995, 1996; Patiño Douce, 1996; Stevens et al., 1997; Nair, Chako, 2002).

В экспериментах по плавлению карбонатсодержащих метапелитов при давлениях более 20 кбар установлена возможность генерации силикатных расплавов совместно с флюидом CO₂ (Grassi, Schmidt, 2011; Thomsen, Schmidt, 2008; Tsuno, Dasgupta, 2011, 2012; Mann, Schmidt, 2015; Skora et al., 2015) и/или несмесимыми карбонатными расплавами (Thomsen, Schmidt, 2008; Skora et al., 2015). В подавляющем большинстве силикатные расплавы имеют гранитоидный состав и по главным характеристикам сопоставимы с расплавами, полученными при плавлении образца породы MAS-18 (рис. 12а–12в). В экспериментах по плавлению карбонатсодержащих пелитов (Thomsen, Schmidt, 2008; Skora et al., 2015) наиболее богатые SiO₂ рас-

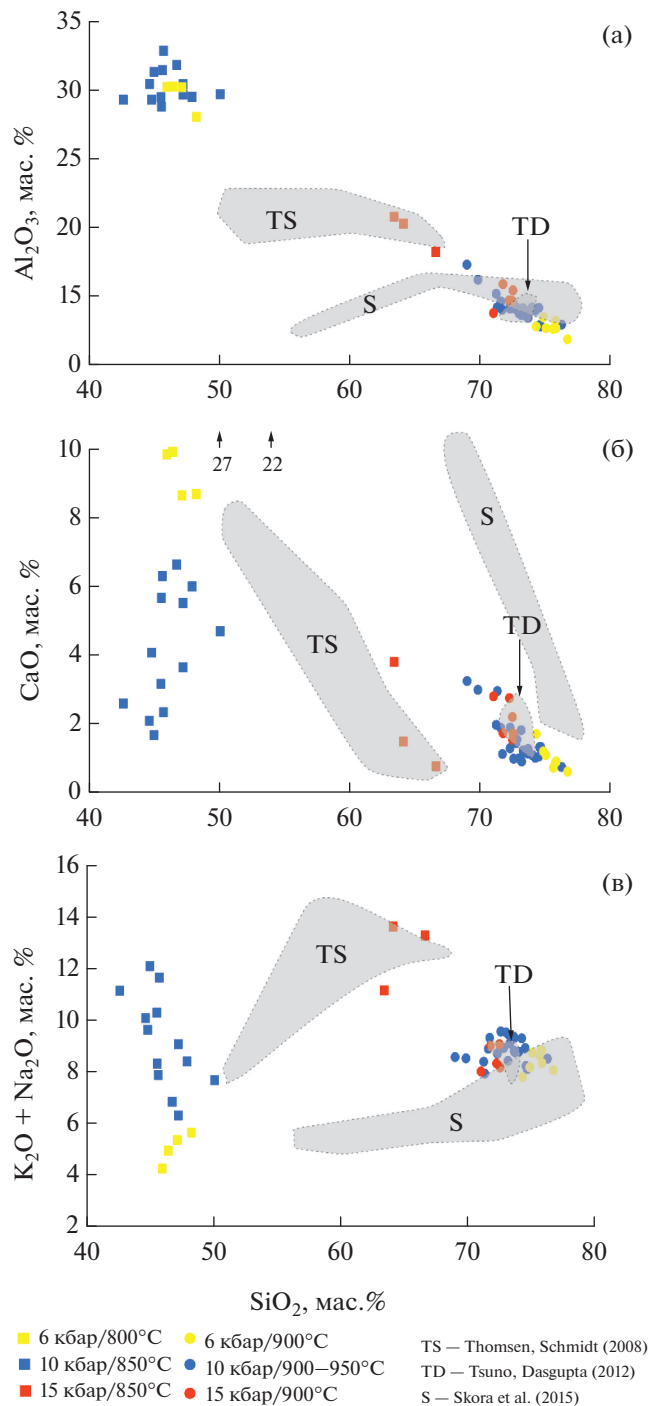


Рис. 12. Бинарные диаграммы SiO₂–Al₂O₃ (а), SiO₂–CaO (б) и SiO₂–(K₂O + Na₂O) (в), сопоставляющие составы расплавов в продуктах экспериментов по плавлению карбонатсодержащей породы, обр. MAS-18, с составами расплавов, образующихся при плавлении карбонатсодержащих пелитов при давлениях 25–30 кбар (TS – Thomsen, Schmidt, 2008; TD – Tsuno, Dasgupta, 2012; S – Skora et al., 2015). Черные стрелки на диаграмме SiO₂–CaO указывают на содержания CaO (27 и 22 мас. %, соответственно) в расплавах, содержащих 50 и 54 мас. % SiO₂, из экспериментов С. Скора с соавторами (Skora et al., 2015) при 1100 и 1200°С.

плавны образуются вблизи солидуса, а с повышением температуры содержание SiO_2 в расплавах понижается, и в ряде случаев высокотемпературные расплавы имеют содержание SiO_2 менее 65 мас. % и обогащены MgO , FeO и CaO (рис. 12а–12в). Характер эволюции расплавов не зависит от изначального содержания карбонатов в ассоциации (Skora et al., 2015). Такую эволюцию расплавов авторы (Thomsen, Schmidt, 2008; Skora et al., 2015) объясняют равновесием силикатных расплавов с карбонатами, которые стабильны выше солидуса и исчезают лишь при повышении температуры, добавляя в силикатные расплавы, указанные выше компоненты.

Расплавы, образующиеся при плавлении образца породы MAS-18 вблизи солидуса (рис. 7, 8), в целом сопоставимы с бедными SiO_2 расплавами, образующимися в карбонатсодержащих пелитах при высоких давлениях и температурах (рис. 12а–12в). Согласно экспериментам по плавлению карбонатсодержащих пелитов (Thomsen, Schmidt, 2008; Skora et al., 2015), такие расплавы формируются в условиях предельной стабильности карбонатных фаз в равновесии с силикатным расплавом. Если для пелитов, в упомянутых выше исследованиях, при 25 и 30 кбар (Thomsen, Schmidt, 2008; Skora et al., 2015) температурный интервал существования карбонатов с силикатным расплавом составляет от 150°C и более, то для образца породы MAS-18 в диапазоне давлений 6–15 кбар он значительно меньше (рис. 11а). Плавление карбонатсодержащих метapelитов при 25 и 30 кбар происходит в ходе перитектической реакции:



где первостепенную роль играют фенгит и кварц (коэзит), образующие калиевый гранитный расплав, сосуществующий с карбонатами в широком интервале температур (Thomsen, Schmidt, 2008; Tsuno, Dasgupta, 2011, 2012; Skora et al., 2015). В случае же образца породы MAS-18 карбонат исчезает уже в ходе перитектических реакций (6а, 6б) вблизи солидуса, обуславливая образование первых порций бедного SiO_2 и богатого MgO , FeO , CaO расплава, дальнейшая эволюция которого с ростом температуры определяется большим участием силикатов.

Таким образом, характер начала плавления образца породы MAS-18 регулируется поведением карбонатных фаз и компонентов. Здесь может играть роль возможность образования низкотемпературных (~600°C) Ca-Mg водно-карбонатных жидкостей с невысокой концентрацией SiO_2 , подобной той, что известна из экспериментов в модельной системе $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ при давлениях 6 и 10 (и, возможно, выше) кбар (например, Voettcher et al., 1980). Нельзя исключать положительное влияние щелочно-карбонатных

компонентов (например, Na_2CO_3), образование которых возможно в ходе обмена с плагиоклазом, на плавление кварц-полевошпатовой составляющей породы (например, Шапошников, Аранович, 2015). Более низкие температуры плавления ассоциации карбонатсодержащей породы, обр. MAS-18, по отношению к похожим ассоциациям, несодержащим карбонаты (Patiño Douce, Beard, 1995), а также образование вблизи солидуса недосыщенных SiO_2 расплавов согласуются с результатами экспериментов по плавлению в системе KMASH-CO_2 при давлениях 6–10 кбар (Peterson, Newton, 1989, 1990). Эти эксперименты установили, что температуры плавления снижаются с добавлением CO_2 . Дж. Петерсон и Р.С. Ньютон (Peterson, Newton, 1990) объясняют этот эффект большей растворимостью CO_2 в виде комплексов MgCO_3 в богатых MgO “мафических” (бедных SiO_2) расплавах, образующихся в KMASH-CO_2 системе при $X_{\text{CO}_2} \sim 0.4$. Однако Дж. Клеменс с соавторами (Clemens et al., 1997) не подтвердили этот результат, показав, что в указанной системе образуются “гранитные” расплавы, а температура плавления увеличивается с ростом соотношения $\text{H}_2\text{O/CO}_2$ во флюиде.

Карбонатсодержащие метаморфические породы как источники сосуществующих водно-углекислых флюидов и гранитоидных магм

Если активность воды в гранитоидах можно оценить на основе равновесий слюд и амфиболов, то активность CO_2 в гранитоидах оценить невозможно из-за отсутствия первичных CO_2 -содержащих минеральных фаз в этих породах. Единственным свидетельством участия CO_2 в эволюции гранитоидных магм остаются находки включений этого газа в минералах гранитных пород (Konnerup-Madsen, 1977, 1979; Frost et al., 2000; Santosh et al., 1991, 2005; Frezzotti et al., 1994; Safonov et al., 2014, 2018а, 2018б, 2020; Сафонов и др., 2018), а также изредка графита (Duke, Rumble, 1986; Safonov et al., 2018б).

Включения карбонатных фаз в минералах гранитоидов уникальны (Frost et al., 2000; Safonov et al., 2020). Мы описали такие включения в гранатах из лейкократовых гранитоидов Южной Краевой Зоны (ЮКЗ) неорархейского комплекса Лимпопо, ЮАР (Safonov et al., 2020). Следуя выводам некоторых исследований (Herms, Schenk, 1992; Tsunogae et al., 2002; Tacchetto et al., 2018; Carvalho et al., 2020), эти включения были интерпретированы как продукты взаимодействия высокоплотного флюида CO_2 с гранатом-хозяином. Однако, основываясь на расчетах реакции богатого алмандином граната с CO_2 , был сделан вывод об избыточных содержаниях MgCO_3 и CaCO_3 во включениях

(Safonov et al., 2020). Водно-углекислый флюид с растворенными $MgCO_3$ и $CaCO_3$, по нашему мнению, мог возникнуть во внешнем источнике, изначально содержащем карбонаты, растворимость которых во флюиде довольно высока в условиях средней–нижней коры (например, Tiraboschi et al., 2018). В качестве такого источника были предложены карбонатсодержащие породы зеленокаменных поясов кратона Каапвааль, на которые были надвинуты гранулиты ЮКЗ. Близость изотопного состава углерода флюидных включений и графита в лейкократовых гранитоидах ЮКЗ (Safonov et al., 2018) с изотопным составом углерода карбонатов из пород зеленокаменных поясов (Митяев и др., 2020) является еще одним аргументом в поддержку этой модели. Проведенные эксперименты наглядно показали, что при плавлении карбонатсодержащего субстрата образуются силикатные расплавы, равновесные с флюидами, насыщенными карбонатными компонентами. Эти компоненты высаживаются из флюида в виде дочерних фаз при остывании (рис. 2д).

В отличие от самих гранитоидов, включения карбонатных фаз в минералах мигматитов и в кварц-полевошпатовых породах гранулитовой фации метаморфизма широко известны (Lamb, 2005 и ссылки в этой работе; Herms, Schenk, 1992, 1998; Srikantappa et al., 1992; Bolder-Schrijver et al., 2000; Tsunogae et al., 2002; Lamadrid et al., 2014; Ferrero et al., 2016; Tacchetto et al., 2018; Carvalho et al., 2020). Их интерпретация очень разнообразна. В некоторых исследованиях карбонаты рассматриваются в качестве составляющих компонентов минеральных ассоциаций пиковых условий метаморфизма, хотя термодинамические расчеты не всегда подтверждают этот вывод (Lamb, 2005). Поскольку карбонатные фазы присутствуют в виде включений в силикатных минералах и отсутствуют в матрице пород, то одной из интерпретаций может быть то, что эти карбонаты являлись реликтовыми фазами, которые исчезали в процессе прогрессивного метаморфизма и частичного плавления, образуя углекислый флюид или даже несмешиваемые карбонатные расплавы. Последний вариант рассматривался С. Ферреро с соавторами (Ferrero et al., 2016), которые выявили ассоциацию “Са-карбонатитовых” и “наногранитных” расплавленных включений в гранатах из мигматитов района Оберпфальц, Богемский массив. Эту ассоциацию авторы интерпретировали как “синхронное плавление двух протолитов, тесно ассоциирующихся в пространстве” (“...the synchronous melting of two different protoliths closely associated in space”, Ferrero et al., 2016, p. 128), в качестве которых они рассматривают метапелиты с линзами мраморов. В продуктах экспериментов в образце породы MAS-18 несмешиваемые расплавы не были обнаружены, вероятно, из-за узкого интервала сосуществования карбонатов и силикатного расплава вблизи

солидуса. Однако такие примеры известны из экспериментов по плавлению карбонатсодержащих метапелитов при давлениях более 20 кбар (Thomson, Schmidt, 2008; Scora et al., 2015).

Возможность сосуществования гранитоидных расплавов с карбонатитовыми расплавами обсуждалась Б.Р. Фростом с соавторами (Frost et al., 2000) для неорархейских гранитоидов батолита Луис-Лэйк, Вайоминг, США. Такой вывод авторы сделали на основе находок включений Са-карбонатов, ассоциирующих с включениями CO_2 , в кварце и полевых шпатах из этих гранитоидов. Гранитоиды батолита Луис-Лэйк является метаглиноземистыми, а доминирующими Fe-Mg минералами в них являются орто- и клинопироксены. *P-T* условия их образования оцениваются как 5–7 кбар и $800 \pm 50^\circ C$ (Frost et al., 2000). Эти характеристики типичны для условий и продуктов плавления карбонат-биотитового гнейса, обр. MAS-18. Как было показано выше, на основе сравнения результатов экспериментов по плавлению ассоциации *Pl + Bt + Qtz* без участия карбонатов (Vielzeuf, Montel, 1994; Montel, Vielzeuf, 1997; Patiño Douce, Beard, 1995, 1996; Patiño Douce, 1996; Gardien et al., 1995) с результатами экспериментов в образце породы MAS-18 минеральные ассоциации, сосуществующие с гранитоидными расплавами, будут трансформироваться из *Orx*-содержащих в *двупироксеновые* с увеличением содержания карбонатной составляющей в источнике. При этом снижении температуры способствует формированию расплавов, равновесных только с клинопироксеном (рис. 11а). Увеличение доли карбонатной составляющей в субстрате будет способствовать не только трансформации *Orx*-содержащих ассоциаций в *Срх*-содержащие, но и снижению содержания SiO_2 и увеличению содержаний СаО, FeО, MgО (увеличению “мафичности”) в расплавах, равновесных с ними (рис. 13). Авторы исследования (Frost et al., 2000) делают вывод о двух источниках корового материала для гранитоидов батолита Луис-Лэйк – высокоглиноземистого и низкоглиноземистого, причем эволюция гранитоидных магм, по мнению авторов, проходила в условиях насыщения CO_2 флюидом. Таким образом, генезис гранитоидов батолита Луис-Лэйк может быть интерпретирован как плавление субстратов по-разному обогащенных Са-карбонатной составляющей (рис. 13).

Еще одним примером тесных взаимоотношений *Orx* и *Срх*-содержащих гранитоидов могут служить пироксенсодержащие тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) гранитоиды ЮКЗ неорархейского гранулитового комплекса Лимпопо, ЮАР (van Reenen et al., 2011, 2019). Ранее (например, Bohlender et al., 1992) эти породы рассматривались как ТТГ-гнейсы гранулитовой фации. Однако Х.М. Раджеш с соавторами (Rajesh et al., 2019) определили, что пироксены в этих породах были

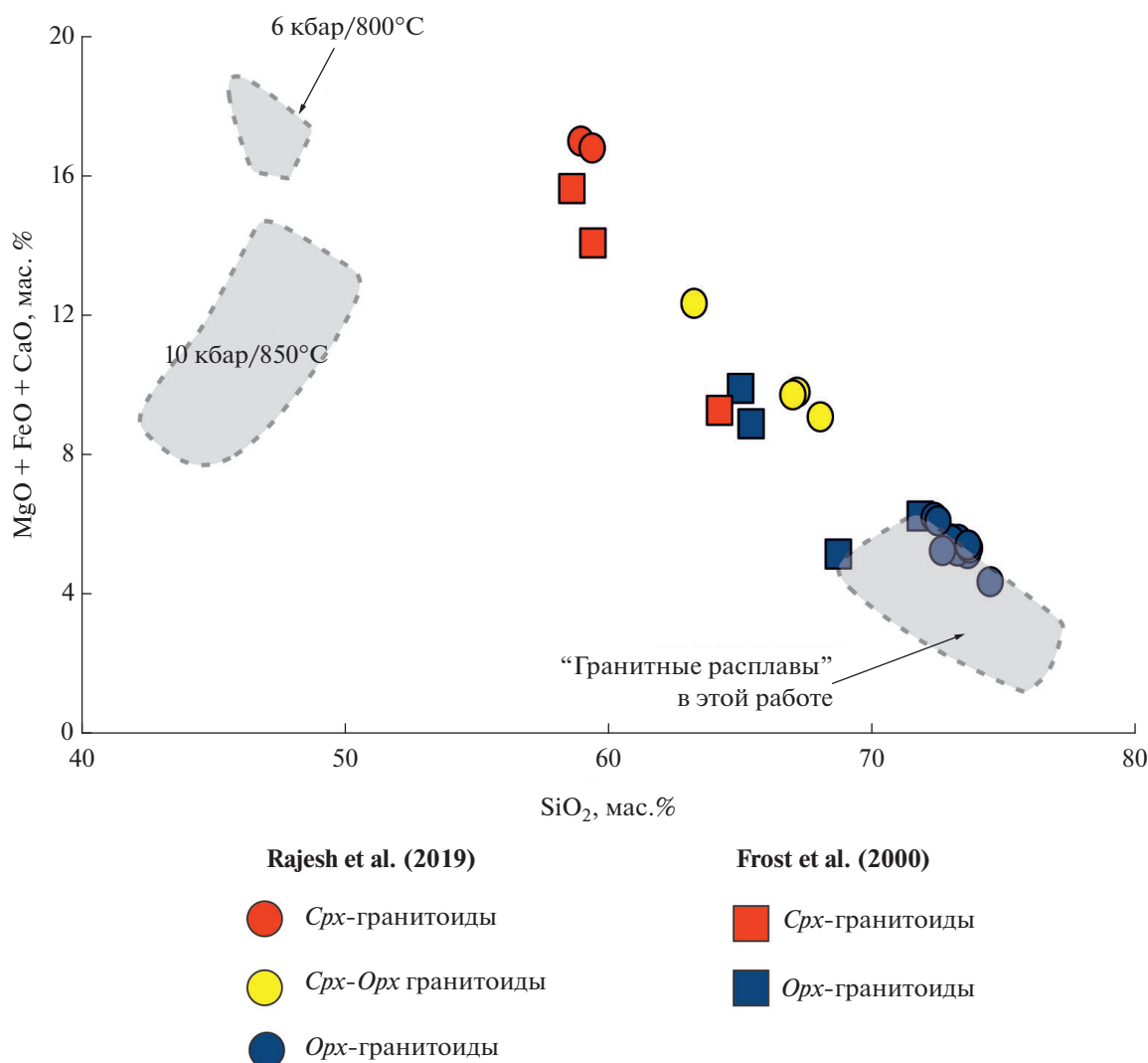


Рис. 13. Сравнение валовых составов пироксенсодержащих гранитоидов батолита Луис-Лэйк, Вайоминг, США (Frost et al., 2000) и Южной Краевой Зоны комплекса Лимпопо, ЮАР (Rajesh et al., 2019) с составами расплавов, полученных в экспериментах по плавлению карбонат-биотитового гнейса (серые поля).

равновесны с расплавами, а сами породы представляют собой продукты кристаллизации магм, сформировавшихся в ходе плавления метабазитового субстрата при 800–900°C в обстановке океанического плато. Следуя геохимическим характеристикам пород, авторы (Rajesh et al., 2019) предположили, что подобно низкобарическим и высокобарическим ТТГ-магмам (например, Moyen, Stevens, 2006; Moyen, Martin, 2012), *Srх*-содержащие гранитоидные магмы выплавлялись на меньших глубинах, чем *Orх*-содержащие магмы, а магмы с двумя пироксенами являлись продуктом их смешения. Однако результаты экспериментальных исследований по плавлению метабазальтов демонстрируют, что метабазальтовые субстраты производят заметный объем расплава при более высоких температурах, а ведущей фазой релита в таких субстратах является не ортопироксен, а клинопироксен, роль которого возрастает с давлением (напри-

мер, Rapp, Watson, 1995). Альтернативной моделью взаимоотношений пироксенсодержащих гранитоидов в ЮКЗ комплекса Лимпопо в свете проведенных экспериментов может быть плавление более фельзических (например, метаграувакковых) субстратов, по-разному обогащенных Mg–Fe–Ca карбонатами. Следуя этой модели, увеличение доли карбонатной составляющей в субстрате способствует трансформации не только *Orх*-содержащих ассоциаций в *Srх*-содержащие, но и увеличению их “мафичности” (рис. 13). Такие взаимоотношения действительно характеризуют переходы от *Orх*-содержащих гранитоидов (72–74 мас. % SiO₂) через двупироксеновые (63–68 мас. % SiO₂) в *Srх*-содержащие (~59 мас. % SiO₂) (Rajesh et al., 2019; рис. 13). Эксперименты показали возможность образования таких обедненных SiO₂ расплавов при плавлении биотитового гнейса, содержащего карбонаты.

Безусловно, описанные выше примеры двупроксеновых гранитоидных ассоциаций могут иметь и иные интерпретации. Однако модели, учитывающие участие карбонатсодержащих субстратов, могут служить связующим звеном, которое способно объяснить не только вариации химического и минерального состава специфических типов гранитоидов, но и флюидный режим их образования и эволюции. Этот вывод побуждает к новым экспериментальным исследованиям плавления карбонатсодержащих ассоциаций различного состава при *P-T* условиях континентальной коры.

Благодарности. Авторы благодарят А.Л. Перчука (Геологический факультет МГУ) за замечания к первому варианту статьи и предложения по ее улучшению.

Источники финансирования. Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 20-35-90013 для аспирантов и гранта РНФ № 18-17-00206-П в части связи гранитного магматизма с эволюцией докембрийских гранулитовых комплексов, а также в рамках темы Госзадания ИЭМ РАН (FMUF-2022-0004; 1021051302305-5-1.5.2;1.5.4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Митяев А.С., Сафонов О.Г., Реутский В.Н. и др. Изотопные характеристики карбонатов пород зеленокаменных поясов как индикатор возможного источника флюидов в гранулитовых комплексах докембрия: пример из зеленокаменного пояса Гияни и гранулитового комплекса Лимпопо (ЮАР) // Докл. АН. 2020. Т. 492. № 1. С. 66–70.

Перчук Л.Л., Геря Т.В., ван Ринен Д.Д. и др. Метаморфический пояс Лимпопо, Южная Африка: 2. Режим декомпрессии и остывания гранулитов и пород кратона Каапвааль // Петрология. 1996. Т. 4. № 6. С. 619–648.

Сафонов О.Г., Ринен Д.Д., Япаскурт В.О. и др. Термальные и флюидные эффекты гранитоидных интрузий, воздействующие на гранулитовые комплексы: примеры из Южной Краевой Зоны комплекса Лимпопо (ЮАР) // Петрология. 2018. Т. 26. № 6. С. 633–658.

Шапошников В.В., Аранович Л.Я. Экспериментальное изучение условий плавления модельного гранита в присутствии щелочно-карбонатных растворов при давлении 400 МПа // Геохимия. 2015. Т. 9. С. 855–861.

Acosta-Vigil A., London D., Morgan G.B. Experiments on the kinetics of partial melting of a leucogranite at 200 MPa H₂O and 690–800°C: Compositional variability of melts during the onset of H₂O-saturated crustal anatexis // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. P. 539–551.

Anovitz L.M., Essene E.J. Phase equilibria in the system Ca–CO₃–MgCO₃–FeCO₃ // J. Petrol. 1987. V. 28. P. 389–415.

Aranovich L.Y., Newton R.C. H₂O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. P. 200–212.

Aranovich L.Y., Safonov O.G. Halogens in high-grade metamorphism // The role of halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes. Cham: Springer, 2018. Ch. 11. P. 713–757.

Bartoli O., Cesare B. Nanorocks: A 10-year-old story // Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali. 2020. V. 31. P. 249–257.

Boettcher A.L., Robertson J.K., Wyllie P.J. Studies in synthetic carbonatite systems: Solidus relationships for CaO–MgO–CO₂–H₂O to 40 kbar and CaO–MgO–SiO₂–CO₂–H₂O to 10 kbar // J. Geophys. Res. Solid Earth. 1980. V. 85. B12. P. 6937–6943.

Bohlen S.R., Liotta J.J. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 1025–1034.

Bohlen S.R., Wall V.J., Boettcher A.L. Geobarometry in granulites // Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. N.Y.: Springer, 1983. P. 141–171.

Bohlender F., van Reenen D.D., Barton Jr. J.M. Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt // Precam. Res. 1992. V. 55. P. 429–449.

Bolder-Schrijver L.J.A., Kriegsman L.M., Touret J.L.R. Primary carbonate/CO₂ inclusions in sapphirine-bearing granulites from Central Sri-Lanka // J. Metamorph. Geol. 2000. V. 18. P. 259–269.

Brown M. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: Mechanisms and consequences // J. Geol. Soc. 2007. V. 164. P. 709–730.

Brown M. Granite: From genesis to emplacement // GSA Bull. 2013. V. 125. V. 1079–1113.

Carvalho B.B., Bartoli O., Cesare B. et al. Primary CO₂-bearing fluid inclusions in granulitic garnet usually do not survive // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. V. 536. 116170.

Cesare B., Acosta-Vigil A., Bartoli O. et al. What can we learn from melt inclusions in migmatites and granulites? // Lithos. 2015. V. 239. P. 186–216.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later // Austral. J. Earth Sci. 2001. V. 48. P. 489–499.

Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D. Peraluminous I-type granites // Lithos. 2012. V. 153. P. 142–153.

Clemens J.D. The granulite-granite connexion // Granulites and Crustal Differentiation. Eds. D. Vielzeuf, P. Vidal. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 25–36.

Clemens J.D. Partial melting and granulite genesis: A partisan overview // Precam. Res. 1992. V. 55. P. 297–301.

Clemens J.D. Experimental evidence against CO₂-promoted deep crustal melting // Nature. 1993. V. 363. P. 336–338.

Clemens J.D., Droop G.T., Stevens G. High-grade metamorphism, dehydration and crustal melting: A reinvestigation based on new experiments in the silica-saturated portion of the system KAlO₂–MgO–SiO₂–H₂O–CO₂ at *P* ≤ 1.5 GPa // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 129. P. 308–325.

Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 524–541.

Duke E.F., Rumble D. Textural and isotopic variations in graphite from plutonic rocks, south-central New Hampshire // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 93. P. 409–419.

Duncan M.S., Dasgupta R. CO₂ solubility and speciation in rhyolitic sediment partial melts at 1.5–3.0 GPa – implications for carbon flux in subduction zones // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 124. P. 328–347.

Ebadi A., Johannes W. Beginning of melting and composition of first melts in the system *Qz–Ab–Or–H₂O–CO₂* // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 106. P. 286–295.

- Elkins L.T., Grove T.L.* Ternary feldspar experiments and thermodynamic models // *Amer. Mineral.* 1990. V. 75. P. 544–559.
- Farquhar J., Chacko T.* Isotopic evidence for involvement of CO₂-bearing magmas in granulite formation // *Nature.* 1991. V. 354. P. 60–63.
- Ferrero S., Wunder B., Ziemann M.A. et al.* Carbonatitic and granitic melts produced under conditions of primary immiscibility during anatexis in the lower crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 454. P. 121–131.
- Frezzotti M.-L., Di Vincenzo G., Ghezzi C. et al.* Evidence of magmatic CO₂-rich fluids in peraluminous graphite-bearing leucogranites from Deep Freeze Range (northern Victoria Land, Antarctica) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 117. P. 111–123.
- Frost B.R., Frost C.D.* CO₂, melts and granulite metamorphism // *Nature.* 1987. V. 327. P. 503–506.
- Frost B.R., Frost C.D., Touret J.L.* Magmas as a source of heat and fluids in granulite metamorphism // *Fluid Movements – Element transport and the composition of the Deep Crust.* Netherlands: Springer, 1989. P. 1–18.
- Frost B.R., Frost C.D., Hulsebosch T.P. et al.* Origin of the charnockites of the Louis lake Batholith, Wind River Range, Wyoming // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 1759–1776.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Gao P., Zheng Y.F., Zhao Z.F.* Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis // *Lithos.* 2016. V. 266. P. 133–157.
- Gardien V., Thompson A. B., Grujic D. et al.* Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz ± muscovite assemblages and implications for crustal melting // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 1995. V. 100. B8. P. 15581–15591.
- Gardien V., Thompson A. B., Ulmer P.* Melting of biotite + plagioclase + quartz gneisses: The role of H₂O in the stability of amphibole // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 651–666.
- Glassley W.E.* Deep crustal carbonates as CO₂ fluid sources: Evidence from metasomatic reaction zones // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. V. 84. P. 15–24.
- Grant J.A.* 1986. Quartz-phlogopite-liquid equilibria and origins of charnockites // *Amer. Mineral.* 1986. V. 71. P. 1071–1075.
- Grassi D., Schmidt M.W.* The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 765–789.
- Groppo C., Rapa G., Frezzotti M.L. et al.* The fate of calcareous pelites in collisional orogens // *J. Metamorph. Geol.* 2021. V. 39. P. 181–207.
- Hamilton D.L., MacKenzie W.S.* Phase equilibrium studies in the system NaAlSi₃O₈ (nepheline)–KAlSi₃O₈ (kalsilite)–SiO₂–H₂O // *Mineral. Mag.* 1965. V. 34. P. 214–231.
- Hammouda T., Keshav S.* Melting in the mantle in the presence of carbon: Review of experiments and discussion on the origin of carbonatites // *Chem. Geol.* 2015. V. 418. P. 171–188.
- Harley S.L., Santosh M.* Wollastonite at Nuliyam, Kerala, southern India: A reassessment of CO₂-infiltration and charnockite formation at a classic locality // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 83–94.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *Amer. Mineral.* 2005. V. 90. P. 316–328.
- Herms P., Schenk V.* Fluid inclusions in granulite-facies metapelites of the Hercynian ancient lower crust of the Serre, Calabria, Southern Italy // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 112. P. 393–404.
- Herms P., Schenk V.* Fluid inclusions in high-pressure granulites of the Pan-African belt in Tanzania (Uluguru Mts): A record of prograde to retrograde fluid evolution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 130. P. 199–212.
- Holland T.J.* The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200°C // *Amer. Mineral.* 1980. V. 65. P. 129–134.
- Holland T., Powell R.* Thermodynamics of order-disorder in minerals; I. Symmetric formalism applied to minerals of fixed composition // *Amer. Mineral.* 1996. V. 81. P. 1413–1424.
- Holloway J.R.* Fluids in evolution of granitic magmas: Consequence of finite CO₂ solubility // *GSA Bull.* 1976. V. 87. P. 1513–1518.
- Huizenga J.M., Touret J.L.* Granulites, CO₂ and graphite // *Gondwana Res.* 2012. V. 22. P. 799–809.
- Kerrick D.M., Caldeira K.* Metamorphic CO₂ degassing from orogenic belts // *Chem. Geol.* 1998. V. 145. P. 213–232.
- Johnson T.E., White R.W., Powell R.* Partial melting of metagreywacke: A calculated mineral equilibria study // *J. Metamorph. Geol.* 2008. V. 26. P. 837–853.
- Konnerup-Madsen J.* Composition and microthermometry of fluid inclusions in the Kleivan granite, south Norway // *Amer. J. Sci.* 1977. V. 277. P. 673–696.
- Konnerup-Madsen J.* Fluid inclusions in quartz from deep-seated granitic intrusions, south Norway // *Lithos.* 1979. V. 12. P. 13–23.
- Lamadrid H.M., Lamb W.M., Santosh M. et al.* Raman spectroscopic characterization of H₂O in CO₂-rich fluid inclusions in granulite facies metamorphic rocks // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 301–310.
- Lamb W.* Carbonates in feldspathic gneisses from the granulite facies: Implications for the formation of CO₂-rich fluid inclusions // *Metamorphic and Crustal Evolution: Papers in Honour of Prof. R.S. Sharma.* Ed. H. Thomas. New Delhi: Atlantic, 2005. P. 163–181.
- Le Breton N., Thompson A.B.* Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 99. P. 226–237.
- Le Fort P., Cuney M., Deniel C. et al.* Crustal generation of the Himalayan leucogranites // *Tectonophysics.* 1987. V. 134. P. 39–57.
- Lowenstern J.B.* Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems // *Mineralium Deposita.* 2001. V. 36. P. 490–502.
- Mann U., Schmidt M.W.* Melting of pelitic sediments at subarc depths: 1. Flux vs. fluid-absent melting and a parameterization of melt productivity // *Chem. Geol.* 2015. V. 404. P. 150–167.
- McCourt S., van Reenen D.D.* Structural geology and tectonic setting of the Sutherland greenstone belt, Kaapvaal Craton, South Africa // *Precam. Res.* 1992. V. 55. P. 93–110.
- Montel J.M., Vielzeuf D.* Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 128. P. 176–196.
- Moyen J., Martin H.* Forty years of TTG research // *Lithos.* 2012. V. 148. P. 312–336.
- Moyen J., Stevens G.* Experimental constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean geodynamics // *Geophysical Monograph Series.* Publisher: American Geophysical Union, 2006. V. 164. 149 p.

- Nair R., Chacko T.* Fluid-absent melting of high-grade semi-pelites: *P-T* constraints on orthopyroxene formation and implications for granulite genesis // *J. Petrol.* 2002. V. 43. P. 2121–2142.
- Newton R.C., Smith J.V., Windley B.F.* Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth // *Nature.* 1980. V. 288. P. 45–50.
- Ni H., Keppler H.* Carbon in silicate melts // *Rev. Mineral. Geochem.* 2013. V. 75. P. 251–287.
- Papale P., Moretti R., Barbato D.* The compositional dependence of the saturation surface of $H_2O + CO_2$ fluids in silicate melts // *Chem. Geol.* 2006. V. 229. P. 78–95.
- Patiño Douce A.E.* Effects of pressure and H_2O content on the compositions of primary crustal melts // *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 1996. V. 87. P. 11–21.
- Patiño Douce A.E., Beard J.S.* Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 707–738.
- Patiño Douce A.E., Beard J.S.* Effects of *P*, *fO*₂ and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes // *J. Petrol.* 1996. V. 37. P. 999–1024.
- Patiño Douce A.E., Johnston A.D.* Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granulites and aluminous granulites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 107. P. 202–218.
- Perchuk L.L., Gerya T.V.* Formation and evolution of Precambrian granulite terranes: A gravitational redistribution model // *Eds. D.D. van Reenen, J.D. Kramers, S. McCourt, L.L. Perchuk. Origin and Evolution of Precambrian High-Grade Gneiss Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa. Geol. Soc. Amer. Memoir.* 2011. V. 207. P. 1–22.
- Perchuk L.L., Gerya T.V., van Reenen D.D. et al.* *P-T* paths and tectonic evolution of shear zones separating high-grade terrains from cratons: Examples from Kola Peninsula (Russia) and Limpopo Region (South Africa) // *Mineral. Petrol.* 2000. V. 69. P. 109–142.
- Peterson J.W., Newton R.C.* CO_2 -enhanced melting of biotite-bearing rocks at deep-crustal pressure–temperature conditions // *Nature.* 1989. V. 340. P. 378–380.
- Peterson J.W., Newton R.C.* Experimental biotite-quartz melting in the KMASH– CO_2 system and the role of CO_2 in the petrogenesis of granites and related rocks // *Amer. Mineral.* 1990. V. 75. P. 1029–1042.
- Pettijohn F. J.* *Sedimentary rocks.* New York: Harper & Row, 1975. V. 3. 628 p.
- Rajesh H.M., Belyanin G.A., Safonov O.G. et al.* Pyroxene-bearing low- and high-HREE TTGs from the northeastern margin of the Kaapvaal Craton, southern Africa: Implications for Archean geodynamics // *Lithos.* 2019. V. 348. 105181.
- Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 891–931.
- Safonov O.G., Tatarinova D.S., van Reenen D.D. et al.* Fluid-assisted interaction of peraluminous metapelites with trondhjemitic magma within the Petronella shear-zone, Limpopo Complex, South Africa // *Precambrian Res.* 2014. V. 253. P. 114–145.
- Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Elburg M. et al.* *P-T* conditions, mechanism and timing of the localized melting of metapelites from the Petronella shear-zone and relationships with granite intrusions in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa // *J. Petrol.* 2018a. V. 59. P. 695–734.
- Safonov O.G., Reutsky V.N., Varlamov D.A. et al.* Composition and source of fluids in high-temperature graphite-bearing granulites associated with granulites: Examples from the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa // *Gondwana Res.* 2018b. V. 60. P. 129–152.
- Safonov O.G., Mityaev A.S., Yapaskurt V.O. et al.* Carbonate-silicate inclusions in garnet as evidence for a carbonate-bearing source for fluids in leucocratic granulites associated with granulites of the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa // *Gondwana Res.* 2020. V. 77. P. 147–167.
- Santosh M., Omori S.* CO_2 flushing: A plate tectonic perspective // *Gondwana Res.* 2008. V. 13. P. 86–102.
- Santosh M., Jayananda M., Mahabaleswar B.* Fluid Evolution in the Closepet Granite – a Magmatic Source for CO_2 in Charnockite Formation at Kabbaldurga // *J. Geol. Soc. India.* 1991. V. 38. P. 55–65.
- Santosh M., Tanaka K., Yoshimura Y.* Carbonic fluid inclusions in ultrahigh-temperature granulites from southern India // *C.R. Geosci.* 2005. V. 337. P. 327–335.
- Satish-Kumar M., Santosh M.* A petrological and fluid inclusion study of calc-silicate–charnockite associations from southern Kerala, India: Implications for CO_2 influx // *Geol. Mag.* 1998. V. 135. P. 27–45.
- Sawyer E.W.* The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada // *Chem. Geol.* 1986. V. 55. P. 77–95.
- Sawyer E.W., Cesare B., Brown M.* When the continental crust melts // *Elements.* 2011. V. 7. P. 229–234.
- Skjerlie K.P., Johnston A.D.* Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: Implications for the generation of anorogenic granites // *J. Petrol.* 1993. V. 34. P. 785–815.
- Skora S., Blundy J.D., Brooker R.A. et al.* Hydrous phase relations and trace element partitioning behaviour in calcareous sediments at subduction-zone conditions // *J. Petrol.* 2015. V. 56. P. 953–980.
- Srikantappa C., Raith M., Touret J.L.R.* Synmetamorphic high-density carbonic fluids in the lower crust: Evidence from the Nilgiri granulites, southern India // *J. Petrol.* 1992. V. 33. P. 733–760.
- Stevens G., Clemens J.D.* Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: A slanted summary? // *Chem. Geol.* 1993. V. 108. P. 1–17.
- Stevens G., Clemens J.D., Droop G.T.* Melt production during granulite-facies anatexis: Experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 128. P. 352–370.
- Tacchetto T., Bartoli O., Cesare B. et al.* Multiphase inclusions in peritectic garnet from granulites of the Athabasca granulite terrane (Canada): Evidence of carbon recycling during Neoproterozoic crustal melting // *Chem. Geol.* 2019. V. 508. P. 197–209.
- Thompson A.B.* Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H_2O undersaturated granitic liquids // *Amer. J. Sci.* 1982. V. 282. P. 1567–1595.
- Thomsen T.B., Schmidt M.W.* Melting of carbonated pelites at 2.5–5.0 GPa, silicate–carbonate liquid immiscibility, and potassium–carbon metasomatism of the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 267. P. 17–31.
- Tiraboschi C., Tumiati S., Sverjensky D. et al.* Experimental determination of magnesia and silica solubilities in graphite-saturated and redox-buffered high-pressure COH fluids in

- equilibrium with forsterite + enstatite and magnesite + enstatite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. V. 173. P. 1–17.
- Touret J.L.R., Huizenga J.-M. Fluids in granulites // *Geol. Soc. Amer. Memoirs*. 2011. V. 207. P. 25–37.
- Tsuno K., Dasgupta R. Melting phase relation of nominally anhydrous, carbonated pelitic-eclogite at 2.5–3.0 GPa and deep cycling of sedimentary carbon // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 743–763.
- Tsuno K., Dasgupta R. The effect of carbonates on near-solidus melting of pelite at 3 GPa: Relative efficiency of H₂O and CO₂ subduction // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 319. P. 185–196.
- Tsunogae T., Santosh M., Osanai Y. et al. Very high-density carbonic fluid inclusions in sapphirine-bearing granulites from Tonagh Island in the Archean Napier Complex, East Antarctica: Implications for CO₂ infiltration during ultra-high-temperature ($T > 1100^\circ\text{C}$) metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 279–299.
- van Reenen D.D., Smit C.A., Perchuk L.L. et al. Thrust exhumation of the Neoproterozoic ultrahigh-temperature Southern Marginal Zone, Limpopo Complex: Convergence of decompression-cooling paths in the hanging wall and prograde P - T paths in the footwall // *Geol. Soc. Amer. Memoirs*. 2011. V. 207. P. 189–212.
- van Reenen D.D., Smit C.A., Perchuk A.L. et al. The Neoproterozoic Limpopo Orogeny: Exhumation and regional-scale gravitational crustal overturn driven by a granulite diapir // *The Archean Geology of the Kaapvaal Craton, Southern Africa*, Cham: Springer, 2019. P. 185–224.
- Vielzeuf D., Holloway J.R. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 98. P. 257–276.
- Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 117. P. 375–393.
- Weinberg R.F., Hasalová P. Water-fluxed melting of the continental crust: A review // *Lithos*. 2015. V. 212. P. 158–188.
- Wendlandt R.F. Influence of CO₂ on melting of model granulite facies assemblages – A model for the genesis of charnockites // *Amer. Mineral.* 1981. V. 66. P. 1164–1174.
- White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al. The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: Mineral equilibria calculations in the system K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–Fe₂O₃ // *J. Metamorph. Geol.* 2000. V. 18. P. 497–511.
- White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al. New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. P. 261–286.
- White R.W., Palin R.M., Green E.C. High-grade metamorphism and partial melting in Archean composite grey gneiss complexes // *J. Metamorph. Geol.* 2017. V. 35. P. 181–195.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Zen E-an. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: Some mineralogical and petrographic constraints // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 1095–1117.

Partial Melting of a Carbonate-Biotite Gneiss at the Conditions of the Continental Crust: Experimental and Thermodynamic Modeling

A. S. Mityaev^{1, 2}, O. G. Safonov^{1, 2, 3}, D. A. Varlamov², and D. D. van Reenen³

¹ Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow, Russia

² Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Science, Chernogolovka, Moscow district, Russia

³ Department of Geology, University of Johannesburg, Johannesburg, South Africa

One of the mechanisms explaining the relationship of CO₂-rich fluids and granitoid magmas under conditions of high-temperature metamorphism in the crust is the melting of sources that originally contained carbonate minerals. In order to study the conjugate processes of dehydration/decarbonation and melting, experiments on a carbonate-biotite gneiss from the Archean greenstone belt at pressures of 6, 10 and 15 kbar in the temperature range of 800–950°C and modeling of phase relations in this rock using the pseudo-section method were performed. Experiments and modeling revealed a subvertical positive dP/dT slope of the solidus of the rock. In comparison with the calculated solidus temperatures, the experiments showed higher melting temperatures (~800°C at 6 kbar and ~850°C at 10 and 15 kbar). In the products of experiments at pressures of 6 and 10 kbar and temperatures >850°C, assemblages of clinopyroxene, orthopyroxene and ilmenite were found, and at 15 kbar orthopyroxene and ilmenite were absent, but calcium garnet and rutile were stable. The first portions of the near-solidus melts at 6 and 10 kbar are poor SiO₂ (44–50 wt %), their formation is due to the participation of carbonate phases in melting reactions. With an increase of temperature, the melts acquire a granite composition that is close to the composition of melts formed during the melting of the carbonate-free plagioclase + biotite + quartz assemblage. An (aqueous-) carbonic fluid containing Ca–Mg–Fe carbonate components coexists with the melts. The phase assemblages and compositions of the granite melts obtained in the experiments are consistent with the results of the modeling. Comparison of the experimental results with the published data on the partial melting of the carbonate-free plagioclase + biotite + quartz assemblages allows a preliminary conclusion that Ca–Mg–Fe carbonates contribute to a decrease in the melting temperature. Experiments have demonstrated the possibility of the formation of granite magmas together with (aqueous-)carbonic fluids in a carbonate-bearing source under conditions of high-temperature metamorphism in the middle and lower crust. The presence of clinopyroxene or two-pyroxene assemblages in granitoids can be considered as a mineralogical indicator of this process.

Keywords: metamorphism, granitoid melts, aqueous-carbonic fluids, carbonate-bearing rocks, fluid-mineral reactions, experiment, thermodynamic modeling

УДК 550.41+553.22+552.16

МЕТАСОМАТОЗ В ТЕРМОГРАДИЕНТНЫХ УСЛОВИЯХ: МОДЕЛИ СОПРЯЖЕННОГО ПЕРЕНОСА ТЕПЛА И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ФЛЮИД–ПОРОДА

© 2022 г. А. Б. Кольцов^а, *, С. А. Бушмин^а, **^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: sir.koltsov2012@yandex.ru

**e-mail: s.a.bushmin@ipgg.ru

Поступила в редакцию 23.11.2021 г.

После доработки 23.12.2021 г.

Принята к публикации 14.01.2022 г.

Представлены численные модели метасоматических процессов, протекающих при сопряженном переносе тепла и растворенного вещества от гранитного источника во вмещающий метапелит заданного состава в режиме фронтального и сфокусированного движения вертикального потока флюида. Изменение температуры рассчитано по уравнениям кондуктивного и адвективного пространства тепла в проницаемой среде, а результаты взаимодействия флюида и породы – средними программным комплексом НСн. Минеральный состав пород, глубина их преобразования, степень неравновесности флюида и протолита зависят от величины флюидного потока, времени и расстояния от источника. При величине потока 10^{-10} м/с образуются только многофазные минеральные ассоциации, характерные для контактово-метаморфической зональности. В проницаемых каналах при величине потока 10^{-8} – 10^{-6} м/с формируется вертикальная метасоматическая зональность, изменяющаяся со временем по мере прогрева канала и повышения отношения флюид/порода. Скорость движения фронтов замещения в этой зональности различается на несколько порядков. При заданном составе и температуре источника и составе протолита образование конкретных метасоматических парагенезисов определяется главным образом двумя факторами: объемным отношением флюид/порода за все время процесса и разностью температур между источником и флюидом. Повышение кислотности флюида с понижением температуры в наибольшей степени проявляется в узких одиночных каналах, где преобладает кондуктивный перенос тепла, а градиент температуры сохраняется длительное время. В широких сближенных каналах температура определяется адвективным переносом тепла флюидом, ее градиент исчезает, и преобладающим становится влияние состава источника флюида.

Ключевые слова: метасоматоз, численное моделирование, теплоперенос, массоперенос, флюидный поток, кислотность, зональность

DOI: 10.31857/S0869590322030049

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

a – активность частиц во флюиде (моль/кг)

A_R – безразмерные параметры, характеризующие химический потенциал компонентов R_2O , RO во флюиде и равновесной с ним породе

ΔA_R – разность между A_R флюида, равновесного с новообразованным парагенезисом при данных P ,

$T(A_R^f)$ и A_R порового флюида без добавок CO_2 и H_2S , равновесного с протолитом при тех же P ,

$T(A_R^r)$

$C_{p,f}$ – изобарная удельная теплоемкость флюида (Дж/г·К)

$C_{p,r}$ – изобарная удельная теплоемкость породы (Дж/г·К)

d – половина расстояния между соседними каналами (м)

D_{eff} – эффективный коэффициент диффузии во флюиде (m^2/c)

i – число ячеек в многоволновом проточном ступенчатом реакторе

k – термический градиент (К/м)

m – полуширина канала (м)

n – пористость породы

N – число волн (порций флюида) в многоволновом проточном ступенчатом реакторе

ΔpH – разность между pH флюида, равновесного с новообразованным парагенезисом при данных P , T (ΔpH^f) и pH порового флюида без добавок CO_2 и H_2S , равновесного с протолитом при тех же P , T (ΔpH^r)

q – удельный флюидный поток (отражает скорость фильтрации флюида через проницаемую породу). Объем флюида, протекающего через единичное поперечное сечение породы за единицу времени (m/c)

t – время (c)

T – температура (K)

T_s – температура источника тепла (K)

T_z – температура протолита на расстоянии z от источника тепла при $t = 0$ (K)

T_0 – температура протолита на контакте с источником тепла при $t = 0$ (K)

T' – безразмерная температура $(T - T_z)/(T_s - T_z)$

W – отношение флюид/порода. Отношение объема флюида, прошедшего через единичное поперечное сечение породы на расстоянии z от источника за время t , к объему породы, через который прошел флюид

x – половина мощности пластового тела, являющегося источником тепла (m)

z – расстояние от источника тепла и флюида (m)

k – температуропроводность пород, равная отношению теплопроводности к теплоемкости (m^2/c)

ρ_f – плотность флюида ($г/м^3$)

ρ_r – плотность породы ($г/м^3$)

Использованные в тексте символы минералов соответствуют (Whitney, Evans, 2010).

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфические и метасоматические процессы развиваются в тепловом поле, создаваемом магматическими очагами или ювенильными тепловыми потоками. В свою очередь, при концентрировании в проницаемых зонах флюид любого происхождения может являться теплоносителем и трансформировать это поле (Brady, 1988; Hoisch, 1991; Thompson, Connolly, 1992; Polyansky, Reverdatto, 2006; Ague, 2014). При фильтрации флюида вдоль температурного градиента происходят разнообразные процессы диссоциации кислот и оснований во флюиде, смещения равновесий гидролиза, изменения растворимости минералов, контролирующие характер метасоматоза и рудообразования (например, Наумов В.Б., Наумов Г.Б., 1980; Bushmin, 2000; Bushmin et al., 2004; Кольцов, 2006, 2015; Азимов, Бушмин, 2007; Ague, 2014, Steele-MacInnis, Manning, 2020). Это определяет необходимость исследования сопряженного теплопереноса для выявления за-

кономерностей преобразования пород нагретыми флюидными потоками.

Во многих работах исследована роль теплопроводности пород, рассеянного и концентрированного флюидного потока в распространении тепла над интрузивными магматическими телами и в условиях регионального метаморфизма (Жданов, Харченко, 1982; Bickle, McKenzie, 1987; Brady, 1988; Жариков и др., 1988; Thompson, Connolly, 1992; Polyansky et al., 2003; Polyansky, Reverdatto, 2006). Проведено экспериментальное (Зарайский, 1989, 2007; Zharikov, Zarskiy, 1991; Метасоматизм ..., 1998) и численное моделирование взаимодействия флюид–порода и образования метасоматической зональности при постоянной или произвольно изменяющейся температуре (Cleverley, Oliver, 2005; Dolejs, Wagner, 2008; Борисов, 2000; Гричук, 2000; Кольцов, 2006, 2015). К настоящему времени имеются лишь единичные исследования, в которых построены модели сопряженного теплопереноса и отложения вещества для конкретных объектов: урановых руд над проницаемыми зонами (Арсеньев, Пэк, 1991; Мальковский и др., 2010) и гидротермальных железо-марганцевых построек на дне океанов (Grichuk, 2012).

В настоящей работе сделана попытка объединить тепловую и физико-химическую модели взаимодействия флюид–порода. Цель работы – выявление закономерных связей между распределением температуры, изменением геохимических характеристик флюида и образованием метасоматитов различного типа вдоль флюидного потока в зависимости от длительности процесса.

МЕХАНИЗМЫ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА

Перенос тепла в горных породах может осуществляться посредством кондуктивного механизма за счет теплопроводности пород и адвективного механизма вместе с потоком флюида. Соотношение этих процессов характеризуется

тепловым числом Пекле $Pe_T = \frac{zq}{k}$, где z – расстояние от источника тепла, q – удельный флюидный поток, k – температуропроводность породы. Если $Pe_T \ll 1$, то преобладает кондуктивный перенос тепла, а если $Pe_T \gg 1$ – адвективный перенос. Температуропроводность флюидонасыщенных горных пород с пористостью ниже 0.1% меняется мало и принята нами вслед за (Bickle, McKenzie, 1987) постоянной и равной $10^{-6} m^2/c$. Тогда для любого заданного z число Пекле зависит только от величины q . Эта величина, напротив, может меняться весьма значительно в зависимости в первую очередь от проницаемости пород. Оценки проницаемости ненарушенных кристаллических пород составляют не ниже $10^{-18} m^2$ (Etheridge et al., 1983) и не выше 10^{-17} (Brace, 1980), что соответ-

стует $q = 10^{-10} - 10^{-9}$ м/с. В зонах разрывных нарушений и пластах пористых пород, а также за счет потенциально высокой растворимости пород во флюиде q может быть на несколько порядков выше.

Как показано в (Bickle, McKenzie, 1987), эффективный коэффициент диффузии D_{eff} (с учетом пористости) для водных частиц приблизительно на пять порядков ниже, чем теплопроводность пород. Тогда при любых значениях q и z концентрационное число Пекле $Pe_C = \frac{zq}{D_{\text{eff}}}$ будет на пять порядков больше, чем Pe_T . Отсюда следует, что диффузионный метасоматоз всегда происходит в условиях кондуктивного переноса тепла, но инфильтрационный метасоматоз может осуществляться как в кондуктивном тепловом поле при слабом флюидном потоке, так и при адвекции тепла мощным флюидным потоком (Bickle, McKenzie, 1987).

Согласно (Шестаков, 1979; Brady, 1988), полное выражение закона сохранения энергии для теплового потока во флюидонасыщенных породах имеет вид:

$$\left[(1-n) \frac{\rho_r C_{p,r}}{\rho_f C_{p,f}} + n \right] \frac{\partial T}{\partial t} + q \frac{\partial T}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (1)$$

где n – пористость, ρ_f и ρ_r , $C_{p,f}$ и $C_{p,r}$ – плотность и удельная теплоемкость флюида и породы соответственно. Если вслед за (Bickle, McKenzie, 1987) принять $\rho_f = 10^6$ г/м³, $\rho_r = 2.8 \times 10^6$ г/м³, $C_{p,f} = 3.8$ Дж/г · К, $C_{p,r} = 1.3$ Дж/г · К, то, учитывая весьма малую пористость пород, можно приближенно принять коэффициент при первом терме в (1) равным 1:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + q \frac{\partial T}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}. \quad (2)$$

Аналитические решения уравнения (2) зависят от ряда граничных условий, в том числе от геометрии объектов, между которыми происходит теплообмен, и получены для некоторых наиболее простых случаев.

Если поверхность источника тепла плоская, ее температура T_s постоянна, а тепло распространяется в непроницаемую бесконечную среду с температурой T_0 , то изменение относительной (безразмерной) температуры в этой среде описывается уравнением кондуктивного переноса (Карслоу, Егер, 1964):

$$T' = \frac{T - T_0}{T_s - T_0} = \text{erfc} \frac{z}{2\sqrt{\kappa t}}, \quad (3)$$

где $z = 0$ на поверхности источника тепла.

Этому уравнению соответствует кривая 1 на графике зависимости T' от z для некоторого времени

$t = 1$ и 3 тыс. лет (рис. 1). Ее характерная черта – постепенное уменьшение градиента температуры с увеличением расстояния и времени.

Если источником тепла является пластовое тело мощностью $2x$, то решение приобретает вид (Карслоу, Егер, 1964):

$$T' = \frac{1}{2} \left(\text{erf} \frac{x-z}{2\sqrt{\kappa t}} + \text{erf} \frac{x+z}{2\sqrt{\kappa t}} \right), \quad (4)$$

где $z = 0$ относится к центру пласта. Характер изменения температуры в окружающей среде подобен предыдущему, но с учетом постепенного остывания пластового тела. Температура поверхности тела определяется как

$$T' = \frac{1}{2} \text{erf} \frac{x}{\sqrt{\kappa t}}, \quad (5)$$

и при бесконечно большой мощности тела

$$T = \frac{1}{2} (T_s + T_0). \quad (6)$$

Если от плоской поверхности источника в проницаемую среду распространяется нагретый флюид, то в ней возникает флюидный поток величиной q , а температура среды определяется уравнением (Шестаков, 1979):

$$T' = \frac{1}{2} \left(\text{erfc} \frac{z-qt}{2\sqrt{\kappa t}} + \exp \frac{qz}{\kappa} \text{erfc} \frac{z+qt}{2\sqrt{\kappa t}} \right). \quad (7)$$

Параметр q характеризует скорость фильтрации флюида через пористую породу. Он связан с истинной скоростью движения флюида в тонких порах Q соотношением $q = \frac{Q}{n}$, где n – пористость.

С увеличением q и/или t в прилегающей к источнику области $T' \rightarrow 1$, кривая $T = f(z)$ выполаживается, а далее температура быстро падает, приближаясь к фоновой (рис. 1, кривая 2). В результате эта кривая приобретает вид тепловой волны, движущейся от источника, что характерно для адвективного теплопереноса.

Для исследования теплопереноса при метасоматозе важное значение имеет модель, включающая концентрирование флюидного потока в локальной проницаемой зоне или канале, который сложен той же породой, но более пористой, чем окружающая среда. Канал имеет форму пластины с плоскопараллельными стенками шириной $2m$ и протяженностью z , причем $m \ll z$. Изменение температуры в таком канале происходит главным образом вследствие потерь тепла в его стенки. Принимая, что во вмещающей среде перенос тепла от источника происходит только кондуктивным путем, можно использовать уравнение (Lauwerier, 1955) для приращения температуры относительно вмещающей среды

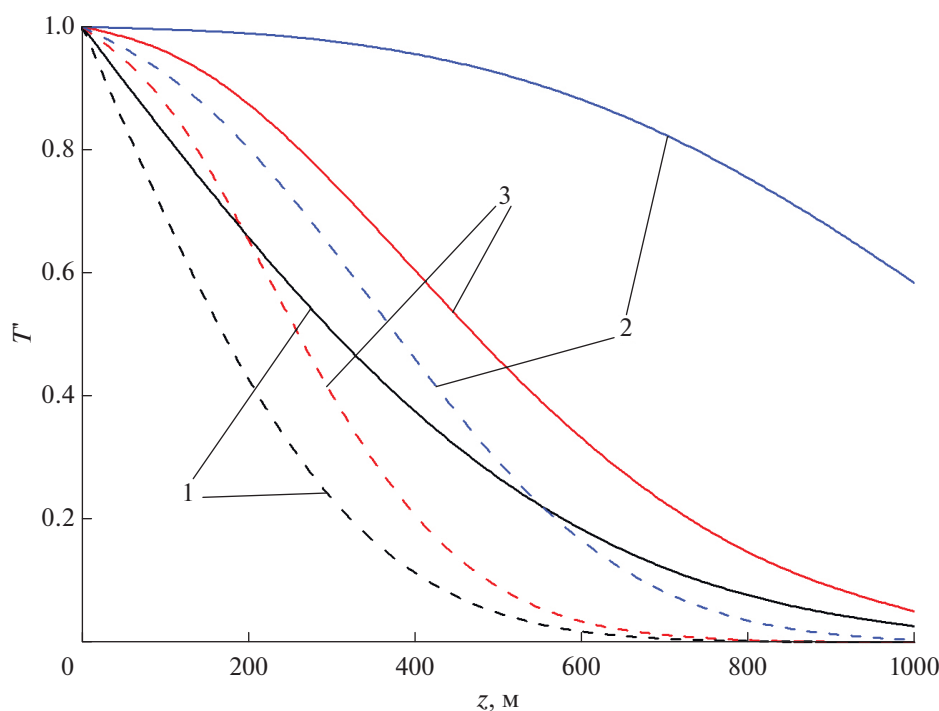


Рис. 1. Зависимость безразмерной температуры (T) от расстояния (z) от источника тепла через 1 тыс. лет (пунктирные линии) и 3 тыс. лет (сплошные линии) в условиях переноса тепла: 1 — кондуктивным потоком, 2 — фронтальным флюидным потоком при $q = 10^{-8}$ м/с, 3 — потоком флюида в широком ($m = 1$ м) одиночном канале при $q = 10^{-6}$ м/с. Кривая 2 также приблизительно отражает режим переноса тепла по множеству сближенных каналов (Hoisch, 1991) с теми же параметрами каналов и флюидного потока, что и для кривой 3.

$$T'' = \operatorname{erfc} \frac{z\sqrt{\kappa}}{2m\sqrt{q}(qt - z)}, \quad (8)$$

где $T'' = \frac{T - T'}{T_s - T'}$, а T' определяется уравнениями (3) или (4). Как видно на рис. 1 (кривая 3), температура в канале понижается быстрее, чем в предыдущем случае, но медленнее, чем при кондуктивном переносе. При этом сохраняется волнообразная форма кривой, характерная для адвективного переноса тепла.

Приведенные уравнения позволяют рассчитать варианты профилей температуры, различающиеся величиной и характером изменения ее градиента, а также моделировать процессы взаимодействия флюид–порода в реальном масштабе пространства и времени.

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ

В основе моделирования взаимодействия флюид–порода при сопряженном переносе флюидом тепла и растворенного вещества выбран сценарий распространенного геологического процесса, при котором горячие флюиды из гранитной магматической камеры после прохожде-

ния через краевую зону закристаллизовавшегося гранита взаимодействуют с относительно холодной вмещающей породой. В дальнейшем этот горячий гранит, с которым флюид на выходе равновесен по химическому составу, мы будем называть “источником”. В качестве типичной вмещающей породы разных геологических ситуаций используем метапелит, который будем называть “протолитом” по отношению к новым минеральным ассоциациям, возникающим в результате взаимодействия флюидного потока с протолитом.

Расчет минерального состава пород и химического состава равновесного с ними солевого флюида проводили методом многоволнового проточного ступенчатого реактора (МПСР) (Борисов, 2000; Гричук, 2000), реализованным в программном комплексе НСh (Шваров, 1999). Использованы термодинамические константы твердых фаз из (Verma, 1988) с изменениями для K- и Na-содержащих минералов, предложенными в (Sverjensky et al., 1991). Учитывалась переменная степень упорядоченности альбита и калиевого полевого шпата (Verma, 1988; Salje et al., 1985). Применены модели твердых растворов: плагиоклаза — субрегулярный раствор (Аранович, 1991), мусковита, биотита, хлорита и кордиерита — одно- или многопозиционные идеальные растворы.

Необходимые константы миналов этих растворов, отсутствующие в (Berman, 1988), взяты из (Кольцов, 2002) или получены, исходя из условия нулевого энтальпийного эффекта внутрикристаллических обменных реакций (Holland, Powell, 1990). Использованы константы HCl (aq) из (Sverjensky et al., 1991), NaAl(OH)₄ (aq) – из (Pokrovskii, Helgeson, 1995), остальных частиц флюида – из (Shock et al., 1997; Sverjensky et al., 1997). Перечень водных частиц приведен в Приложении (табл. 4). Модельный биотитовый гранит, заданный в виде набора минералов $QzKfsPlBt^1$, однозначно определил компонентный состав равновесного с ним исходного флюида. Для протолита (метапелита) принят химический состав глинистого сланца из (Кольцов, 2002). Такой выбор пород позволил проследить как формирование ряда типичных метасоматитов, образовавшихся по метапелитам, так и влияние различий в составе источника и протолита.

Для флюида, который уравнивался с гранитом, принят состав 1 M NaCl, 5 M CO₂, 0.03 M H₂S (в мольных долях H₂O = 0.90, CO₂ = 0.08, NaCl = 0.02), отвечающий области характерных составов магматогенных коровых флюидов (например, Yardley, Vodnar, 2014). Присутствие H₂S обеспечивало возможность отложения пирита ниже 300–350°C. 1 кг этого флюида уравнивался с модельным гранитом при температуре источника T_s и $P = 2$ кбар, а затем полученный флюид пропусклся волнами (порциями) числом N через некоторое количество ячеек i , содержащих от 3 до 300 кг сланца в зависимости от того, какую величину удельного флюидного потока необходимо получить. Алгоритм движения флюида предусматривал, что каждая порция флюида поступает в ячейку i волны N из предшествующей ячейки $i - 1$ предшествующей волны $N - 1$, где она пришла в равновесие с находящейся там породой, а сама порода переносится из той же ячейки i предшествующей волны $N - 1$ и, следовательно, была уже изменена всеми предыдущими волнами. Таким путем обеспечивается нарастающее изменение породы в каждом сечении и одновременно изменение состава флюида по мере прохождения им серии ячеек. Объемное отношение флюид/порода в первой ячейке первой волны W_0 , а во всех последующих ячейках $W = W_0 \frac{N}{i}$. Рассчитанный состав породы и флюида в ряду ячеек каждой волны моделирует их изменение в пространстве в определенный момент времени (зональность), а в одной ячейке разных волн – эволюцию конкретного сечения зональности во времени (стадийность). Если задать шаг реактора (расстояние между ячейками)

z_0 , то для любой ячейки $z = z_0 i$. Поскольку согласно определению $W = \frac{qt}{z}$, то каждой волне соответствует время $t = \frac{Nz_0W_0}{q}$. Подставляя это выражение в уравнение, применимое для описания теплового потока в конкретной модели, можно получить зависимость температуры от новой переменной N и распределить температуру по ячейкам и волнам МПСР. Это обеспечивает согласование времени в моделях тепло- и массопереноса. Кроме того, отдельно рассчитывался минеральный состав протолита и равновесный с ним солевой флюид 1 M NaCl без добавок CO₂ и H₂S при T и P , полученных для ряда значений z и t , и низком отношении $W = 0.1$. Такой расчет моделирует близкий к изохимическому метаморфизм протолита. В этом случае Na–K–Ca обмен между флюидом и породой (Аранович, 2017) существенно не изменяет состав породы вследствие относительно малого количества флюида. Сопоставление результатов этих двух серий расчетов позволило оценить характер и степень преобразований, происходящих с протолитом и флюидом в различных режимах распространения тепла и флюидного потока.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

В ходе моделирования получен большой объем информации для каждой ячейки МПСР, включая значения T , P , W , минеральный состав породы и химический состав флюида (валовый и концентрации всех частиц). В Приложении (табл. 4–9) представлены данные о минеральных парагенезисах пород для ряда значений времени и расстояния от источника. Наиболее подходящими для характеристики кислотно-основных свойств флюида и равновесных с ним парагенезисов минералов являются параметры $A_R = \lg \left(\frac{a_{R^{n+}}}{a_{H^+}^n} \right) + \frac{n}{2} \lg a_{H_2O}$ ($R = K, Na, Ca, Mg, Fe$), представляющие собой эквивалент химических потенциалов компонентов RO_{n/2} в системе флюид–порода (Кольцов, 2015). Кислотность либо основность флюида (f) по отношению к протолиту (r) можно оценить по знаку и величине разности $\Delta A_R = A_R^f - A_R^r$. Отрицательные значения ΔA_R отвечают условиям кислотного метасоматоза для K, Na и дебазификации для Ca, Mg, Fe; положительные значения – условиям щелочного метасоматоза и базификации, соответственно. Эти показатели также приведены в Приложении (табл. 5–9).

Модель 1 (слабый фронтальный поток)

Тепло и флюидный поток распространяются от горизонтальной плоской поверхности источ-

¹ Состав Pl : Na_{0.8}Ca_{0.2}Al_{1.2}Si_{2.8}O₈, Bt : K(Mg_{1.35}Fe_{1.35}Al_{0.3})[Al_{1.3}Si_{2.7}O₁₀](OH)₂.

ника фронтально вверх на расстояние $z = 1000$ м в холодную бесконечную малопроницаемую среду. На поверхности источника ($z = 0$) поддерживается $T_s = 600^\circ\text{C}$ при $P = 2$ кбар, что при плотности пород 2.8 г/см³ соответствует глубине 7.14 км. Такой уровень глубинности характерен для многих золоторудных месторождений (например, Bushmin, Glebovitsky, 2016; Prokofiev, Naumov, 2020). До начала распространения тепла и флюида во вмещающих породах принят термический градиент $k = 30^\circ/\text{км}$, отсюда на контакте с источником $T_0 = 214^\circ\text{C}$, а на расстоянии z $T_z = T_0 - kz$. При наличии геотермического градиента и влияния земной поверхности использовать решения для бесконечной среды с однородной начальной температурой нельзя. При небольшой величине градиента по сравнению с разностью температур источника и протолита здесь и ниже принято допущение, что вклад градиента в изменение температуры может быть приближенно учтен соотношением $T' = \frac{T - (T_0 - kz)}{T_s - (T_0 - kz)}$. Таким образом, полученные результаты применимы к тем условиям глубинности, где влиянием холодной земной поверхности можно пренебречь. В модели 1 использовано уравнение (7), приняты $\kappa = 10^{-6}$ м²/с, $q = 10^{-10}$ м/с (далее – слабый поток). Последняя величина соответствует оценке проницаемости ненарушенных массивных пород 10^{-18} м² (Etheridge et al., 1983; Brady, 1988).

В условиях данной модели образуются многоминеральные парагенезисы, которые воспроизводят типичную метаморфическую зональность в метапелитах (Приложение, табл. 5). Так, при $t = 30$ тыс. лет, $z = 600$ м образуется парагенезис $QzPlMsBtChl$ (зона биотита), $z = 300$ м – $QzPlMsAndBt$ (зона андалузита), $z = 100$ м – $QzPlMsCrdBt$ (зона кордиерита), $z = 10$ м – $QzKfsPlCrdBt$ (зона калишпата). При этом со временем в пределах каждой зоны, кроме последней, относительное количество минералов остается постоянным, т.е. привноса или выноса вещества не происходит. В ближней зоне ($z = 10$ м) отношение флюид/порода (W) повышается до значения 3 через 10 тыс. лет, а через 100 тыс. лет достигает 30. В этих условиях наблюдается постепенное увеличение количества калиевого шпата от 20 до 48 мас. % за счет привноса калия из гранита, однако парагенезис сохраняется. Отклонение параметров A_R для флюида от таковых для протолита (исходного метапелита) весьма мало или отсутствует (флюид равновесен с породой). Увеличение времени инфильтрации до 1 млн лет не приводит к каким-либо качественным изменениям состава пород.

Значительное увеличение флюидного потока q и отношения флюид/порода W , необходимые для метасоматических преобразований пород, достигается при концентрировании флюида в локаль-

ных проницаемых зонах (Thompson, Connolly, 1992; Ague, 2014; Evans, Tomkins, 2020). Ниже рассматриваются различные варианты моделей со сфокусированным флюидным потоком. Они различаются количеством каналов, их шириной и величиной потока.

Модель 2 (умеренный одноканальный поток шириной 2 м)

Модель включает остывающее полупространство, заполненное гранитным расплавом с $T = 700^\circ\text{C}$ в начальный момент времени, непроницаемую холодную среду (метапелит) с кондуктивным переносом тепла (уравнение (3)) и вертикальную проницаемую зону (канал) во вмещающем метапелите протяженностью $z = 1000$ м и полушириной $m = 1$ м. На контакте в соответствии с уравнением (6) $T_s = 457^\circ\text{C}$. Флюидный поток $q = 10^{-8}$ м/с (далее – умеренный поток), отделяющийся от источника, сфокусирован в этой зоне. Изменение его температуры вдоль потока определяется уравнением (8).

За 3 тыс. лет в данной модели, как и в модели 1, формируются многоминеральные парагенезисы, не характерные для метасоматитов, однако в еще не прогретой части канала проявляется карбонатизация с образованием брейнерита, доломита, кальцита (Приложение, табл. 6). Через 10 тыс. лет в приконтактной зоне ($z = 100$ м) начинается образование калиевого полевого шпата, который затем полностью замещает плагиоклаз. В этой зоне отмечаются положительные величины ΔA_K (щелочной процесс). При удалении от контакта, где температура ниже 350°C , а величина отношения флюид/порода (W) достигает 10 и выше, появляется парагенезис $QzMsCbPy^2$, типовой для низкотемпературных метасоматических пород (например, кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов, березитов) по метапелитам. Область формирования этого парагенезиса по мере прогрева канала смещается вверх и затем полностью вытесняется из него. Для этой области характерны отрицательные величины ΔA_R (кислотный процесс). Через 300 тыс. лет температура вдоль канала заметно выравнивается, так что ее разность в нижней и верхней точках не превышает 80°C . Степень неравновесности флюида и протолита, выражаемая ΔA_R , уменьшается. Образующиеся здесь парагенезисы отличаются от таковых протолита только отсутствием плагиоклаза, замещаемого мусковитом. В целом принятая в модели 2 величина флюидного потока оказывается недостаточной для формирования типичных метасоматитов.

² Символ Cb в настоящей работе используется для обозначения Fe-Mg карбонатов переменного состава от брейнерита до сидерита.

Модель 3 (мощный одноканальный поток шириной 2 м)

В данной модели сфокусированный поток в 100 раз выше, чем в модели 2 ($q = 10^{-6}$ м/с, далее – мощный поток), геометрия канала и тепловые характеристики пород те же. Источником тепла и флюида является пластовое тело мощностью 2 км. Распределение температуры в этом теле и вмещающих породах описывается уравнением (4), в канале – уравнением (8). На контакте в соответствии с уравнением (5) температура остается практически постоянной и равной 457°C в течение около 10 тыс. лет, а за последующие 20 тыс. лет понижается лишь на 2°C .

В отличие от предшествующей модели, преобразования пород в условиях мощного флюидного потока происходят эффективно, повсеместно и разнообразно. Уже через 300 лет на всем протяжении канала наблюдается полное замещение исходного сланца метасоматитами состава $QzMsCbPy$ (Приложение, табл. 7). Они образуются в условиях температур не выше 320°C и небольших величин отношения флюид/порода (W) от 3 до 200. Параметры A_R демонстрируют отрицательное отклонение от равновесных с протолитом (кислотный процесс). С течением времени эта зона смещается вверх по каналу и исчезает. Ее замещает зона $QzMsChlPy/Mag$, для которой характерны $T = 350\text{--}400^{\circ}\text{C}$, $W = 120\text{--}400$. Параметры ΔA_R здесь остаются отрицательными, но сравнительно невелики (слабокислотный процесс). Эта зона сохраняется на протяжении 600–4800 лет. Затем в середине канала в области $T = 280\text{--}430^{\circ}\text{C}$ и $W = 300\text{--}1000$ появляется зона $QzMsPy/Mag$, которая затем распространяется почти на весь канал. Ее можно с учетом упрощенного состава модельной системы сопоставить с кварц-серицитовыми/мусковитовыми метасоматитами (с пиритом) и грейзенами (с магнетитом). В пределах этой зоны по мере понижения температуры вверх по каналу отрицательное отклонение всех параметров A_R непрерывно возрастает, указывая на усиление кислотного выщелачивания и дебазификации. Ближе к контакту на расстоянии $z = 200$ м при $t > 4$ тыс. лет, $W > 600$ развивается зона $QzMsBtMag$, а еще ближе при $t > 2$ тыс. лет, $W > 600$ появляется калиевый полевой шпат, замещающий мусковит, однако этот процесс протекает крайне медленно и не доходит до конца. Здесь характерны: температура около 450°C , близкая к температуре контакта, положительные величины ΔA_K , характеризующие калиевый щелочной метасоматоз. Общей особенностью описываемых модельных продуктов является полное отсутствие плагиоклаза на всем интервале времени и расстояния.

Модель 4 (мощный одноканальный поток шириной 0.2 м)

В данной модели сфокусированный поток той же величины ($q = 10^{-6}$ м/с) и с теми же тепловыми параметрами источника, что и в модели 3, но канал в 10 раз более узкий (полуширина $m = 0.1$ м). В соответствии с уравнением (8) вклад сфокусированного потока в перенос тепла оказывается практически равным нулю почти на всем протяжении канала вследствие полной потери тепла в боковые стенки. Таким образом, флюидный поток в канале распространяется вдоль кондуктивного профиля температуры (рис. 1, кривая 1). Исключением является приконтактная область, где при длительности более 10 тыс. лет температура в канале становится выше на $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$. Как следствие, в каждом сечении температура оказывается ниже, чем на тот же момент времени в модели 3 (Приложение, табл. 8).

Преобразования пород в целом сходны с наблюдаемыми в модели 3. Здесь также широкое развитие получает зона $QzMsCbPy$, которая постепенно смещается вверх по каналу и вытесняется зоной $QzMsPy/Mag$. Различия заключаются в более ограниченном развитии зоны $QzMsBt$ и более позднем появлении приконтактной зоны калишпатизации ($t > 10$ тыс. лет, соотношение флюид/порода $W > 3000$). Кроме того, на верхней границе канала через 12 тыс. лет, когда температура еще остается низкой, но W возрастает до 400, развивается зона с каолинитом, замещающим мусковит, что характерно для таких кислотных метасоматитов, как аргиллизиты. Параметры ΔA_R здесь достигают максимально отрицательных значений, указывая на интенсивное кислотное выщелачивание и дебазификацию.

Модель 5 (мощный многоканальный поток с каналами шириной 2 м)

Флюидный поток ($q = 10^{-6}$ м/с) распространяется от того же источника по множеству параллельных каналов полушириной $m = 1$ м. Если эти каналы расположены не слишком далеко друг от друга так, что выполняется условие $d/z < 0.2$, где d – половина расстояния между каналами, то вследствие теплового взаимодействия разница температур внутри каналов и между ними становится мала, а режим распространения тепла вдоль каналов приближается к фронтальному (Hoisch, 1991). Например, если задать $d/m = 100$, то сфокусированный поток величиной $q = 10^{-6}$ м/с будет по тепловому эффекту эквивалентным фронтальному потоку с $q = 10^{-8}$ м/с (Hoisch, 1991). В этом случае тепловой поток в канале можно описать уравнением (7) для адвективного фронтального потока, а взаимодействие флюид–порода, как и

ранее — условиями реального сфокусированного потока.

Характер распределения температуры, химических потенциалов компонентов и минералообразования в многоканальной модели сходен с наблюдаемым в единичном канале лишь на самой ранней стадии процесса. В течение первых 100–300 лет высокий температурный градиент (до $160^\circ\text{C}/100\text{ м}$) сосредоточен в узкой приконтактной зоне, выше он быстро уменьшается. На фоне низких температур и невысоких отношений флюид/порода (W) это приводит к карбонатизации, пиритизации сланцев и слабому кислотному выщелачиванию с образованием парагенезиса $QzMsCbPy$ (Приложение, табл. 9). В дальнейшем температура в нижней части канала быстро повышается, и через канал проходит тепловая волна (рис. 1, кривая 2). Через 1 тыс. лет в приконтактной области градиент падает до $13^\circ/100\text{ м}$, затем в средней части достигает $50^\circ/100\text{ м}$, а в верхней части понижается до $18^\circ/100\text{ м}$. Как следствие, кислотное выщелачивание затухает, параметры ΔA_R уменьшаются по абсолютной величине (уменьшается степень кислотности процесса), а затем становятся положительными (начинается щелочной процесс). По мере прогрева канала зона $QzMsCbPy$ замещается зоной $QzMsChl$, а затем — зоной $QtzMsBt$, но, в отличие от моделей 3 и 4, зона $QtzMs$ не возникает. Через 10 тыс. лет температура выравнивается по всему каналу, процесс приобретает слабощелочной характер, происходит фельдшпатизация пород с тенденцией к образованию гранитного парагенезиса $QzKfsPlBt$, однако это замещение протекает крайне медленно и за указанный период времени не завершается.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Минеральная зональность и ее эволюция

В случае фронтального распространения тепла и флюида от нагретой плоской поверхности через малопроницаемые породы ($q = 10^{-10}\text{ м/с}$) (модель 1) тепловое число Пекле $Pe_T = 0.1$. Это означает, что поток вещества движется вдоль профиля температуры, сформированного преимущественно кондуктивным потоком тепла. Действительно, можно убедиться, что температуры, рассчитанные по уравнениям (3) и (7), различаются не более чем на 0.01 ед. T или на $2\text{--}3^\circ\text{C}$. С учетом величины эффективного коэффициента диффузии во флюиде $D_{\text{eff}} = 10^{-11}\text{ м}^2/\text{с}$ (Bickle, McKenzie, 1987) концентрационное число Пекле $Pe_C = 10^4$, т.е. инфльтрационный перенос вещества полностью преобладает над диффузионным, и последним можно пренебречь. Таким образом, в этой модели кондуктивный перенос тепла сочетается с инфльтрационным переносом вещества. Вместе с тем величины отношения флюид/порода W оста-

ются слишком низкими для обеспечения метасоматических преобразований. На максимальном удалении $z = 1\text{ км}$ W не поднимается выше 0.3 даже через 100 тыс. лет. Такой порядок величин W характерен для изохимического метаморфизма (Ферри, 1989). Лишь при повышении W до 3–30 ($z = 10\text{ м}$, $t = 10\text{--}100\text{ тыс. лет}$) происходит заметная калишпатизация пород за счет привноса K_2O из гранита. Иначе говоря, происходит изменение химического состава породы под действием инфльтрационного потока вещества без изменения ее минерального состава. Такие преобразования пород часто описываются как аллохимический метаморфизм, однако четкое разграничение с метасоматозом проводится не всегда. Во избежание терминологической неопределенности следует, видимо, термин “аллохимический метаморфизм” использовать только для метаморфических процессов с изменением химического состава без изменения минерального состава породы, т.е. без перехода компонентов во вполне подвижное состояние.

Во всех моделях со сфокусированным флюидным потоком образуются различающиеся по минеральному составу зоны, которые со временем перемещаются вверх по каналу и уходят за его верхнюю границу, а внизу появляются новые. Это дает возможность реконструировать полную вертикальную минеральную зональность в каждой модели (табл. 1). Как видно, отличительной особенностью модели с умеренным флюидным потоком является отсутствие наиболее метасоматически измененной зоны $QzMs$ и сохранение слабоизмененного парагенезиса $QzMsBtChl$, отличающегося от протолита (состав $QzPlMsBtChl$) только отсутствием плагиоклаза. В модели многоканального мощного потока зона $QzMs$ также отсутствует, но и слабоизмененных разновидностей не наблюдается. Наиболее интенсивное кислотное выщелачивание с образованием зоны $QzMs$, а местами в низкотемпературной части — каолинита наблюдается в одноканальных моделях с мощным потоком. В таблице 1 в скобках указана зона $QzMsChl$, исчезающая через 4 тыс. лет так, что ниже лежащая зона $QzMs \pm Mag, Py$ кверху сменяется сразу зоной $QzMsCb$. Все варианты зональности объединяет наличие калишпатизации в приконтактной области и устойчивое формирование парагенезиса $QzMsCb$, появляющегося уже на самой ранней стадии процесса, когда породы еще не прогреты, а отношение флюид/порода W еще невелико.

Полученная в моделях с мощным сфокусированным потоком зональность согласуется с многократно наблюдавшейся вертикальной зональностью метасоматических ореолов плутоногенных рудоносных гидротермально-метасоматических формаций (например, Плюшев и др., 2012), в особенности связанных с кислыми и ультракислыми гранитами. В

Таблица 1. Обобщенная вертикальная минеральная зональность в моделях сфокусированного флюидного потока

Умеренный одноканальный поток, модель 2	Мощный одноканальный поток, широкий канал, модель 3	Мощный одноканальный поток, узкий канал, модель 4	Мощный многоканальный поток, модель 5
<i>QzMsAbChl*</i>	<i>QzMsAbChl*</i>	<i>QzMsAbChl*</i>	<i>QzMsAbChl*</i>
<i>QzMsAbCb</i>	<i>QzMsCb</i>	<i>QzMsCb</i>	<i>QzMsCb</i>
<i>QzMsCb</i>	(<i>QzMsChl</i>)	(<i>QzMsChl</i>)	<i>QzMsChl</i>
<i>QzMsBtChl</i>	<i>QzMs</i>	<i>QzMsKln</i>	(<i>QzMsBtChl</i>)
<i>QzMsBt</i>	(<i>QzMsBtChl</i>)	<i>QzMs</i>	<i>QzMsBt</i>
<i>QzKfsPlMsBt</i>	(<i>QzMsBt</i>)	(<i>QzMsBt</i>)	<i>QzKfsMsBt</i>
<i>QzKfsMsBt</i>	<i>QzKfsMsBt</i>	<i>QzKfsMsBt</i>	<i>QzKfsPlBtMs</i>

Примечание. Второстепенные минералы не показаны. В скобках указаны зоны, исчезающие внутри колонки со временем. Направление флюидного потока снизу вверх.

* Парагенезис протолита при температуре T_0 .

нижней части таких ореолов обычно располагаются кварц-биотит-полевошпатовые метасоматиты, выше они сменяются кварц-мусковитовыми (грейзенами), затем кварц-карбонат-серицитовыми/мусковитовыми метасоматитами (березитами). Их внешние части представлены различными парагенезисами слабо проявленного метасоматоза.

Одной из особенностей полученной вертикальной зональности является переход от мало-минеральных зон к многоминеральным по направлению к ее тыловой части. Так, в моделях 3 и 4 зона *QzMs* сменяется зоной *QzMsBt*. В модели 2 зона *QzMsCb* переходит в четырех- и даже пяти-минеральную зону (*QzMsBtChl*, *QzMsKfsBtChl*). Это явление, невозможное в классической изобарно-изотермической колонке, по-видимому, обычно и закономерно для термоградиентных колонок с реальной динамикой теплопереноса. Действительно, флюид не может сформировать зону с более высокой кислотностью, чем его собственная. Если кварц-мусковитовая зона характеризуется кислотностью, выраженной в единицах $\Delta A_{K, Na}$, близкой к максимальной (Приложение, табл. 7, 8), то вниз по каналу в условиях непрерывного прогрева наблюдается понижение кислотности. Это происходит, очевидно, вследствие уменьшения разности температур и, следовательно, разности химических потенциалов компонентов во флюиде в источнике и в данном сечении канала.

Обращает на себя внимание присутствие в минеральной зональности пород, отличающихся от метаморфических аналогов отсутствием только одного минерала. Как правило, это упомянутые выше парагенезисы, в которых плагиоклаз замещен мусковитом и при более низких температурах хлорит замещен карбонатом при сохранении других минералов метаморфического протолита. Такие образования хорошо известны в природе и иногда описывались как субметасоматические

породы (Коренбаум, 1990). Отмечалась их закономерная приуроченность к внешним ореолам гидротермально-метасоматических систем (например, Плющев и др., 2012). Величина флюидного потока q в этих ореолах снижается вследствие рассеивания флюида во вмещающих породах, и этим условиям отвечает модель 2 с умеренным потоком. Полученные данные показывают, однако, что породы без плагиоклаза (парагенезис *QzMsBtChl*) встречаются в нижней части канала также в условиях мощного потока (модели 3–5). Там они образуются в условиях низкого градиента температуры и малых отрицательных величин ΔA_R (процесс в условиях, приближающихся к равновесию между флюидом и протолитом). Такие образования часто встречаются также в зонах дислокационного метаморфизма. Тем не менее их следует отличать от продуктов изо- и аллохимического метаморфизма по характерным минеральным преобразованиям и приуроченности к проницаемым зонам с повышенным отношением флюид/порода.

Скорость переноса тепла, движения фронтов замещения и их связь с минеральной зональностью

Вертикальная зональность, особенно ее эволюция во времени, во многом определяется скоростью переноса тепла и движения фронтов замещения. Полученные данные позволяют измерить эту скорость (табл. 2). Если при увеличении числа волн МПСП от N до $N + \Delta N$ изотерма или фронт перемещаются из ячейки i в $i + \Delta i$, то $v = \frac{\Delta z}{\Delta t} = \frac{\Delta i q}{\Delta N W_0}$.

Как видно в табл. 2, в моделях со сфокусированным флюидным потоком тепло распространяется со скоростью на 2–3 порядка меньшей скорости потока. Это означает, что каждая порция флюида в любой из моделей испытывает значительное охлаждение, пока не произойдет вы-

Таблица 2. Скорости флюидного, теплового потоков и фронтов замещения минералов (м/с)

		Умеренный одноканальный поток, модель 2	Мощный одно- канальный поток, широкий канал, модель 3	Мощный одно- канальный поток, узкий канал, модель 4	Мощный много- канальный поток, модель 5
Флюидный поток		10^{-8}	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}
Изотермы	300°C	$4 \times 10^{-9} - 6 \times 10^{-10}$	$10^{-8} - 10^{-9}$	$4 \times 10^{-9} - < 10^{-9}$	10^{-8}
	400°C	$5 \times 10^{-10} - 8 \times 10^{-11}$	$3 \times 10^{-9} - 6 \times 10^{-10}$	$\leq 6 \times 10^{-10}$	$6 \times 10^{-9} - 8 \times 10^{-9}$
Фронты замещения	<i>Chl Cb</i>	10^{-8}	$6 \times 10^{-7} - 10^{-6}$	5×10^{-7}	5×10^{-7}
	<i>Ab Ms</i>	3×10^{-9}	2×10^{-7}	3×10^{-7}	3×10^{-7}
	<i>Cb Chl</i>	$2 \times 10^{-9} - 3 \times 10^{-10}$	$5 \times 10^{-9} - 2 \times 10^{-9}$	$2 \times 10^{-9} - 10^{-9}$	9×10^{-9}
	<i>Chl Bt</i>	$4 \times 10^{-10} - 6 \times 10^{-11}$	—	—	$4 \times 10^{-9} - 10^{-8}$
	<i>Chl Ms</i>	—	8×10^{-9}	2×10^{-9}	—
	<i>Ms Kfs</i>	$< 8 \times 10^{-11}$	$< 4 \times 10^{-10}$	$< 3 \times 10^{-10}$	$3 \times 10^{-9} - 10^{-8}$

Примечание. Интервал значений скорости отвечает их изменению во времени. В обозначении фронтов слева указан замещаемый, справа — замещающий минерал.

равнивания температуры, причем последнее требует много больше времени, чем необходимо для фильтрации этой порции через весь канал. Усиление мощности потока увеличивает скорость переноса тепла, однако в одноканальных моделях со временем эта скорость снижается. Во многоканальном варианте отмечается некоторое ускорение движения изотермы 400°, что приводит к выполаживанию профиля температуры (см. рис. 1, кривая 2).

Фронты замещения различаются по скорости весьма значительно и могут быть разделены на три группы (табл. 2): со скоростями, приближающимися к скорости флюидного потока; со скоростями, равными скорости переноса тепла; с различными скоростями, отличающимися от скорости переноса тепла.

К первой группе относятся фронты низкотемпературного замещения хлорита железо-магнезиальными карбонатами и альбита мусковитом (серицитизация плагиоклаза). Карбонатизация протекает сразу после взаимодействия первых порций богатого CO₂ флюида с протолитом и в условиях умеренного флюидного потока (модель 2) приводит к появлению субметасоматического парагенезиса *QzMsAbCb* уже при сравнительно низких величинах отношения флюид/порода ($W = 0.5 - 5$). Это объясняет широкое распространение таких низкотемпературных карбонатизированных пород в разных геологических обстановках, в том числе и в отсутствие других проявлений метасоматоза. Фронт мусковитизации в модели 2 хотя движется сравнительно быстро, но появляется позже, лишь через 10 тыс. лет, что связано, по-видимому, с недостаточно высокой кислотностью флюида на

начальных стадиях процесса. В условиях мощного флюидного потока (модели 3–5) указанные фронты сближены, и оба процесса протекают почти одновременно, что обуславливает формирование березитоподобного парагенезиса *QzMsCb* с новообразованными мусковитом и карбонатами. Со временем эти фронты смещаются в область все более низких температур.

Во вторую группу входят фронты, разделяющие зоны *QzMsCb* и *QzMsChl*, а также зоны *QzMsChl* и *QzMsBt*. Они приурочены к изотермам $350 \pm 4^\circ\text{C}$ и $445 \pm 1^\circ\text{C}$ соответственно и перемещаются со скоростью этих изотерм. Их, очевидно, следует рассматривать как фронты проградных реакций декарбонатизации и дегидратации, зависящих только от температуры.

К третьей группе относятся фронты, на которых протекают различные реакции гидролиза, не приуроченные к определенным температурам. Так, фронт, разделяющий зоны *QzMsChl* и *QzMs*, движется быстрее изотермы 350°C, что приводит со временем к исчезновению зоны *QzMsChl*. Фронт замещения мусковита калиевым полевым шпатом, представляющий реакцию щелочного К-метасоматоза, в одноканальных моделях имеет весьма низкую скорость, что обусловлено, по-видимому, сохранением здесь градиента температуры, повышающего кислотность флюида и препятствующего этому процессу. Напротив, во многоканальном варианте, где со временем устанавливаются изотермические условия, эта реакция протекает не только с заметно более высокой, но и возрастающей скоростью.

Полученные данные позволяют оценить время, необходимое для прохождения фронтов замещения по всей длине канала. В случае умеренного потока (модель 2) это время составляет для низкотемпературной карбонатизации и серицитизации группы 1 3–10 тыс. лет. Для замещений при проградных реакциях декарбонатизации и дегидратации группы 2 – 30–200 тыс. лет, а для калишпатизации (группа 3) – более 500 тыс. лет. В условиях мощного потока замещения группы 1 завершаются уже за 50–120 лет. Для других замещений требуется от 4 до 20 тыс. лет. Исключение составляет калишпатизация в одноканальных моделях 3 и 4, для распространения которой по всей колонке необходимо более 100 тыс. лет. Приведенные величины укладываются в интервал оценок длительности процессов инфильтрации (10^2 – 10^5 лет), контролируемых трещинными и ослабленными зонами в различных областях гидротермальной активности (Agué, 2014 и ссылки в ней).

Физико-химические параметры флюида, их изменение в пространстве и времени

Перечисленные и ряд других особенностей изменения минерального состава пород находятся в тесной связи с эволюцией физико-химических параметров флюида. К таким параметрам, кроме T и P , относятся также A_R , эквивалентный химическим потенциалам компонентов системы флюид–порода. Чтобы избежать рассмотрения большого объема числовой и графической информации для пяти компонентов (см. табл. 5–9 в Приложении) и учитывая, что основной вклад в изменение параметра A_R вносит изменение a_{H^+} , в дальнейшем используется величина рН флюида, равновесного с новообразованным парагенезисом и ΔpH – ее отклонение от величины рН флюида, равновесного с протолитом при данных P , T и отсутствии CO_2 и H_2S . Отрицательная или положительная величина ΔpH указывает на кислотные или щелочные условия относительно принятого протолита. Значение ΔpH ближе всего к таковому ΔA_{Na} , так как параметр a_{Na^+} в рассматриваемых моделях наименее изменчив. Различия в изменении величин ΔpH и $\Delta A_{Ca, Mg, Fe}$ значительно более заметны.

На рис. 2 показано изменение ΔpH вдоль канала в моделях 2–5 для ряда моментов времени и 10 сечений канала через 100 м как функция отношения флюид/порода (W). В каждый момент времени с удалением от источника W уменьшается, а с течением времени в каждом сечении канала W увеличивается. В условиях умеренного флюидного потока наблюдается небольшое повышение кислотности (на рис. 2 увеличение отрицательных значений ΔpH) на ранней стадии, однако дальнейшего развития этот процесс не получает, а через 100 тыс. лет, несмотря на достижение $W > 100$, затухает (рис. 2а). При

мощном одноканальном потоке также происходит быстрое, но более интенсивное повышение кислотности по мере охлаждения флюида вследствие опережающей диссоциации HCl относительно диссоциации солей и оснований (Кольцов, 2015). Однако, в отличие от предшествующей модели, при продолжающейся фильтрации кислотность продолжает возрастать, ΔpH достигает -2 , область максимальной кислотности сосредоточена в верхней части канала (рис. 2б, 2в). Ей соответствует зона $QzMs$, а в модели с узким каналом – зона $QzMsKln$. От верхнего конца канала к источнику кислотность последовательно понижается, и через 3 тыс. лет в приконтактной зоне ΔpH переходит через 0, когда достигается нейтральность флюида относительно протолита. Затем под влиянием гранитного источника в этой зоне значения ΔpH становятся слабо положительными, и в породах проявляется калишпатизация. В многоканальной модели (рис. 2г) первоначальное резкое повышение кислотности происходит на протяжении не более 1 тыс. лет, а затем сменяется быстрым снижением кислотности после прохождения тепловой волны и выравнивания температуры. Через 10 тыс. лет весь канал характеризуется значениями $\Delta pH = 0.17$ и присутствием в породах калиевого шпата и плагиоклаза. Эта величина равна разности рН флюидов, равновесных с гранитом и метапелитом при температуре источника.

Диаграмма W – ΔT для анализа модельных парагенезисов, их зональности и стадийности

Анализируя приведенный материал, можно заметить, что независимо от конкретных условий модели (геометрия, величина потока) формирование метасоматитов определенного состава зависит от сочетания трех параметров: T , W и кислотности (A_R или приближенно рН). По мере увеличения W со временем проявляются два конкурирующих взаимно противоположных процесса. Первый: при сохранении пониженной по сравнению с источником температуры пород в канале флюидный поток обеспечивает протекание реакций гидролиза с повышением кислотности при охлаждении флюида, переход компонентов во вполне подвижное состояние, образование зон кислотного выщелачивания с уменьшением числа фаз. Этот процесс преобладает в узких одиночных каналах на удалении от источника. Второй: тот же флюидный поток обуславливает постепенный прогрев канала, ведущий к уменьшению степени неравновесности флюида и протолита, кислотности флюида. Реакции гидролиза затухают, формируются многоминеральные зоны. Такой процесс преобладает в сближенных каналах, вблизи источника и в условиях слабого потока.

Исходя из сказанного, можно предположить, что кислотность флюида определяется преиму-

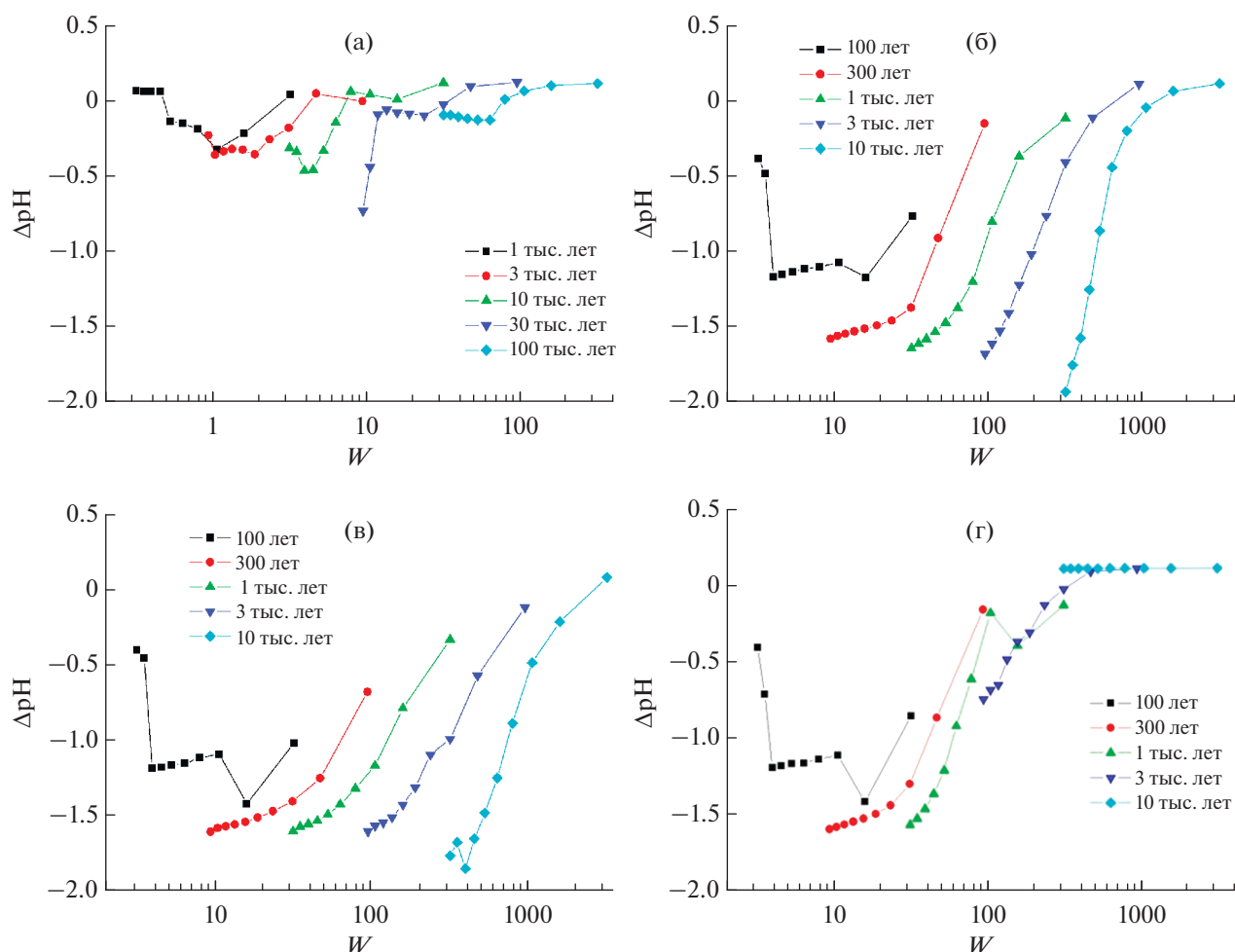


Рис. 2. Зависимость $\Delta pH = pH^f - pH^r$ от отношения флюид/порода W при разной продолжительности фильтрации в моделях сфокусированного флюидного потока: (а) – умеренного (10^{-8} м/с); (б–г) – мощного (10^{-6} м/с): (б) – в одиночном широком ($m = 1$ м) канале, (в) – в одиночном узком ($m = 0.1$ м) канале, (г) – многоканального ($m = 1$ м). Точки на кривых отвечают сечениям z от 100 до 1000 м от источника.

шественно двумя факторами – разностью температур между источником и породой в канале ΔT и отношением флюид/порода W . Тогда различные типы метасоматитов, субметасоматические породы (с одним замещенным минералом), а также метасоматически неизменные многофазные образования должны занять определенные поля в координатах $W-\Delta T$, а кислотность должна закономерно изменяться в зависимости от этих величин.

Действительно, можно убедиться, что на диаграмме $W-\Delta T$ (рис. 3) поля разных пород практически не перекрываются. При этом, учитывая, что в исследованных моделях температуры источника и фона были постоянными, величина ΔT однозначно определяет и величину T . Левую часть диаграммы с низкими величинами W независимо от ΔT занимают многоминеральные метаморфические, правую часть – метасоматические породы.

Между ними располагается поле парагенезисов, которые предлагается выделять как субметасоматические. Под этим названием объединены образования состава $QzMsAbCb$ в верхней части поля и $QzMsBtChl$ в нижней его части. Для них характерны промежуточные значения W от единиц до десятков, свойственные для условий умеренного флюидного потока, и до 100 – в условиях мощного потока. Область малых ΔT и высоких W отвечает кварц-мусковит-биотитовым и калишпатизированным метасоматитам, образующимся при слабо повышающейся щелочности. По мере увеличения ΔT они сменяются кварц-мусковит-хлоритовыми и кварц-мусковит-карбонатными метасоматитами, а при максимальных значениях W – кварц-мусковитовыми и каолинизированными образованиями. В этом направлении pH флюида непрерывно понижается (табл. 3). На рис. 3 видно также, что при заданной величине

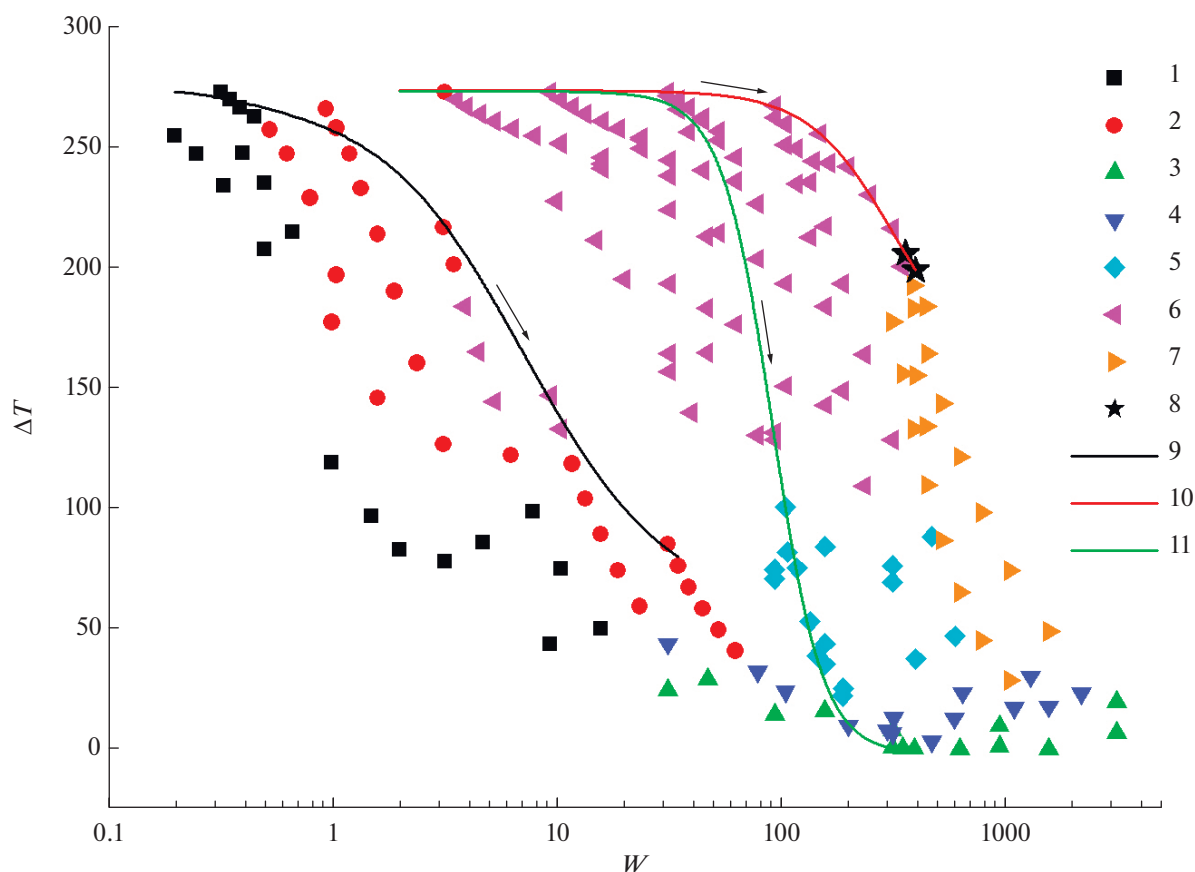


Рис. 3. Диаграмма W – ΔT параметров образования модельных пород и их изменения во времени. 1–8 – разновидности пород: 1 – многофазные метаморфические, 2 – субметасоматические с замещенным хлоритом или плагиоклазом, 3 – калишпатизированные кварц-мусковит-биотитовые, 4 – кварц-мусковит-биотитовые, 5 – кварц-мусковит-хлоритовые, 6 – кварц-мусковит-карбонатные, 7 – кварц-мусковитовые, 8 – каолинизированные кварц-мусковитовые; 9–11 – траектории эволюции параметров в сечении $z = 1000$ м от источника в моделях: 9 – умеренного сфокусированного потока ($q = 10^{-8}$ м/с), 10 – мощного потока ($q = 10^{-6}$ м/с) в узком ($m = 0.1$ м) канале, 11 – мощного потока в сближенных широких ($m = 1$ м) каналах. Стрелками показано направление сопряженных изменений разности температур с источником и отношения флюид/порода со временем.

ΔT , т.е. в изотермических условиях, последовательность пород по мере возрастания W отвечает зонам изотермической колонки с уменьшением числа минералов. Так, при $\Delta T = 70^\circ\text{C}$ ($T = 377^\circ\text{C}$) получим зональность $QzPIMsChlBt \rightarrow QzMsChlBt \rightarrow QzMsChl \rightarrow QzMs$.

Для всех типов модельных пород (метаморфических, субметасоматических и метасоматических) характерна тенденция к смещению полей в сторону более высоких значений W по мере уменьшения ΔT , которое происходит с приближением к источнику и со временем. Так, если в низкотемпературной области для образования кварц-карбонат-мусковитовых метасоматитов (березитов) достаточна величина W около 10, то в приконтактной зоне, где ΔT уменьшается, при том же значении W сохраняется метаморфический парагенезис $QzPIMsBtChl$.

На диаграмме удобно проследить эволюцию состава пород и параметров флюида во времени для

Таблица 3. рН флюида, равновесного с парагенезисами зон в исследованных моделях

Парагенезис	Пределы изменения	Среднее значение
MMP	4.81–5.62	5.14
SMP	4.70–5.29	5.11
$QzKfsBtMs$	4.89–4.91	4.90
$QzMsBt$	4.71–4.88	4.83
$QzMsChl$	4.31–4.81	4.57
$QzMsCb$	3.61–5.17	4.22
$QzMs$	3.28–4.78	3.86
$QzMsKln$	3.26–3.29	3.28

Примечание. MMP – группа парагенезисов многоминеральных метаморфических пород; SMP – группа парагенезисов субметасоматических пород, включающих низкотемпературные $QzMsAbCb$ и более высокотемпературные $QzMsBtChl$.

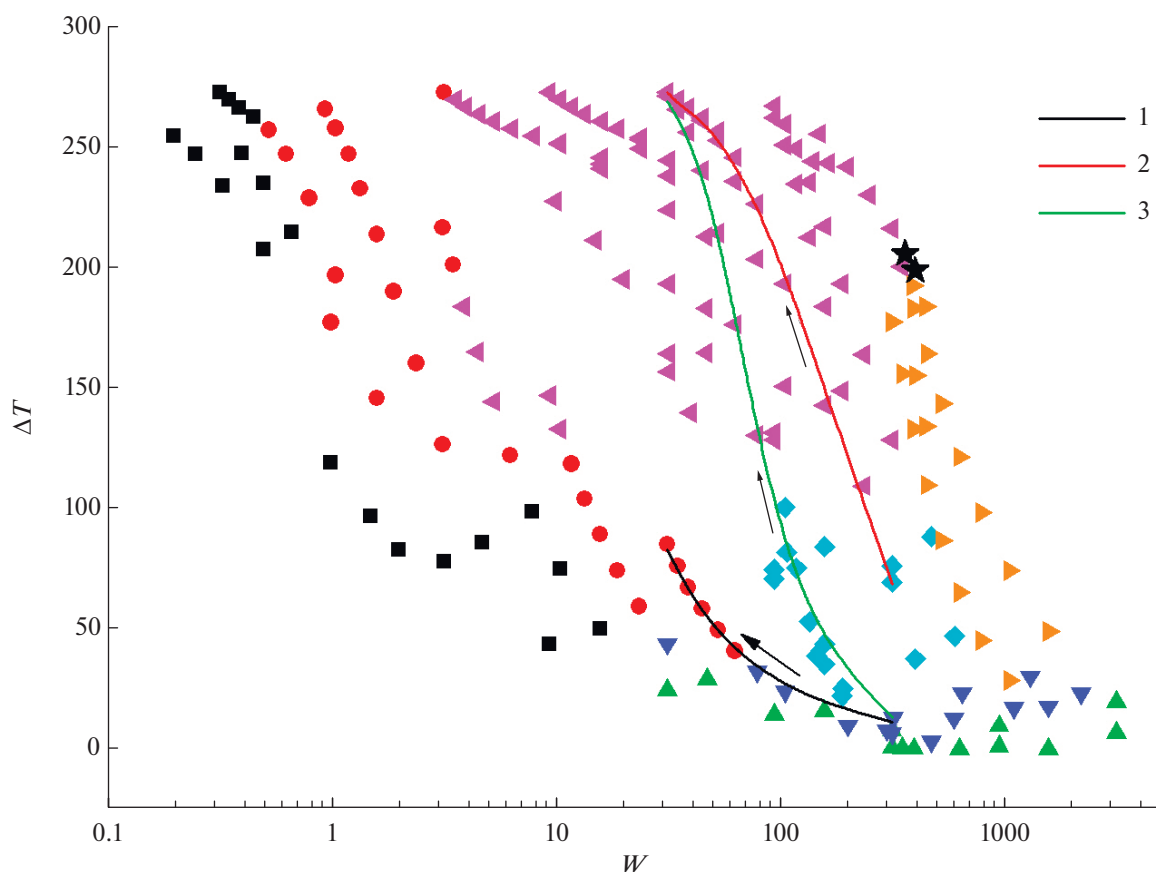


Рис. 4. Диаграмма W – ΔT параметров образования модельных пород и их изменения в пространстве. 1–3 – траектории изменения параметров на расстоянии z от 100 до 1000 м от источника после фильтрации $31\,500\text{ м}^3/\text{м}^2$ флюида в моделях: 1 – умеренного сфокусированного потока ($q = 10^{-8}$ м/с), 2 – мощного потока ($q = 10^{-6}$ м/с) в узком ($m = 0.1$ м) канале, 3 – мощного потока в сближенных широких ($m = 1$ м) каналах. Обозначения пород см. на рис. 3. Стрелками показано направление сопряженных изменений разности температур с источником и отношения флюид/порода вдоль канала.

разных моделей, отвечающую стадийности метасоматического процесса. Эта эволюция изображается на рис. 3 линиями для сечения $z = 1000$ м, где изменения наиболее контрастны. Как видно, при умеренном флюидном потоке траектория эволюции остается в пределах поля субметасоматических пород, несмотря на значительную продолжительность фильтрации, поскольку значения W остаются небольшими, а прогрев за это время препятствует образованию низкотемпературного парагенезиса $QzMsCb$. Напротив, при мощном одноканальном потоке линия эволюции остается в области высоких ΔT вследствие высокой теплоотдачи, и при быстро возрастающем W направлена через поле $QzMsCb$ в область кварц-мусковитовых каолинизированных пород с максимальной кислотностью. Если же фильтрация протекает по сближенным каналам, то траектория эволюции приобретает характерную для фронтального переноса тепла сигмоидальную форму с субгоризонтальными участками в начале и конце процесса и крутым подъемом темпе-

ратуры между ними, который приходится на значения W около 100. Это обуславливает смену кварц-мусковит-карбонатных пород кварц-мусковит-хлоритовыми, кварц-мусковит-биотитовыми и калишпатизированными метасоматитами. Поле кварц-мусковитовых метасоматитов в этом случае не достигается.

Представляет интерес также оценка влияния на вертикальную зональность величины потока и геометрии модели. Если при мощном потоке 10^{-6} м/с за 1 тыс. лет через единицу поперечного сечения канала фильтруется объем флюида $qt = 31\,500\text{ м}^3$, то при умеренном потоке 10^{-8} м/с для фильтрации того же объема требуется 100 тыс. лет. Значения W для любого сечения z будут одинаковыми, однако температура и состав пород оказываются различными. На рис. 4 линии отвечают сопряженным изменениям W и ΔT вдоль канала для указанных моментов времени. Как видно, при одном и том же общем объеме флюида умеренный и

длительный поток обуславливает существенно иные преобразования пород, чем мощный и кратковременный. В первом случае за счет кондуктивного теплопереноса во вмещающих породах температурные различия вдоль канала в значительной степени сглаживаются, и при сравнительно невысоких значениях W образуются преимущественно субметасоматические породы, а также кварц-мусковит-биотитовые и калишпатизированные метасоматиты в приконтактной зоне. Во втором случае контрастные различия температуры между нижним и верхним концами канала сохраняются, при тех же значениях W формируются более кислотные кварц-мусковит-карбонатные метасоматиты. Кроме того, в условиях многоканальной модели за счет более эффективного прогрева канала флюидом получают развитие более высокотемпературные кварц-мусковит-хлоритовые метасоматиты.

Охарактеризованные выше преобразования пород возможны при наличии необходимых ресурсов флюида в источнике. Если вслед за (Бернэм, 1982) принять, что объем гранитного расплава высотой 10 км и поперечным сечением 1 м^2 высвобождает при кристаллизации 730 м^3 воды, то при мощности флюидного потока 10^{-10} м/с (модель 1) время исчерпания этого объема составит 230 тыс. лет. Этого достаточно для повышения величины W до нескольких десятков при $z = 10 \text{ м}$ и аллохимического процесса калишпатизации в приконтактной области (Приложение, табл. 5). В условиях многоканального потока мощностью 10^{-6} м/с (модель 5), когда расход флюида максимальный, это предельное время составляет 2.3 тыс. лет, но при мощности пластины 2 км, принятой в модели, оно уменьшается до 460 лет. В этом случае процесс завершится образованием низкотемпературных березитоподобных метасоматитов почти на всем протяжении канала (Приложение, табл. 9). В случае одноканального потока оценка времени существования флюидного потока включает неопределенность размеров области, с которой флюид может быть собран в канале. Если принять, что флюид поступает в канал из колонны расплава шириной по 100 м в обе стороны от канала, то при $q = 10^{-6} \text{ м/с}$ получим для широкого канала (модель 3) то же максимальное время 460 лет и для узкого канала (модель 4) — 4.6 тыс. лет, а значения W — от нескольких десятков до нескольких сотен. Этого недостаточно для образования полного набора метасоматитов (Приложение, табл. 7, 8). Между тем такие глубоко преобразованные породы, как кварц-мусковитовые метасоматиты, для формирования которых требуются W выше 300 (рис. 3, 4), распространены в природе

очень широко. Можно полагать, что большие объемы флюида, необходимые для их образования, были мобилизованы либо из более обширных магматических очагов, либо имели иной источник.

ВЫВОДЫ

В результате численного моделирования метасоматических процессов в условиях умеренных глубин ($\sim 6\text{--}8 \text{ км}$), протекающих при сопряженном переносе тепла и растворенного вещества флюидным потоком из гранитного источника во вмещающие метапелиты, получены данные о распределении температуры, минерального состава пород и параметров флюида, характеризующих его кислотно-основные свойства.

1. В условиях слабого фронтального флюидного потока (10^{-10} м/с) метасоматические изменения вмещающих пород отсутствуют, происходит изохимический метаморфизм с образованием температурной зональности. При достаточной длительности процесса, когда в приконтактной области величина отношения флюид/порода достигает нескольких десятков, наблюдается аллохимический метаморфизм. Для него характерно изменение химического состава пород вследствие переноса вещества из гранита во вмещающие метапелиты без изменения их минерального состава и перехода компонентов во вполне подвижное состояние.

2. При переходе к условиям сфокусированного потока и его увеличении до $10^{-8}\text{--}10^{-6} \text{ м/с}$ метаморфические парагенезисы метапелитов сменяются субметасоматическими с одним замещенным минералом, а затем типично метасоматическими с формированием термоградиентной зональности, изменяющейся со временем. Для образования субметасоматических пород благоприятны условия умеренного флюидного потока (10^{-8} м/с) при невысоком отношении флюид/порода порядка единиц — десятков, а также условия мощного потока (10^{-6} м/с) в приконтактной зоне, где понижение температуры флюида и его отклонение от равновесия с протолитом невелики.

3. Кислотность флюида и последовательность зон определяются, главным образом, разностью температур между источником и породой в данном сечении канала ΔT и объемным отношением флюид/порода W . В свою очередь, оба эти параметра в значительной степени зависят от величины и геометрии флюидного потока. Кислотное выщелачивание с наибольшим понижением рН флюида в максимальной степени проявляется в узких одиночных каналах с мощным флюидным потоком (10^{-6} м/с) и сосредоточено на удалении от источника. Для него благоприятно сочетание

высоких значений ΔT и W . В этом случае переносимое флюидом тепло полностью поглощается вмещающими породами, и флюидный поток распространяется по профилю температуры, создаваемому кондуктивным прогревом пород источником. С увеличением ширины каналов и их сближением, обеспечивающим тепловое взаимодействие, распространение тепла при мощном потоке приобретает характер фронтального адвективного и приобретает форму тепловой волны с быстрым ростом температуры. Повышение кислотности прекращается и сменяется субизотермическими условиями, когда характер преобразований пород определяется только разностью химических потенциалов компонентов между источником и протолитом. В условиях умеренного сфокусированного флюидного потока необходимо больше времени для достижения достаточно высоких значений W , однако при этом кондуктивный прогрев пород уменьшает ΔT и препятствует развитию кислотного выщелачивания. Здесь преобладают субметасоматические породы.

4. Образование метасоматической зональности и ее последующее изменение контролируется соотношением скоростей движения флюида, тепла и фронтов замещения. Тепло распространяется вдоль канала на 2–3 порядка медленнее флюида, что определяет охлаждение последнего. Скорость продвижения первой метасоматической зоны, включающей кварц, мусковит и Fe–Mg карбонат, лишь немного уступает скорости фильтрации флюида, и для ее формирования в масштабах канала протяженностью до 1 км достаточно первых сотен лет. Другие фронты движутся на несколько порядков медленнее. Наименьшей скоростью характеризуется фронт калишпатиза-

ции в приконтактной части канала. Для его продвижения на 100 м от источника требуется не менее 3 тыс. лет.

5. Характерной чертой модельных термоградиентных колонок в отличие от изобарно-изотермических является как уменьшение, так и увеличение количества минералов в зонах по направлению к источнику. Отмеченное явление в качественной форме было рассмотрено Д.С. Коржинским (1982). Оно является следствием изменяющихся соотношений между ΔT и W вдоль канала и должно учитываться при анализе природной метасоматической зональности.

Рассмотренные модели представляют один наиболее простой вариант соотношения между распространением тепла и флюида, когда эти процессы начинаются одновременно в одной точке и имеют один источник. Возможны и другие варианты, включающие образование конвективных ячеек по мере остывания предварительно прогретой толщи пород, рециркуляцию флюида и его смешение с метеорными водами. Эти более сложные модели являются предметом дальнейших исследований.

Благодарности. Авторы благодарны Л.Я. Арановичу и В.И. Мальковскому за советы и рекомендации, позволившие улучшить первоначальный вариант рукописи.

Источники финансирования. Исследования выполнены по теме № FMUW-2021-0002 лаборатории Флюидных процессов Госзадания Института геологии и геохронологии докембрия РАН.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 4. Перечень водных частиц, участвующих во взаимодействии флюид–порода

H ⁺	SO ₄ ²⁻	K ⁺	MgSO ₄ (aq)	AlOOH (aq)	Fe ³⁺
OH ⁻	HSO ₄ ⁻	KOH (aq)	MgCl ⁺	AlO ₂ ⁻	FeOH ²⁺
CO ₂ (aq)	Cl ⁻	KSO ₄ ⁻	MgCl ₂ (aq)	AlOH ²⁺	FeO ⁺
CO ₃ ²⁻	HCl (aq)	KHSiO ₃ (aq)	Ca ²⁺	AlO ⁺	FeOOH (aq)
HCO ₃ ⁻	Na ⁺	KHSO ₄ (aq)	CaOH ⁺	Fe ²⁺	FeO ₂ ⁻
SiO ₂ (aq)	NaOH (aq)	KCl (aq)	CaCO ₃ (aq)	FeOH ⁺	FeCl ²⁺
HSiO ₃ ⁻	NaCO ₃ ⁻	KAlO ₂ (aq)	CaHCO ₃ ⁺	FeO (aq)	CH ₄ (aq)
O ₂ (aq)	NaHSiO ₃ (aq)	Mg ²⁺	CaSO ₄ (aq)	FeOOH ⁻	
H ₂ (aq)	NaSO ₄ ⁻	MgOH ⁺	CaCl ⁺	FeSO ₄ (aq)	
H ₂ S (aq)	NaCl (aq)	MgCO ₃ (aq)	CaCl ₂ (aq)	FeCl ⁺	
HS ⁻	NaAlO ₂ (aq)	MgHCO ₃ ⁺	Al ³⁺	FeCl ₂ (aq)	

Таблица 5. Параметры состава пород и флюида в модели 1 (фронтальная фильтрация потока 10^{-10} м/с от источника с постоянной $T = 600^\circ\text{C}$)

z , м	W	T , $^\circ\text{C}$	Минеральный парагенезис (+Qz)	ΔA_K	ΔA_{Na}	ΔA_{Ca}	ΔA_{Mg}	ΔA_{Fe}	ΔpH
10 тыс. лет									
10	3	596	<i>KfsPlCrdBtMag</i>	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	-0.01
100	0.3	563	<i>PlBtCrdMs</i>	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05
300	0.1	488	<i>PlMsBtChl</i>	-0.04	-0.02	-0.09	-0.03	-0.03	0.04
600	0.05	383	<i>PlMsBtChlPy</i>	-0.05	-0.03	-0.03	-0.16	-0.07	0.10
1000	0.03	276	<i>MsAbCbChlCalPy</i>	-0.09	0.03	-1.14	-1.37	1.14	0.10
30 тыс. лет									
10	10	598	<i>KfsPlCrdBtMag</i>	0.03	0.03	0.03	0.06	0.02	-0.02
100	1	579	<i>PlMsCrdBt</i>	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05
300	0.3	535	<i>PlBtAndMs</i>	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05
600	0.15	469	<i>PlMsBtChl</i>	-0.04	-0.04	-0.19	-0.19	-0.18	0.14
1000	0.1	385	<i>MsKfsPlChlCalPy</i>	-0.01	-0.02	-0.15	0.01	-0.17	0.14
100 тыс. лет									
10	30	599	<i>KfsPlCrdBtMag</i>	0.03	-0.01	0.47	0.11	-0.02	-0.03
100	3	589	<i>KfsPlCrdBt</i>	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05
300	1	568	<i>PlMsCrdBt</i>	0.05	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05
600	0.5	533	<i>PlAndMsBt</i>	0.05	0.02	0.01	0.02	0.02	0.05
1000	0.3	485	<i>PlMsBtChl</i>	-0.04	-0.02	-0.09	-0.03	-0.03	0.04
300 тыс. лет									
10	100	599.5	<i>KfsPlCrdBtMag</i>	0.04	-0.02	0.59	0.18	-0.09	-0.04
100	10	598	<i>KfsPlCrdBtMag</i>	0.04	0.04	0.08	0.10	0.09	0.03
300	3.3	593	<i>KfsPlCrdBt</i>	0.04	0.03	0.03	0.01	0.05	0.05
600	1.6	585	<i>MsPlCrdBt</i>	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05
1000	1	575	<i>MsPlCrdBt</i>	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05

Таблица 6. Параметры состава пород и флюида в модели 2 (сфокусированный флюидный поток 10^{-8} м/с; источник – остывающее полупространство с постоянной $T = 457^\circ\text{C}$ на контакте)

z , м	W	T , $^\circ\text{C}$	Минеральный парагенезис (+Qz)	ΔA_K	ΔA_{Na}	ΔA_{Ca}	ΔA_{Mg}	ΔA_{Fe}	ΔpH
$t = 1$ тыс. лет									
100	3	379	<i>PlMsBtChlMagPy</i>	-0.03	-0.02	-0.08	-0.02	-0.04	0.04
300	1	260	<i>AbMsCbDolPy</i>	-0.10	-0.03	-1.37	0.09	-0.41	-0.32
600	0.5	200	<i>AbMsChlCalCbPy</i>	-0.01	-0.02	-1.04	-0.11	-0.11	-0.14
1000	0.3	184	<i>AbMsChlCalPy</i>	-0.01	-0.02	-0.09	-0.10	-0.09	0.06
$t = 3$ тыс. лет									
100	9	414	<i>PlMsBtChlMag</i>	-0.02	-0.08	0.52	0	0.05	0
300	3	330	<i>AbMsCbCalPy</i>	-0.41	-0.17	-0.99	-0.11	-0.66	-0.18
600	1.5	243	<i>AbMsCbDolPy</i>	0.08	-0.03	-2.67	-1.06	-1.70	-0.33
1000	1	191	<i>AbMsCbPy</i>	0.22	-0.01	-2.65	-1.03	-1.72	-0.23
$t = 10$ тыс. лет									
100	32	432	<i>KfsPlMsBtMag</i>	0.25	0.01	0.74	0	-0.10	0.12
300	10	382	<i>PlMsBtChlPyMag</i>	-0.03	-0.02	-0.08	-0.02	-0.04	0.04
600	5	313	<i>MsCbCalPy</i>	-0.56	-0.33	-1.19	-0.17	-0.74	-0.33
1000	3	240	<i>AbMsCbDolPy</i>	0.05	-0.04	-2.51	-0.96	-1.60	-0.31
$t = 30$ тыс. лет									
100	94	443	<i>KfsPlMsBtMag</i>	0.27	0.01	0.78	0.01	-0.12	0.12
300	31	413	<i>MsBtMag</i>	0.08	-0.13	0.25	0.01	-0.08	-0.02
600	15	368	<i>MsBtChlPyMag</i>	-0.02	-0.18	-0.25	0	-0.05	-0.08
1000	9	310	<i>MsCbPy</i>	-0.60	-0.80	-2.27	-0.11	-0.65	-0.73
$t = 100$ тыс. лет									
100	315	449	<i>KfsMsBtMag</i>	0.27	0	0.77	0.04	-0.15	0.11
300	105	433	<i>MsBtMag</i>	0.20	-0.05	0.54	0	-0.09	0.06
600	52	408	<i>MsBtChlMag</i>	-0.03	-0.24	-0.04	-0.01	-0.04	-0.13
1000	32	372	<i>MsBtChlPy</i>	-0.03	-0.19	-0.29	-0.02	-0.03	-0.09

Таблица 7. Параметры состава пород и флюида в модели 3 (флюидный поток 10^{-6} м/с в широком канале $m = 1$ м; источник – остывающее пластование тело)

z , м	W	T , °C	Минеральный парагенезис (+ Qz)	ΔA_K	ΔA_{Na}	ΔA_{Ca}	ΔA_{Mg}	ΔA_{Fe}	ΔpH
$t = 100$ лет									
100	32	300	<i>MsCbPy</i>	-0.50	-0.73	-2.44	-0.05	-0.54	-0.77
300	10	205	<i>MsCbDolPy</i>	-0.12	-0.98	-2.86	-1.38	-2.00	-1.08
600	5	196	<i>MsCbDolPy</i>	-0.69	-0.94	-2.95	-1.49	-2.14	-1.14
1000	3	184	<i>MsAbCbDolPy</i>	0.29	0.01	-2.93	-1.51	-2.19	-0.39
$t = 300$ лет									
100	94	386	<i>MsBtChlMag</i>	-0.04	-0.11	-1.01	-0.01	0.04	-0.16
300	31	219	<i>MsCbPy</i>	-0.45	-1.26	-4.02	-1.23	-1.87	-1.38
600	16	196	<i>MsCbPy</i>	-0.48	-1.42	-4.29	-1.52	-2.23	-1.51
1000	9	184	<i>MsCbPy</i>	-0.47	-1.50	-4.41	-1.68	-2.41	-1.58
$t = 1$ тыс. лет									
100	315	433	<i>MsBtMag</i>	0.02	-0.12	-0.53	0.11	-0.06	-0.12
200	158	373	<i>MsChlPy</i>	-0.26	-0.32	-1.52	-0.07	-0.02	-0.37
300	105	306	<i>MsCbPy</i>	-0.41	-0.79	-2.51	-0.38	-0.68	-0.81
600	52	204	<i>MsCbPy</i>	-0.50	-1.37	-4.21	-1.44	-2.05	-1.47
1000	32	184	<i>MsCbPy</i>	-0.49	-1.57	-4.53	-1.80	-2.50	-1.64
$t = 3$ тыс. лет									
100	945	447	<i>KfsMsBtMag</i>	0.27	0.09	0.10	0.06	-0.06	0.11
300	315	388	<i>MsChlPyMag</i>	-0.30	-0.38	-1.42	-0.03	-0.07	-0.41
600	158	273	<i>MsCbPy</i>	-0.62	-1.13	-3.60	-1.16	-0.87	-1.22
1000	94	195	<i>MsCbPy</i>	-0.63	-1.59	-4.61	-1.96	-2.11	-1.68
$t = 10$ тыс. лет									
100	3150	450	<i>KfsMsBtMag</i>	0.27	0.09	0.12	0.06	-0.07	0.11
200	1575	439	<i>MsBtMag</i>	0.21	0.05	-0.04	0.07	-0.06	0.06
300	1050	429	<i>MsMag</i>	0.09	-0.05	-0.34	-0.12	-0.07	-0.05
600	525	370	<i>MsMag</i>	-0.76	-0.82	-2.43	-1.54	-0.06	-0.87
1000	315	280	<i>MsPy</i>	-1.43	-1.88	-4.89	-3.75	-3.17	-1.93

Таблица 8. Параметры состава пород и флюида в модели 4 (флюидный поток 10^{-6} м/с в узком канале $m = 0.1$ м; источник – остывающее пластовое тело)

z , м	W	T , °C	Минеральный парагенезис (+ Qz)	ΔA_K	ΔA_{Na}	ΔA_{Ca}	ΔA_{Mg}	ΔA_{Fe}	ΔpH
$t = 100$ лет									
100	32	264	<i>MsCbPy</i>	-0.40	-0.93	-3.19	-0.53	-1.10	-1.02
300	10	205	<i>MsCbDolPy</i>	-0.12	-0.99	-2.90	-1.36	-2.05	-1.09
600	5	196	<i>MsCbDolPy</i>	-0.71	-0.97	-3.00	-1.56	-2.21	-1.17
1000	3	184	<i>MsAbCbDolPy</i>	0.31	0.01	-2.98	-1.55	-2.24	-0.40
$t = 300$ лет									
100	94	326	<i>MsCbPy</i>	-0.47	-0.61	-2.32	0.04	-0.36	-0.68
300	31	212	<i>MsCbPy</i>	-0.49	-1.29	-4.08	-1.23	-1.89	-1.41
600	16	196	<i>MsCbPy</i>	-0.51	-1.45	-4.34	-1.53	-2.24	-1.54
1000	9	184	<i>MsCbPy</i>	-0.51	-1.53	-4.47	-1.70	-2.42	-1.61
$t = 1$ тыс. лет									
100	315	381	<i>MsChlMag</i>	-0.22	-0.30	-1.26	-0.05	0	-0.33
300	105	264	<i>MsCbPy</i>	-0.42	-1.02	-3.60	-0.77	-1.21	-1.17
600	52	201	<i>MsCbPy</i>	-0.50	-1.40	-4.25	-1.46	-2.08	-1.50
1000	32	184	<i>MsCbPy</i>	-0.50	-1.53	-4.46	-1.71	-2.39	-1.61
$t = 3$ тыс. лет									
100	945	413	<i>MsBtMag</i>	0.02	-0.12	-0.56	0.11	-0.06	-0.12
200	472	369	<i>MsChlPyMag</i>	-0.46	-0.52	-1.88	-0.32	0.07	-0.57
300	315	329	<i>MsCbPy</i>	-0.78	-0.92	-2.94	-0.96	-0.15	-0.99
600	158	240	<i>MsCbPy</i>	-0.59	-1.29	-4.14	-1.46	-1.37	-1.43
1000	94	190	<i>MsCbPy</i>	-0.55	-1.52	-4.46	-1.74	-2.21	-1.61
$t = 10$ тыс. лет									
100	3150	438	<i>KfsMsBtMag</i>	0.23	0.07	-0.04	0.05	-0.05	0.08
300	1050	381	<i>MsMag</i>	-0.37	-0.45	-1.60	-0.88	-0.07	-0.49
600	525	314	<i>MsPy</i>	-1.23	-1.44	-3.88	-2.80	-1.82	-1.48
1000	315	241	<i>MsCbPy</i>	-0.94	-1.62	-4.81	-3.51	-1.22	-1.77
$t = 12.5$ тыс. лет									
1000	400	258	<i>MsKlnPy</i>	-1.36	-1.95	-5.47	-4.05	-3.77	-2.10

Таблица 9. Параметры состава пород и флюида в модели 5 (многоканальный флюидный поток 10^{-6} м/с в широких каналах $m = 1$ м; источник — остывающее пластовое тело)

z , м	W	T , °C	Минеральный парагенезис (+ Qz)	ΔA_K	ΔA_{Na}	ΔA_{Ca}	ΔA_{Mg}	ΔA_{Fe}	ΔpH
$t = 100$ лет									
100	32	293	<i>MsCbPy</i>	-0.47	-0.84	-2.58	-0.24	-0.75	-0.85
300	10	206	<i>MsCbDolPy</i>	-0.13	-1.01	-2.92	-1.38	-2.07	-1.11
600	5	196	<i>MsCbDolPy</i>	-0.71	-0.97	-2.99	-1.55	-2.20	-1.17
1000	3	184	<i>MsAbCbDolPy</i>	0.30	0.01	-2.97	-1.54	-2.24	-0.40
$t = 300$ лет									
100	94	382	<i>MsBtChlMag</i>	-0.03	-0.12	-0.86	0.01	0.04	-0.15
300	32	233	<i>MsCbPy</i>	-0.43	-1.17	-3.87	-1.04	-1.66	-1.30
600	16	196	<i>MsCbPy</i>	-0.50	-1.43	-4.30	-1.51	-2.22	-1.53
1000	9	184	<i>MsCbPy</i>	-0.49	-1.52	-4.44	-1.69	-2.42	-1.60
$t = 1$ тыс. лет									
100	315	441	<i>MsBtMag</i>	0.03	-0.13	-0.40	0.14	-0.10	-0.12
300	105	374	<i>MsBtChlPy</i>	-0.05	-0.12	-1.06	-0.04	0.07	-0.18
600	52	243	<i>MsCbPy</i>	-0.38	-1.07	-3.70	-0.93	-1.45	-1.21
1000	32	186	<i>MsCbPy</i>	-0.49	-1.48	-4.38	-1.65	-2.33	-1.57
$t = 3$ тыс. лет									
100	945	456	<i>KfsMsBtMag</i>	0.29	0.10	0.17	0.06	-0.07	0.12
300	315	450	<i>MsBtMag</i>	0.15	-0.03	-0.15	0.12	-0.11	-0.02
600	158	422	<i>MsChlMag</i>	-0.24	-0.36	-1.03	0.04	-0.13	-0.36
1000	94	329	<i>MsCbPy</i>	-0.53	-0.65	-2.48	-0.14	-0.21	-0.74
$t = 10$ тыс. лет									
100	3150	455	<i>KfsPlBtMsMag</i>	0.30	0.11	0.19	0.06	-0.07	0.12
300	1050	455	<i>KfsPlBtMsMag</i>	0.30	0.11	0.19	0.07	-0.07	0.12
600	525	455	<i>KfsPlBtMsMag</i>	0.30	0.10	0.20	0.07	-0.08	0.12
1000	315	454	<i>KfsBtMsMag</i>	0.30	0.10	0.20	0.08	-0.08	0.11

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П.Я., Бушмин С.А. Растворимость минералов метаморфических и метасоматических пород в гидротермальных растворах разной кислотности: термодинамическое моделирование при 400–800°C и 1–5 кбар // Геохимия. 2007. № 12. С. 1305–1330.

Аранович Л.Я. Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М.: Наука, 1991. 253 с.

Аранович Л.Я. Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.

Арсеньев П.Л., Пэк А.А. Моделирование гидротермального теплопереноса при формировании месторождений, связанных с зонами глубокопроникающих разломов // Геология рудн. месторождений. 1991. № 5. С. 26–37.

Бернэм К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 71–121.

Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 369 с.

Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.

Жариков В.А., Эльбаум М.Б., Зарайский Г.П. и др. Моделирование процессов тепло- и массопереноса на грейзеновом месторождении Акчатау // Очерки физико-химической петрологии. Отв. ред. В.А. Жариков, В.В. Федькин. 1988. Вып. 15. С. 38–69.

Жданов В.В., Харченко В.А. Физическая модель региональных метаморфо-метасоматических систем // Физика Земли. 1982. № 5. С. 68–71.

Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 344 с.

Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. 136 с.

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 488 с.

- Кольцов А.Б.* Метасоматические процессы на золоторудных месторождениях в метатерригенных толщах. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. 236 с.
- Кольцов А.Б.* Метасоматическое взаимодействие раствор-порода в условиях переменных температур и давлений // *Геохимия*. 2006. № 7. С. 712–721.
- Кольцов А.Б.* Влияние источников и путей эволюции растворов на состав метасоматитов // *Геохимия*. 2015. № 2. С. 144–161.
- Коренбаум С.А.* Петрология зон фильтрации термальных растворов. М.: Наука, 1990. 279 с.
- Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Мальковский В.И., Пэк А.А., Алешин А.П., Величкин В.И.* Модель процесса флюидного теплопереноса при формировании Mo-U месторождений Стрельцовского рудного поля (Восточное Забайкалье): гипотеза вынужденной конвекции растворов, генерируемых глубинным источником // *Геология рудн. месторождений*. 2010. № 1. С. 17–35.
- Метасоматизм и метасоматические породы // Отв. ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
- Наумов В.Б., Наумов Г.Б.* Минералообразующие флюиды и физико-химические закономерности их эволюции // *Геохимия*. 1980. № 10. С. 1450–1460.
- Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В.* Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.
- Ферри Дж. М.* Использование степени протекания реакции для количественной оценки взаимодействия флюид – порода в процессах метаморфизма и гидротермального изменения // *Взаимодействие флюид-порода при метаморфизме*. М.: Мир, 1989. С. 76–108.
- Шваров Ю.В.* Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов // *Геохимия*. 1999. № 6. С. 646–652.
- Шестаков В.М.* Динамика подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1979. 368 с.
- Ague J.J.* Fluid flow in the deep crust // *Treatise on Geochemistry*. V. 4: The Crust (eds. H.D. Holland, K.K. Turekian). Oxford: Elsevier, 2nd ed. 2014. P. 203–247.
- Berman R.G.* Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂ // *J. Petrol.* 1988. V. 29. P. 445–522.
- Bickle M.J., McKenzie D.* The transport of heat and matter by fluids during metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 384–392.
- Brace W.F.* Permeability of crystalline and argillaceous rocks // *Int. J. Rock Mech. Mineral. Sci.* 1980. V. 17. P. 241–251.
- Brady J.B.* The role of volatiles in the thermal history of metamorphic terranes // *J. Petrol.* 1988. V. 29. Pt. 6. P. 1187–1213.
- Bushmin S.A.* Evolutional model of metasomatism in metamorphic cycle // *Theophrastus contributions to advanced studies in Geology*. V. 3. Models and Modelling of geologic processes and objects. Eds. V.A. Glebovitsky, V.N. Dech. Theophrastus Publication. St.-Petersburg: Athens, 2000. P. 137–140.
- Bushmin S., Azimov P., Lvov S.* Numerical modeling of the metamorphic mineral solubility in hydrothermal solutions at 400–800°C, 1–5 kbar and various fluid acidity // *Mineral. Collection*. 2004. V. 54. № 2. P. 94–116.
- Bushmin S.A., Glebovitsky V.A.* Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // *Transactions of Karelian Research Centre RAS. Precambrian Geol. Series*. 2016. № 2. P. 3–27.
- Cleverley J.S., Oliver N.H.S.* Comparing closed system, flow-through and fluid infiltration geochemical modelling: Examples from K-alteration in the Ernest Henry Fe-oxide-Cu-Au system // *Geofluids*. 2005. V. 5. P. 289–307.
- Dolejš D., Wagner T.* Thermodynamic modeling of non-ideal mineral – fluid equilibria in the system Si–Al–Fe–Mg–Ca–Na–K–H–O–Cl at elevated temperatures and pressures: Implications for hydrothermal mass transfer in granitic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 526–553.
- Etheridge M.A., Wall V.J., Vernon R.H.* High fluid pressures during regional metamorphism and deformation // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 89. P. 4344–4358.
- Evans K.A., Tomkins A.G.* Metamorphic fluids in orogenic settings // *Elements*. 2020. V. 16. P. 381–388.
- Grichuk D.V.* Thermodynamic model of ore-forming processes in a submarine island-arc hydrothermal system // *Geochim. Int.* 2012. V. 50. № 13. P. 1069–1100.
- Hoisch T.D.* The thermal effects of pervasive and channelized fluid flow in the deep crust // *J. Geology*. 1991. V. 99. P. 69–80.
- Holland T.J.B., Powell R.* An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: The system K₂O–Na₂O–CaO–MgO–MnO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂–C–H₂–O₂ // *J. Metamorphic Geol.* 1990. V. 8. P. 89–124.
- Lauwrier H.A.* The transport of heat in an oil layer caused by the injection of hot fluid // *Appl. Sci. Res.* 1955. Sec. A. V. 5. № 2–3. P. 145–150.
- Pokrovskii V.A., Helgeson H.C.* Thermodynamic properties of aqueous species and the solubilities of minerals at high pressures and temperatures: The system Al₂O₃–H₂O–NaCl // *Amer. J. Sci.* 1995. V. 295. P. 1255–1342.
- Polyansky O.P., Reverdatto V.V.* Contact metamorphism and metasomatism near the Talnakh intrusion: Fluid convection and heat transfer modeling on the basis of the finite-difference method // *Doklady Earth Sci.* 2006. V. 411A. № 9. P. 1480–1484.
- Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Khomenko A.V., Kuznetsova E.N.* Modeling of fluid flow and heat transfer induced by basaltic near-surface magmatism in the Lena-Tunguska petroleum basin (Eastern Siberia, Russia) // *J. Geochem. Exploration*. 2003. V. 78–79. P. 687–692.
- Prokofiev V.Yu., Naumov V.B.* Physicochemical parameters and geochemical features of ore-forming fluids for orogenic gold deposits throughout geological time // *Minerals*. 2020. V. 10(50). <https://doi.org/10.3390/min10010050>
- Salje E., Kuscholke B., Wruck B., Kroll H.* Thermodynamics of sodium feldspars. 2. Experimental results and numerical calculations // *Phys. Chem. Mineral.* 1985. V. 12. № 2. P. 99–107.

- Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A.* Inorganic species in geologic fluids: correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. № 5. P. 907–950.
- Steele-McInnis M., Manning C.E.* Hydrothermal properties of geologic fluids // *Elements.* 2020. V. 16. № 12. P. 375–380.
- Sverjensky D.A., Hemley J.J., D'Angelo W.M.* Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar–mica–aluminosilicate equilibria // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. № 4. P. 989–1004.
- Sverjensky D.A., Shock E.L., Helgeson H.C.* Predictions of the thermodynamic properties of aqueous metal complexes to 1000°C and 5 kb // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. № 7. P. 1359–1412.
- Thompson A.B., Connolly J.A.D.* Migration of metamorphic fluid: Some aspects of mass and heat transfer // *Earth Sci. Rev.* 1992. V. 32. P. 107–121.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Yardley B.W.D., Bodnar R.J.* Fluids in the continental crust // *Geochem. Perspectives.* 2014. V. 3. P. 1–127.
- Zharikov V.A., Zاراиский G.P.* Experimental modeling of wall-rock metasomatism // *Progress on metamorphic and magmatic petrology.* Cambridge: Cambridge University Press, 1991. P. 197–246.

Metasomatism in the Thermogradient Conditions: Models for the Coupled Heat Transfer and Fluid–Rock Interaction

A. B. Kol'tsov¹ and S. A. Bushmin¹

¹ *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

Numerical models are presented for the processes occurring during the coupled heat and dissolved matter transfer from a granite source to the host metapelites in the mode of a pervasive and channelized fluid flow. The temperature change is calculated by the equations of conductive and advective heat transport in a permeable medium, and the results of fluid-rock interaction are calculated by means of the HCh software package. The mineral composition of rocks, the extent of their transformation, and the degree of nonequilibrium between the fluid and the protolith depend on the fluid flux, time and distance from the source. At a flow flux of 10^{-10} m/s, only multiphase mineral assemblages characteristic for zoning of contact metamorphism are formed. In permeable channels, at a flow flux of 10^{-8} – 10^{-6} m/s, a vertical metasomatic zoning is formed, changing over time as the channel is heated up and the fluid/rock ratio increases. The velocity of substitution fronts in this zoning differs by several orders of magnitude. With a given composition and temperature of the fluid source and the composition of the protolith, the formation of the specific metasomatic assemblages is mainly determined by two factors: the volume fluid/rock ratio and the temperature difference between the source and the fluid. The increase in the acidity of the fluid with a decrease in temperature is most pronounced in narrow single channels, when conductive heat transfer prevails, and the temperature gradient persists for a long time. In wide channels with small spacing, the temperature is determined by advective heat transfer by the fluid, its gradient disappears, and the influence of the fluid source composition becomes predominant.

Keywords: metasomatism, numerical modeling, heat transfer, fluid flow, acidity, zoning

УДК 552.11

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МНОГОКОМПОНЕНТНОЙ ХИМИЧЕСКОЙ ДИФФУЗИИ ПЕТРОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO , MgO , FeO) И АНИОНА CO_3^{2-} ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ БАЗАЛЬТОВЫХ И КИМБЕРЛИТОВЫХ РАСПЛАВОВ ПРИ УМЕРЕННОМ ДАВЛЕНИИ

© 2022 г. Э. С. Персиков^а *, П. Г. Бухтияров^а **, А. Н. Некрасов^а ***^аИнститут экспериментальной минералогии им. Академика Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Московская обл., Россия

*e-mail: persikov@iem.ac.ru

**e-mail: pavel@iem.ac.ru

***e-mail: alex@iem.ac.ru

Поступила в редакцию 09.08.2021 г.

После доработки 23.09.2021 г.

Принята к публикации 28.10.2021 г.

Представлены первые результаты экспериментальных исследований особенностей встречной химической диффузии главных петрогенных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO , MgO , FeO) и карбонат-аниона CO_3^{2-} при взаимодействии базальтовых и кимберлитовых расплавов при умеренном давлении. Исследования проводились с использованием оригинальной установки высокого газового давления при давлении Ag или CO_2 , равном 100 МПа, и температуре 1300°C с применением метода диффузионных пар. Установлено, что скорость встречной химической диффузии всех основных компонентов расплавов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO , MgO) и карбонат-аниона CO_3^{2-} практически идентична при взаимодействии модельных базальтовых и кимберлитовых карбонатсодержащих расплавов и примерно на порядок величины больше скорости диффузии этих компонентов при взаимодействии расплавов в более полимеризованной модельной системе андезит–базальт ($\text{Ab}_{75}\text{Di}_{25}$ – $\text{Ab}_{50}\text{Di}_{50}$). Последнее обусловлено существенно меньшей вязкостью граничного расплава (граница Монтана), который образуется при взаимодействии модельных базальтового и кимберлитового расплавов. Равные скорости диффузии CaO и карбонат-аниона CO_3^{2-} свидетельствуют о минальном характере диффузии карбоната CaCO_3 из кимберлитового в базальтовый (модельные и природные) расплав. Диффузионная картина существенно меняется при взаимодействии расплава природного магнезиального базальта и модельного кимберлита. При этом сохраняется минальный характер диффузии кальцита в магнезиальный базальт. Тогда как скорость диффузии остальных компонентов расплавов (SiO_2 , MgO и FeO) становится существенно выше. Установлена также слабая экспоненциальная концентрационная зависимость всех диффундирующих компонентов, которая близка к $D(i) = \text{constant}$.

Ключевые слова: химическая многокомпонентная диффузия, природный и модельный расплавы базальта, модельный кимберлит, высокие давление и температура

DOI: 10.31857/S0869590322020066

ВВЕДЕНИЕ

Давно признано, что диффузия компонентов в силикатных расплавах играет решающую роль во множестве магматических процессов (Bowen, 1921). Многие силикатные расплавы, представляющие интерес, состоят из трех или более оксидных компонентов (например, SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , CO_2 и H_2O). Химическая диффузия в таких системах называется “многокомпонентной диффузией”. Многокомпонентная диффузия включает в себя массовые потоки, управляемые градиентами химического

потенциала, и является важным механизмом массопереноса для многих транспортных процессов. Хотя диффузия является микроскопическим процессом, она может привести к макроскопическим эффектам. Например, начальная фаза взрывных вулканических извержений (или более часто встречающихся извержений типа шампанского) зависит от скорости роста пузырьков и, в свою очередь, контролируется диффузией, которая приводит молекулы газа в пузырьки. Поскольку диффузия играет решающую роль во многих геологических процессах, петрологии и геохимии, эти данные часто исполь-

зуют при разработке различных моделей, включая интерпретацию возраста горных пород и тепловых событий, условий формирования и сохранения химического состава и изотопного фракционирования минералов, контроля размеров пузырьков в вулканических породах и процессов, влияющих на характер вулканических извержений.

Одной из основных проблем, связанных с многочисленными приложениями данных о диффузии, является получение надежных экспериментальных данных, так как диффузионные свойства, определенные в разных лабораториях, могут отличаться на порядки (например, Liang, 2010). Особенности многокомпонентной химической диффузии петрогенных и летучих компонентов при взаимодействии магматических расплавов были изучены недостаточно (например, Watson, Baker, 1991; Watson, 1994; Kress, Ghiorso, 1995). Большинство опубликованных работ по химической диффузии петрогенных компонентов в магматических расплавах выполнены методом растворения минералов (Watson, Baker, 1991 и др.). Тогда как исследования химической встречной диффузии этих компонентов непосредственно в расплавах крайне ограничены (Yoder, 1973; Watson, Baker, 1991). И практически отсутствуют данные по многокомпонентной химической диффузии компонентов при взаимодействии базальтовых и ультраосновных карбонатсодержащих магм. В настоящей работе методом диффузионных пар, с использованием уникальной установки высокого газового давления, получены новые экспериментальные данные по встречной химической диффузии петрогенных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO , MgO , FeO) и карбонат-аниона CO_3^{2-} при взаимодействии кимберлитовых и базальтовых расплавов при умеренном давлении 100 МПа и температуре 1300°C.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Эксперименты проводились на уникальной установке высокого газового давления с внутренним нагревом, снабженной оригинальным внутренним устройством с уравнителем-разделителем высокого давления. Диффузионные опыты проводились в платиновых ампулах, геометрия которых не изменялась в процессе опыта при высоких давлениях и температурах (рис. 1). Внутренний объем реактора (5) с заваренной платиновой ампулой со стартовой диффузионной парой (6) и уравнителем-разделителем (9) под поршнем (10) заполняли Ar или CO_2 при давлении 10 МПа с использованием специальной системы.

Собранное таким образом устройство вместе с внутренним нагревателем (2) размещали внутри сосуда высокого газового давления так, чтобы ам-

пула с образцом (6) находилась в безградиентной температурной зоне нагревателя. За счет перемещения поршня (10) давление аргона в сосуде в процессе опыта всегда сохранялось равным давлению Ar или CO_2 во внутреннем объеме реактора (5). В начале эксперимента давление аргона в сосуде и, соответственно, в реакторе (5) поднимали в течение одного часа до необходимого значения — 100 МПа. Далее повышали температуру опыта до 1100°C, и выдерживали опыт в течение двух часов в автоматическом режиме. При этих параметрах, т.е. еще до плавления образцов, скорость взаимной диффузии была очень мала. Далее в течение 1–2 мин температуру быстро увеличивали до нужного значения (1300°C) и выдерживали параметры в течение необходимого времени диффузионных опытов (180 и 360 с в первой серии опытов или 80 и 120 с во второй), после чего осуществлялась изобарическая закалка при выключенном внутреннем нагревателе установки. При этом достигалась достаточно высокая скорость закалки расплава (~300°C/мин), которая обеспечивала сохранение стекол без кристаллизации расплава. Погрешность измерения температуры опыта составляла $\pm 5^\circ\text{C}$, а давления Ar или CO_2 — ± 0.1 отн. %. После изобарической закалки устройство извлекали из сосуда, Pt-ампулу с образцом вынимали из молибденового реактора и далее изготавливали полированную с одной стороны поперечную пластину для последующего анализа диффузионного профиля, возникшего в расплаве во время опыта. В качестве исходных образцов для получения стекол, используемых в диффузионных опытах, применяли растертые в агатовой ступке порошки магнезиального базальта Большого трещинного извержения 1975–1976 г. вулкана Толбачик на Камчатке (Большое ..., 1984), а также порошки модельных базальта ($\text{Ab}_{50}\text{Di}_{50}$, мол. %) и кимберлита (силикат 82 + карбонат 18, мас. %).

Химический состав модельных безводных кимберлитовых и базальтовых расплавов (стекол), а также стекол природного базальта, используемых в работе для характеристики основных особенностей их диффузионного взаимодействия, представлен в табл. 1. Средний состав базальтов (Le Maitre, 1976) приведен также в табл. 1 в качестве представительного состава базальтовой магмы для сравнения. Отметим, что состав кимберлитовых магм в мантии и при формировании даек и трубок в земной коре остается предметом многочисленных дискуссий (Wyllie, 1980; Sparks et al., 2006, 2009; Kamenetsky et al., 2009; Шарыгин и др., 2013). Изменение температуры и давления, растворение летучих компонентов и кристаллизация могут привести к значительным трансформациям состава кимберлитовых расплавов в процессе их эволюции.

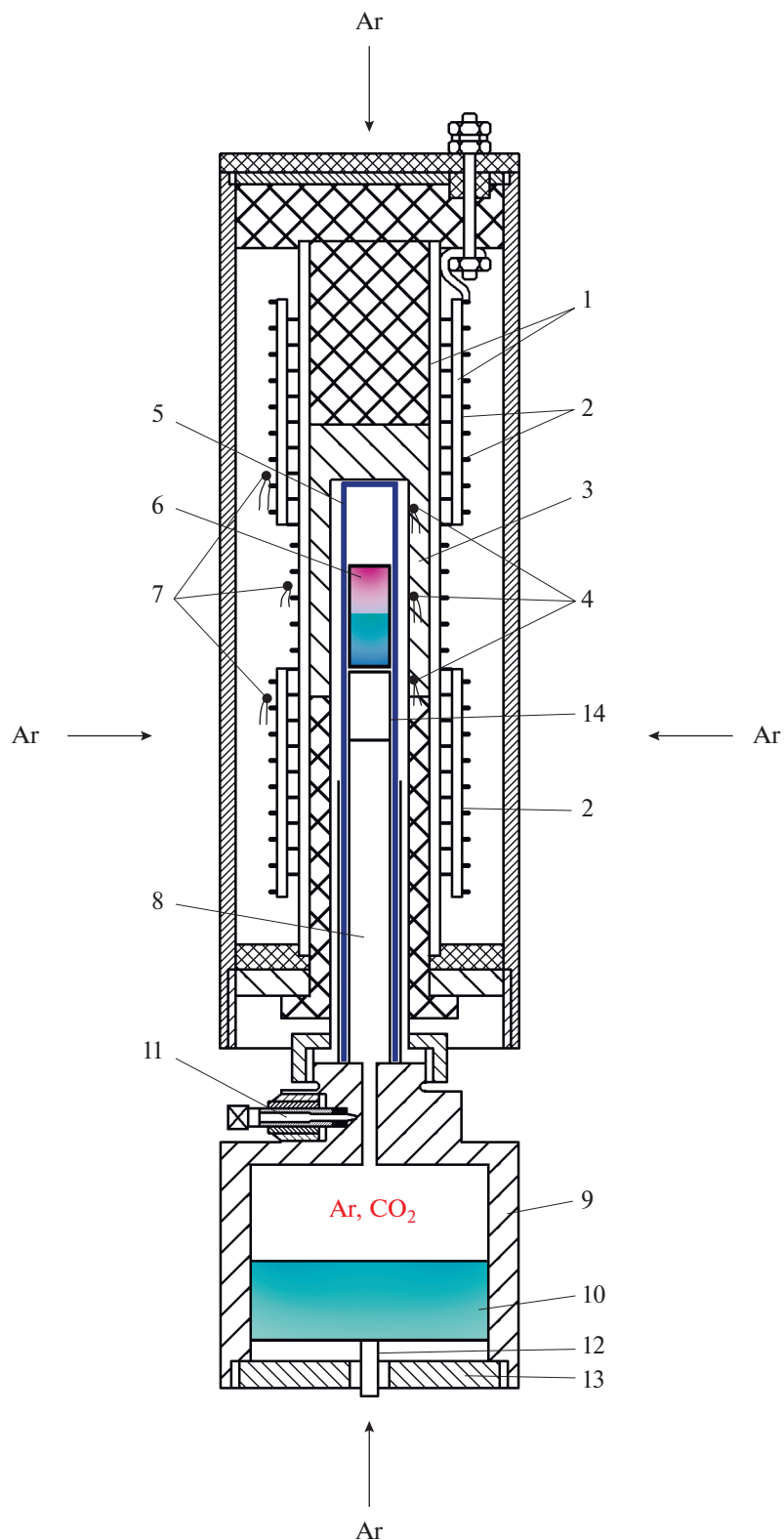


Рис. 1. Схема оригинального внутреннего устройства (уравнитель-разделитель) установки высокого газового давления с нагревателем.

1, 3 – изоляторы; 2 – двухсекционный нагреватель; 4 – измерительные термопары; 5 – молибденый реактор; 6 – Pt-ампула с расплавом диффузионной пары; 7 – регулирующие термопары; 8 – заглушка; 9 – корпус уравнителя-разделителя; 10 – поршень; 11 – вентиль; 12 – датчик положения поршня; 13 – крышка; 14 – Pt-ампула с кислородным буфером (Persikov et al., 2018).

Таблица 1. Химический состав и структурно-химический параметр (100NBO/T) кимберлитовых и базальтовых расплавов

Компоненты	Модельный кимберлит*	Кимберлит**	Базальт***	Базальт модельный****	Магнезиальный базальт*****
SiO ₂	34.4(5)	26.71	49.2	62.7	49.5
Al ₂ O ₃	10.3(3)	1.75	15.74	10.65	13.18
Fe ₂ O ₃	по	2.09	3.79	по	3.18
FeO	по	6.00	7.13	по	6.85
MnO	по	0.16	0.2	по	0.15
MgO	по	31.33	6.73	8.45	9.98
CaO	39.8(5)	12.10	9.47	11.8	12.34
Na ₂ O	4.9(2)	3.23	2.91	6.5	2.18
K ₂ O	по	1.33	1.1	по	0.93
TiO ₂	по	1.25	1.84	по	1.01
P ₂ O ₅	по	0.49	0.35	по	0.25
H ₂ O	по	по	0.95	по	по
ОН ⁻ основание	по	по	0.48	по	0.29
ОН ⁻ кислота	0.05(1)	0.38	по	по	по
CO ₂	0.15	по	0.11	по	по
CO ₃ ²⁻	10.4(5)	9.42	по	по	по
F	по	0.15	по	по	по
Cl	по	2.38	по	по	
Сумма	100	99.26	100	100.1	99.69
100NBO/T	313	352	58	67	80

* Модельный кимберлитовый расплав (*Sil*₈₂*Carb*₁₈, мас. %) после плавления исходной смеси (*Ab*₃₈*Cal*₆₂, мас. %) при 1300°C и при давлении CO₂, равном 100 МПа (настоящая работа).

** Средний состав кимберлита тр. Удачная-Восточная, Якутия (Kamenetsky et al., 2009).

*** Средний состав базальта (Le Maitre, 1976).

**** Модельный базальт (*Ab*₅₀*Di*₅₀ мол. %, настоящая работа).

***** Магнезиальный базальт вулкана Толбачик (настоящая работа).

Например, предполагается, что зарождение кимберлитовых расплавов происходит за счет реакции карбонатитовых расплавов с перидотитом вблизи мантийного солидуса и последующего частичного плавления карбонатизированного перидотита при очень малых степенях плавления ($\leq 1.0\%$), при давлениях (6–10 ГПа), глубинах $\sim(150\text{--}300)$ км и температурах $\leq 1500^\circ\text{C}$ (Wyllie, 1980; Dalton, Prensall, 1998; Price et al., 2000; Dasgupta, Hirschmann, 2006; Sparks et al., 2006, 2009; Kopylova et al., 2007; Michell, 2008; Kavanagh, Sparks, 2009; Kamenetsky et al., 2009; Шарыгин и др., 2013; Persikov et al., 2018). Поэтому неизменный кимберлит из трубки Удачная-Восточная, Якутия, Россия (Kamenetsky et al., 2009; Kopylova et al., 2007), выбранный в качестве представительного состава кимберлитовой магмы, сравнивается в табл. 1 с расплавом нашего модельного кимберлита (силикат 82 + карбонат 18, мас. %), используемого для экспериментального исследования диффузионного взаимодействия с

базальтовыми расплавами. Хотя состав используемого модельного кимберлита не содержит некоторых основных оксидов (TiO₂, Al₂O₃, MgO, K₂O, FeO, Fe₂O₃), и поэтому не полностью воспроизводит составы природных кимберлитов (табл. 1), мы показали ранее, что этот состав соответствует по степени деполимеризации (100NBO/T = 313) природным кимберлитам (Persikov et al., 2018). Было установлено, что этот параметр правильно и с должной чувствительностью отражает особенности структуры и химического состава магматических расплавов (Persikov, 1998; Persikov et al., 2018). Расчет этого параметра производится по химическому составу расплава, выраженному в мас. % оксидов, по методике (Persikov, 1998; Persikov et al., 2018) с помощью следующего уравнения:

$$100\text{NBO/T} = 200(\text{O} - 2\text{T})/\text{T}, \quad (1)$$

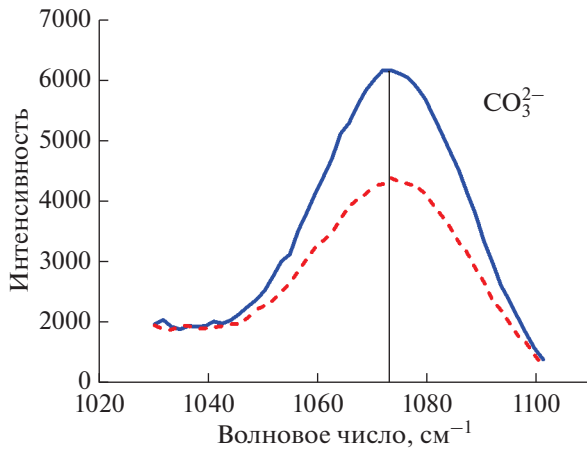
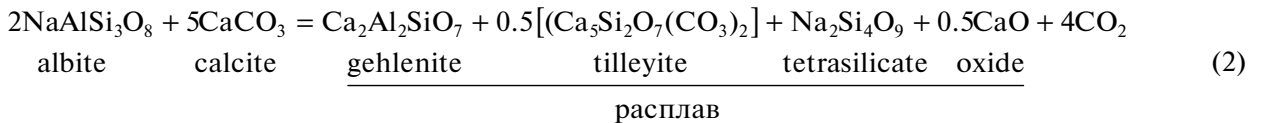


Рис. 2. Спектры комбинационного рассеяния (рамановская спектроскопия) в диапазоне 1020–1120 см⁻¹ для диффузионной пары модельные кимберлит–базальт, иллюстрирующие карбонатные пики (CO₃²⁻) при 1073 см⁻¹. Сплошная линия – зона кимберлита, пунктирная – диффузионная зона, граница Монтана.

где T – общее число грамм-ионов сеткообразующих катионов (Si⁴⁺, Al³⁺, Fe³⁺, Ti⁴⁺, P⁵⁺, B³⁺), которые находятся в тетраэдрической координации по кислороду и входят в анионную часть структуры расплава; O – общее количество грамм-ионов кислорода в расплаве.

Полученные данные свидетельствуют о том, что значения $100NBO/T = 67–80$ (базальтовый расплав)



Концентрацию силикатных (82 мас. %) и карбонатных фаз (18 мас. %) в синтезированных стеклах модельного кимберлита и, следовательно, концентрацию карбонат-аниона CO₃²⁻ (10.4 мас. %) в них определяли с помощью расчетов на основе полученных данных масс-баланса, которые соответствуют реакции декарбонизации (2) в каждом эксперименте по синтезу этих стекол. Растворение CO₂ в расплавах преимущественно в виде карбонат-аниона CO₃²⁻ было качественно подтверждено результатами спектроскопии комбинационного рассеяния, которые представлены на рис. 2.

Химический состав закаленных расплавов (стекел) определен с помощью электронно-микронного анализа (табл. 1). Сухие стекла были оптически однородными и свободными от пузырьков и кристаллитов. Небольшое содержание воды в этих стеклах (≤0.05 мас. %) определялось

соответствуют диапазону основных расплавов (17 ≤ 100NBO/T < 200), а значение 100NBO/T = 313 (модельный кимберлит) соответствует диапазону ультраосновных расплавов (200 ≤ 100NBO/T ≤ 400) (Persikov, 1998; Dingwell et al., 2004; Kopylova et al., 2007) (табл. 1).

Безводные стекла исходного модельного базальтового расплава и природного базальта синтезированы плавлением порошков стехиометрического состава (Ab₅₀Di₅₀, мол. %) и природного базальта в платиновых ампулах с использованием вышеупомянутой установки высокого газового давления при 1300°C, давлении аргона 100 МПа, длительности опыта 3 ч, с последующей быстрой изобарической закалкой. Стекла модельного кимберлитового расплава синтезированы плавлением ~1.5 г порошкообразной смеси природного альбита и кальцита (Ab₃₈Cal₆₂, мас. %) в том же сосуде высокого газового давления с внутренним нагревом под давлением безводного CO₂, равном 100 МПа. Образец выдерживался при температуре 850°C в течение 1 ч, а затем при температуре 1300°C в течение 3 ч. Затем осуществлялась быстрая изобарическая закалка путем выключения внутреннего нагревателя сосуда. Такая процедура приводила к быстрой реакции декарбонизации (T = 850°C), выражающейся в потере веса (~21 мас. %) для каждого образца. Эта потеря определялась путем расчета баланса масс для каждого опыта. Потеря массы образцов (в виде CO₂) при плавлении соответствовала следующей реакции декарбонизации (Persikov et al., 2018):

методом Карл–Фишер титрования. Эти стекла были извлечены из платиновых капсул и разрезаны на 5 мм цилиндры, в которых оба конца были отполированы. Из этих цилиндров формировали соответствующие диффузионные пары, которые размещали в Pt-ампулах того же диаметра, что и в ампулах, использованных при синтезе стартовых стекол. После этого ампулы герметизировали, приваривая плоские крышки к открытым концам ампулы с помощью электрода ТiG. Приготовленную таким образом ампулу с диффузионной парой помещали в молибденовый реактор внутреннего устройства сосуда высокого давления в безградиентную зону (рис. 1).

Продукты опытов анализировали методом Карла–Фишера титрования с использованием прибора KFT AQUA 40.00 для определения малого содержания воды в синтезированных базальтовых и кимберлитовых стеклах (≤0.05 мас. %).

Таблица 2. Коэффициенты диффузии петрогенных компонентов и карбонат-аниона CO_3^{2-} в модельных расплавах системы базальт–кимберлит

Компоненты	Опыт 2131	Опыт 2141	Среднее
	* $\text{Sil}_{82}\text{Carb}_{18}\text{-Ab}_{50}\text{Di}_{50}$		
	Коэффициенты диффузии оксидов $10^{-12} \text{ м}^2/\text{с} \pm 20 \text{ отн. } \%$		
Na_2O	12.0	14.0	13.0
MgO	14.0	14.0	14.0
SiO_2	12.0	11.0	11.5
CaO	14.0	11.0	12.5
CO_3^{2-}	13.0	13.0	13.0
Al_2O_3			
FeO			

* Состав диффузионных пар.

Спектроскопия комбинационного рассеяния (рамановская спектроскопия) была использована для качественной иллюстрации концентрации карбонатов, которые были растворены в виде карбонат-аниона CO_3^{2-} в стеклах модельного кимберлита (рис. 2).

Рамановские спектры синтезированных модельных кимберлитовых стекол и стекол после диффузионных опытов на границе Монтана (Crank, 1975) были получены с помощью спектрометра RENIS/HAW-1000, оснащенного микроскопом Leica. Ширина зазора для получения спектров составляла 50 мкм, спектры обрабатывались с помощью стандартной программы GRAMS.

Химические составы исходных образцов и полученных в опытах стекол с диффузионными параметрами определяли с помощью цифрового электронного рентгеновского микроскопа CamScan MV2300 (VEGA TS 5130 MM) с приставкой для энерго-дисперсионного микроанализа INCA Energy 450 и WDS Oxford INCA Wave 700. Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ с током пучка до 400 нА и время набора спектров составляло 50–100 с. Были использованы следующие стандарты: кварц для Si и O, альбит для Na, микроклин для K, волластонит для Ca, корунд для Al, чистый марганец для Mn, чистое железо для Fe, периклаз для Mg. Для стандартизации данных микронного анализа применяли программы: INCA Energy 200 и Nekrasov INCA (см. табл. 1).

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Два типа диффузионных пар (табл. 2, 3) были использованы в экспериментах длительностью 80–360 с:

1) безводные стекла модельного базальта ($\text{Ab}_{50}\text{Di}_{50}$, мол. %) и модельного кимберлита

($\text{Sil}_{82}\text{Carb}_{18}$, мас. %) вводили в контакт и плавил в заваренных платиновых ампулах при давлении аргона 100 МПа и 1300°C, длительность диффузионных опытов составляла 180 и 360 с; 2) безводные стекла природного магнезиального базальта и модельного кимберлита ($\text{Sil}_{82}\text{Carb}_{18}$, мас. %) также вводили в контакт и плавил в заваренных платиновых ампулах при давлении аргона 100 МПа и 1300°C, длительность диффузионных опытов составляла 80 и 120 с.

Распределение петрогенных компонентов вдоль диффузионных профилей было измерено на рентгеновском микроанализаторе. Представлены результаты измерений диффузионных профилей для пары модельные базальт–кимберлит (рис. 3, опыты 2131 и 2141) и для пары природный базальт–модельный кимберлит (рис. 4, опыты 2146 и 2147).

Коэффициенты встречной химической диффузии (D) всех петрогенных компонентов и карбонат-аниона CO_3^{2-} в исследованных расплавах (табл. 2, 3) определены в линейном приближении путем минимизации методом наименьших квадратов функционала:

$$S = \sum_i [C_i - C(x_i, t)]^2, \quad (3)$$

где C_i – экспериментально определенные значения содержания химического компонента, $C(x, t)$ – значения модельной функции, описывающей диффузионный профиль в точках с координатами x , через время t .

В качестве модельной функции $C(x, t)$ было использовано решение трансцендентного уравнения:

$$C(x, t) = C_0 + \Delta C \times \operatorname{erf} \left[\frac{x - x_0}{2\sqrt{tD(C)}} \right], \quad (4)$$

Таблица 3. Коэффициенты диффузии петрогенных компонентов и карбонат-аниона CO_3^{2-} в расплавах системы природный базальт–кимберлит

Компоненты	Опыт 2146	Опыт 2147	Среднее
	* <i>Sil</i> ₈₂ <i>Carb</i> ₁₈ –Mg-базальт		
	Коэффициенты диффузии оксидов $10^{-12} \text{ м}^2/\text{с} \pm 20 \text{ отн. } \%$		
Na ₂ O	55.0	45.0	50.0
MgO	102.0	109.0	105.0
SiO ₂	31.0	27.0	29.0
CaO	60.0	58.0	59.0
CO ₃ ²⁻	55.0	56.0	55.5
Al ₂ O ₃	31.0	30.0	30.5
FeO	100.0	106.0	103.0

* Состав диффузионных пар.

где $C_0 = (C_{\max} + C_{\min})/2$, $\Delta C = (C_{\max} - C_{\min})/2$, C_{\min} и C_{\max} – минимальное и максимальное значения концентраций компонента, x_0 – граница Монтана, t – время опыта, $D(C)$ – функция, описывающая зависимость коэффициента диффузии от концентрации компонента.

В настоящей работе преимущественно использовалась экспоненциальная зависимость коэффициента диффузии от концентрации компонента, т.е.:

$$D(C) = D_0 \exp(\alpha C), \tag{5}$$

где D_0 – начальное значение коэффициента диффузии при $C = 0$, α – показатель экспоненты, и для сравнения учитывалась независимость коэффициента диффузии от концентрации компонента, т.е. $D(C) = \text{constant}$.

Для сравнения/оценки полученных результатов по диффузии различных компонентов расплавов использовалось среднее значение коэффициента диффузии для исследованного диапазона составов от C_{\min} до C_{\max} :

$$D_{\text{ср.}} = D_0 \frac{\exp(\alpha C_{\max}) - \exp(\alpha C_{\min})}{\alpha (C_{\max} - C_{\min})}. \tag{6}$$

Анализ полученных результатов позволил сделать следующие выводы. Скорости встречной химической диффузии всех петрогенных компонентов (SiO₂, Na₂O, CaO, MgO), в пределах ошибки определения (± 20 отн. %), практически идентичны при взаимодействии модельных безводных базальтовых и кимберлитовых карбонатсодержащих расплавов (табл. 2) и примерно на порядок величины больше скоростей диффузии компонентов в модельной системе (*Ab*₇₅*Di*₂₅–*Ab*₅₀*Di*₅₀, Персиков и др., 2011). Столь значительное увеличение скорости встречной химической диффузии петрогенных компонентов связано, прежде всего, с су-

щественно меньшей вязкостью граничного расплава, формирующегося при взаимодействии модельных базальтового и кимберлитового расплавов. Оценка вязкости этого расплава по нашей модели прогноза вязкости магматических расплавов (Persikov et al., 2020), с учетом новых экспериментальных данных по вязкости базальтовых и кимберлитовых расплавов (Persikov et al., 2018), подтверждает это предположение. По этим оценкам вязкость граничного расплава (граница Монтана, Crank, 1975) модельной системы базальт–кимберлит на порядок величины меньше вязкости граничного расплава модельной системы (*Ab*₇₅*Di*₂₅–*Ab*₅₀*Di*₅₀) при заданных параметрах настоящего эксперимента. А равные скорости встречной химической диффузии всех петрогенных компонентов (SiO₂, Na₂O, CaO, MgO) свидетельствуют о минальном механизме встречной химической диффузии, т.е. о встречной диффузии с равными скоростями молекул диоксида и кальцита в противоположных направлениях при взаимодействии модельных базальтовых и карбонатсодержащих кимберлитовых расплавов. При этом скорость диффузии аниона-сеткообразователя (SiO₂) примерно на два порядка величины выше по сравнению с трассерной диффузией (Watson, Baker, 1991). Напротив, скорость диффузии катионов-модификаторов (Na₂O, CaO, MgO) меньше примерно на порядок величины по сравнению с их трассерной диффузией (Watson, Baker, 1991). Соответственно, минальный характер диффузии молекул альбита, ранее обнаруженный при взаимодействии модельных расплавов системы андезит–базальт (Персиков и др., 2011), не имеет место в системе модельные базальт–кимберлит.

Характерно, что для диффузионной пары расплавы природного базальта–модельного кимберлита не наблюдается одинаковая скорость встречной химической диффузии всех петрогенных ком-

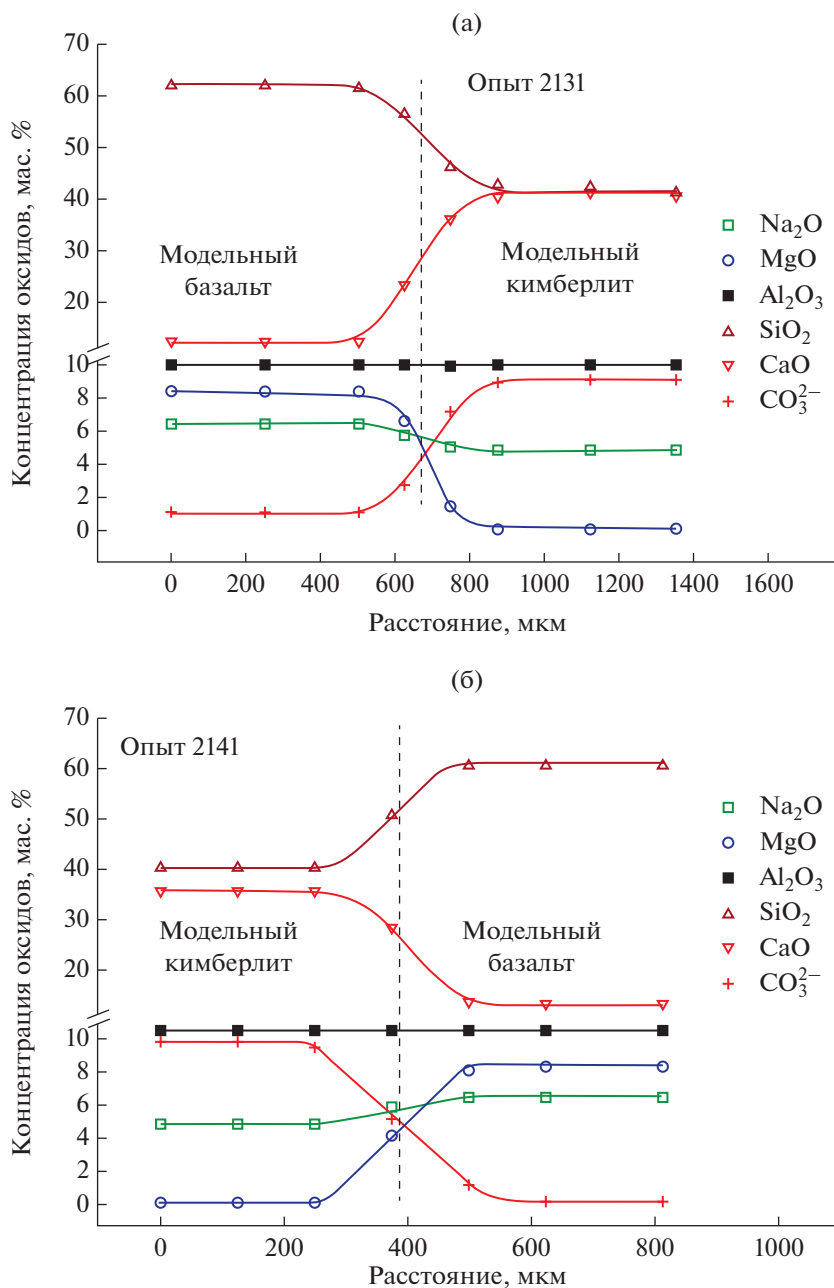


Рис. 3. Диффузионные профили главных компонентов и карбонат-аниона CO_3^{2-} при взаимодействии модельных расплавов базальта и кимберлита при 1300°C и 100 МПа общего давления (пунктирные линии на диаграммах – граница Монтана (Crank, 1975).

(а) – время диффузионного опыта 360 с, (б) – время диффузионного опыта 180 с.

понентов (SiO_2 , Na_2O , CaO , MgO , Al_2O_3 , FeO), как в случае чисто модельной системы. При этом диффузионная подвижность большинства компонентов в этой паре примерно в четыре раза выше по сравнению с чисто модельной диффузионной парой (табл. 3, 4), в виду более низкой вязкости граничного расплава (граница Монтана, Crank, 1975) этой пары. Оценка вязкости этого расплава, по нашей модели прогноза вязкости магматических

расплавов (Persikov et al., 2020) и с учетом новых экспериментальных данных по вязкости базальтовых и кимберлитовых расплавов (Persikov et al., 2018), подтверждает это предположение (табл. 2).

Концентрационная зависимость диффузионной подвижности компонентов установлена на основе численных расчетов по принятой методике (выражения (3), (4), (5)). Согласно полученным результатам, диффузионная подвижность всех компонентов

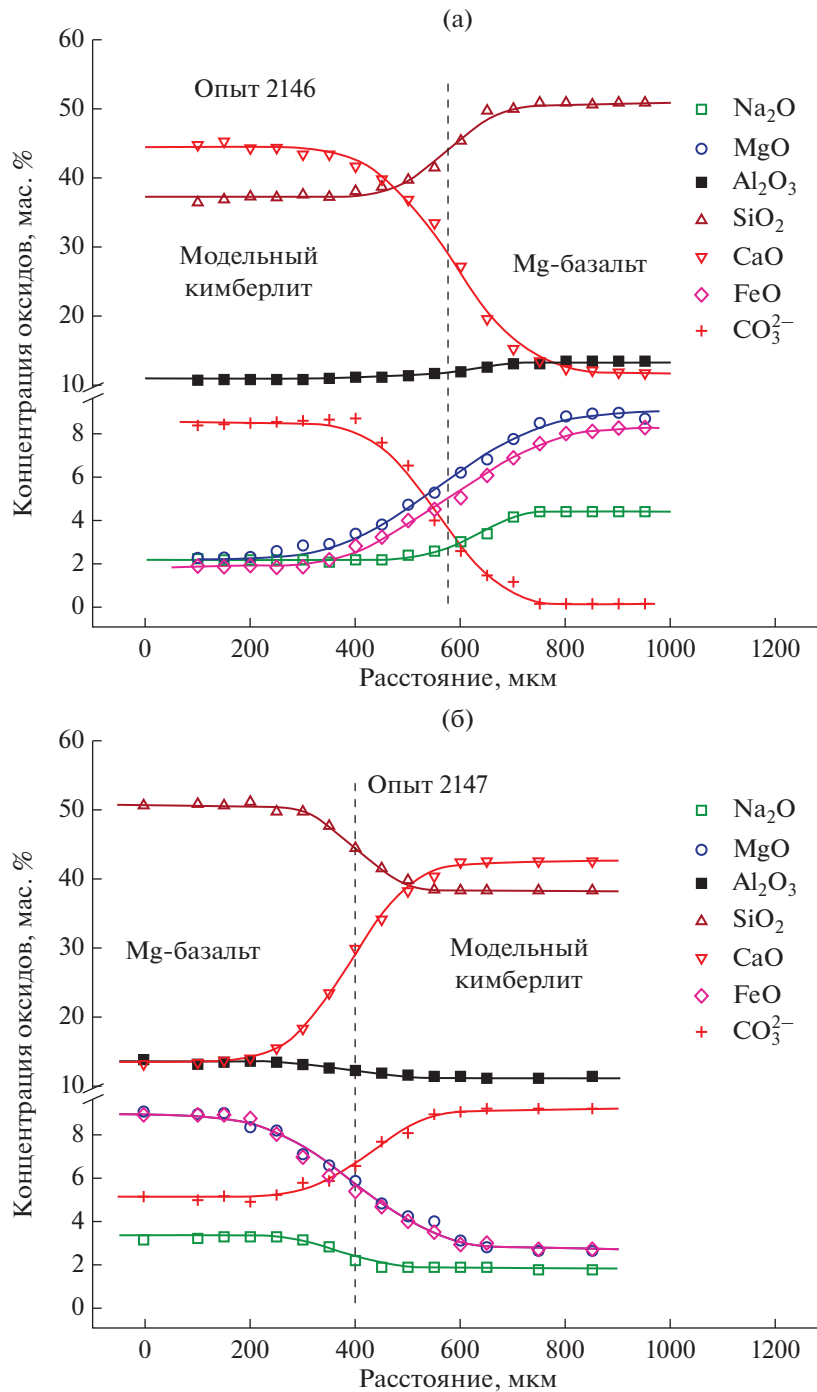


Рис. 4. Диффузионные профили главных компонентов и карбонат-аниона CO_3^{2-} при взаимодействии природного расплава магнезиального базальта и модельного кимберлита при 1300°C и 100 МПа общего давления (пунктирные линии на диаграммах – граница Монтана, Crank, 1975). (а) – время диффузионного опыта 80 с; (б) – время диффузионного опыта 120 с.

в пределах ошибки определения (± 20 отн. %) практически не зависит от их концентрации в расплавах диффузионных пар (рис. 5, 6). Так, например, на рис. 6 представлена концентрационная зависимость диффузии CaO и CO_3^{2-} при взаимодей-

ствии кимберлитового и базальтового расплавов с расчетной погрешностью 1 отн. %, которая существенно меньше реальной погрешности экспериментов (~ 20 отн. %). Тем не менее даже в этом случае два типа концентрационной зависимости

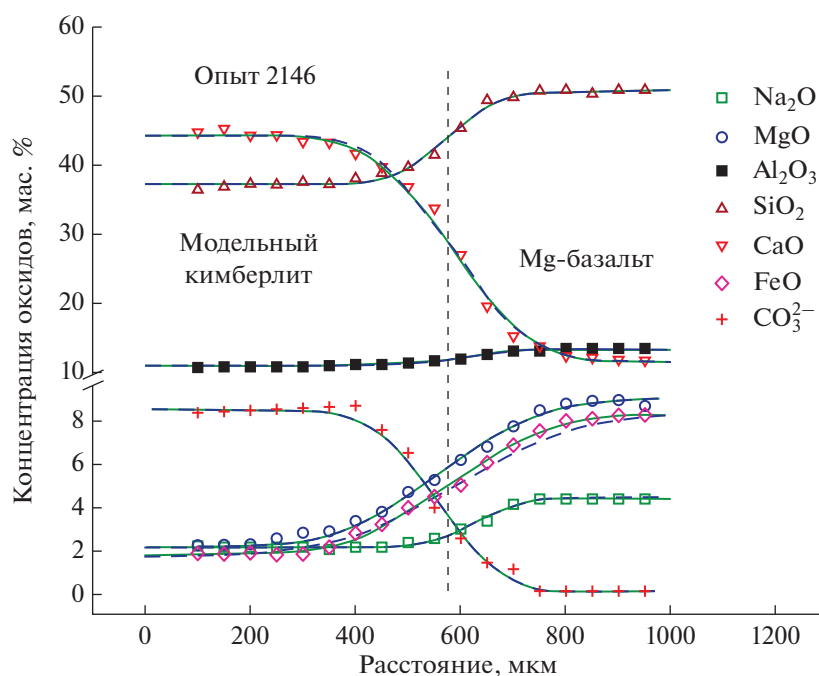


Рис. 5. Пример аппроксимации диффузионных профилей всех компонентов при взаимодействии расплавов кимберлита и базальта (пунктирная линия практически не видна, при условии $D(i) = \text{constant}$, а сплошные линии при условии $D(i)$ – слабая экспоненциальная зависимость). Обе аппроксимации реально совпадают.

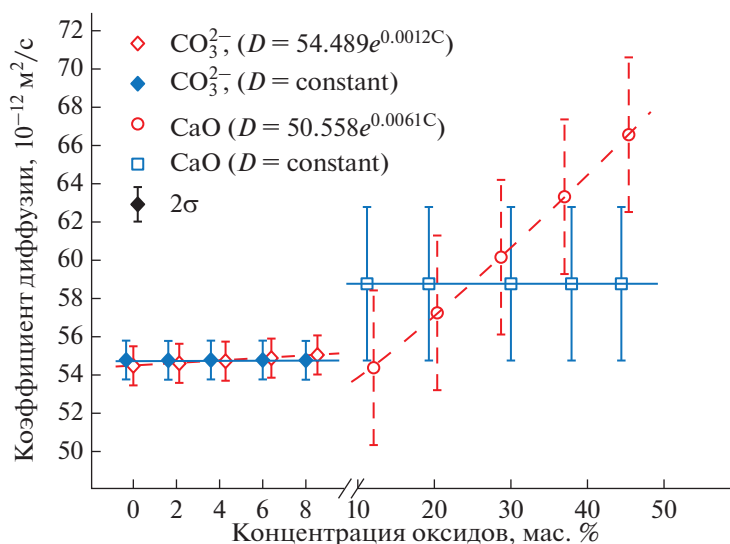


Рис. 6. Пример сравнения двух концентрационных зависимостей диффузии CaO и CO_3^{2-} при взаимодействии кимберлитового и базальтового расплавов (опыт 2146, сплошные линии параллельны оси абсцисс – $D(i) = \text{constant}$, пунктир – экспоненциальная зависимость).

($D(i) = \text{constant}$ и $D(i) = \text{экспонента}$) практически не различаются.

Особый интерес представляют новые результаты по диффузионной подвижности карбонат-аниона CO_3^{2-} при взаимодействии карбонатсодержащих расплавов с базальтовыми модельными и природ-

ными расплавами. На основе результатов спектроскопии комбинационного рассеяния установлено полное отсутствие молекулярного CO_2 в процессе взаимодействия диффузионной пары (рис. 2). Установлено, что диффузионная подвижность карбонат-аниона (CO_3^{2-}) в этих условиях в пределах

ошибки (~20 отн. %) равна скорости диффузии СаО (табл. 2, 3). Это свидетельствует о минальном характере диффузии молекул кальцита из карбонат-содержащего расплава (модельный кимберлит) в базальтовый расплав (модельный и природный). Подобный характер диффузии карбоната натрия с радиоактивной меткой ($\text{Na}_2^{14}\text{CO}_3$) в модельный базальтовый расплав получен ранее в работе (Watson et al., 1982) при давлении 500 МПа. Авторы получили значение коэффициента диффузии карбоната натрия примерно на порядок величины большим по сравнению с нашими данными по диффузии карбоната кальция (CaCO_3) в базальтовые расплавы (табл. 2, 3).

ВЫВОДЫ

Получены новые экспериментальные данные по встречной химической диффузии петрогенных компонентов (SiO_2 , Na_2O , CaO , MgO , Al_2O_3 , FeO) и карбонат-аниона CO_3^{2-} при непосредственном взаимодействии расплавов карбонатсодержащего модельного кимберлита и базальта при умеренном давлении 100 МПа и температуре 1300°C. Установлен минальный характер диффузии карбоната кальция из расплава модельного кимберлита в модельный и природный базальтовые расплавы. Слабая экспоненциальная концентрационная зависимость химической диффузии всех изученных компонентов взаимодействующих расплавов, близкая к $D(i) = \text{constant}$, характерна как для модельной системы, так и для системы модельный кимберлит–природный базальт.

Благодарности. Авторы признательны Г.В. Бондаренко (ИЭМ РАН) за помощь в использовании рамановской спектроскопии при анализе форм растворения CO_2 в расплавах. Авторы благодарны Л.Я. Арановичу (ИГЕМ РАН) за ценные замечания, которые несомненно улучшили качество статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания АААА-А18-118021990092-2-3 Института экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг., Камчатка. М.: Наука, 1984. 637 с.

Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Некрасов А.Н. Особенности встречной химической диффузии петрогенных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO , MgO) в модельных и природных расплавах системы андезит–базальт при высоких давлениях во взаимосвязи с их вязкостью // XII Международная конференция: Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. М.: ИГЕМ РАН, 2011. С. 236–239.

Шарыгин И.С., Литасов К.Д., Шацкий А.Ф. и др. Экспериментальное исследование плавления кимберлита

трубки Удачная-Восточная при 3.0–6.5 ГПа и 900–1500°C // Докл. АН. 2013. Т. 448. № 4. С. 452–457.

Bowen N.L. Diffusion in silicate melts // J. Geol. 1921. V. 29. P. 295–317.

Crank J. The Mathematics of Diffusion. London: Oxford University Press, 1975. 414 p.

Dalton J.A., Presnall D.C. The continuum of primary carbonatitic-kimberlite melt compositions in equilibrium with lherzolite: Data from the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2$ at 6 GPa // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 1953–1964.

Dasgupta R., Hirschmann M.M. Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide // Nature. 2006. V. 440. P. 659–662.

Dingwell D.B., Copurtial P., Giordano D., Nichols A.R.L. Viscosity of peridotite liquid // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 226. P. 127–138.

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Weiss Y. et al. How unique is the Udachnaya-East kimberlite? Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland // Lithos. 2009. V. 112S. P. 334–346.

Kavanagh J.L., Sparks R.S.J. Temperature changes in ascending kimberlite magma // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 286. P. 404–413.

Kopylova M.G., Matveev S., Raudsepp M. Searching for parental kimberlite melt // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 3616–3629.

Kress V.C., Ghiorso M.S. Multicomponent diffusion in basaltic melts // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 313–324.

Le Maitre R.W. The chemical variability of some common igneous rocks // J. Petrol. 1976. V. 117. № 4. P. 589–637.

Liang Y. Multicomponent diffusion in molten silicates: Theory, experiments, and geological applications // Rev. Mineral. Geochem. 2010. V. 72. P. 409–446. <https://doi.org/10.2138/rmg.2010.72.9>

Michell R.H. Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2008. V. 174. P. 1–8.

Persikov E.S. Viscosity of model and magmatic melts under P-T parameters, of the Earth's crust and upper mantle // Russian Geol. Geophysics. 1998. V. 39. № 12. P. 1780–1792.

Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G. Viscosity of magmatic melts: Improved structural – chemical model // Chemical Geol. 2020. V. 556. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119820>

Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., Sokol A.G. Viscosity of haplokimberlite and basaltic melts at high pressures // Chemical Geol. 2018. V. 497. P. 54–63.

Price S.E., Russell J.K., Kopylova M.G. Primitive magma from the Jericho Pipe, N.W.T., Canada: Constraints on primary kimberlite melt chemistry // J. Petrol. 2000. V. 47. P. 789–808.

Sparks R.S.J., Brooker R.A., Field M. et al. The nature of erupting kimberlite melts // Lithos. 2009. V. 112. P. 429–438.

Sparks R.S.J., Baker L., Brown R.J. et al. Dynamical constraints of kimberlite volcanism // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2006. V. 155. P. 18–48.

Watson E.B. Diffusion in volatile-bearing magmas. Volatiles in magmas // *Rev. Mineral.* Eds. M.R. Carroll, J.R. Holloway. Washington, Mineral. Soc. Amer. 1994. V. 30. P. 371–411.

Watson E.B., Baker D.R. Chemical diffusion in magma: An overview of experimental results and geochemical applications // *Physical chemistry in magma.* Eds. L.L. Perchuk, I. Kushiro. N.Y.: Springer, 1991. *Advances in physical geochemistry.* V. 9. P. 120–151.

Watson E.B., Sneeringer M.A., Ross A. Diffusion of dissolved carbonate in magmas: Experimental results and applications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 61. P. 346–358.

Wyllie P.J. The origin of kimberlite // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. P. 6902–6910.

Yoder H.S. Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas // *Amer. Mineral.* 1973. V. 5. P. 153–171.

Experimental Study of Multicomponent Chemical Diffusion of Petrogenic Components (SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, CaO, MgO, FeO) and Anion CO₃²⁻ in the Interaction of Basalt and Kimberlite Melts at Moderate Pressure

E. S. Persikov¹, P. G. Bukhtiyarov¹, and A. N. Nekrasov¹

¹ *Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow district, Russia*

The paper presents the first results of experimental studies of features counter chemical diffusion of the major components (SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, CaO, MgO, FeO) and anion CO₃²⁻ in the interaction of basalt and kimberlite melts at moderate pressures. The research was carried out using the original high gas pressure apparatus at pressures Ar or CO₂ equal to 100 MPa and temperature 1300°C with the use of the method of diffusion pairs. It is established that the speed of the oncoming chemical diffusion of all major components of melts (SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, CaO, MgO) and anion CO₃²⁻ is almost identical in the interaction of model basalt and kimberlite carbonate-containing melts. And about 1 order of magnitude greater than the diffusion rate of these components during the interaction of melts in a more polymerized model system of andesite-basalt. The latter is due to the significantly lower viscosity of the boundary melt (Montana boundary), which is formed during the interaction of model basalt and kimberlite melts. Equal diffusion rates of CaO and CO₃²⁻ anion indicate a minimal character diffusion of CaCO₃ carbonate from kimberlite to basalt (model and natural) melts. The diffusion pattern changes significantly with the interaction of the melt of natural magnesian basalt and model kimberlite. At the same time, the minimal character of diffusion of calcite into magnesian basalt is preserved. Whereas speeds diffusion of other components of melts (SiO₂, MgO and FeO) become significantly higher. A weak exponential concentration dependence of all diffusing components, which is close to $D(i) = \text{constant}$, was also established.

Keywords: chemical multicomponent diffusion, natural and model melts of basalt, model kimberlite, high pressure and temperature