

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО МАССИВА КУМУЛЯТИВНЫХ ДУНИТОВ–ВЕРЛИТОВ–ОЛИВИНОВЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ–ГАББРО ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ¹

© 2020 г. Г. В. Леднева¹, *, Б. А. Базылев², Р. Layer³, Д. В. Кузьмин^{4, 5}, Н. Н. Кононкова²

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
ул. Косыгина, д. 19, 119991 Москва, Россия

³University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, AK, 99775 Alaska, USA

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
просп. Академика Колтуго, д. 3, 630090 Новосибирск, Россия

⁵Новосибирский государственный университет,
ул. Пирогова, д. 2, 630090 Новосибирск, Россия

*e-mail: ledneva@ilran.ru

Поступила в редакцию 04.05.2020 г.

После доработки 17.05.2020 г.

Принята к публикации 26.05.2020 г.

Исследован дунит–верлит–клинопироксенит–габбровый массив на Восточной Чукотке, имеющий ключевое значение для расшифровки геодинамической природы Вельмайского террейна – сегмента южного обрамления Чукотской складчатой системы (Чукотского микроконтинента, или микроплиты Арктической Аляски–Чукотки). Проведено минералогическое и петролого-геохимическое исследование пород массива. Сравнительный анализ первичной минералогии и условий формирования кумулятивных пород дунит–верлит–пироксенит–габбровых ассоциаций из современных островодужных систем, зон перехода мантия–кора и коровых разрезов офиолитов и древних островных дуг показал, что породы массива являются кумулатами толеитовых расплавов, сформированных в интраокеанической островной дуге при умеренно высоком давлении. По данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования магнетиальной роговой обманки из габбро, становление массива происходило не позднее рубежа ранней-средней юры. Результаты петролого-геохимического моделирования позволяют рассматривать изученные оливиновые клинопироксениты и габбро в качестве вероятных плутонических комагматов островодужных поздне триасовых базальтов и долеритов Вельмайского террейна. Сегмент дуги, представленный этими породами Вельмайского террейна, вероятно, был частью системы островных дуг, реконструируемых в этом регионе для интервала 163–230 млн лет. При этом намечается тенденция к омоложению островодужного магматизма среднего триаса–поздней юры с запада на восток от Южно-Анюйского террейна Западной Чукотки через Вельмайский терреин восточной Чукотки к террейну Ангаючам на Аляске.

Ключевые слова: кумулятивные ультрамафиты, кумулятивные габбро, надсубдукционные геодинамические обстановки, островная дуга, Вельмайский терреин, Чукотка

DOI: 10.31857/S0016853X20040062

ВВЕДЕНИЕ

Кумулятивные дуниты, верлиты, пироксениты и габбро – характерные породы зон перехода мантия–кора и коры супрасубдукционных офиолитов, современных и древних островных дуг. Предполагается, что кристаллизация этих пород происходила из водных расплавов разного состава

(толеитовых, бонинитовых и известково-щелочных) в разных геодинамических обстановках надсубдукционного магматизма – инициации субдукции [57, 94], растяжения/спрединга над зоной субдукции до начала формирования дуги (преддуговая обстановка) [40, 59, 64, 78, 94], задугового спрединга [34, 46, 47, 58] и, собственно, в островной дуге [44, 50, 54]. Определение характерных черт составов первичных минералов в кумулатах из детально изученных объектов может

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X20040062 для авторизованных пользователей.

дать основание для определения конкретной обстановки надсубдукционного магматизма, что до настоящего времени делается, главным образом, на основании геохимии вулканитов. Валовый химический состав кумулатов обусловлен модальным минеральным составом пород, не отвечает составу расплава и не может служить индикатором обстановки формирования пород. Однако состав равновесного расплава, захваченного кумулатами, может быть реконструирован методами петролого-геохимического моделирования [35] и использован для геодинамических реконструкций.

Целью работы является определение вероятной геодинамической обстановки формирования и возраста небольшого по размерам массива дунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенов и габбро руч. Луковый, расположенного на востоке Чукотки, что имеет ключевое значение для региональных корреляций геологических структур и решения проблем геотектоники континентальной окраины Восточной Арктики. В соответствии с этим, основная задача заключалась в реконструкции магматического этапа формирования пород массива. Особенности метаморфизма ультрамафитов в настоящей статье детально не рассматриваются.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Объект исследования — ультрамафит-мафитовый массив руч. Луковый — расположен на восточной Чукотке в пределах Чукотской складчатой области (здесь и далее тектоническое районирование по [19, 20]). В ее строении выделяют Чукотскую и Южно-Аньюскую складчатые системы. Чукотская система включает комплексы кристаллического фундамента позднего архея—раннего протерозоя [9, 12, 26, 73], выведенные на поверхность в гранитно-метаморфических куполах позднего мела [7, 28, 37, 49], и перекрывающие их осадочные (в том числе метаморфизованные) толщи чехла позднего карбона—перми [75],

триаса [22] и поздней юры—раннего мела [5, 25]. Чукотская система интерпретируется как Чукотский микроконтинент [20] или часть микроплиты Арктической Аляски—Чукотки [68]. В Южно-Аньюскую складчатую систему, разделяющую Чукотскую и Верхоянскую системы, объединяют пространственно разобщенные террейны Шалаурова, Южно-Аньюский и Вельмайский (рис. 1, а). Ее рассматривают как реликт позднепалеозойского—раннемезозойского океанического бассейна, закрытие которого произошло в поздней юре—раннем мелу в результате столкновения Чукотского микроконтинента (микроплиты Арктической Аляски—Чукотки) со структурами Азии [10, 16–19].

Ультрамафит—мафитовый массив руч. Луковый относится к Вельмайскому террейну, образования которого локально выведены на поверхность среди перекрывающих их толщ Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (ОЧВП) альба—кампана [1, 21] (см. рис. 1, б). В состав этого террейна включают офиолиты дораннемелового возраста [11, 13], надсубдукционные плутонические ультрамафит—мафитовые комплексы раннеюрского или дораннеюрского возраста [14, 45, 62] и кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи позднего триаса с внутриплитными и островодужными базальтами и долеритами [15, 23, 24].

Массив в бассейне руч. Луковый представляет собой тектонический блок размером $\sim 1 \times 3$ км (см. рис. 1, в), который граничит по крутопадающим разломам с метаморфизованными аргиллитами, алевролитами и песчаниками раннего триаса (амгуэмской свиты), среди которых развиты пластовые тела долеритов и габбро пермско—раннетриасового возраста (аньюский плутонический комплекс). Контакт представляет собой зону тонкоплитчатых милонитизированных серпентинитов (рис. 2, а) с будинами метадунигов и метаперидотитов (см. рис. 2, б) и развалами массивных метаперидотитов и метагабброидов. В непосредственной близости от контакта блок сло-

Рис. 1. Геологическое положение объекта исследований (с использованием данных [68, 75, 79].

(а) — основные структуры Арктического региона и прилегающих территорий.

Складчатые системы: Ч — Чукотская, В — Верхоянская, К — Колымская петля; террейны Южно-Аньюской складчатой системы: ВТ — Вельмайский, ЮАТ — Южно-Аньюский, ШТ — Шалаурова.

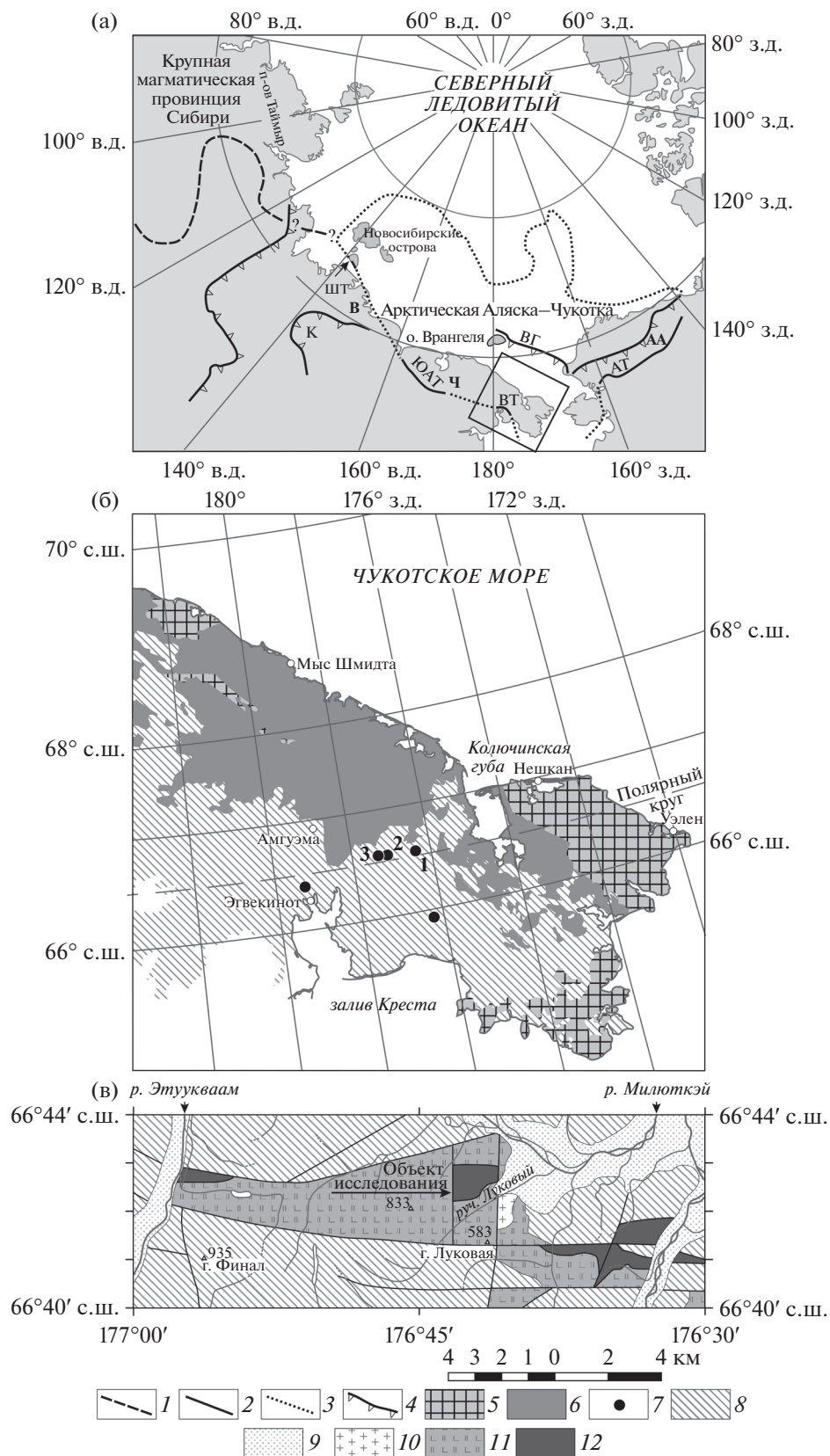
Положение генерализованной схемы Б показано прямоугольником.

(б) — генерализованная схема геологического строения восточной Чукотки (по данным [8], с изменениями и дополнениями).

На схеме (цифры): 1 — положение района работ, 2–3 — кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи (T_3) в составе Вельмайского террейна; 2 — водораздел р. Этукуваам и руч. Ветвистый, 3 — оз. Элернайгытгын.

(в) — схема геологического строения района исследования.

1 — граница пермско—триасовой крупной магматической провинции Сибири, по [79]; 2 — установленная граница микроплиты Арктической Аляски—Чукотки и мезозойских орогенных поясов Северо-Востока Азии и Аляски; 3 — предполагаемое положение этой границы; 4 — крупнейшие надвиги; 5 — метаморфические толщи (Аг—Рз и С—Р), и прорывающие их гранитоиды (K_1); 6 — преимущественно терригенные отложения (Р—Т и J—К) и рвущие их гранитоиды (К); 7 — выходы пород Вельмайского террейна (вне масштаба); 8 — Охотско-Чукотский вулканический пояс (K_{1ab} — K_{2sr}); 9 — рыхлые отложения, Q; 10 — гранитоиды, К; 11 — аргиллиты, алевролиты, песчаниками и сланцы (амгуэмская свита), T_1 ; 12 — ультрамафиты и мафиты, не моложе J_{1-2}



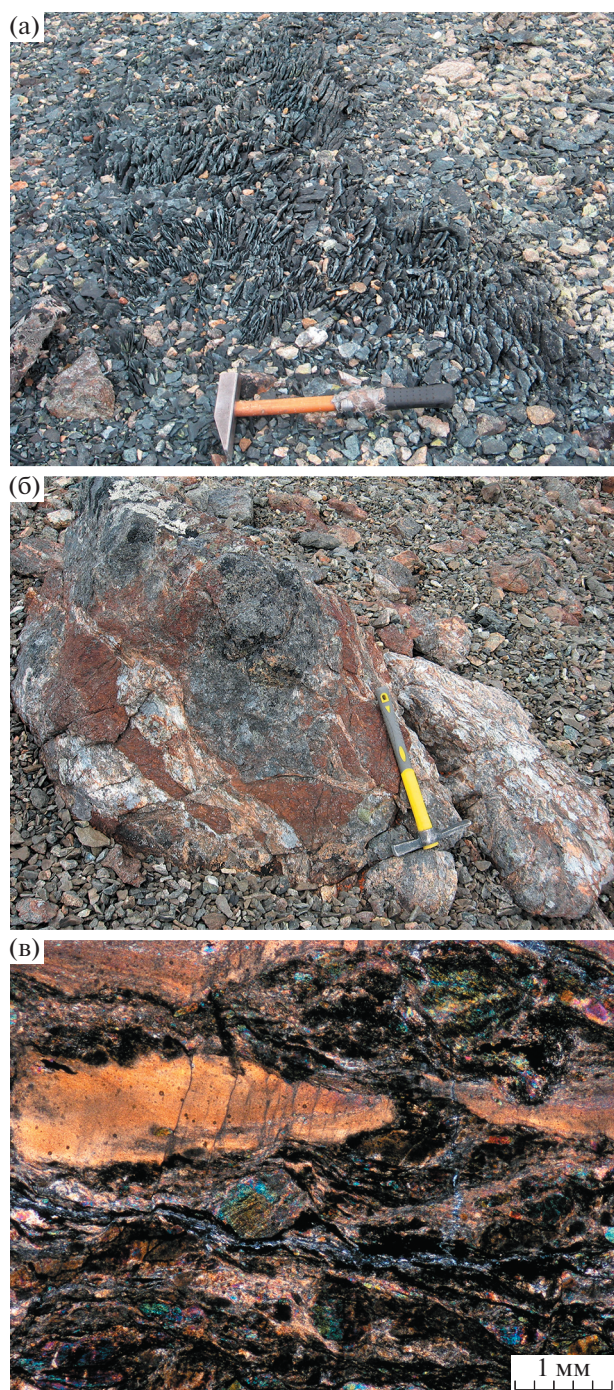


Рис. 2. Горные породы приконтактной тектонизированной зоны массива.

(а) — тонкоплитчатые серпентиниты; (б) — бужины массивных пород в тонкоплитчатых серпентинитах; (в) — магнезит-серпентинитовый сланец (обр. LU9-30, микрофотография, николи скрещены).

жен серпентиновыми и магнезит-серпентиновыми сланцами (см. рис. 2, в).

На удалении от контакта блок выполнен массивными метаморфизованными дунитами, верлитами, оливиновыми клинопироксенитами и

габбро, последовательно сменяющими друг друга в восточном направлении. Для ультрамафитов характерно ритмичное переслаивание (рис. 3, а). Оливиновые клинопироксениты — массивные породы, часто содержащие тонкие (до 1–2 см) невыдержанные по простиранию прослои, богатые оливином (см. рис. 3, б, д). Оливиновые клинопироксениты содержат угловатые обломки верлитов (см. рис. 3, в), верлиты — обломки оливиновых клинопироксенитов (см. рис. 3, г). Габбро — преимущественно массивные породы; ритмичная расслоенность проявлена локально и выражена в чередовании тонких (1–5 см) прослоев меланократовых и лейкократовых разновидностей (см. рис. 3, е, ж). Простирание полосчатости пород субмеридиональное, параллельное тектоническому контакту, падение субвертикальное. Локально проявлены структуры магматического брекчирования (см. рис. 3, з); лейкократовые прожилки в габбро представлены грубозернистыми породами с плагиоклаз-роговообманковым протолитом. Проявленный в породах массива метаморфизм иногда затрудняет однозначную идентификацию их протолита.

Координаты точек опробования приведены в Приложении 1.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД МАССИВА

Дуниты и верлиты

Дуниты и верлиты — породы с массивной и линзовидно-полосчатой текстурой и порфиро-кластической и катакластической структурами (рис. 4, а). Реликтов первичных структур не сохранилось. Оливин обычно перекристаллизован в агрегаты мелких субзерен (размером от 0.01 до 0.2–0.3 мм) с мозаичным погасанием, в некоторых образцах с обильными округлыми включениями магнетита (от микронных до 60–100 мкм). В обр. LU9-38 наряду с агрегатами мелких субзерен оливина присутствуют более крупные (размером 0.1–0.5 мм) зерна линзовидной формы с волнистым погасанием. Немногочисленные (<1.5%) зерна хромшпинелидов (размером до 0.3–0.4 мм, редко до 1.5 мм) — идиоморфные, преимущественно замещенные феррит-хромитами и магнетитом. Первичные хромшпинелиды сохраняются в виде просвечивающих красновато-бурых реликтов размером до 80 мкм в центральных частях некоторых зерен. Присутствующие в подчиненном количестве диопсид и тремолит представлены обычно длиннопризматическими зернами в оливине, иногда в сростаниях с хлоритом. Бесцветный серпентин присутствует в виде мелкопластинчатых прожилков и сплошных агрегатов. Породы содержат мелкие зерна акцессорных сульфидов.

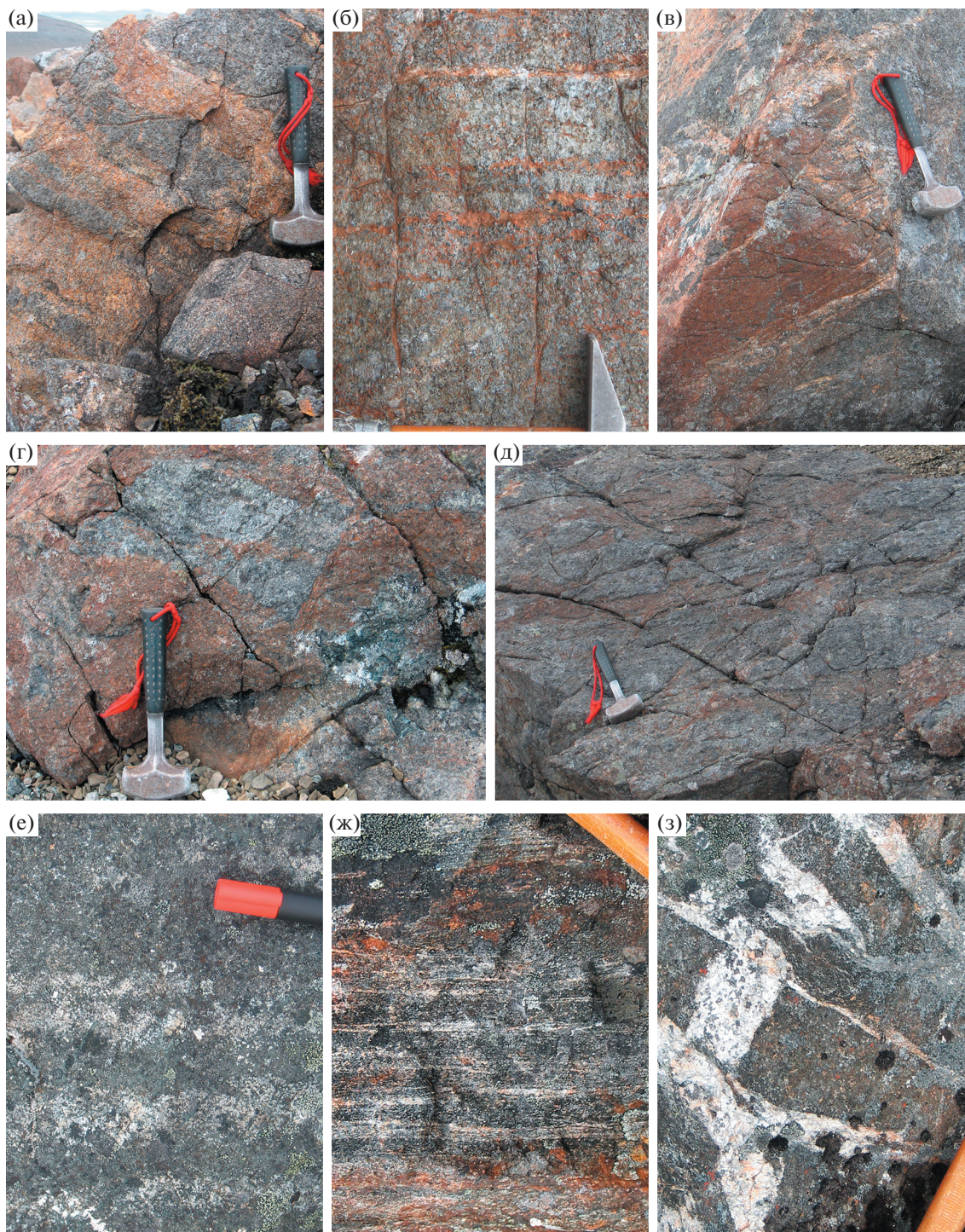


Рис. 3. Геологические соотношения пород в центральной части массива.

(а) — ритмичное переслаивание верлитов и пироксенитов; (б) — обогащенные оливином прослои в пироксенитах; (в) — угловатый блок дунита в пироксените; (г) — угловатые блоки пироксенитов в верлитах; (д) — характер переслаивания верлитов и клинопироксенитов; (е), (ж) — тонкорасслоенные габбро; (з) — габбро с жилами лейкогаббро.

Оливиновые клинопироксениты

Оливиновые клинопироксениты — массивные неравнозернистые породы с гипидиоморфной или аллотриоморфной первичной структурой

(см. рис. 4, б). Первичные минералы представлены оливином, клинопироксеном, хромшпинелидом и роговой обманкой. Преобладающий клинопироксен представлен субидiomорфными зернами размером 0.5—4 мм, редко до 7 мм. Кли-

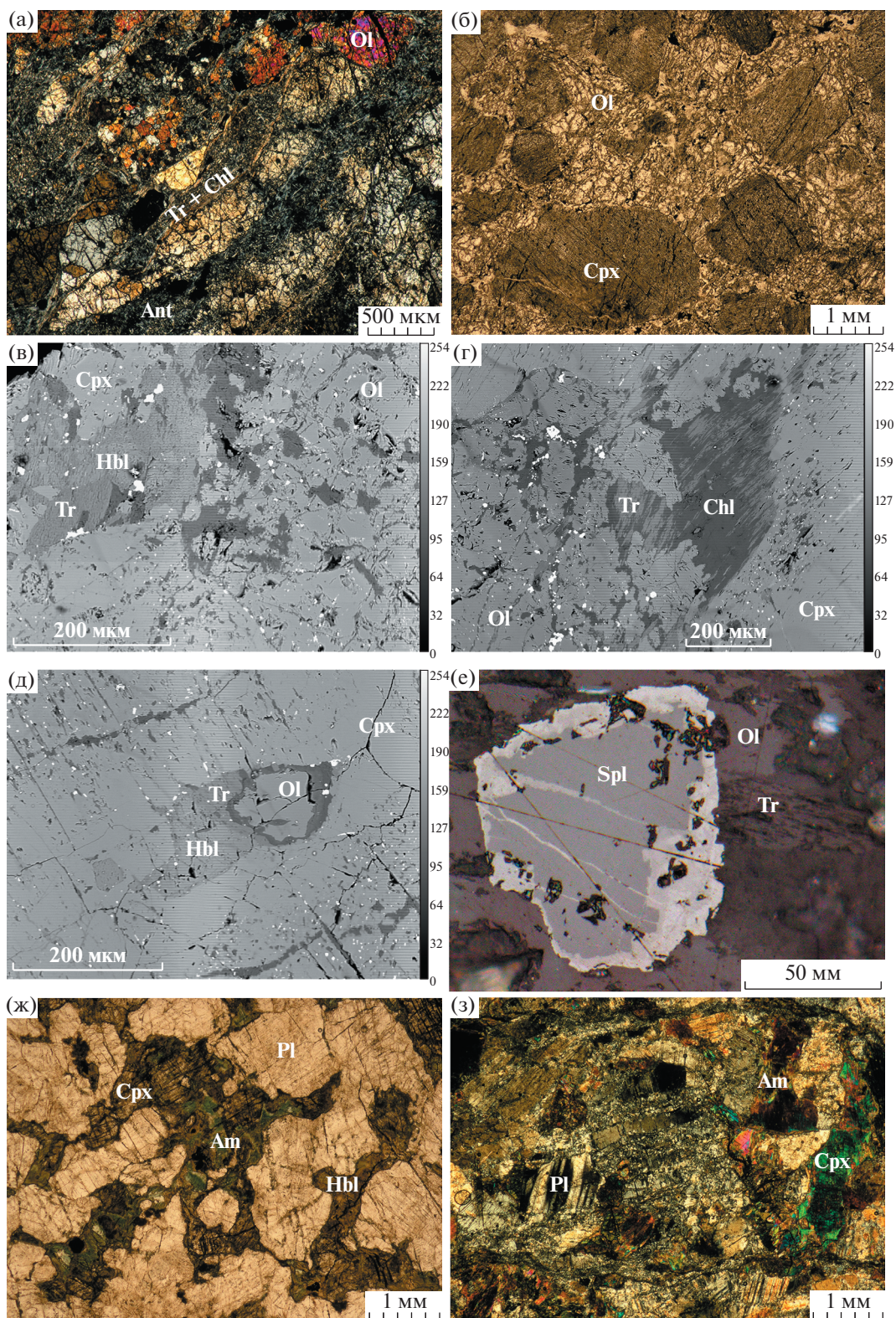


Рис. 4. Микрофотографии основных разновидностей пород массива.

Сокращения: Am — амфибол, Ant — антигорит, Chl — хлорит, Срх — клинопироксен, Ol — оливин, Pl — плагиоклаз, Spl — хромшпинелид, Tr — тремолит.

- (а) — дунит с линзовидными порфиروобластами и мелкими необластами оливина, призматическими зернами тремолита и участками мелкопластинчатых тремолит-хлорит-антигритовых агрегатов (никили скрещены, обр. LU9-38);
 (б) — оливиновый клинопироксенит неравнозернистый с гипидиоморфной структурой (никили скрещены, обр. LU9-26);
 (в) — гомоосевая псевдоморфоза тремолита по ксеноморфному зерну первичной роговой обманки (сохранились реликты) (изображение в рассеянных электронах, обр. LU9-28);
 (г) — гомоосевые тремолит-хлоритовые псевдоморфозы предположительно по изометричным зернам ортопироксена (реликтов не сохранилось) (изображение в рассеянных электронах, обр. LU9-28);
 (д) — идиоморфные включения роговой обманки и оливина в первичном клинопироксене (изображение в рассеянных электронах, обр. LU9-28);
 (е) — зерно первичного хромшпинелида с внутренней каймой феррит-хромита и наружной каймой хромистого магнетита (отраженный свет, обр. LU9-32);
 (ж) — габбро с аллотриоморфной структурой и реликтами первичных минералов (без анализатора, обр. LU9-24);
 (з) — реликты клинопироксена и плагиоклаза в катаклазированном габбро (никили скрещены, обр. LU9-25).

нопироксен полностью или почти полностью псевдоморфно замещен диопсидом с обильными мелкими выделениями магнетита и хлорита по спайности, реликты первичного клинопироксена сохраняются лишь в отдельных участках (см. рис. 4, в, г, д). Оливин, представленный более мелкими (размером 0.5–2 мм) изометричными зернами, локально замещен пластинчатым антигритом и хлоритом; местами по оливину развивается призматический тремолит. Реликты первичной бесцветной роговой обманки изредка сохраняются в центральных частях ксеноморфных зерен (размером до 0.5 мм) между зернами клинопироксена и оливина; роговая обманка псевдоморфно замещается тремолитом (см. рис. 4, в, д). Реликты первичных хромшпинелидов сохранились в центральных частях мелких зерен (см. рис. 4, е). В породах отмечаются также гомоосевые псевдоморфозы по изометричным зернам, сложенные хлоритом с субпараллельными призматическими зернами тремолита (см. рис. 4, г). Эти псевдоморфозы не похожи на псевдоморфозы по оливину, клинопироксену и роговой обманке и, вероятно, развивались по зернам первичного ортопироксена. Отмечаются мелкие идиоморфные включения клинопироксена в оливине, в также оливина и роговой обманки в клинопироксене (см. рис. 4, д), что свидетельствует о совместной кристаллизации этих фаз. Мелкие изометричные зерна магнетита и сульфидов обычно приурочены к агрегатам метаморфических водных силикатов, но отмечаются и включения магнетита в оливине (см. рис. 4, в, г).

Габбро

Габбро — мезо- и лейкократовые среднезернистые породы с панидиоморфнозернистой структурой (см. рис. 4, ж), локально катаклазированные и разбитые микротрещинами (см. рис. 4, з). Первичные минералы представлены плагиоклазом, клинопироксеном, роговой обманкой; присутствуют единичные зерна ильменита, сульфидов

и хлорпатита. Плагиоклазы — оптически незональные зерна размером 1–3 мм с полисинтетическими двойниками, имеющие субидиоморфные таблитчатые и ксеноморфные очертания. Клинопироксен образует идиоморфные, короткотаблитчатые (мелкие) или слабо ксеноморфные (крупные) относительно плагиоклаза зерна с совершенной спайностью размером 0.5–2 мм. Роговые обманки с плеохроизмом от светло-бурого до бурого встречаются в виде реликтов в зернах идиоморфного и ксеноморфного габбруса (размером до 0.5 мм). Ильменит образует мелкие (до 0.3 мм) изометричные зерна, хлорпатит — очень мелкие кристаллы (до 20 мкм). Метаморфические преобразования пород проявлены в замещении плагиоклаза клиноцоизитом и хлоритом по тонким прожилкам, клинопироксена — зеленоватыми амфиболами, а также в замещении первичной роговой обманки вторичными амфиболами с выделением пластинок ильменита. Кроме того, габбро содержат псевдоморфозы по изометрично-ксеноморфным зернам (размером 0.5–5 мм), сложенные в центральных частях зеленым хлоритом, в краевых частях — амфиболами с плеохроизмом в зеленых тонах. Крупные хлоритовые псевдоморфозы содержат идиоморфные включения клинопироксена, плагиоклаза и первичной роговой обманки и, вероятно, развивались по ортопироксену, хотя реликтов ортопироксена не сохранилось.

СОСТАВЫ ПЕРВИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ

Составы минералов и методы их исследования приведены в Приложении 2 и примечании к нему.

Оливины

Составы оливинов в породах обнаруживают существенные вариации по магнезиальности, а также содержаниям никеля и марганца, свойственные метаморфическим оливинам. Тем не менее, в трех образцах установлены генерации

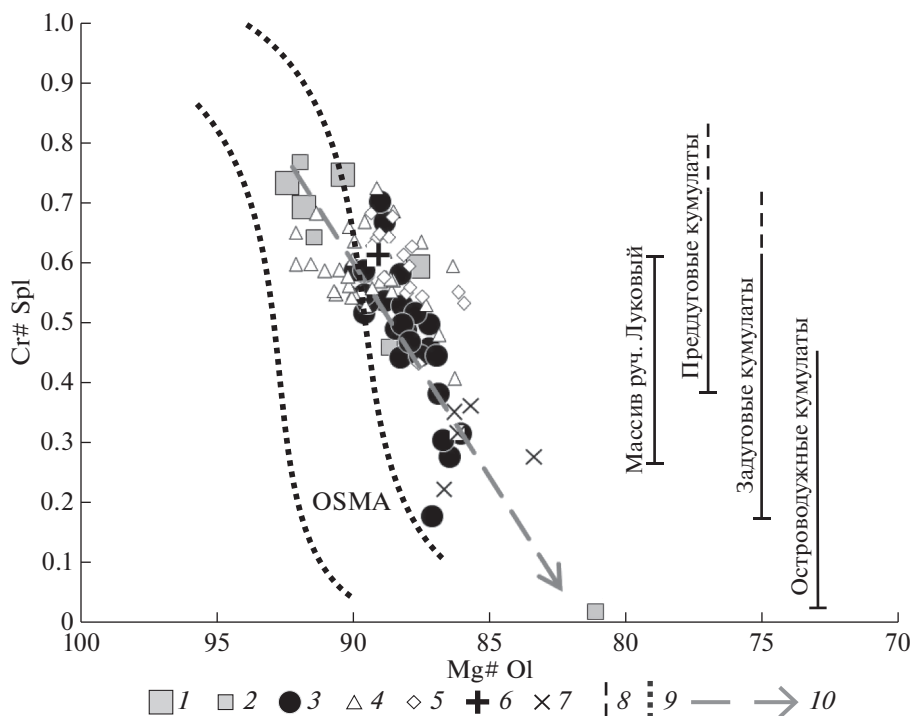


Рис. 5. Составы сосуществующих оливинов и хромшпинелидов в породах из кумулятивных комплексов офиолитов и островодужных систем.

1–2 – островодужные кумулаты: 2 – умеренного давления (3–5 кбар), 2 – высокого давления (9.5–11 кбар); 3 – задуговые кумулаты; 4–5 – преддуговые кумулаты: 4 – толеитовых расплавов, 5 – бонинитовых расплавов; 6 – кумулаты массива руч. Луковый; 7 – ксенолиты в островодужных вулканитах, по [32, 42, 43, 67, 87]; 8 – интервалы хромистости шпинелидов, характерные для кумулатов разных геодинамических обстановок надсубдукционного магматизма; 9 – границы поля оливин-шпинелевого мантийного равновесия (OSMA), по [29], 10 – “пироксенитовый” тренд фракционирования по высокобарическим (11–13 кбар) островодужным кумулатам Пекульнейского комплекса, по [3, 4]

оливина, состав которых близок к первичным. В дуните магнезиальность первичного оливина ($Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe)$) составляет 89.0 при содержании NiO 0.28 мас. %, в оливиновых клинопироксенитах – 84.6 при содержании NiO 0.15–0.16 мас. %. Содержания CaO в этих оливинах не превышают 0.02 мас. %.

Хромшпинелиды

Первичные хромшпинелиды имеют умеренные содержания титана, характерные для хромшпинелидов кумулятивных ультрамафитов и существенно различающуюся хромистость в разных образцах при значительных вариациях составов разных зерен в одном образце. Так, первичные хромшпинелиды имеют хромистость ($Cr\#Spl = Cr/(Cr + Al)$) 0.61 в дуните, в среднем 0.28 (0.26–0.33) в верлите и 0.46 (0.42–0.51) в оливиновом клинопироксените. Составы сосуществующих первичных хромшпинелида и оливина в дуните располагаются вне оливин-шпинелевой мантийной области [29], что свидетельствует об их кристаллизации из несколько дифференцированного мантийного расплава (рис. 5). При умеренных содержаниях TiO_2 первичные хромшпи-

нелиды обнаруживают повышенную степень окисления железа ($F\# = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al + Cr)$), составляющую в среднем 0.10–0.15 (рис. 6).

Клинопироксен

Составы реликтов первичного клинопироксена (авгита) в центральных частях крупных зерен однородны: клинопироксен имеет магнезиальность 88.2–88.9 в оливиновых клинопироксенитах и 78.1–80.4 в габбро. Содержания титана и натрия в клинопироксенах габбро повышены относительно клинопироксенов оливиновых клинопироксенитов (рис. 7, см. Прилож. 2), как и содержания глинозема, составляющие соответственно 3.8–4.7 и 3.4–3.8 мас. % (рис. 8). Составы реликтов в краевых частях зерен и в мелких зернах отличаются пониженными содержаниями глинозема, титана и хрома и повышенной магнезиальностью (см. Прилож. 2), отражая их частичную метаморфическую перекристаллизацию.

Роговая обманка

Составы первичных роговых обманок в каждом образце однородны. Первичная роговая обманка (магнезиогастингсит) в оливиновом клинопиро-

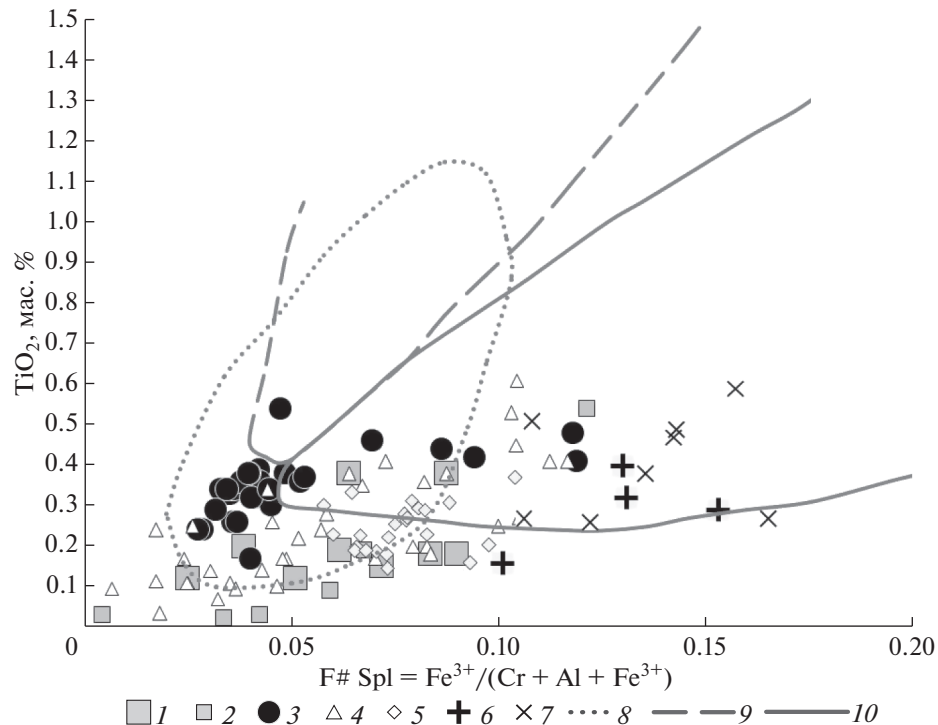


Рис. 6. Составы хромшпинелидов в породах из кумулятивных комплексов офиолитов и островодужных систем. 1–2 – островодужные кумулаты: 2 – умеренного давления (3–5 кбар), 2 – высокого давления (9.5–11 кбар); 3 – задуговые кумулаты; 4–5 – преддуговые кумулаты: 4 – толеитовых расплавов, 5 – бонинитовых расплавов; 6 – кумулаты массива руч. Луковый; 7 – ксенолиты в островодужных вулканитах, по [32, 42, 43, 67, 87]; 8–10 – поля на диаграмме, по [30], отвечающие составам шпинелидов из базальтоидов: 8 – срединно-океанических, 9 – внутриплитных, 10 – островодужных

ксените характеризуется высокой магнезиальностью ($Mg\#Hbl$ 84.7) и высокими содержаниями глинозема (13.3 мас. % Al_2O_3) и хрома (1.2 мас. % Cr_2O_3) при умеренных концентрациях титана (1.1 мас. % TiO_2). Первичная роговая обманка в габбро (магнезиогастингсит, паргасит) имеет существенно более низкую магнезиальность ($Mg\#Hbl$ 68.3–71.8) при высоком содержании глинозема (11.3–13.7 мас. % Al_2O_3), практически лишена хрома (0.03–0.12 мас. % Cr_2O_3) и обнаруживает умеренно высокое содержание титана (1.6–2.4 мас. % TiO_2). Содержания калия в первичных роговых обманках варьируют, достигая 0.6 мас. % K_2O . Метаморфические амфиболы (чермакит, магнезиальная роговая обманка, актинолит), замещающие первичную роговую обманку и пироксен в габбро, обнаруживают сильно варьирующие составы по магнезиальности и содержаниям глинозема, титана и калия.

Плагноклаз

Плагноклаз в габбро не обнаруживает зональности по составу. Он имеет повышенные содержания железа, характерные для первично-магматических плагноклазов, и отвечает битовниту ($xAn = 77.4$ – 82.7) (см. Прилож. 2).

ГЕОХИМИЯ ПОРОД

Валовые составы пород приведены в Приложении 3 (методы исследования валовых составов пород даны в примечании к Прилож. 3, [56]).

Дуниты и верлиты массива обнаруживают признаки неизохимичности метаморфизма. В частности, низкие содержания Ti , Sc и V в обр. LU9-38 отвечают уровню содержаний этих элементов в беспироксеновых дунитах, что не согласуется с повышенным содержанием CaO (2.02 мас. %) в породе. Неизохимичность метаморфизма вероятна и для образца габбро (LU9-33), в котором магнезиальность породы существенно ниже магнезиальности первичных силикатов (вероятно, из-за наличия секущих прожилков железистого эпидота).

Вариации содержаний породообразующих элементов в оливиновых клинопироксенитах и габбро, которые метаморфизованы с сохранением первичномагматических кумулятивных структур (предположительно, изохимично), определяются модальным составом пород, при этом составы пород согласуются с присутствием в них первичного ортопироксена (рис. 9). Количественно содержание первичных ортопироксена и роговой обманки в протолитах оливиновых клинопироксенитов и габбро было оценено масс-балансовыми расче-

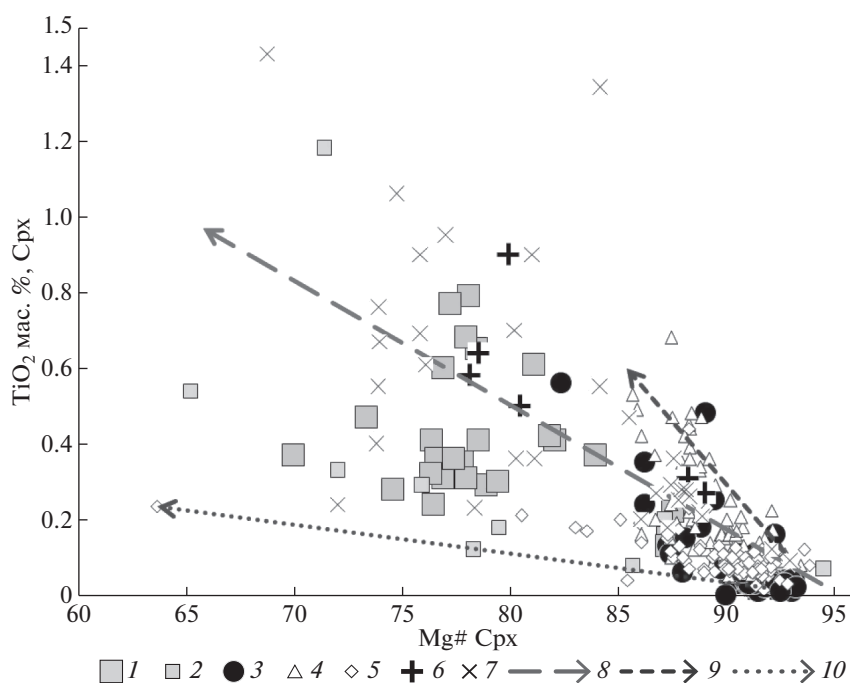


Рис. 7. Содержания титана в первичных клинопироксенах пород из кумулятивных комплексов офиолитов и островодужных систем.

1–2 – островодужные кумулаты: 2 – умеренного давления (3–5 кбар), 2 – высокого давления (9.5–11 кбар); 3 – задуговые кумулаты; 4–5 – преддуговые кумулаты: 4 – толеитовых расплавов, 5 – бонинитовых расплавов; 6 – кумулаты массива руч. Луковый; 7 – ксенолиты в островодужных вулканитах, по [32, 42, 43, 67, 87]; 8–10 – тренды фракционирования: 8 – островодужных толеитов (?) Пекульнейского комплекса, 9 – преддуговых толеитов, 10 – бонинитов

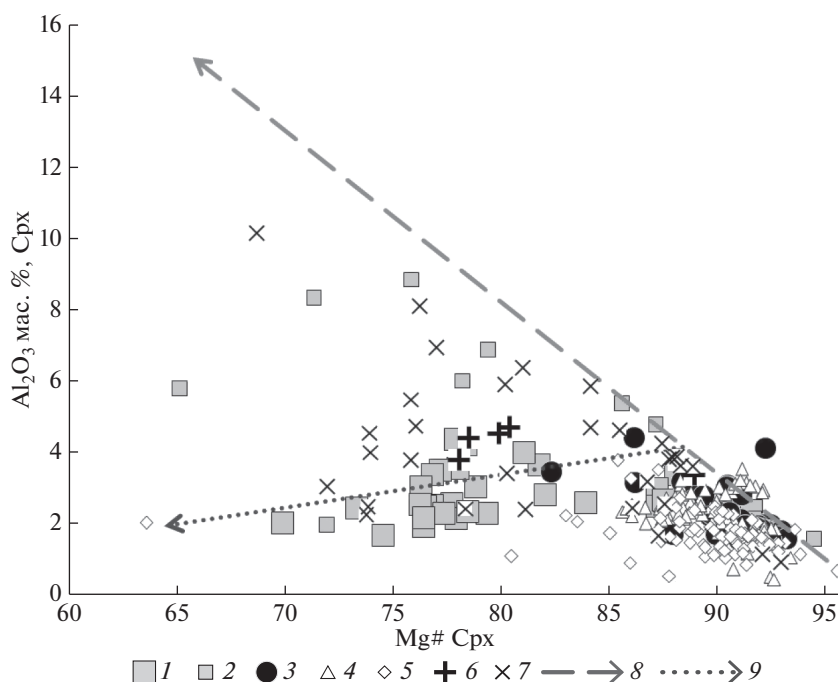


Рис. 8. Содержания глинозема в первичных клинопироксенах пород из кумулятивных комплексов офиолитов и островодужных систем.

1–2 – островодужные кумулаты: 2 – умеренного давления (3–5 кбар), 2 – высокого давления (9.5–11 кбар); 3 – задуговые кумулаты; 4–5 – преддуговые кумулаты: 4 – толеитовых расплавов, 5 – бонинитовых расплавов; 6 – кумулаты массива руч. Луковый; 7 – ксенолиты в островодужных вулканитах, по [32, 42, 43, 67, 87]; 8–9 – тренды фракционирования: 8 – “пироксенитовый” по островодужным кумулатам Пекульнейского комплекса, 9 – “габброидный” по задуговым габброидам, по [51–53, 76, 83–85]

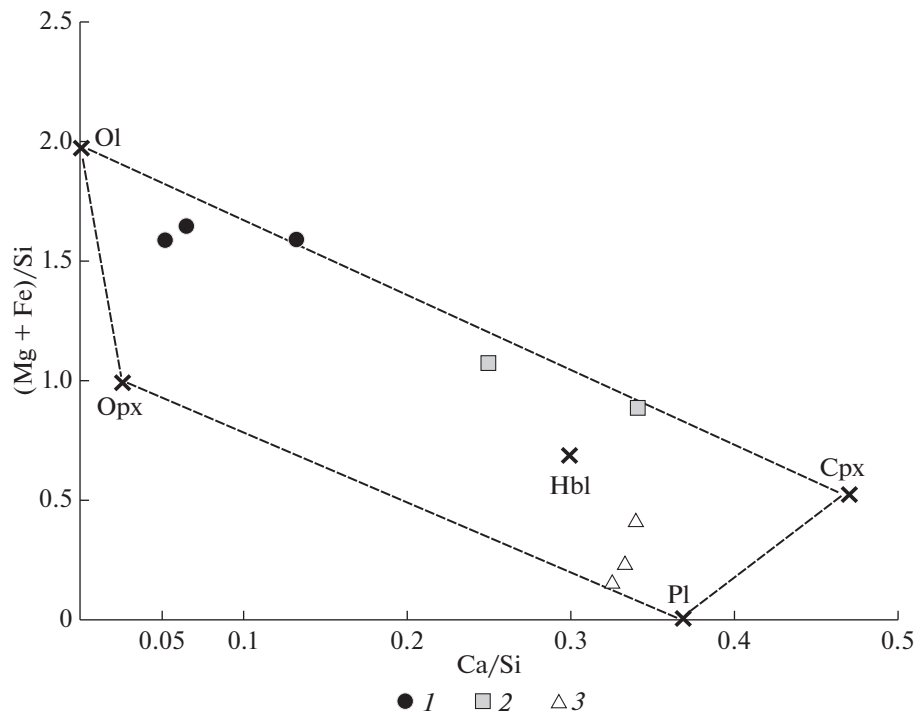


Рис. 9. Диаграмма Ca/Si—(Mg + Fe)/Si для валовых составов пород и первичных минералов из пород массива руч. Луковский.
Фигуративные точки составов пород смещены с конноид Ol—Crpx и Crpx—Pl в сторону составов ортопироксенов.
1 — дуниты, верлиты, 2 — оливиновые клинопироксениты, 3 — габбро

тами (см. Прилож. 3), позволяющими предполагать, что протолитами габбро, вероятно, являлись роговообманковые габбронориты.

На мультиэлементных диаграммах (рис. 10, а) проявлены различные виды спектров РЗЭ с разными уровнями их содержаний в разных типах пород. Абсолютные содержания, РЗЭ, а также титана, циркония, гафния и иттрия сильно варьируют и возрастают от дунита к оливиновым клинопироксенитам и габбро, при этом нормированные содержания сильно несовместимых элементов, таких как Rb, Ba, Th и U в этих породах находятся на одном уровне. Это свойственно кумулятивным породам с небольшим и сопоставимым количеством захваченного расплава. В составах габбро присутствуют положительные аномалии Eu и Sr, указывающие на кумулятивную природу плагиоклаза, в составах габбро и оливиновых клинопироксенитов — положительная аномалия Pb и отрицательные аномалии Nb—Ta и Zr—Hf.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВАНИЕ

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования приведены в Приложении 4 (метод исследования дан в примечании к Приложению 4, [60, 61, 80, 82, 95]).

Датирование было проведено по амфиболу из габбро (обр. LU9-39). Амфибол отвечает магнети-

альной роговой обманке непостоянного состава, на одних участках, по-видимому, близкого к первичному, на других — приближающегося к составу актинолита; содержание K_2O варьирует в диапазоне 0.38—0.08 мас. % (см. Прилож. 2). Амфибол характеризуется возрастной неоднородностью (см. Прилож. 4, рис. 11). Полученный интегральный возраст составляет 208.8 ± 34.1 млн лет и существенно отличается от изохронного возраста — 116.6 ± 29.2 млн лет. Это указывает на нарушение изотопной системы аргона в минерале. В возрастном спектре выделяется два промежуточных плато со средневзвешенными возрастными 175.3 ± 3.7 и 142.4 ± 2.8 млн лет. Величина $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0$ отношения составляет 309.9 ± 6.4 и несколько превышает атмосферное значение этого отношения 298.56 ± 0.31 . Наиболее древние кажущиеся определения возрастов (ступени 1—3) при интерпретации были проигнорированы ввиду вероятного захвата амфиболом аргона мантийного происхождения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Р-Т параметры становления пород массива

Оценки равновесных температур для первичных минералов из пород массива, полученные с применением различных геотермометров, варьи-

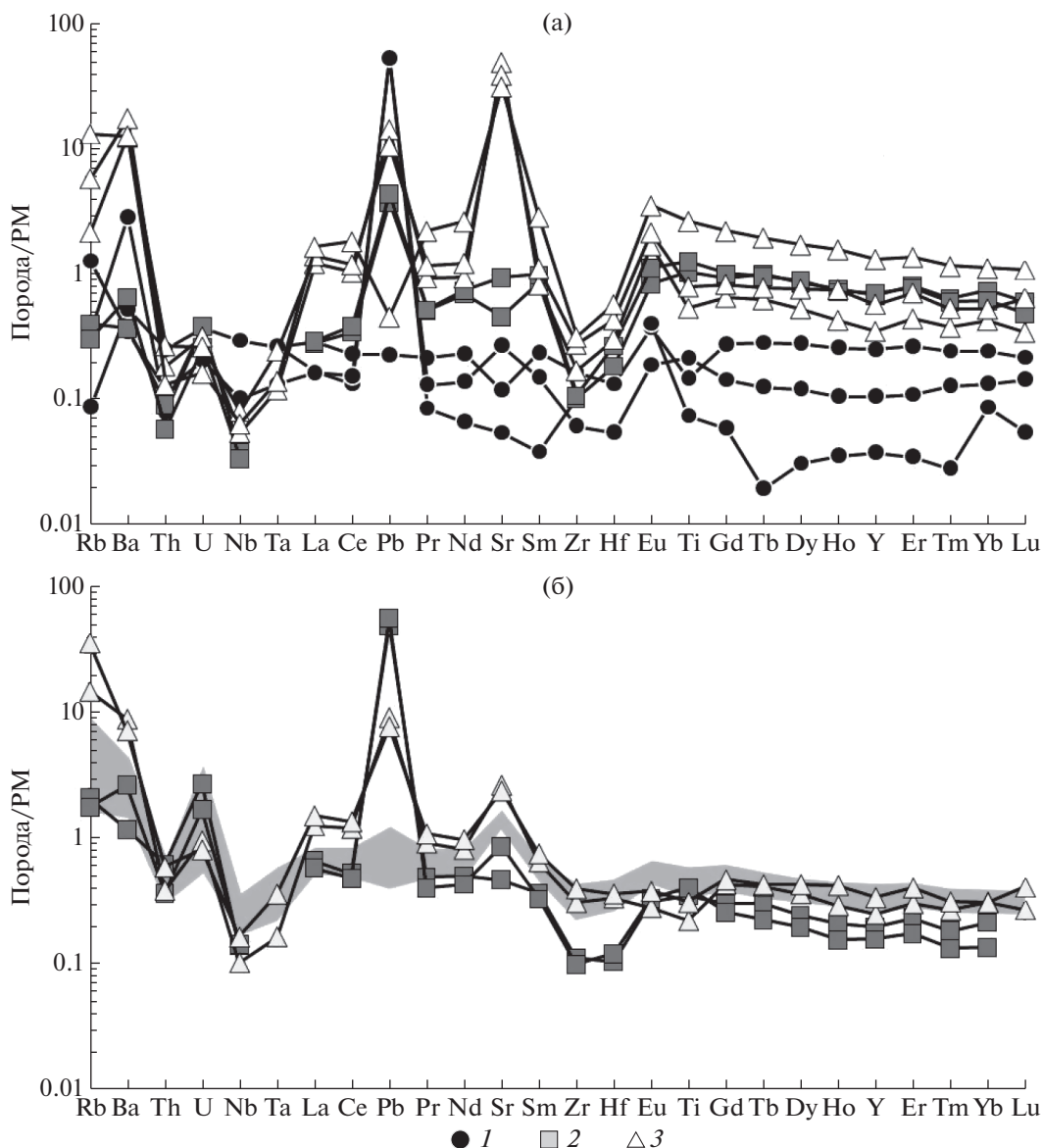


Рис. 10. Мультиэлементные диаграммы для составов пород массива руч. Луковый.

(а) — пород массива; (б) — расплавов, захваченных оливиновыми клинопироксенами и габбро, результаты расчетов приведены в Приложении 5.

Показаны (серое поле) составы базальтов Вельмайского террейна, по [15, 45].

Нормирование на содержания элементов в примитивной мантии, по [89].

1 — дунит, верлит, 2 — оливиновый клинопироксенит, 3 — габбро

руют в широком интервале от 1010 до 800–820°C и, по-видимому, отражают различные стадии субсидусного переуравновешивания составов минералов при остывании пород. Так, оценки температур амфибол-плагиоклазового равновесия в габбро, рассчитанные по геотермометру [55], составляют 920–1010°C, а по мономинеральному амфиболовому геотермометру — 910–990°C [81]. Температуры двупироксенового равновесия, оцененные по клинопироксеновому геотермометру [74], варьируют от 1000°C для наиболее низко-

кальциевых участков, сохранившихся в обр. LU9-39, до 820–850°C для генераций краевых зон клинопироксена в габбро. Температура оливин-шпинелевого равновесия в обр. LU9-38 оценена как 806°C [33]. Широкий интервал равновесных температур позволяет предполагать, что остывание пород массива после их кристаллизации происходило относительно быстро и, скорее всего, в изобарических условиях [71]. Оценки равновесного давления для минералов габбро по амфибол-плагиоклазовому геобарометру [69] оценивается в

4.5–6.7 кбар (5.9 ± 0.9 кбар), а по мономинеральному амфиболовому геобарометру — 3.0–5.6 кбар [81]. Оценка фугитивности кислорода по оливин-шпинелевому оксигеобарометру [33] для обр. LU9-38 составляет QFM + 1.9 (при отсутствии равновесного ортопироксена — максимальное значение). Эта величина характеризует окислительные условия, характерные для надсубдукционных обстановок магматизма.

Таким образом, можно предполагать, что кристаллизация пород массива происходила при давлении около 5–6 кбар. При этом кристаллизация минералов габброидов происходила при температурах не ниже 1000°C , а клинопироксенитов — вероятно, около 1050°C . Эти оценки и минеральные ассоциации пород согласуются с экспериментальными данными по равновесной кристаллизации водосодержащих базальтовых расплавов при повышенном давлении [66].

Состав равновесного расплава

Отсутствие корреляции содержаний сильно-несовместимых элементов с минеральными модами и магнезиальностью клинопироксенов свидетельствует о том, что изученные породы являются кумулятивными, и их геохимия контролируется составом и модальной пропорцией первичных минералов, а также количеством и составом захваченного при кристаллизации пород расплава [35]. Типичные содержания захваченного расплава в дунитах различного генезиса оцениваются как 1–1.5 мас. % [2]; эта оценка с большой вероятностью может характеризовать уровень содержаний захваченного расплава в оливиновых клинопироксенитах. Содержания захваченного расплава в кумулятивных габбро могут варьировать в широких пределах, однако минимальное его содержание оценивается в 2% [39, 41]. Поэтому составы захваченного расплава были рассчитаны при допущении его количества 1 мас. % в пироксенитах и 2 мас. % в габбро (Приложение 5). При расчетах использованы величины коэффициентов распределения минерал–расплав из работ [27, 36, 48, 72, 90–92].

В отличие от валовых составов пород, спектры расплавов, захваченных габбро и оливиновыми пироксенитами, близки по форме (см. рис. 10, б), которая характерна для надсубдукционных расплавов. В спектрах проявлены отрицательные аномалии Zr–Hf и Nb–Ta и положительные аномалии Sr, U, Ba, Rb. При этом соотношения $\text{Nb} \ll \text{Zr} - \text{Hf} = \text{Y} = \text{HREE}$ в среднем рассчитанном составе расплава свидетельствуют о геохимически деплетированной природе их мантийного источника [77]. Это позволяет связать формирование массива руч. Луковый с магматизмом в одной из обстановок интраокеанической островодужной системы. Переработка мантийного источни-

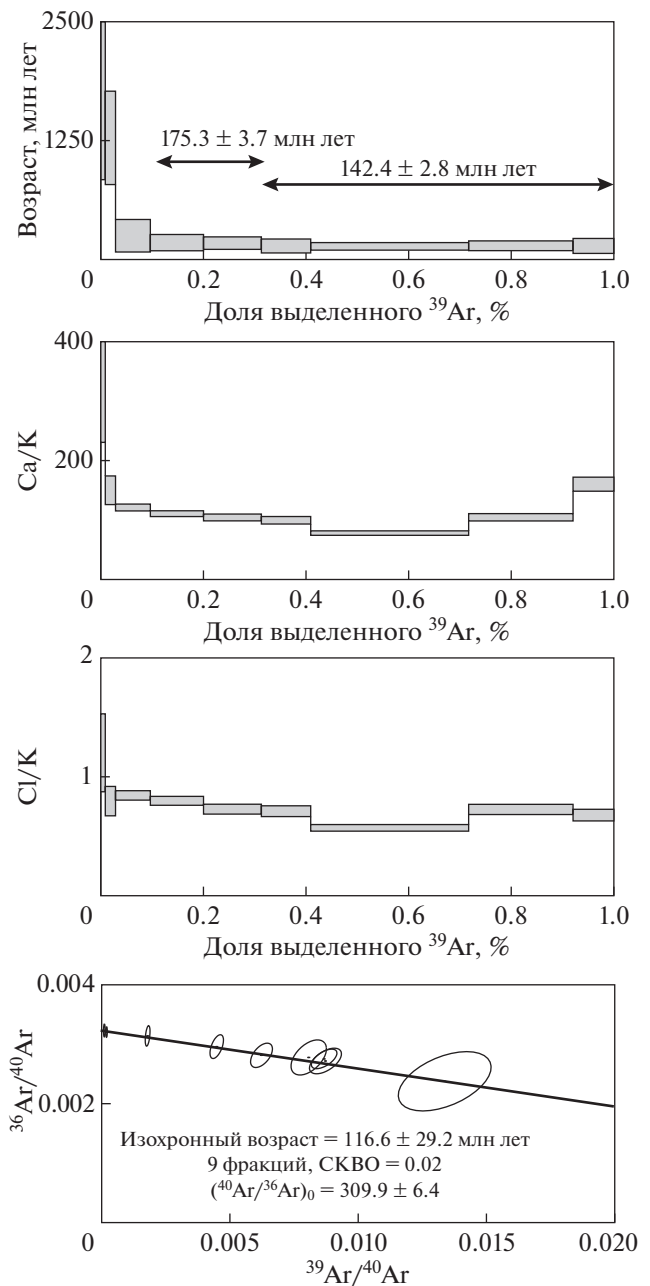


Рис. 11. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования и спектры Ca/K и Cl/K магнезиальной роговой обманки из габбро массива руч. Луковый (обр. LU9-39). На возрастном спектре указаны средневзвешенные возрасты промежуточных плато.

ка надсубдукционными расплавами и/или флюидами сопровождалась его обогащением (и соответствующим обогащением отделявшихся от него расплавов) рубидием и барием относительно ниобия, а также легкими РЗЭ относительно циркония, гафния и ниобия и обогащением торием относительно ниобия.

Таблица 1. Ассоциации кумулятивных ультрамафитов и мафитов, типичные для разных геодинамических обстановок надсубдукционного магматизма.

Геодинамическая обстановка		Предполагаемый родоначальный или равновесный расплав	Массив (комплекс), местоположение	Породы
Задуговая	Спрединг	Толеитовый	Норд Арм Маунтинс, Ньюфаундленд	Дунит, верлит, клинопироксенит (фрагмент расслоенной пачки дунитов, верлитов, клинопироксенитов, лерцолитов, вебстеритов и хромититов)
		Толеитовый	Тэйбл Маунтинс, Ньюфаундленд	Оливиновый клинопироксенит (из расслоенных ультрамафит-мафитовых кумулатов)
Преддуговая	Инициация субдукции	Толеитовый	Хайлайн, Оман	Ультрамафиты (Spl, Ol, Cpx, Opx); габброиды (Spl, Ol, Cpx, Opx, Am, Pl)
		Толеитовый	Фиж, Оман	Дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, плагиоклазсодержащие верлиты и вебстериты
	Растяжение или спрединг	Толеитовый	Дю-Суд, Новая Каледония	Клинопироксен-плагиоклазовые дуниты, плагиоклазовые верлиты, плагиоклазовые лерцолиты, оливинсодержащие ортопироксеновые габбро
		Бонинитовый	Беэр Маунтинс, Тринити, Калифорния	Клинопироксенсодержащие дуниты, верлиты, оливиновые вебстериты, оливиновые клинопироксениты
		Бонинитовый	Льюис Хиллс, Ньюфаундленд	Дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты, оливиновые вебстериты, клинопироксениты
		Бонинитовый	Фиж, Оман	Оливиновые вебстериты, меланократовые габбронориты
Островодужная		Островодужный толеитовый (?)	Каньон Маунтинс, Орегон	Дуниты, верлиты, клинопироксениты, габбро
		Известково-щелочной (?) базальтовый или пикритовый	Тонзина, дуга Талкитна, Аляска	Дуниты, верлиты, клинопироксениты, вебстериты, гранатые габбро
		?	Тонзина, дуга Талкитна, Аляска	Габбронориты, в том числе роговообманковые, роговообманковое габбро
		Островодужный толеитовый (?)	Пекульнейский, Чукотка	Дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты и вебстериты (в том числе роговообманковые), вебстериты, гранат-клинопироксен-роговообманковые ультрамафиты, гранат-клинопироксен-роговообманково-эпидотовые ультрамафиты

Таблица 1. Окончание

Положение пород в разрезе	Порядок кристаллизации минералов	Ссылки	<i>P</i> , кбар	<i>T</i> , °C	<i>T</i> , °C	<i>fO</i> ₂ , QFM
			Am		Ol-Spl	
			[81]		[33]	
Зона перехода мантия—кора	Ol, Spl → Cpx → → Орх ± Pl	[46, 47, 58]	—	—	630–730	–0.2... +1.9
Зона перехода мантия—кора	?	[34]	—	—	670	+1.1... +1.3
Дискордантные тела ультрамафитов в зоне перехода мантия—кора и габброидов в коровом разрезе	Spl → Ol, Cpx → Орх (в ультрамафитах); Spl → Ol → Cpx → → Орх → Hbl, Pl (в габброидах)	[57]	2.3–2.8	910–990	580–730	+1.2... +1.8
Поздние интрузии в коровой части разреза	Ol, Cpx → Pl, Орх	[94]	—	—	620–900	+0.3... +2.0
Зона перехода мантия—кора	Ol, Spl, → Cpx, Pl (в дунитах); Ol, Cpx, Pl → Орх (в габбро)	[64, 78]	—	—	710–860	–1.3... +0.8
Низы корового разреза	Ol, Spl → Cpx (дуниты, верлиты); Ol, Spl, Орх → Cpx (вебстериты); Cpx → Hbl, Pl (габбро)	[40]	—	—	640–780	+0.6... +1.5
Интрузивное тело (толща пироксенитов – the pyroxenite suite), приуроченное к зоне разрывных нарушений	?	[59]	—	—	—	—
Поздние интрузии в коровой части разреза (“двупироксе- новые ультрамафиты”)	?	[94]	—	—	—	—
Зона перехода мантия—кора; кумуляты разных коровых уровней	Ol → Cpx → Pl → Орх, локально Ol → Cpx → Орх → Pl	[54]	3.1–5.5	930–1000	730–810	–0.4... +1.0
Зона перехода мантия—кора	Ol, Spl → Cpx → Орх, Hbl → Pl, Grt	[44, 50]	<i>9.5–11.0</i>	1010–1030	—	–2.8... +2.1
Кумулаты разных коровых уровней	?		<i>1.6–7.2</i>	840–970	—	—
Расслоенные пластовые тела в низах корового разреза	Ol, Spl → Cpx → Орх, Hbl → Grt → Ep	[3, 4]	<i>11–13</i>	—	—	+0.9... +2.1

Примечание. “—” — параметр не рассчитывался в связи с отсутствием данных. “?” — порядок кристаллизации не определен. Показаны (курсив) оценки из цитированных работ, остальные оценки сделаны авторами. Сокращения: Ol — оливин, Spl — шпинель, Cpx — клинопироксен, Орх — ортопироксен, Hbl — роговая обманка, Grt — гранат, Ep — эпидот, Pl — плагиоклаз.

Геодинамическая обстановка формирования пород массива

Вероятное формирование пород массива руч. Луковый в надсубдукционной обстановке предполагает их кристаллизацию в одной из активных магматических структур островодужных систем — островной дуге, преддуговом или задуговом бассейне. Различия в минералогии кумулятивных ультрамафитов—мафитов, сформированных в этих обстановках, обусловлены разными составами родоначальных расплавов и разным давлением при кристаллизации пород, а также различным содержанием воды в родоначальных расплавах. Для установления конкретной обстановки было проведено петролого-минералогическое сопоставление исследованных пород с их возможными аналогами из современных и древних островодужных систем, а также из супрасубдукционных офиолитов. Краткая характеристика объектов, использованных для сопоставления, представлена в таблице 1.

Обстановка задугового спрединга

Ассоциация плагиодунитов, троктолитов и оливиновых габбро, образованная в задуговом центре медленного спрединга, изучена в бассейне Паресе-Вела Филиппинского моря [76, 83–85]. Там же установлены амфиболизированные милонитизированные габбро [51–53]. Для меланократовых троктолитов реконструирована последовательность кристаллизации минералов: оливин → → плагиоклаз → клинопироксен → ортопироксен.

Данная последовательность типична для продуктов кристаллизации толеитовых расплавов при относительно низком давлении [86] и отличается от последовательности кристаллизации минералов в породах массива руч. Луковый ранней кристаллизацией плагиоклаза.

Ассоциация кумулятивных дунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенитов и клинопироксенитов, образованных предположительно при кристаллизации толеитового расплава в обстановке задугового спрединга, описана в офиолитах Ньюфаундленда (массивы Норд Арм Маунтинс и Тэйбл Маунтинс). Эти породы слагают фрагмент расслоенной пачки ультрамафитов в зоне перехода мантия—кора и непосредственно над ней. Для этих кумулатов характерна последовательность кристаллизации оливин → клинопироксен → ортопироксен с плагиоклазом.

Составы сосуществующих хромшпинелидов и оливинов в бесплагиоклазовых ультрамафитах образуют тренд с характерным понижением хромистости шпинелидов при понижении магнетиальности оливина (“пироксенитовый” тренд), отличающийся от тренда фракционирования, сопровождающего кристаллизацией плагиоклаза

(“габброидный” тренд), когда с понижением магнетиальности оливина хромистость шпинелидов остается примерно постоянной или несколько возрастает [31]. В ходе кристаллизации расплавов составы минералов следуют “пироксенитовому” тренду, а с началом кристаллизации плагиоклаза — “габброидному” тренду, если кристаллизация хромшпинелида продолжается. В ходе бесплагиоклазовой кристаллизации расплавов в этой обстановке магматизма хромистость шпинелидов не опускается ниже 0.18 (см. рис. 5). Первичные хромшпинелиды пород обнаруживают в наиболее высокие содержания титана (при равной степени окисления железа) по сравнению со шпинелидами из кумулатов других надсубдукционных обстановок (см. рис. 6). Клинопироксены габброидов также характеризуются интенсивным накоплением титана с понижением магнетиальности (см. рис. 7), что согласуется с их кристаллизацией из толеитовых расплавов. С понижением магнетиальности клинопироксенов в ходе кристаллизации расплавов отмечается сначала умеренное накопление в них глинозема, которое происходит до начала кристаллизации плагиоклаза (“пироксенитовый” тренд), а затем плавное понижение его содержания в габброидах (“габброидный” тренд) (см. рис. 8). Строго оценить давление кристаллизации этих пород затруднительно, поскольку нет опубликованных данных по составам присутствующих в габброидах первичных роговых обманок.

Несмотря на то, что многие черты составов первичных минералов из пород массива руч. Луковый близки к таковым из задуговых кумулатов, следует отметить повышенные содержания глинозема в клинопироксенах из габброидов массива руч. Луковый (составы центральных частей крупных зерен, наиболее близкие к первичным) относительно “габброидного” тренда задуговых кумулатов (см. рис. 8). Это может быть обусловлено более высоким давлением кристаллизации пород массива руч. Луковый по сравнению с кумулатами задуговых центров спрединга. В отличие от пород массива руч. Луковый, в задуговых кумулатах не отмечается более ранней кристаллизации роговой обманки относительно плагиоклаза. Однако наиболее очевидное отличие габброидов массива руч. Луковый от задуговых габброидов проявляется при сопоставлении составов сосуществующих клинопироксенов и плагиоклазов (рис. 12).

Преддуговая обстановка

В современных островодужных системах ассоциация дунитов, плагиоверлитов и оливин-ортопироксеносодержащих габбро охарактеризована в преддуговых бассейнах Идзу-Бонинской и Марианской дуг [38, 63]. Для габбро установлена ран-

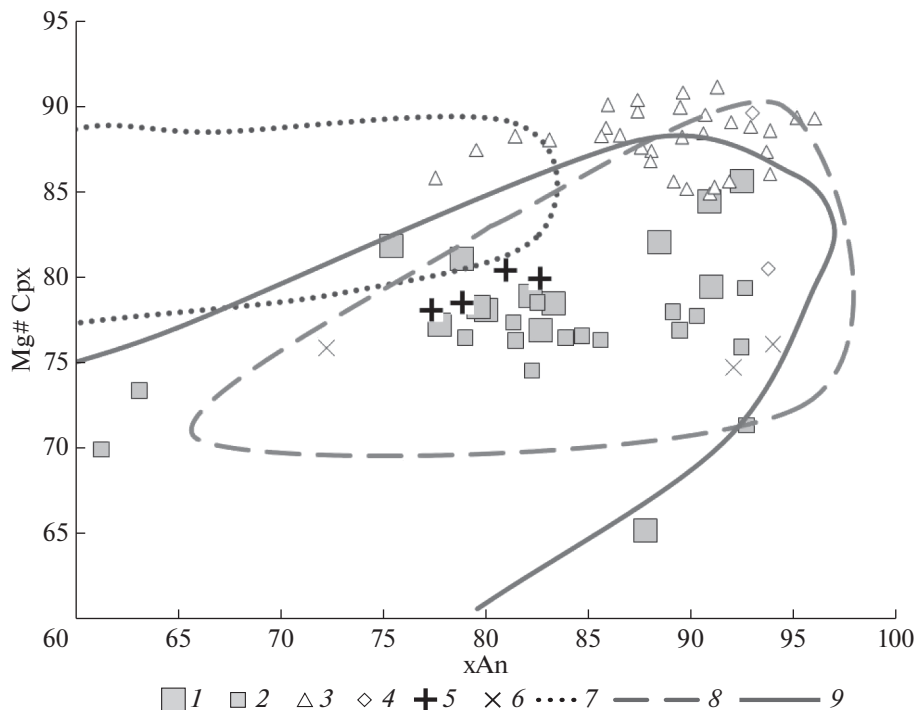


Рис. 12. Составы сосуществующих первичных плагиоклазов и клинопироксенов из кумулятивных комплексов офиолитов и островодужных систем.

1–2 – островодужные кумулаты: 1 – умеренного давления (3–5 кбар), 2 – высокого давления (9.5–11 кбар); 3–4 – преддуговые кумулаты: 3 – толеитовых расплавов, 4 – бонинитовых расплавов; 5 – кумулаты массива руч. Луковый; 6 – ксенолиты в островодужных вулканитах, по [32, 42, 43, 67, 87]; 7–9 – поля для кумулатов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы, по [38, 88]: 7 – задуговые, 8 – преддуговые, 9 – островодужные

няя кристаллизация ортопироксена, предшествующая кристаллизации клинопироксена и затем плагиоклаза [38], которая отличается от последовательности кристаллизации минералов в кумулатах массива руч. Луковый.

Ультрамафиты зон перехода мантия–кора и нижней коры офиолитов, для которых предполагается образование в обстановках инициации субдукции и растяжения/спрединга в области преддугового бассейна до заложения островной дуги, представлены как плагиоклазсодержащими, так и бесплагиоклазовыми разностями. Ассоциирующие с ними мафиты – оливин-ортопироксенсодержащие габбро и габбронориты. Составы сосуществующих хромшпинелидов и оливинов в ультрамафитах следуют “пироксенитовому” тренду, однако хромистость шпинелидов при этом не опускается ниже 0.4, что отличает породы массива руч. Луковый от преддуговых кумулатов (см. рис. 5). Содержания титана в первичных хромшпинелидах пород при сопоставимой степени окисления железа несколько ниже, чем в шпинелидах задуговых кумулатов (см. рис. 6). Шпинелиды пород массива руч. Луковый по этим параметрам значимо не отличаются от преддуговых кумулатов.

По содержаниям титана в клинопироксенах преддуговые кумулаты демонстрируют два различных тренда дифференциации. Клинопироксены в кумулатах из толеитовых расплавов обнаруживают интенсивное накопление титана с понижением магнезиальности, сходное с таковым в клинопироксенах задуговых кумулатов. Кумулаты из бонинитовых расплавов отличаются крайне незначительным повышением содержаний титана в клинопироксенах по мере дифференциации (см. рис. 7). Породы массива руч. Луковый по этим параметрам близки к кумулатам из толеитовых расплавов.

Содержания глинозема в клинопироксенах преддуговых кумулатов составляют менее 4 мас. %, так что все составы располагаются ниже “габброидного” тренда задуговых кумулатов (см. рис. 8). Это принципиально отличает породы массива руч. Луковый от преддуговых кумулатов.

Составы сосуществующих плагиоклазов и клинопироксенов из преддуговых кумулатов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы практически полностью перекрываются с таковыми из островодужных кумулатов этой системы (см. рис. 12). Однако составы этих минералов в кумулатах преддуговых офиолитов отличаются в целом более высокой магнезиальностью клино-

пироксенов при сопоставимых составах плагиоклаза. Габброиды массива руч. Луковый ложатся в поле преддуговых кумулатов Идзу-Бонин—Марианской системы, однако существенно отличаются от преддуговых кумулатов офиолитов.

В ассоциирующих с ультрамафитами габброидах из преддуговых офиолитов отмечается первичная роговая обманка, но ее состав определен только в одном объекте [57]. Эта роговая обманка представлена интерстициальным керсутитом, резко отличающимся по составу от первичных роговых обманок из пород массива руч. Луковый (магнезиогастингситов и паргаситов).

Островодужная обстановка

Ассоциация кумулятивных дунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенитов и габбро описана в сериях ксенолитов из вулканитов современных островных дуг, в частности, Алеутской [42, 43] и Малой Антильской [32, 66, 67, 87]. Давление кристаллизации этих пород оценивается в интервале от 4 до 10 кбар [32], что согласуется с оценками по амфиболовому геобарометру [81]. Характеристика трендов составов минералов в ходе дифференциации и установление последовательности их кристаллизации в этих породах проблематичны, поскольку они с большой вероятностью являются фрагментами разных кумулятивных комплексов разной глубинности.

С большей надежностью эти закономерности могут быть установлены при исследовании коровых разрезов аккретивных дуг, хотя ассоциация кумулятивных ультрамафитов и мафитов изучена лишь в единичных объектах — дуге Талкитна на Аляске (массив Тонзина, 9.5–11 кбар), и в массиве Каньон Маунтинс в Орегоне, который был интерпретирован как офиолиты, сформированные в островной дуге (3–5 кбар) (см. табл. 1). Для кумулатов дуги Кохистан в Пакистане (массив Джиджал) опубликованные данные по составам первичных силикатов отсутствуют. Наиболее высокobarические (11–13 кбар) островодужные кумулаты Пекульнейского комплекса (Чукотка) представлены только ультрамафитами.

На последовательность кристаллизации минералов большое влияние оказывает давление. Во всех случаях после оливина и хромшпинелида отмечается кристаллизация клинопироксена. В относительно низкobarических условиях (массив Каньон Маунтинс) после этого кристаллизуются плагиоклаз, а затем ортопироксен и роговая обманка. При повышенном давлении (массив Тонзина) после клинопироксена кристаллизуются ортопироксен с роговой обманкой и лишь затем плагиоклаз. При наиболее высоком давлении (Пекульнейский комплекс) после клинопироксена кристаллизуются ортопироксен с роговой об-

манкой (как и в массиве Тонзина), затем гранат и эпидот; кристаллизации плагиоклаза не происходит. Более ранняя кристаллизация роговой обманки (паргасита и магнезиогастингсита) относительно плагиоклаза, присущая породам массива руч. Луковый, проявлена только в островодужных кумулатах.

Повышенное давление кристаллизации островодужных кумулатов, наряду с повышенными содержаниями воды в родоначальных расплавах, способствует интенсивному фракционированию расплавов до начала кристаллизации плагиоклаза, что отражается в широком распространении пироксенитов в разрезах и в наиболее четко проявленных “пироксенитовых” трендах составов первичных минералов кумулатов.

По мере совместной кристаллизации оливина и шпинелида хромистость шпинелидов понижается до минимума, отвечающего практически чисто глиноземистым составам (см. рис. 5). Интервал хромистости шпинелидов в породах массива руч. Луковый соответствует таковому в островодужных кумулатах, хотя и не достигает минимальных значений, проявленных в высокobarических комплексах. По соотношению содержания титана и степени окисления железа составы первичных шпинелидов из островодужных кумулатов не отличаются от таковых из преддуговых кумулатов (см. рис. 6).

По соотношению магнезиальности клинопироксенов и содержания в них титана островодужные кумулаты обнаруживают значительные вариации (см. рис. 7). Наряду с толеитовым трендом, близким к толеитовым трендам задуговых и преддуговых кумулатов, в части пород (дуга Талкитна) проявлен тренд с менее интенсивным накоплением титана, возможно, соответствующий кумулатам известково-щелочных расплавов. Составы клинопироксенов из пород массива руч. Луковый на этой диаграмме перекрываются с составами клинопироксенов из островодужных кумулатов.

Содержания глинозема в клинопироксенах островодужных ультрамафитов закономерно повышаются с понижением их магнезиальности (“пироксенитовый” тренд), при этом максимальные содержания глинозема коррелируют с давлением кристаллизации (до 8.9% в массиве Тонзина, до 10.2% в ксенолитах Алеутской дуги, до 15.2% в Пекульнейском комплексе). Влияние давления отражается и на содержаниях глинозема в клинопироксенах кумулятивных габброидов. “Габброидный” тренд, проявленный в клинопироксенах пород массива Каньон Маунтин и средней—верхней коры дуги Талкитна, близок к “габброидному” тренду задуговых кумулатов и, по-видимому, отвечает низко-, умереннобарическим условиям кристаллизации (не выше 3–5 кбар) (см. рис. 8). Однако для островодужных габброидов (в

отличие от преддуговых и задуговых) характерны и повышенные содержания глинозема в клинопироксенах, отражающие более высокое давление кристаллизации расплавов, не свойственное преддуговому и задуговому магматизму. Именно к этим составам близки составы клинопироксенов из габброидов массива руч. Луковый.

Таким образом, дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты и габбро массива руч. Луковый наиболее близки к кумулатам островных дуг, образованным при умеренно высоком давлении. Изученные к настоящему времени ассоциирующие плутонические ультрамафиты и мафиты коры и зоны перехода мантия—кора преддуговых и задуговых бассейнов современных островодужных систем и офиолитов отличаются от пород массива руч. Луковый модальным составом, последовательностью кристаллизации минералов и особенностями составов первичных минералов.

Вероятные аналоги массива руч. Луковый среди комплексов Южно-Ануйской складчатой системы и ее продолжения

Время формирования массива руч. Луковый точно не установлено. Тем не менее, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст промежуточного плато магнезиальной роговой обманки из габбро (175.3 ± 3.7 млн лет), по-видимому, имеет геологический смысл. Этот возраст близок к $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плато-возрастам первичных роговых обманок из габбро одного из массивов Вельмайского террейна [14], отвечающим времени остывания пород до температуры закрытия аргоновой системы в роговой обманке ($550 \pm 50^\circ\text{C}$ [65]). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст промежуточного плато роговой обманки из габбро соответствует рубежу ранней—средней юры и, как представляется, может рассматриваться как верхний предел времени формирования массива. Интегральный возраст роговой обманки, по-видимому, не имеет геологического смысла.

В Вельмайском террейне надсубдукционные комплексы древнее рубежа ранней—средней юры представлены вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами позднего триаса (206 ± 5 млн лет) [15, 24]. Эти толщи содержат потоки базальтов и гипабиссальные долериты, геохимически однотипные с расплавами, захваченными оливиновыми клинопироксенитами и габбро массива руч. Луковый (см. рис. 10, б). Таким образом, массив руч. Луковый и вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи позднего триаса, по-видимому, могут рассматриваться как фрагменты одной островной дуги, магматическая активность в которой проявилась в позднем норий—рэте и, возможно, продолжалась вплоть до рубежа ранней—средней юры.

Сегмент дуги, который устанавливается по плутоническим и изверженным породам Вельмайского террейна, наиболее вероятно, был частью системы островных дуг и связанных с ними окраинно-морских бассейнов, реконструируемых для интервала 163—230 млн лет [75]. Этот сегмент имел мощность коры не менее 15 км (судя по оценкам давления), что, с учетом геохимических данных, позволяет предполагать интраокеаническую природу островной дуги. Островодужные диабазы и габбро-диабазы офиолитов в зоне сочленения Южно-Ануйского террейна со структурами Алазейско-Олойской зоны Верхоянской складчатой системы датированы поздним триасом (226 млн лет) [6], что указывает на возможное проявление магматизма в пределах разных сегментов островодужной системы в разное время. Примечательно, что породы надсубдукционных офиолитов в составе террейна Ангаючам на Аляске, расположенного восточнее Вельмайского террейна, имеют более молодые, среднеюрские датировки (163.1 ± 4 , 168.8 ± 4.2 и 167.5 ± 3.8 млн лет, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ плато-возрасты роговых обманок из габбро [93], 170 ± 3 млн лет, U—Pb датировки цирконов из жильных плагиогранитов [70]). Таким образом, в современной системе координат намечается тенденция к омоложению островодужного магматизма в среднем триасе—поздней юре с запада на восток от Южно-Ануйского террейна на западной Чукотке через Вельмайский террейн на восточной Чукотке к террейну Ангаючам на Аляске.

ВЫВОДЫ

1. Изученный бассейн руч. Луковый на восточной Чукотке массив представляет собой тектонический блок среди метаморфизованных терригенных отложений раннего триаса, в котором дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты и габбро слагают непрерывный разрез. Породы массива обнаруживают признаки интенсивной метаморфической перекристаллизации, однако отчасти сохраняют первично-магматические структуры и содержат реликты первичных минералов.
2. Породы массива являются кумулатами, кристаллизовавшимися из островодужного толеитового расплава при давлении около 5—6 кбар и представляют собой фрагмент корового разреза интраокеанической островной дуги.
3. Габбро массива имеют возраст не моложе 175.3 ± 3.7 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст субплато магнезиальной роговой обманки), рубеж ранней—средней юры.
4. Расплавы, захваченные оливиновыми клинопироксенитами и габбро, геохимически однотипны с базальтами вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса позднего триаса (поздний норий—рэт) Вельмайского террейна, что позво-

ляет рассматривать эти породы в качестве вероятных комагматов и предполагать их формирование в составе единой островной дуги.

5. Изученный сегмент этой дуги, вероятно, был частью системы островных дуг, реконструируемых в этом регионе для интервала 163–230 млн лет. При этом намечается тенденция к омоложению островодужного магматизма среднего триаса—поздней юры с запада на восток от Южно-Анхойской террейны западной Чукотки через Вельмайский террейн восточной Чукотки к террейну Ангаючам на Аляске.

Благодарности. Авторы признательны Т.Г. Кузьминой и Т.В. Ромашовой (ГЕОХИ РАН, г. Москва, Россия) за обеспечение аналитических исследований.

Финансирование. Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-17-00197. Авторы статьи обеспечены бюджетным финансированием в рамках субсидий по темам № 0135-2019-0078, № 0137-2019-0012 и госзадания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканического пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
2. Базылев Б.А., Леднева Г.В., Бычкова Я.В., Кононкова Н.Н., Кузьмина Т.Г., Ромашова Т.В. Оценка содержания и состава захваченного расплава в дунитах // Геохимия. 2019. Т. 64. № 5. С. 471–485.
3. Базылев Б.А., Леднева Г.В., Ишиватари А. Высокобарические ультрамафиты в нижнекоровых породах Пекульнейского комплекса, Центральная Чукотка. 2. Внутреннее строение блоков комплекса и тел ультрамафитов, геологическая и геодинамическая обстановка формирования пород // Петрология. 2013. Т. 21. № 4. С. 372–388.
4. Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. Высокобарические ультрамафиты в нижнекоровых породах Пекульнейского комплекса, Центральная Чукотка. 1. Петрография и минералогия // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 247–276.
5. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д. Позднеюрский—раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна (Арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.
6. Ганелин А.В. Геохимия и геодинамическое значение дайковых серий Алучинского офиолитового комплекса (Верхояно-Чукотская складчатая область, Северо-Восток России) // Геохимия. 2011. Т. 60. № 7. С. 690–712.
7. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке Сибири. Ст. 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеанская геология. 1995. № 4. С. 102–115.
8. Геологическая карта СССР и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 2 500 000 / Д.В. Наливкин (ред.). СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 1983.
9. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
11. Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Житков И.Г., Соловьев В.А. Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканогенных поясов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 4. С. 885–888.
12. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
13. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Ишиватари А., Кузьмин Д.В., Беляцкий Б.В. Реликт литосферы мезозойского задугового бассейна на Восточной Чукотке — офиолитовый комплекс р. Матачингай // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 4. С. 54–76.
14. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Соколов С.Д., Лейер П. Геодинамические обстановки формирования комплексов Вельмайского террейна (Восточная Чукотка) / К.Е. Дегтярев (ред.). Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики // Материалы МЛ Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 32–36.
15. Леднева Г.В., Пиис В.Л., Базылев Б.А. Верхнетриасовые кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения Чукотского полуострова: состав магматических пород, U-Pb возраст цирконов и геодинамические интерпретации // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1425–1444.
16. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. М.: Наука, 1984. 136 с.
17. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
18. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
19. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анхойской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
20. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е. Тектоническая модель Южно-Анхойской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики / Ю.Г. Леонов (ред.). Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 204–227.
21. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. Дисс. ... д. г.-м. н. М.: МГУ, 2018. 573 с.

22. Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И., Головин Д.И., Галускина И.О., Покровская Е.В. Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–96.
23. Тынанкергав Г.А., Бычков Ю.М. Кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения запада Чукотского полуострова // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 698–700.
24. Тынанкергав Г.А., Ланецкая Т.А., Бычков Ю.М. Стратиграфия и петрография верхнетриасовых терригенно-кремнисто-вулканогенных отложений на западе Чукотского полуострова // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2011. № 3. С. 29–36.
25. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Бялобжеский С.Г., Попенко Л.И., Горячев Н.А., Родионов С.М. Кратонные и орогенные пояса Востока России / А.И. Ханчук (ред.). Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 93–229.
26. Шульдинер В.И., Недомолкин В.Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива // Советская геология. 1976. № 10. С. 33–47.
27. Adam J., Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 152. P. 1–17.
28. Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen Gneiss Dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klempere (eds.). Tectonic evolution of the Bering shelf–Chukchi Sea–Arctic margin and adjacent landmasses // Geol. Soc. Am. Spec. Paper 360. Boulder: Colorado, 2002. P. 147–165.
29. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine–spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994a. Vol. 113. P. 191–204.
30. Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineral. Magazine. 1992. Vol. 56. P. 173–184.
31. Arai S. Compositional variation of olivine–chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1994. Vol. 59. P. 279–293.
32. Arculus R.J., Wills K.J.A. The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc // J. Petrol. 1980. Vol. 21. Pt. 4. P. 743–799.
33. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine–orthopyroxene–spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. Vol. 107. P. 27–40.
34. Batanova V.G., Suhr G., Sobolev A.V. Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: Ion probe study of clinopyroxenes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. Vol. 62. № 5. P. 853–866.
35. Bédard J.-H. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids // Chem. Geol. 1994. Vol. 118. № 1–4. P. 143–153.
36. Bédard J.-H. Trace element partitioning in plagioclase feldspar // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. P. 3717–3742.
37. Bering Strait Geologic Field Party. Koolen metamorphic complex, NE Russia: Implications for tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. Vol. 16. № 5. P. 713–729.
38. Bloomer S.H., Taylor B., Macleod C.J., Stern R.J., Fryer P., Hawkins J.W., Johnson L. Early arc volcanism and the ophiolite problem: A perspective from drilling in the western Pacific / B. Taylor, J. Natland (eds). Active margins and marginal basins of the Western Pacific // Geophysical Monograph. Washington, DC: AGU, 1995. Vol. 88. P. 1–30.
39. Borghini G., Rampone E. Postcumulus processes in oceanic-type olivine-rich cumulates: the role of trapped melt crystallization versus melt/rock interaction // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. Vol. 154. P. 619–633.
40. Ceuleneer G., le Sueur E. The Trinity ophiolite (California): the strange association of fertile mantle peridotite with ultra-depleted crustal cumulates // Bull. Soc. Géol. Fr. 2008. Vol. 179. № 5. P. 503–518.
41. Charlier B., Vander Auwera J., Dushesne J.-C. Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim–Sokndal layered intrusion (S. Norway): Part II. REE and the trapped liquid fraction // Lithos. 2005. Vol. 83. № 3. P. 255–276.
42. Conrad W.K., Kay R.W. Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc // J. Petrol. 1984. Vol. 25. Pt. 1. P. 88–125.
43. DeBari S., Kay R.W., Kay S.M. Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: Deformed igneous cumulates from the Moho of an Island Arc // J. Geol. 1987. Vol. 95. P. 329–341.
44. DeBari S.M., Coleman R.G. Examination of the deep levels of an island-arc: evidence from the Tonsina ultramafic–mafic assemblage, Tonsina, Alaska // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B4. P. 4373–4391.
45. Desta M.T., Ishiwatari A., Machi S., Arai S., Tamura A., Ledneva G.V., Sokolov S.D., Moiseev A.V., Bazylev B.A. Petrogenesis of Triassic gabbroic and basaltic rocks from Chukotka N.E. Russia: Eastern end of the ‘arc-type’ Siberian LIP // J. Mineral. Petrol. Sci. 2015. Vol. 110. P. 249–275.
46. Elthon D., Casey J.F., Komor S. Mineral chemistry from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite: evidence for high-pressure fractionation of oceanic basalts // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. № B10. P. 8717–8734.
47. Elthon D., Casey J.F., Komor S.C. Cryptic mineral chemistry variations in a detailed transverse through the cumulate ultramafic rocks of the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland / I.G. Gass, S.J. Lippard, A.W. Shelton (eds.). Ophiolites and oceanic lithosphere // London: Blackwell Scientific, 1984. P. 93–100.

48. *Frei D., Liebscher A., Franz G., Wunder B., Klemme S., Blundy J.* Trace element partitioning between orthopyroxene and anhydrous silicate melt on the lherzolite solidus from 1.1 to 3.2 GPa and 1.230 to 1.535°C in the model system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. Vol. 157. P. 473–490.
49. *Grantz A., Sholl D., Toro J., Klempere S.L.* Geologic Structure of Bering and Chukchi shelves adjacent to Bering-Chukchi Deep Seismic Transect and tectonostratigraphic terranes of adjacent landmasses, scale 1 : 3 000 000. Plate 1 / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klempere (eds.). *Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses* // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 360. Boulder: Colorado, 2002. 387 p.
50. *Greene A.R., Debari S.M., Kelemen P.B., Blusztajn J., Clift P.D.* A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna arc section, south-central Alaska // *J. Petrol.* 2006. Vol. 47. № 6. P. 1051–1093.
51. *Harigane Y., Michibayashi K., Ohara Y.* Amphibolitization within the lower crust in the termination area of the Godzilla Megamullion, an oceanic core complex in the Parece Vela Basin // *Island Arc.* 2010. Vol. 19. P. 718–730.
52. *Harigane Y., Michibayashi K., Ohara Y.* Deformation and hydrothermal metamorphism of gabbroic rocks within the Godzilla Megamullion, Parece Vela Basin, Philippine Sea // *Lithos.* 2011. Vol. 124. P. 185–199.
53. *Harigane Y., Michibayashi K., Ohara Y.* Shearing within lower crust during progressive retrogression: Structural analysis of gabbroic rocks from the Godzilla Mullion, an oceanic core complex in the Parece Vela backarc basin // *Tectonophysics.* 2008. Vol. 457. P. 183–196.
54. *Himmelberg G.R., Loney R.A.* Petrology of ultramafic and gabbroic rocks of the Canyon Mountain ophiolite // *Am. J. Sci.* 1980. Vol. 280-A. P. 232–268.
55. *Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole–plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. Vol. 116. P. 433–447.
56. *Jochum K.P., Stoll B., Herwig K., Willbold M.* Validation of LA-ICP-MS trace element analysis of geological glasses using a new solid-state 193 nm Nd: YAG laser and matrix-matched calibration // *J. Analyt. At. Spectrom.* 2007. Vol. 22. № 2. P. 112–121.
57. *Koepke J., Schoenborn S., Oelze M., Wittmann H., Feig S.T., Hellebrand E., Boudier F., Schoenberg R.* Petrogenesis of crustal wehrlites in the Oman ophiolite: Experiments and natural rocks // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. Vol. 10. Q10002. <https://doi.org/10.1029/2009GC002488>
58. *Komor S.C., Elthon D., Casey J.F.* Mineralogical variation in a layered ultramafic cumulate sequence at the North Arm Mountains massif, Bay of Island ophiolite, Newfoundland // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90. № B9. P. 7705–7736.
59. *Kurth-Velz M., Sassen A., Galer S.J.-G.* Geochemical and isotopic heterogeneities along an island arc–spreading ridge intersection: Evidence from the Lewis Hills, Bay of Island ophiolite, Newfoundland // *J. Petrol.* 2004. Vol. 45. № 3. P. 635–668.
60. *Layer P.W.* Argon-40/argon-39 age of the El'gygytyn impact event, Chukotka, Russia // *Meteorit. Planat. Sci.* 2000. Vol. 35. P. 591–599.
61. *Layer P.W., Hall C.M., York D.* The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step heating // *Geophys. Res. Lett.* 1987. Vol. 14. P. 757–760.
62. *Ledneva G.V., Bazylev B.A., Kuzmin D.V., Ishiwatari A., Kononkova N.N., Sokolov S.D.* Plutonic ultramafic–mafic complexes of the Vel'may terrane, eastern Chukotka (Russia): first petrological results and preliminary geodynamic interpretations // *Geophys. Res. Abstracts.* 2012. Vol. 14. EGU2012–6195.
63. *Loocke M.* Arc foundations and the initiation of subduction in the Izu-Bonin forearc. MS thesis. Houston: Univ. Houston, 2013. 81 p.
64. *Marchesi C., Garrido C.J., Godard M., Belley F., Ferré E.* Migration and accumulation of ultradepleted subduction-related melts in the Massif du Sud ophiolite (New Caledonia) // *Chem. Geol.* 2009. Vol. 266. P. 180–195.
65. *McDougall I., Harrison T.M.* *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method.* N.Y.: Oxford Univ. Press, 1999. 269 p.
66. *Melekhova E., Blundy J., Robertson R., Humphreys C.S.* Experimental evidence for polybaric differentiation of primitive arc basalt beneath St. Vincent, Lesser Antilles // *J. Petrol.* 2015. Vol. 56. № 1. P. 161–192.
67. *Melekhova E., Schlaphorst D., Blundy J., Kendall J.-M., Connolly C., McCarthy A., Arculus R.* Lateral variation in crustal structure along the Lesser Antilles arc from petrology of crustal xenoliths and seismic receiver functions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. Vol. 516. P. 12–24.
68. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopyev A., Tuckova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U–Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics.* 2006. Vol. 25. P. 1–19.
69. *Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez C., Fershtater G.B.* Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al–Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // *Lithos.* 2015. Vol. 232. P. 286–305.
70. *Moore T.E., Aleinikoff J.N., Wirth K.R.* Middle Jurassic U–Pb ages for Brooks Range ophiolites // *EOS AGU fall meeting abstracts.* 1998. Vol. 79. P. 807–808.
71. *Müntener O., Hermann J., Trommsdorff V.* Cooling history and exhumation of lower-crustal granulite and upper mantle (Malenco, Eastern Central Alps) // *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. P. 175–200.
72. *Nandedkar R.H., Hurlimann N., Ulmer P., Müntener O.* Amphibole–melt trace element partitioning of fractionating calc-alkaline magmas in the lower crust: an experimental study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. Vol. 171. Pap. 71.
73. *Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E.* Paleozoic rocks of the Chegitun River Valley, northern Chukotka Peninsula: Insights into the tectonic evolution of the eastern Arctic // *Tectonics.* 1999. Vol. 18. № 6. P. 977–1003.

74. *Nimis P., Taylor W.R.* Single-clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 139. P. 541–554.
75. *Nokleberg W.J., West T.D., Dawson K.M., Shpikerman V.I., Bundtzen T.K., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Ratkin V.V., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Diggles M.F., Eremin R.A., Fujita K., Gordey S.P., Gorodinskiy M.E., Goryachev N.A., Feeney T.D., Frolov Y.F., Grantz A., Khanchuk A.I., Koch R.D., Natalin B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W. Jr., Plafker G., Pozdeev A.I., Rozenblum I.S., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.V., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L.* Summary terrane, mineral deposit, and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. US Geol. Surv. Open-File Rep. 98–136. 1998. 1 CD-ROM. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr98136>
76. *Ohara Y., Fujioka K., Ishii T., Yurimoto H.* Peridotites and gabbros from the Parece Vela backarc basin: Unique tectonic window in an extinct backarc spreading ridge // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2003. Vol. 4. № 7. P. 8611.
77. *Pearce J.A., Peate D.W.* Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annu. Ref. Earth Planet. Sci.* 1995. Vol. 23. P. 251–285.
78. *Pirard C., Hermann J., O'Neill H. St. C.* Petrology and geochemistry of the crust–mantle boundary in a nascent arc, massif du Sud Ophiolite, New Caledonia, SW Pacific // *J. Petrol.* 2013. Vol. 54. № 9. P. 1759–1792.
79. *Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I. Yu., Scott R.A., Saunders A.D.* The timing and extent of the eruption of the Siberian traps large igneous province: Implication for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 277. Is. 1–2. P. 9–20.
80. *Renne P.R., Mundil R., Balco G., Min K., Ludwig K.R.* Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2010. Vol. 74. № 18. P. 5349.
81. *Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. Vol. 160. P. 45–66.
82. *Samson S.D., Alexander E.C.* Calibration of the inter-laboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, MMhb1 // *Chem. Geol.* 1987. Vol. 66. P. 27–34.
83. *Sanfilippo A., Dick H.J.B., Ohara Y.* Melt–rock reaction in the mantle: mantle troctolites from the Parece Vela ancient back-arc spreading center // *J. Petrol.* 2013. Vol. 54. № 5. P. 861–885.
84. *Sanfilippo A., Dick H.J.B., Ohara Y., Tiepolo M.* New insights on the origin of troctolites from the breakaway area of the Godzilla Megamullion (Parece Vela back-arc basin): The role of melt–mantle interaction on the composition of the lower crust // *Island Arc.* 2016. Vol. 25. P. 220–234.
85. *Shcheka S.A., Vysotskiy S.V., Siedin V.T., Tararin I.A.* Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine sea floor / H. Tokuyama, S.A. Shcheka, N. Isezaka et al. (eds.). *Geology and geophysics of the Philippine Sea* // Tokyo: Terra Scientific Publishing company (TERRAPUB). 1995. P. 251–278.
86. *Sisson T.W., Grove T.L.* Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. Vol. 113. P. 143–166.
87. *Stamper C.C., Blundy J.D., Arculus R.J., Melekhova E.* Petrology of plutonic xenoliths and volcanic rocks from Grenada, Lesser Antilles // *J. Petrol.* 2014. V. 55. № 7. P. 1353–1387.
88. *Stern J.S., Bloomer S.H., Martinez F., Yamazaki T., Harrison T.M.* The composition of back-arc basin lower crust and upper mantle in the Mariana trough: A first report // *The Island Arc.* 1996. Vol. 5. P. 354–372.
89. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds.) *Magmatism in the oceanic basins* // London: Geol. Society Special Publication, 1989. Vol. 42. P. 313–345.
90. *Tiepolo M., Bottazzi P., Foley S.F., Oberti R., Vannucci R., Zanetti A.* Fractionation of Nb and Ta from Zr and Hf at mantle depths: the role of titanite and kaersutite // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. № 1. P. 221–232.
91. *Tiepolo M., Vannucci R., Bottazzi P., Oberti R., Zanetti A., Foley S.* Partitioning of rare earth elements, Y, Th, U and Pb between pargasite, kaersutite, and basanite to trachite melts: Implications for percolated and veined mantle // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2000. Vol. 1. 2000GC000064.
92. *Tiepolo M., Vannucci R., Oberti R., Foley S., Bottazzi P., Zanetti A.* Nb and Ta incorporation and fractionation in titanite and kaersutite: Crystal-chemical constraints and implications for natural systems // *Earth Plane. Sci. Lett.* 2000. Vol. 176. P. 185–201.
93. *Wirth K.R., Bird J.M., Blythe A.E., Harding D.J.* Age and evolution of western Brooks Range ophiolites, Alaska: Results from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology // *Tectonics.* 1993. Vol. 12. Is. 2. P. 410–423.
94. *Yamazaki S.* Incipient island arc crust formation within oceanic crustal sequence: Geology, geochemistry and geochronology of late intrusive rocks in the Oman ophiolite. PhD Thesis. (Niigata: Niigata Univ. 2014). 154 p.
95. *York D., Hall C.M., Yanase Y., Hanes J.A., Kenyon W.J.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser // *Geophys. Res. Lett.* 1981. Vol. 8. P. 1136–1138.

Рецензент А.А. Щипанский

Tectonic and Geodynamic Settings of Formation of the Mesozoic Cumulative Dunite–Wehrlite–Olivine Clinopyroxenite–Gabbro Massif in Eastern Chukotka

G. V. Ledneva^{a, *}, B. A. Bazylev^b, P. Layer^c, D. Kuzmin^{d, e}, N. N. Kononkova^b

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 7, 119017 Moscow, Russia*

^b*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Kosygina str., 19, 119991 Moscow, Russia*

^c*University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, AK, 99775 Alaska, USA*

^d*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Academic Koptug prospect, 3, 630090 Novosibirsk, Russia*

^e*Novosibirsk State University, Pirogov str., 2, 630090 Novosibirsk, Russia*

*e-mail: ledneva@ilran.ru

The dunite-wehrlite-clinopyroxenite-gabbro massif investigated in Eastern Chukotka is a key object for geodynamic reconstructions of the Vel'may terrane, which represents one of the segments of the southern border of the Chukotka folded system (the Chukotka microcontinent, or the Arctic Alaska–Chukotka microplate). Mineralogical and petrological–geochemical studies of the rocks of the massif were carried out. A comparative analysis of the primary mineralogy and conditions of the formation of cumulative rocks of dunite-wehrlite-pyroxenite-gabbro assemblages from modern island-arc systems, mantle transition zones and crustal sections of ophiolites and ancient island arcs showed that the rocks studied are cumulates crystallized from a tholeiitic melt in an intraoceanic island arc at moderately high pressure. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of magnesian hornblende from gabbro indicates the massif formation no later than in the Early-Middle Jurassic. The petrological and geochemical modeling suggests that olivine clinopyroxenites and gabbros are probable plutonic comagmates of Late Triassic island-arc basalts and dolerites of the Vel'may terrane. The arc segment represented by these rocks of the Vel'may terrane was probably part of a system of island arcs reconstructed in this region for the age interval of 163–230 Ma. At the same time, there is a tendency toward rejuvenation of the Middle Triassic–Late Jurassic island-arc magmatism from the west to the east, e.g. from the South Anyui terrane of Western Chukotka through the Vel'may terrane of Eastern Chukotka to the Angayucham terrain of Alaska.

Keywords: cumulative ultramafics, cumulative gabbro, subduction geodynamic settings, island arc, Vel'may terrane, Chukotka