

ИЗОТОПНАЯ (Sm–Nd) И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ (Nb/Y–Zr/Y) СИСТЕМАТИКА БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ¹

© 2023 г. В. Т. Казаченко^а, *, Е. В. Перевозникова^а, **

^аДальневосточный геологический институт ДВО РАН,
проспект 100-летия Владивостоку, 159, Владивосток, 690022 Россия

*e-mail: vkazachenko@mail.ru

**e-mail: elenavalper@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.03.2022 г.

После доработки 15.09.2022 г.

Принята к публикации 27.10.2022 г.

В работе показана возможность использования диаграмм $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd и Nb/Y–Zr/Y для систематики базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня разного возраста: палеозойского (калиновский), кембрийского (сергеевский и владими́ро-александровский), юрского и палеоценового. Положение точек пород калиновского, сергеевского и владими́ро-александровского комплексов указывает на мантийный резервуар, близкий к примитивной мантии (BSE), с производными которой нередко связано сульфидное с Cu, Ni, Co и платиноидами оруденение. Положение точек метабазитов авдокимовского комплекса и перидотитовых пород массива Дальнего Кута на диаграммах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd и Nb/Y–Zr/Y свидетельствует об источнике, близком к деплетированной мантии и перспективах обнаружения хромитового с платиноидами оруденения. Точки пород палеоценовых эксплозивных структур Сихотэ-Алиня на диаграмме Nb/Y–Zr/Y располагаются на тренде рециклированной коры в качестве источника вещества. Этим объясняется щелочной (до субщелочного) характер магматизма и высокая газонасыщенность магм. Характерным является сходство строения эксплозивных структур с лампроитовыми трубками, присутствие в их составе пород, по геохимии и минералогии близких как к лампроитам, так и к кимберлитам.

Ключевые слова: мантийные источники, офиолиты, габброиды, эксплозивные структуры, Сихотэ-Алинь

DOI: 10.31857/S0016752523040064, **EDN:** JKWVTJ

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших проблем петрологии магматических комплексов является выяснение источников вещества. Для региональной геологии большое значение имеет систематика магматических пород по источникам вещества, способствующая решению вопросов образования и эволюции крупных геологических структур, металлогении и прогноза месторождений полезных ископаемых. Актуальность обозначенной выше проблемы определяется практически полным отсутствием достоверных сведений об источниках вещества базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня. Последнее обстоятельство связано со слабой степенью изученности пород современными геохимическими и изотопными методами. До насто-

ящего времени отсутствовали изотопные данные, за исключением единичных определений изотопных отношений Sm и Nd (Крук и др., 2014) и Rb и Sr (Коваленко, Давыдов, 1991) в породах сергеевского комплекса. В геохимическом отношении в достаточной мере охарактеризованы только юрский меймечит-пикритовый и позднемиоцено-плиоценовый платобазальтовый комплексы (Геодинамика..., 2006).

Современные представления о мантийных резервуарах, служивших источниками вещества магматических пород, базируются на результатах изучения Sm–Nd, U–Pb, Rb–Sr и некоторых других изотопных систем в хондритовых метеоритах, а также в молодых магматических породах (DePaolo, Wasserburg, 1976; Hamet et al., 1978; Jacobsen, Wasserburg, 1980; DePaolo et al., 1991). В последнем случае принимается во внимание практическая идентичность изотопных характеристик ис-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016752523040064 для авторизованных пользователей.

точников вещества и характеристик генетически связанных с ними молодых магматических пород из-за незначительного времени, прошедшего с момента образования последних.

При анализе эволюции Sm–Nd изотопной системы в качестве мантийного резервуара принимается примитивная мантия или валовый состав силикатной Земли (BSE), который обычно принято отождествлять с однородным хондритовым резервуаром (CHUR) с современными значениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ($\text{Sm}/\text{Nd} = 0.325$) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ (Wasserburg et al., 1981; Фор, 1989). Мантийный резервуар с более высокими (относительно CHUR) значениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$ рассматривается как деплетированная мантия (DM). Преобладает мнение, что часть легких REE из нее была вынесена при частичном плавлении в процессе образования земной коры (Hofmann, 1988), но некоторые ученые склонны связывать образование DM с процессами обособления ядра от CHUR 4.5–4.3 млрд лет назад (Allegre et al., 2001; Попов, 2003).

Кроме примитивной и деплетированной мантий существуют и другие мантийные резервуары (Zindler, Hart, 1986) – обогащенная мантия (EM) (с пониженными относительно CHUR значениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $\epsilon_{\text{Nd}} < 0$), HIMU (аномально обогащенный U и Th относительно Pb), PREMA (Prevalent Mantle) (преобладающая мантия) (Zindler, Hart, 1986) и другие, образование которых обычно трактуется с позиций динамической модели взаимодействия коры и мантии (Hart, 1984).

Для идентификации основных мантийных и иных источников (DM, PM, EM и др.) наряду с изотопными отношениями широко применяются также геохимические параметры и построенные с их использованием разнообразные геохимические диаграммы. В данной работе для этих целей использованы диаграммы $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd и Zr/Y–Nb/Y, позволяющие получать согласующиеся между собой выводы.

Основной целью данных исследований являлась систематика базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня по источникам магм (на основе изотопных и геохимических данных) и предварительная общая оценка перспектив обнаружения генетически связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Основными задачами исследований являлись: 1) выявление на основе собственных и литературных данных закономерностей в изменении изотопных (Nd) и геохимических (Sm/Nd, Nb/Y, Zr/Y) параметров базит-гипербазитовых комплексов, однозначно указывающих на тот или иной мантийный источник вещества; 2) выяснение возможной металлогенической специализации базит-гипербазитовых комплексов в зависимости от типа мантийного источника.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ИЗУЧЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Основные и ультраосновные породы играют определяющую роль в некоторых магматических комплексах Сихотэ-Алиня: древних калиновском (палеозой), сергеевском (кембрий?) и владими́ро-александровском (кембрий?), юрском меймечит-пикритовом, палеоценовом ультраосновном-среднем (щелочном-субщелочном) и позднемиоцен-плиоценовом платобазальтовом. Авторами непосредственно изучены породы калиновского, сергеевского, владими́ро-александровского и палеоценового комплексов, а также перидотитового массива окрестностей села Дальний Кут неизвестного возраста, которые, главным образом, и рассматриваются в данной публикации.

Габброиды сергеевского и калиновского комплексов слагают две цепочки аллохтонов (Казаченко и др., 2015), вблизи восточной и западной границ Самаркинского террейна (рис.1), соответственно. Самый крупный аллохтон восточной цепочки, расположенный на юге Сихотэ-Алиня, известен в качестве Украинско-Сергеевского террейна. Значительную часть этого террейна слагают габброиды сергеевского и рвущие их позднекембрийские-раннеордовикские гранито-гнейсы таудеминского комплексов (Ханчук, 2000; Коваленко, Давыдов, 1991; Крук и др., 2014). Габброиды содержат тектонические блоки (размером до 1×3 км) и ксенолиты глубоко метаморфизованных пород авдокимовского комплекса. Он представлен амфиболитами, плагиоклаз-амфиболовыми и кварц-плагиоклазовыми сланцами, кальцифирами (Коваленко, Давыдов, 1991), а также другими породами, иногда сохранившими структурные признаки габброидов или базальтов. На габброидах сергеевского комплекса залегают верхнедевонские туфы (Синица, 2004), а на гранитах – пермские морские, наземные, вулканические и осадочные отложения (Ханчук, 2000). На древних породах Украинско-Сергеевского террейна сформировались палеозойские рифовые массивы Таухинского террейна (Казаченко и др., 2015). Габброиды сергеевского комплекса считаются метагаббро (Коваленко, Давыдов, 1991) или амфиболовыми габбро- и диорито-гнейсами (Ханчук, 2000). По данным С.М. Синицы (Синица, 2004) по химическому составу они относятся к ряду “габбро-кварцевый диорит”. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации (Коваленко, Давыдов, 1991) и во многих случаях имеют гнейсовидную или полосчатую текстуру, обусловленную изменчивостью количественных соотношений амфибола и плагиоклаза. Для пород сергеевского комплекса являются характерными зоны дробления, перекристаллизации и ре-

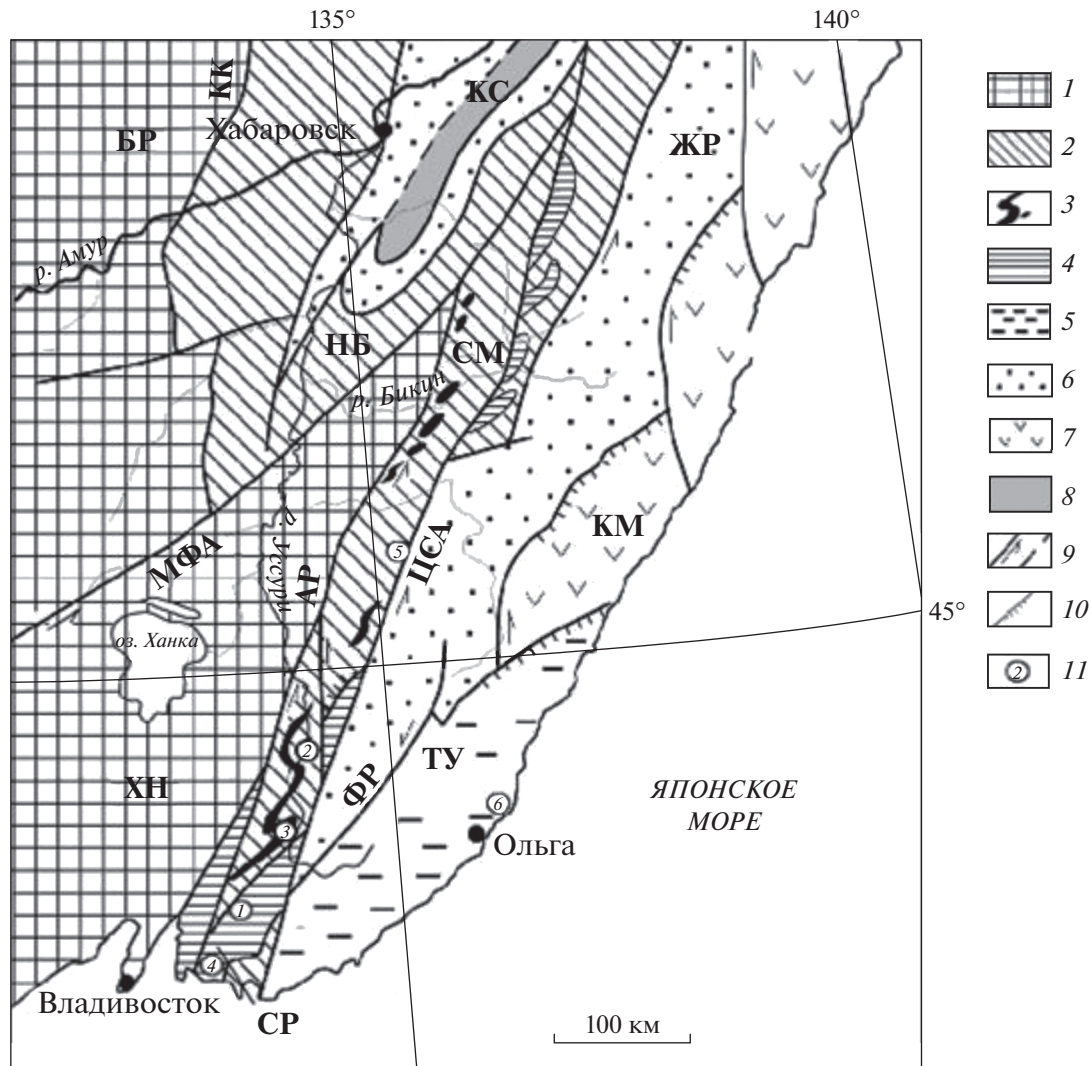


Рис. 1. Положение изученных объектов в Сихотэ-Алине. Тектоническая основа по Ханчуку А.И. (Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России, 2006) с авторскими изменениями. 1 – ХН – Ханкайский массив, БР – Буринский массив; 2 – юрские террейны (фрагменты аккреционных призм): СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бихинский; 3 – калиновские габброиды (девон?); 4 – Краинско-Сергеевский террейн (СП) и его фрагменты, включенные в структуры юрской аккреционной призм и испытавшие вместе с ними цикл син- и постагреационных преобразований; 5, 6 – раннемеловые террейны-фрагменты: 5 – неокомовской аккреционной призм (ТУ – Таухинский); 6 – приконтинентального спредингового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский); 7 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский); 8 – альбской аккреционной призм (КС – Киселевско-Маноминский); 9 – левые свдиги, в том числе: КК – Куканский, АР – Арсеньевский, МФА – Мишань-Фушунский (Алчанский), ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ФР – Фурмановский; 10 – надвиги; 11 – места отбора образцов: 1 – окрестности с. Сергеевка (породы сергеевского и авдокимовского комплексов), 2 – окрестности с. Каменка (сергеевский и авдокимовский комплексы), 3 – окрестности с. Верхняя Бреевка (бреевский карьер, калиновский комплекс), 4 – окрестности с. Владимиро-Александровское (Владими́ро-Александровский массив), 5 – окрестности с. Дальний Кут (массив Дальнего Кута), 6 – Мокрушинская площадь (палеоценовый комплекс, взрывная структура).

тропоградного метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев (Крук и др., 2018), как правило, конформные полосчатости. Согласно С.М. Синице (Синица, 2004), габброиды сергеевского комплекса имеют додевонский возраст, так как в некоторых местах выступают из-под базальных девонских отложений. Краинско-Сергеевский террейн образует тектонические покровы и клиппы на Самаркинском террейне юрской аккрецион-

ной призм и совместно с последним смят в складки (Ханчук, 2000). На юге Краинско-Сергеевского террейна присутствуют выходы серпентинитового меланжа (бухты Мелководная, Каплунова и др.) и перидотитового Владимиро-Александровского массива, а в северной части расположен базит-гипербазитовый массив ключа Кириенкова. Владимиро-Александровский расчлененный массив (0.1–0.7 × 3 км) сложен, главным об-

разом, перидотитами, пироксенитами и габбро. Снизу вверх оливиновые разности сменяются пироксен-роговообманковыми, а наиболее поздние габброидные, троктолитовые и анортозитовые разности образуют маломощные (10–20 см) полосы и, иногда, секущие жилы (Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53) – оз. Ханка. Объяснительная записка. – СПб.: картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 684 с). Радиологический возраст пород (K–Ar метод) составляет 563 и 572 млн лет, на основании чего возраст принимается как кембрийский. Породы Владимиро-Александровского массива по Р.А. Октябрьскому прорывают габброиды сергеевского комплекса (Октябрьский, 1971), однако, по современным представлениям, они слагают тектоническую пластину (Государственная геологическая карта РФ, 2011). Аллохтоны относимого к среднему палеозою калиновского комплекса (Самаркинский, Чугуевский, Бреевский и др.) состоят из сильно измененных кортландитов, верлитов, вебстеритов, пироксенитов, габброноритов, норитов, габбро, дунитов, троктолитов и лерцолитов (Октябрьский, 1971). По данным А.И. Ханчука и С.В. Высоцкого (Ханчук, Высоцкий, 2016), в пределах аллохтонов сохранились фрагменты разрезов. Их нижние части сложены серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. Выше залегают плагиоклазовые дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты и оливиновые габбронориты. Габброидная часть разреза представлена дупироксеновыми и клинопироксеновыми габбро. Первичные взаимоотношения между отдельными частями ассоциации, которую упомянутые выше авторы относят к офиолитовой, нарушены наложенными тектоническими процессами (Ханчук и др., 1989). В Бреевском аллохтоне, в нижней части разреза залегают серпентинизированные дуниты и лерцолиты, которые выше через плагиоклазовые перидотиты постепенно переходят в троктолиты с полосчатой текстурой, в верхней части распространены полосчатые роговообманковые габбро-нориты и габбро (Щека и др., 1973). В переходной зоне присутствуют тела верлитов и пироксенитов. Разнообразные по форме жилы и тела габбро-пегматитов пересекают породы расслоенного комплекса. По наиболее ранним представлениям калиновские габброиды и габброиды Украинско-Сергеевского террейна слагали единый комплекс меланократового основания, на котором были заложены структуры Сихотэ-Алиня. По А.И. Ханчуку габброиды калиновского комплекса образовались в основании океанического плато (Ханчук, Панченко, 1991). По результатам предыдущих исследований (Казаченко и др., 2015) габброиды сергеевского и калиновского комплексов, а также породы Владимиро-Александровского массива имеют об-

щий мантийный источник магматического материала – примитивную мантию (BSE). Значения возраста габброидов, полученные методами абсолютной геохронологии, изменяются в широких пределах. Для сергеевского комплекса они составляют около 2.1 млрд лет (Rb–Sr метод, Коваленко, Давыдов, 1991), 463.1 млн лет и 1.9 млрд лет (возраст циркона, U–Pb метод, Аленичева и др., 2009), 486.2 млн лет (возраст метаморфизма и мигматизации по амфиболу из жилы лейкосомы мигматита, Ar–Ar метод, Крук и др., 2011), 479–489 млн лет (возраст цирконов, U–Pb метод, Крук, 2018) и др. Для калиновского комплекса указывались значения 410 млн лет (возраст роговой обманки из пегматоидного габбро, K–Ar метод, Кемкин, Ханчук, 1993), 230 млн лет (возраст роговой обманки из метагаббро, K–Ar метод, Ishiwatari, Tsujimoto, 2003) и 255 млн лет (возраст циркона, U–Pb метод; близкие значения получены Ar–Ar методом для плагиоклаза, амфибола и биотита, а также амфибола и ортопироксена в одной навеске из амфиболового габбро, Голич, Высоцкий, 2020).

Базит-гипербазитовый массив окрестностей села Дальний Кут сложен однообразными серпентинизированными оливинитами и дунитами (Щека и др., 1973). В его краевых частях встречается клинопироксен, слагающий иногда мономинеральные мелкозернистые гнезда и жилоподобные сегрегации с эмульсионной вкрапленностью сульфидов. Изредка встречаются секущие жилы крупнокристаллического пироксенита. Вдоль разрывных тектонических нарушений породы массива были подвергнуты интенсивной карбонатизации, а по богатым клинопироксеном участкам образовались мономинеральные зоны, состоящие из пренита или датолита.

Палеоценовые эксплозивные структуры, сложенные породами ультраосновного-среднего и субщелочного-щелочного состава (Перевозникова и др., 2018), с которыми связаны родингиты и Au–Pd–Pt минерализация (Перевозникова, Казаченко, 2017), присутствуют на Мокрушинской и Широкопаднинской площадях Ольгинского рудного района (рис. 1). Они сложены флюидолитами, лампроитоподобными флогопит-оливиновыми, а также слюдисто-полевошпатовыми (расслоенными) и амфибол-полевошпатовыми породами, которые по минеральному составу, в основном, соответствуют керсантитам, минеттам и амфиболовым лампрофиром, но отличаются от классических представителей этих пород текстурными и структурными особенностями. К этому же комплексу относятся субщелочные горнблендиты и карбонатитоподобные породы. K–Ar возраст флогопита из флогопит-оливиновых пород составляет 64.03 ± 3.2 млн лет (Перевозникова и др., 2018). Близкие к нему значения возраста получены K–Ar методом (по породам) для слюдисто-полевошпатовых пород (59.7 ± 1.9 ; 56.7 ± 1.9 ; 61.8 ± 1.9). Име-

ющиеся в настоящее время данные (Казаченко и др., 2019) указывают на присутствие в Таухинском террейне палеоценовых структур, содержащих все основные элементы трубок взрыва – диатремы (флюидолиты и карбонатитоподобные породы), жерла (горнблендиты, слюдисто-полевошпатовые и амфибол-полевошпатовые породы), а также корневой части, представленной дайками флогопит-оливиновых пород.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для минералогических и геохимических исследований были использованы представительные образцы и пробы магматических пород. Определение содержаний редких элементов (табл. 1) выполнено в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США). Особенностью пробоподготовки являлось сплавление навески с метабора́том лития. В качестве внутренних стандартов использовались In и Вi при конечной концентрации их в растворе 10 ppb. Для контроля качества результатов измерений применялись стандартные образцы состава горных пород: JG-3, JB-3, JA-2 Геологической службы Японии и СГ-3 (ГСО № 3333-85), СТ-2 А (ГСО № 8671-2005), Россия. Значения относительного среднеквадратичного отклонения для большинства элементов составляют 5–15% (для Hf – 15–20%), что соответствует критериям качества выполнения элементного анализа, принятых в геохимических исследованиях. Пределы обнаружения составляли (г/г): Y, Nb, La, Ce – 0.01, Zr – 0.02, Pr, Sm, Eu, Tb, Er, Yb, Lu – 0.002, Nd – 0.005, Gd, Ho, Tm – 0.003, Dy – 0.001, Hf – 0.004, Cr – 0.9, Co – 0.03, Ni, Zn – 0.3, Cu – 0.1.

Пробоподготовка и измерения изотопного состава Nd в породах сергеевского, владимиро-александровского и калиновского комплексов (табл. 1) выполнены в Геологическом институте Кольского научного центра РАН по методике, описанной в (Кунакузин и др., 2015). Для химического разложения проб использовалась навеска массой 50–100 мг, к которой добавлялось соответствующее количество раствора смешанного трассера ^{149}Sm – ^{150}Nd . После этого она обрабатывалась концентрированной плавиковой кислотой (5–10 мл) и выдерживалась сначала 1.5–2 ч при комнатной температуре, а затем в тefлоновом вкладыше автоклава в сушильном шкафу при температуре 170°C в течение нескольких часов. После разложения выпаривали досуха HF и образовавшиеся фториды переводили в хлориды путем упаривания образца 2–3 раза в 4.5–6 N HCl. Сухой остаток растворяли в 1 мл 2.3 N HCl и загружали на первую хроматографическую колонку с катионитом Dowex 50W-8 (200–400 меш). Выде-

ленную с применением ступенчатого элюирования 2.3 и 4.5 N HCl фракцию РЗЭ выпаривали досуха, растворяли в 0.1 N HCl и загружали на вторую колонку с ионитом HDEHP на твердом носителе KEL-F. Отобранные фракции Sm и Nd выпаривали, после чего они уже были готовы для последующего масс-спектрометрического анализа. Анализы выполнялись на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla за периоды измерений составило 0.511835 ± 18 (N = 15). Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.004%. Холостое внутрिलाбораторное загрязнение по Nd и Sm составляло 0.3 и 0.06 нг, соответственно, а точность определения их концентраций – $\pm 0.5\%$. Изотопные отношения нормализованы по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и пересчитаны на принятую величину $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте LaJolla = 0.511860.

Определение изотопного состава Nd в породах палеоценового комплекса (табл. 2) проводилось в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton по методике, описанной в (Саватенков и др., 2004). Разложение образцов в присутствии Rb-Sr и Sm-Nd трассера проводилось смесью концентрированных кислот HF и HNO₃ в пропорции 5 : 1 при температуре 115°C в течение 48 ч в плотно закрытых тefлоновых бюксах. Фториды, оставшиеся после разложения и выпаривания, удалялись концентрированной HCl на горячей плитке. Химическое разделение Rb, Sr и РЗЭ проводилось на стандартных катионообменных колонках (Bio-Rad AG 50 Wx8-200-400 mesh) объемом 2 мл с последующей очисткой стронция на этих же колонках. Sm и Nd из фракции РЗЭ выделялись по методике, описанной в (Richard et al., 1976).

Воспроизводимость результатов определения концентраций Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, составляла $\pm 0.5\%$, а величина холостого опыта – 0.5 нг, соответственно. В результате анализа стандартного образца BCR-1 (по 6 измерениям) получены следующие значения: [Nd] = 28.13 мкг/г, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 14$. За период измерений величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla составила 0.511847 ± 8 (2σ, 12 измерений). Изотопный состав Nd нормализован по величине $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведен к табличному значению стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$.

Диагностика минералов производилась под микроскопом в проходящем и отраженном свете и подтверждалась определением их составов. Анализы минералов (в аншлифах) выполнены в

Таблица 1. Содержание некоторых редких элементов в габброидах Сихотэ-Алиня, г/т

Элемент	Проба															
	С-10-09-Б	С-10-12-В	С-10-12-Д	С-10-18	С-10-26-А	С-10-08-Д	С-10-26-Б	С-10-19	С-10-08-Е	С-10-09-А	Л-10-2-В	Л-10-2-Г	Л-10-1	Л-10-1-А	ВА-1	ВА-4
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Y	28.11	21.35	11.88	15.02	37.24	18.42	36.79	29.39	29.08	35.12	21.06	20.79	54.21	52.41	3.689	1.061
Zr	191.9	32.33	14.77	82.34	152.2	52.54	69.64	79.14	70.79	83.09	803.2	519.7	132.3	137.5	9.924	4.129
Nb	20.62	4.528	1.008	2.714	7.295	3.890	4.672	1.236	2.014	2.386	3.440	4.541	2.806	3.326	0.4606	0.1766
Nd	25.14	18.55	5.555	10.25	32.10	13.77	26.91	7.655	11.38	9.326	17.35	19.29	12.86	13.291	2.310	0.8810
Sm	5.054	4.402	1.787	2.197	6.624	2.827	6.794	2.686	3.305	3.073	4.008	4.059	4.472	4.652	0.5156	0.1762
Cr	556.8	237.1	28.57	96.20	294.7	116.2	62.55	381.0	160.2	250.8	27.72	30.12	153.1	0.4718	262.2	106.2
Co	35.76	39.05	37.27	45.40	31.39	36.22	29.49	52.30	39.04	50.82	13.39	14.37	43.92	54.11	109.5	78.50
Ni	178.6	26.42	31.35	5.703	51.70	28.43	6.89	53.40	20.60	57.75	5.244	4.219	49.95	0.4718	311.3	295.8
Cu	63.81	76.96	66.36	27.73	21.50	41.22	24.89	45.61	62.07	555.1	19.22	11.21	42.97	54.11	10.28	20.66
Zn	88.18	76.43	22.34	87.93	80.28	73.61	79.83	70.48	71.31	234.2	56.11	55.61	88.01	0.4718	71.43	60.58
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512518	0.512435	0.512554	0.512407	0.512466	0.512424	0.512335	0.513103	0.512972	0.513141	0.512575	0.512547	0.513214	0.513171	0.512596	0.512664
Err	10	5	14	9	10	4	16	18	3	10	11	10	5	7	17	10

Элемент	Проба															
	ВА-6	ВА-11	ВА-12	ВА-13	12_6_6	12_6_2	12_6_8	12_6_10	12_6_11	12_6_15	12_7_1	12_6_16	12_6_20	12_Дк_2	12_Дк_3	12_Дк_4
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Y	0.5662	1.094	0.4115	1.149	1.569	1.576	3.406	17.94	13.10	9.138	11.48	1.031	2.333	5.213	2.528	4.983
Zr	2.052	2.072	2.130	4.704	1.241	1.028	3.298	11.89	16.76	5.367	6.557	1.277	3.272	13.44	3.446	4.547
Nb	0.1398	0.1461	0.1354	0.1974	0.1203	0.0524	0.2254	0.8825	1.103	0.4625	0.5195	0.2059	1.070	0.673	0.058	0.070
Nd	0.5445	0.6155	0.7995	1.369	0.7120	0.3801	1.593	6.316	5.651	3.358	3.587	0.6610	1.209	3.574	1.344	2.132
Sm	0.0946	0.1786	0.0880	0.2135	0.2963	0.1256	0.7952	3.051	2.201	1.569	2.174	0.2053	0.6412	1.475	0.4376	0.6587
Cr	498.3	481.3	68.80	96.10	463	528.4	420.4	78	457	27.10	19.10	46.80	563.5	1252	3331	1018
Co	119.15	163.4	11.77	44.11	99.23	124.4	51.93	46.90	63.78	38.98	35.34	41.03	107.1	105.0	147.0	128.2
Ni	512.7	694.2	48.70	161.3	397.8	551.4	182.0	58.50	185.9	69.20	43.40	159.3	411.4	1149	1241	1454
Cu	15.99	17.91	32.15	38.71	5.050	36.20	34.85	105.9	108.9	226.2	129.1	43.80	107.8	685.6	653.6	873.1
Zn	89.33	107.4	18.86	33.83	35.69	48.64	32.59	59.64	46.69	23.40	23.50	26.25	58.64	71.54	83.79	62.09
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512510	0.512646	0.512464	0.512562	0.512681	0.512668	0.512626	0.512635	0.512727	0.512711	0.512689	0.512423	0.512639	0.512777	0.512929	0.512881
Err	18	15	18	14	19	13	4	13	5	13	18	16	18	19	5	14

Примечания. 1–10 – Украинско-Сергеевский террейн; габбро (1–6) и троктолит (?) (7) сергеевского комплекса и базиты (8–10) авдокимовского комплекса из включений (см. текст); 11–14 – Каменский аллохтон; габбро (11, 12) сергеевского комплекса и породы (13, 14) авдокимовского комплекса из включений (см. текст); 15–32 – габброиды: владими́ро-александровские (15–20), боре́ские (21–29) и окрестностей с. Дальний Кут (30–32). Использованы измеренные отношения изотопов и концентрации элементов. Аналитики: Н.В. Зарубина, Ю.М. Иванова, М.Г. Блохин.

Таблица 2. Результаты Sm–Nd изотопного анализа палеоценовых магматических пород Мокрушинской площади

№	№ пробы	Nd, мкг/г	Sm, мкг/г	Sm/Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	+/-2σ
1	17	18.449	5.035	0.2729	0.512877	8
2	М-11-31-Б	57.570	12.440	0.2161	0.512519	2
3	М-86-31	0.775	0.222	0.2865	0.512607	10
4	11-28	76.869	15.385	0.2001	0.512788	4
5	11-29	88.319	17.640	0.1997	0.512791	3
6	М-11-Л 1	51.519	10.855	0.2107	0.512807	5
7	М-11-104	52.420	11.520	0.2198	0.512785	8

Примечания. 1 – горнблендит, 2 – амфибол-полевошпатовая порода, 3 – флогопит-оливиновая порода, 4–7 – слюдисто-полевошпатовые породы. Используются измеренные отношения изотопов.

ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) INCAx-sight (табл. 3–6) при ускоряющем напряжении 20 kV и токе 1×10^{-8} А. Содержания всех элементов определялись с помощью ЭДС. Угол отбора излучения составлял 45°, локальность анализа – 1 мкм. Количественный анализ производился по процедуре PhyRoZ (стандартной программе энергодисперсионного анализатора Link ISIS) с применением пользовательского (не заводского) набора эталонов. Стандартами являлись: на O, Mg, Si, Ca – CaMgSi₂O₆ (голубой диопсид); F, Ba – BaF₂; Na, Al – NaAlSi₃O₈ (альбит); P – InP; S, Fe – FeS₂; Cl – Cs₂ReCl₆; K – KNbO₃; Cr – Cr₂O₃; Mn, Ti – MnTiO₃; Co – Co (металл); V – V (металл); Zn – ZnS; Zr – ZrSiO₄; Hf – Hf₂O; La – LaPO₄; Ce – CePO₄; Nd – NdPO₄; Pr – PrPO₄; Pt – Pt (металл).

Аналитическая погрешность (относительное стандартное отклонение) не превышала: 1) при концентрациях элемента от 1 до 5 мас. % – ±10 отн. %; 2) от 5 до 10 мас. % – ±5 отн. %; 3) свыше 10 мас. % – ±2 отн. %. Предел обнаружения, в зависимости от элемента, изменялся от 0.04 до 0.1 мас. %. Для обеспечения электропроводимости применялось графитовое напыление.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Статья базируется на результатах анализа и обобщения петрохимических, геохимических и изотопных данных, как собственных, так и заимствованных из публикаций других авторов (Геодинамика, ..., 2006; Октябрьский, 1971; Ханчук, Панченко, 1991; Коваленко, Давыдов, 1993; Сеница, 2004). Используются также материалы минералого-петрографических исследований образцов пород изученных комплексов, особенно сергеевского и авдокимовского, наиболее сильно измененных метаморфическими процессами.

Минералого-петрографическая характеристика изученных комплексов

Петрография, петрохимия и минералогия габброидов калиновского и сергеевского комплексов с разной степенью детальности рассматривались в работах Р.А. Октябрьского (Октябрьский, 1971), А.И. Ханчука с соавторами (Ханчук, Высоцкий, 2016; Ханчук, Панченко, 1991), С.В. Коваленко и И.А. Давыдова (Коваленко, Давыдов, 1991), С.Н. Сеницы (Сеница, 2004), В.Т. Казаченко с соавторами (Казаченко и др., 2015) и других авторов.

Из-за метаморфизма пород Бреевского аллохтона (далее, бреевские габброиды) (калиновский комплекс) и окрестностей с. Дальний Кут, а также окрестностей сел Сергеевка и Каменка (далее, сергеевские и каменские габброиды) (Украинско-Сергеевский террейн и Каменский аллохтон), их диагностика по минеральному составу во многих случаях затруднительна. В сергеевских и каменских габброидах (сергеевский комплекс) иногда встречаются альбит-хлорит-эпидот-амфиболовые (с Ti-магнетитом, титанитом, рутилом и апатитом) сланцы и разности, частично сохранившие структурные признаки базальтов. Эти породы, вместе с измененными габбро слагают включения в сергеевских и каменских габброидах и относятся к авдокимовскому комплексу (Коваленко, Давыдов, 1991).

Среди изученных авторами образцов габброидов сергеевского комплекса присутствуют габбро и, в меньшей мере, породы, близкие по химическому составу к троктолитам. Образцы сергеевского габбро сложены, в основном, сильно измененным, неоднородным по составу идиоморфным плагиоклазом (до 65 мол. % An) с мельчайшими включениями цельзиана и ксеноморфным паргаситом с рассеянными в них мелкими кристаллами апатита и титанита (рис. 2а). Анализы основного плагиоклаза и цельзиана из-за изменений плохо рассчитываются на кристаллохимические формулы (табл. 3). Паргасит (табл. 3) вдоль трещин и плос-

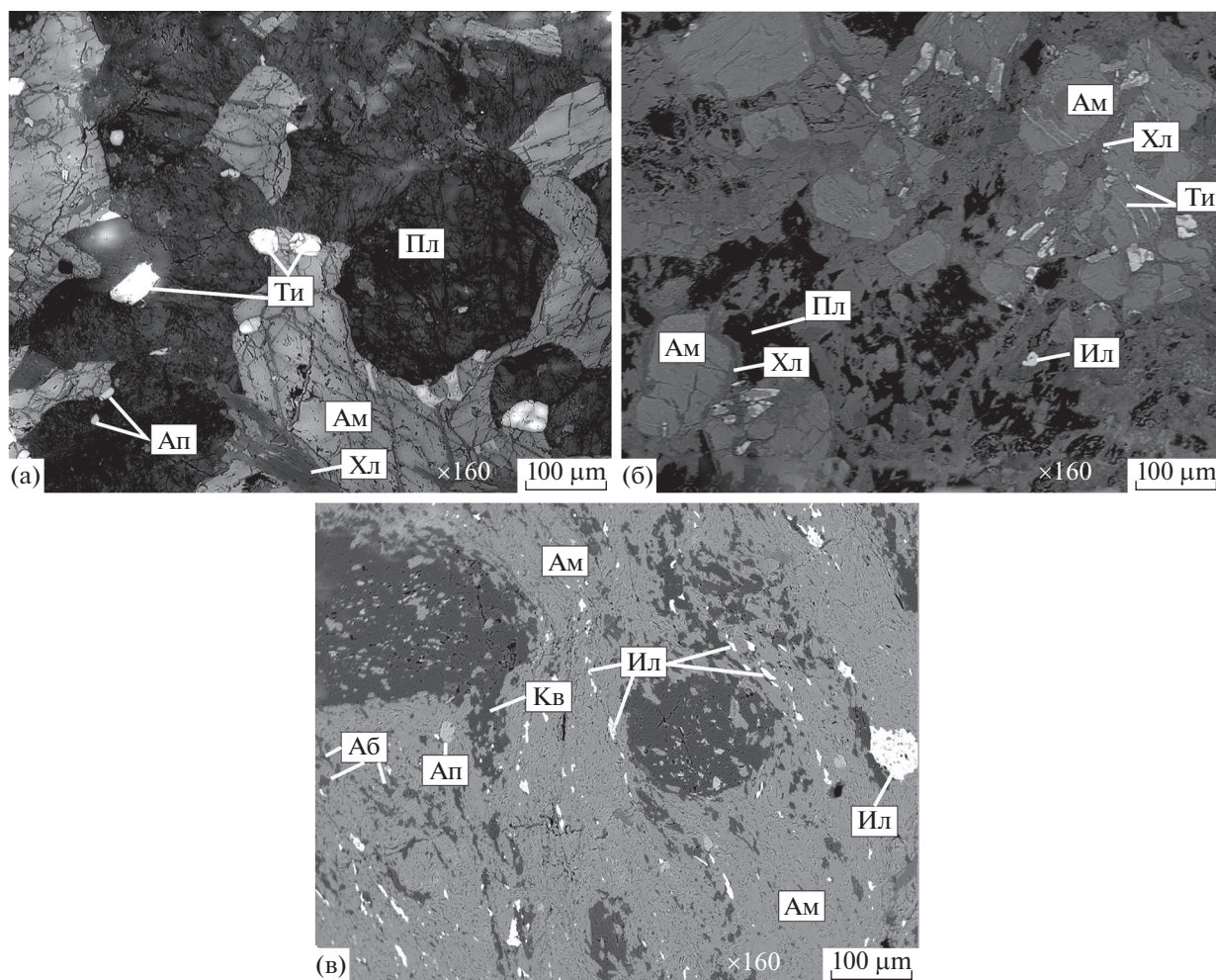


Рис. 2. Внутреннее строение древних габброидов Сихотэ-Алиня. а, б – измененное габбро сергеевского комплекса: Окраинско-Сергеевского террейна (на рис. 2б – по плоскостям спайности паргасита более светлые пластинчатые выделения сложены титанитом); в – измененная порода авдокимовского комплекса (из включений в габброидах Каменского аллохтона); символы минералов: Аб – альбит, Ам – амфибол, Ап – апатит, Ил – ильменит, Кв – кварц, Пл – плагиоклаз, Тит – титанит, Хл – хлорит.

костей спайности местами замещен хлоритом. С возрастанием степени изменения породы в паргасите появляются включения ильменита, а по плоскостям спайности – пластинки титанита (рис. 2б). Первичный плагиоклаз иногда не сохраняется, но присутствуют многочисленные участки позднего альбита и червеобразные выделения кварца. Иногда порода представлена реликтовыми кристаллами паргасита и полуразложившегося пироксена в мелкокристаллической массе из паргасита, пирротина ($\text{Fe}_{0.84}\text{Ni}_{0.02}\text{S}_{1.00}$), циркона, апатита, эпидота, алланита (Се-) и титанита (с включениями ильменита). Пироксен – салит (табл. 3). Отдельные участки породы состоят из эпидота или альбита. Встречаются участки мелкокристаллического (более магнезиального по сравнению с упомянутым реликтовым) пироксена с червеобразными выделениями альбита. Циркон присутствует в виде кристаллов

диаметром доли мкм, трассирующих прерывистые линейные зонки.

Встречаются также единичные более крупные (диаметром 100–150 мкм) кристаллы. Измененная порода сергеевского комплекса, по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 близкая к троктолиту, сложена паргаситом с включениями измененного плагиоклаза непостоянного состава (75–46 мол. % An) и его богатой Ва разновидности (табл. 3). Во всем объеме породы присутствует “сыпь” из мельчайших выделений ильменита и апатита. Встречаются также эпидот, ильменит, апатит, V-содержащий титанит, пирит и пирротин. Габбро Каменского аллохтона сложено андезин-лабрадором и ферропаргаситом (табл. 4). Встречаются циркон, фтор- и гидроксилapatит, ильменит, хлорит, эпидот и другие минералы. Обнаружено мелкое зерно платины, возможно, содержащей некоторое количество Fe.

Таблица 3. Химический состав минералов габбро и троктолитов (?) сергеевского комплекса (Украинско-Сергеевский террейн), мас. %

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Минерал	Формула
1	44.56	1.47	9.72	14.15	0.49	12.25	11.74	2.02	0.51	96.91	Паргасит	(Na _{0,46} K _{0,10}) _{0,56} (Ca _{1,87} Na _{0,13}) _{2,00} (Fe _{1,76} Mg _{2,71} Mn _{0,06} Ti _{0,16} Al _{0,31}) _{5,00} (Si _{6,61} Al _{1,39}) _{8,00} O ₂₂ (OH) ₂
2	45.65	–	29.67	–	–	–	12.17	3.49	–	90.98	Плагиоклаз	(Ca _{0,64} Na _{0,34}) _{0,98} Al _{1,02} (Si _{2,27} Al _{0,73}) _{3,00} O ₈
3	37.51	–	23.54	–	–	–	0.56	1.00	3.24	84.96	Цельзиан	(Ba _{0,47} Ca _{0,04} K _{0,26} Na _{0,13}) _{0,90} Al _{1,10} (Si _{2,35} Al _{0,65}) _{3,00} O ₈
4	51.91	–	0.90	7.58	0.36	12.62	24.27	0.45	–	98.09	Пироксен	(Ca _{0,99} Na _{0,03}) _{1,02} (Mg _{0,72} Fe _{0,24} Mn _{0,01} Al _{0,01}) _{0,98} (Si _{1,97} Al _{0,03}) _{2,00} O ₆
5	50.39	–	1.89	14.41	–	8.80	23.84	0.66	–	100.00	Пироксен	(Na _{0,05} Ca _{0,97}) _{1,02} (Mg _{0,50} Fe _{0,46} Al _{0,02}) _{0,98} (Si _{1,93} Al _{0,07}) _{2,00} O ₆
6	36.73	–	24.46	10.16	–	–	23.33	–	–	94.68	Эпидот	Ca _{2,02} (Fe _{0,69} Al _{2,33}) _{3,02} Si _{2,96} O ₁₂ (OH)
7	32.01	–	18.79	10.71	–	0.88	14.57	–	–	92.96	Алланит	(Ca _{1,46} Ce _{0,30} La _{0,19} Nd _{0,05}) _{2,00} (Mg _{0,12} Fe _{0,84} Al _{2,06}) _{3,02} Si _{2,98} O ₁₂ (OH)
8	–	51.89	–	44.29	3.10	–	0.66	–	–	99.94	Ильменит	(Fe _{0,93} Mn _{0,07} Ca _{0,02}) _{1,02} Ti _{0,98} O ₃
9	40.10	1.73	14.8	16.76	0.28	9.81	11.55	2.32	0.91	98.26	Паргасит	(Na _{0,50} K _{0,17}) _{0,67} (Ca _{1,83} Na _{0,17}) _{2,00} (Mg _{2,17} Fe _{2,08} Mn _{0,03} Al _{0,53} Ti _{0,19}) _{5,00} (Si _{5,94} Al _{2,06}) _{8,00} O ₂₂ (OH) ₂
10	39.49	–	30.18	–	–	–	7.7	0.82	1.65	94.19	Плагиоклаз	(Na _{0,09} K _{0,11} Ca _{0,46} Ba _{0,30}) _{0,96} Al _{1,04} (Si _{2,13} Al _{0,87}) _{3,00} O ₈
11	47.58	–	32.84	0.29	–	–	16.19	2.98	–	99.88	Плагиоклаз	(Ca _{0,79} Na _{0,26}) _{1,05} (Al _{0,94} Fe _{0,01}) _{0,95} (Si _{2,18} Al _{0,82}) _{3,00} O ₈
12	29.05	40.43	2.36	1.31	–	–	27.74	–	–	101.63	Титанит	Ca _{0,95} (Ti _{0,97} Al _{0,09} Fe _{0,04} V _{0,02}) _{1,12} Si _{0,93} O ₄ O _{0,85} (OH) _{0,15}

Примечания. Кроме того, в анализах: 3 – 19,11BaO, 7 – 5.53La₂O₃, 1.59Nd₂O₃ и 8.88Ce₂O₃, 10 – 14.36BaO, 12 – 0.74V₂O₅; 1 – 8 – габбро (2, 3 – обр. С-10-12В; прочие – обр. С-10-26А); 9–12 – троктолит (?) (обр. С-10-26Б).

Порядковые номера соответствуют номерам точек, в которых произволились анализы. Здесь и далее названия амфиболов приведены в соответствии с номенклатурой, принятой комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (Leake, 1997).

Таблица 4. Результаты изучения состава минералов габбро сергеевского комплекса (Каменский аллохтон) с помощью рентгеноспектрального микроанализатора, мас. %

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Pt	Сумма	Минерал	Формула
1	39.51	0.62	14.87	19.46	0.38	7.46	11.89	1.76	0.79	—	—	96.74	Ферропаргасит	(Na _{0.46} K _{0.15}) _{0.61} (Ca _{1.94} Na _{0.06}) _{2.00} (Mg _{1.70} Fe _{2.48} Mn _{0.05} Al _{0.70} Ti _{0.07}) _{5.00} (Si _{6.02} Al _{1.98}) _{8.00} O ₂₂ (OH) ₂
2	53.82	—	27.84	0.62	—	—	14.37	5.61	—	—	—	102.26	Плагноклаз	(Na _{0.48} Ca _{0.68}) _{1.16} (Al _{0.82} Fe _{0.02}) _{0.84} (Si _{2.37} Al _{0.63})O ₈
3	57.46	—	25.94	—	—	—	8.51	7.06	—	—	—	98.97	Плагноклаз	(Na _{0.61} Ca _{0.41}) _{1.02} Al _{0.98} (Si _{2.59} Al _{0.40}) _{3.00} O ₈
4	60.16	—	25.41	—	—	—	1.44	7.7	3.53	—	—	98.24	Анальдим (?)	(K _{0.15} Ca _{0.05}) _{0.20} Na _{0.50} Al _{1.00} Si _{2.00} O ₆ *H ₂ O
5	24.55	—	20.08	26.71	0.46	14.38	—	—	—	—	—	86.18	Хлорит	(Mg _{2.33} Fe _{2.43} Mn _{0.04} Al _{1.09}) _{5.89} Al(Si _{2.67} Al _{0.33}) _{3.00} O ₁₀ (OH) ₈
6	37.05	—	25.34	9.51	—	—	24.16	—	—	—	—	96.06	Эпидот	Ca _{2.05} (Al _{2.37} Fe _{0.63}) _{3.00} Si _{2.95} O ₁₂ (OH)
7	0.74	—	—	—	—	—	55.91	—	—	41.95	—	101.79*	Апатит	Ca _{5.02} (PO ₄) _{2.98} F _{0.88} (OH) _{0.12}
8	—	—	—	—	—	—	56.62	—	—	42.83	—	99.45	Апатит	Ca _{5.01} (PO ₄) _{2.99} (OH)
9	0.57	—	—	—	—	—	55.06	—	—	41.89	—	99.94**	Апатит	(Ca _{4.98} Sc _{0.03}) _{5.01} (PO ₄) _{2.99} F _{0.44} Cl _{0.04} (OH) _{0.52}
10	25.72	—	9.57	8.56	—	0.9	6.45	2.52	0.25	—	48.44	102.41	Платина	Pt _{1.00}

Примечания. Кроме того, в анализах: 7 — 3.19F, 9 — 1.64F, 0.31Cl и 0.47Sc₂O₃; * — O=F₂, Σ = 101.79 — 1.34 = 100.45; ** — O=(F + Cl)₂, Σ = 99.94 — 0.76 = 99.18. Все железо как двухвалентное. Обр. Л-10-2в. Порядковые номера соответствуют номерам точек, в которых производились анализы.

Габбро из включений в сергеевских габброидах метаморфизованы и в некоторых случаях почти превращены в сланцы. Эти породы, вероятно, совсем не содержащие первичных минералов, сложены, главным образом, амфиболом перенного состава – от чермакита и феррочермакита до магнезиальной роговой обманки, альбитом, хлоритом, эпидотом и пренитом (табл. 5). Встречаются V-, Cr- и Co-содержащий титаномагнетит, магнетит, рутил, пирит, апатит и кальцит. В магнезиальной роговой обманке иногда присутствуют кристаллы V-содержащего титанита (с включениями ильменита) и более раннего чермакита с решеткой распада твердого раствора, выполненной ильменитом. По амфиболу обеих генераций развиты хлорит, эпидот и альбит-эпидотовые агрегаты с мелкими зернами циркона, вкрапленностью и гнездами пирротина и халькопирита. Ильменит иногда образует каемки замещения вокруг кристаллов рутила. Альбит содержит до 5 мол. % анортитового минала. Базальты из включений в сергеевских габброидах нацело превращены в амфибол-альбит-хлоритовую породу с большим количеством мелких выделений магнетита, включениями титанита (табл. 5), апатита, рутила, циркона и прожилками хлорит-эпидотового состава. Встречаются крупные кальцитовые участки с халькопиритом. Габбро из включений в габброидах Каменского аллохтона сложены амфиболом, состав которого изменяется от чермакита до эденита, альбитом-олигоклазом (1–14 мол. % An), хлоритом, эпидотом, магнетитом, ильменитом, V-содержащими титаномагнетитом (табл. 6) и титанитом, а также апатитом и бастнезитом. Отличительной особенностью, по сравнению с габбро из включений в сергеевских габброидах, является только присутствие фтористой разновидности апатита и редкоземельного карбоната. Иногда эти породы в результате метаморфизма практически превращены в ильменит (титаномагнетит)-альбит-хлорит-амфиболовые сланцы (рис. 2в). Отдельные прослои имеют титанит-магнетит-амфиболовый (с эпидотом и кварцем), амфибол-эпидотовый (с магнетитом), кварц-эпидотовый и магнетит-амфибол-кварц-эпидотовый состав. Встречаются прожилки кальцита.

В ультрабазитах Бреевского аллохтона и окрестностей с. Дальний Кут из первичных минералов лишь изредка встречаются реликтовые оливин, пироксен и шпинель. Первичный плагиоклаз обычно нацело замещен смесью кварца, альбита, слюды, карбоната и других минералов. В изначально богатых оливином разностях резко преобладают серпентин и магнетит. Для остальных характерно обилие роговой обманки в виде крупных таблитчатых кристаллов и более мелких, явно более поздних выделений.

Эксплозивные структуры Мокрушинской и Широкопаднинской площадей Ольгинского района сложены породами палеоценового комплекса

(Перевозникова и др., 2018). Флогопит-оливиновые породы дайковой фации содержат фенокристаллы, представленные богатым Si флогопитом, титаномагнетитом, богатым Mn ильменитом и Si-содержащим F-апатитом. Основная масса сложена марганцовистым гортонолитом, богатым Si флогопитом, пиррофанитом и Si-содержащим F-апатитом. В породах присутствует комплекс более поздних минералов – серпентин, тальк, карбонаты, магнетит, хлорит, брейтгауптит, кобальтин, соединения V и Te, палладистое и т. н. “медистое золото”, выполняющие межзерновое пространство, маломощные зонки эксплозивного дробления и прожилки. Слюдисто-полевошпатовые породы жерловой фации характеризуются присутствием автолитов. Главными минералами являются биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат; второстепенными – марганцовистый ильменит, титанит, магнетит, апатит, алланит, циркон и монацит. Эти щелочные породы слагают расслоенные тела. Состав прослоев изменяется от слюдистого до полевошпатового с небольшим количеством слюды. Горнблендиты жерловой фации, содержащие автолиты и обломки рутил-титанитовых симплектитов, сложены Si-содержащим амфиболом паргасит-актинолитового состава. Горнблендиты содержат зерна марганцовистого ильменита, V-содержащего рутила и титанита. Амфибол-полевошпатовые породы жерловой фации состоят из фенокристаллов амфибола и амфибол-полевошпатовой (лабрадор-битовнитовой) основной массы с обильными выделениями ильменита. В карбонатитоподобных породах встречаются кристаллы богатого V и Zn хромшпинелида и V-, Cr-, Zn-содержащего магнетита, а также прожилки и гнезда обогащенного V и Cr хлорита. Флюидолиты внешне напоминают туфы, туффзиты, туфобрекчии и брекчии с обломками осадочных и магматических пород. Цемент флюидолитов состоит из раздробленного и перекристаллизованного материала осадочных пород или представляет собой продукты кристаллизации “кашицы” или “грязевой” смеси, состоящие из мелких обломков пород, зерен калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и других минералов в калишпатовой матрице. Родингитовые ассоциации развивались по раздробленным микрокристаллическим амфибол-полевошпатовым породам и горнблендитам жерловых фаций, по магматическому цементу брекчий с обломками вмещающих осадочных пород и по присутствующим в флюидолитах обломкам горнблендитов. Присутствуют, кроме того, небольшие тела массивных родингитов в осадочных отложениях, образовавшиеся в результате замещения мелких интрузивных тел основного состава. Родингиты сложены пироксеном, гранатом, везувианом, эпидотом, пренитом, амфиболом, хлоритом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, апатитом, цирконом, титанитом и другими минералами.

Таблица 5. Химический состав минералов из пород авдокимовского комплекса (Украинско-Сергеевский террейн), мас. %

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	V ₂ O ₃	Total	Минерал	Формула
1	41.43	2.11	9.83	19.40	0.57	8.18	9.28	2.55	—	93.35	Чермакит	Na _{0,32} (Ca _{1,55} Na _{0,45}) _{2,00} (Fe _{2,51} Mg _{1,90} Mn _{0,08} Al _{0,26} Ti _{0,25}) _{5,00} (Si _{6,45} Al _{1,55} 8,00O ₂₂ (OH) ₂)
2	44.83	1.1	7.3	14.47	0.35	12.19	9.32	1.89	—	91.45	Магнезильная роговая обманка	Na _{0,09} (Ca _{1,33} Na _{0,47}) _{2,00} (Fe _{1,85} Mg _{2,78} Al _{0,19} Mn _{0,05} Ti _{0,13}) _{5,00} (Si _{6,87} Al _{1,13} 8,00O ₂₂ (OH) ₂)
3	49.41	0.46	2.2	7.88	—	16.17	19.25	—	—	95.66	Пироксен	(Ca _{0,80} Mg _{0,93} Fe _{0,25} Ti _{0,01} Cr _{0,01}) _{2,00} (Si _{1,90} Al _{0,10}) _{2,00} O ₆
4	41.63	—	22.26	2.63	—	1.06	23.85	—	—	91.43	Пренит	(Ca _{1,84} Mg _{0,11}) _{1,95} (Al _{1,89} Fe _{0,16}) _{2,05} Si _{3,00} O ₁₀ (OH) ₂
5	23.74	—	18.56	29.32	0.4	7.58	—	—	—	79.60	Хлорит	(Fe _{2,95} Mn _{0,04} Mg _{1,36} Al _{1,48}) _{5,83} Al _{1,00} (Si _{2,85} Al _{0,15}) _{4,00} O ₁₀ (OH) ₈
6	28.82	25.95	4.88	4.87	—	1.61	23.46	—	1.12	90.71	Титанит	(Ca _{0,87} Mg _{0,08}) _{0,95} (Ti _{0,68} Al _{0,20} Fe _{0,14} Y _{0,03}) _{1,05} Si _{1,00} O ₄ O _{0,63} (OH) _{0,37}
7	45.69	0.36	10.32	13.68	—	12.44	10.24	2.65	—	95.62	Магнезильная роговая обманка	(Na _{0,38} K _{0,05}) _{0,43} (Ca _{1,62} Na _{0,38}) _{2,00} (Mg _{2,74} Fe _{1,69} Al _{0,53} Ti _{0,04}) _{5,00} (Si _{6,74} Al _{1,26} 8,00O ₂₂ (OH) ₂)
8	37.52	—	22.41	13.52	0.61	—	23.15	—	—	97.21	Эпилот	(Ca _{1,97} Mn _{0,03}) _{2,00} (Al _{2,10} Fe _{0,89} Mn _{0,01}) _{3,00} Si _{3,00} O ₁₂ (OH)
9	27.13	—	19.26	22.1	0.35	18.22	—	—	—	87.30	Хлорит	(Fe _{1,93} Mn _{0,03} Mg _{2,83} Co _{0,02} Al _{1,18}) _{5,99} Al _{1,00} (Si _{2,82} Al _{0,18}) _{4,00} O ₁₀ (OH) ₈
10	30.59	34.04	2.54	2.28	—	0.85	26.88	—	—	97.18	Титанит	(Ca _{0,95} Mg _{0,04}) _{0,99} (Ti _{0,84} Al _{0,10} Fe _{0,06}) _{1,00} Si _{1,01} O ₄ O _{0,84} (OH) _{0,16}
11	—	11.98	—	78.08	—	—	—	—	0.71	91.27	Магнетит	(Fe _{2,60} Ti _{0,36} Y _{0,02} Co _{0,02}) _{3,00} O ₄
12	49.62	—	4.62	16.04	0.51	12.79	12.25	0.64	—	96.47	Магнезильная роговая обманка	Na _{0,19} (Ca _{1,94} Na _{0,06}) _{2,00} (Mg _{2,83} Fe _{1,98} Mn _{0,06} Al _{0,13}) _{5,00} (Si _{7,33} Al _{0,67} 8,00O ₂₂ (OH) ₂)
13	41.04	1.53	12.95	20.32	0.54	7.68	11.4	1.72	—	97.18	Феррочермакит	(Na _{0,36} K _{0,14}) _{0,50} (Ca _{1,84} Na _{0,16}) _{2,00} (Mg _{1,71} Fe _{2,56} Mn _{0,07} Al _{0,48} Ti _{0,18}) _{5,00} (Si _{6,18} Al _{1,82} 8,00O ₂₂ (OH) ₂)
14	65.89	—	20.3	0.98	—	—	1.25	10.92	—	99.34	Альбит	(Na _{0,94} Ca _{0,06}) _{1,00} (Al _{0,98} Fe _{0,04}) _{1,02} (Si _{2,92} Al _{0,08}) _{3,00} O ₈
15	28.69	—	17.4	21.23	0.51	18.96	—	—	—	86.79	Хлорит	(Fe _{1,83} Mn _{0,06} Mg _{2,94} Co _{0,02} Al _{1,11}) _{5,96} Al _{1,00} (Si _{2,98} Al _{0,02}) _{4,00} O ₁₀ (OH) ₈
16	30.69	30.52	4.31	2.84	—	0.66	27.26	—	—	96.28	Титанит	(Ca _{0,96} Mg _{0,03}) _{0,99} (Ti _{0,75} Al _{0,17} Fe _{0,08}) _{1,00} Si _{1,01} O ₄ O _{0,75} (OH) _{0,25}

Примечания. Кроме того, в анализах: 3 – 0.29Cr₂O₃, 7 – 0.24K₂O, 9 и 11 – 0.24 и 0.50CoO, соответственно; 1 – 6 – измененное габро (обр. С-10-08Е), 7 – 11 – измененный базальт (С-10-19А), прочие – сланец (С-10-09А).

Все железо как двухвалентное. Порядковые номера соответствуют номерам точек, в которых производились анализы.

Таблица 6. Химический состав минералов габбро авдокимовского комплекса из включений (Каменский аллохтон), мас. %

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Минерал	Формула
1	43.12	0.31	11.24	19.66	0.31	10.02	11.03	1.40	0.30	97.39	Чермакит	(Na _{0,14} K _{0,06}) _{0,20} (Ca _{1,74} Na _{0,26}) _{2,00} (Fe _{2,42} Mg _{2,21} Mn _{0,04} Al _{0,30} Ti _{0,03}) _{5,00} (Si _{6,35} Al _{1,65}) _{8,00} O ₂₂ (OH) ₂
2	45.41	0.41	8.78	16.52	0.38	11.98	11.54	1.56	0.43	97.01	Магнезильная роговая обманка	(Na _{0,37} K _{0,08}) _{0,45} (Ca _{1,83} Na _{0,17}) _{2,00} (Fe _{2,04} Mg _{2,63} Mn _{0,05} Al _{0,23} Ti _{0,05}) _{5,00} (Si _{6,70} Al _{1,30}) _{8,00} O ₂₂ (OH) ₂
3	38.08	–	23.59	12.04	0.36	–	23.91	–	–	97.98	Эпидот	Ca _{2,01} (Al _{2,18} Fe _{0,79} Mn _{0,02}) _{2,99} Si _{3,00} O ₁₂ (OH)
4	27.14	–	20.46	22.40	–	17.74	–	–	–	87.74	Хлорит	(Mg _{2,73} Fe _{1,93} Al _{1,29}) _{5,95} Al _{1,00} (Si _{2,80} Al _{0,20}) _{3,00} O ₁₀ (OH) ₈
5	26.74	–	15.84	26.15	0.51	13.97	0.19	–	–	83.40	Хлорит	(Mg _{2,34} Fe _{2,46} Mn _{0,05} Al _{1,10}) _{5,85} Al _{1,00} Si _{3,00} O ₁₀ (OH) ₈
6	–	–	–	0.34	–	–	56.30	–	–	102.80*	Апатит	Ca _{5,01} (PO ₄) _{2,99} F _{0,96} (OH) _{0,04}
7	–	44.44	–	52.74	2.24	–	–	–	–	99.42	Ильменит	(Fe _{1,11} Mn _{0,05}) _{1,16} (TiO ₃) _{0,84}
8	27.37	36.47	0.88	1.56	–	–	28.60	–	–	95.83	Титанит	Ca _{1,04} (Ti _{0,93} Fe _{0,04} Al _{0,04} Sc _{0,01} V _{0,01}) _{1,03} Si _{0,93} O ₄ O _{0,90} (OH) _{0,10}
9	0.86	8.94	–	80.61	–	–	0.91	–	–	92.00	Магнетит	(Fe _{2,71} Ti _{0,27} V _{0,02}) _{3,00} O ₄

Примечания. 6 – 3.64F и 42.52R₂O₅, 8 – 0.56V₂O₅ и 0.39Sc₂O₃, 9 – 0.68V₂O₅;* – O=F₂; Σ = 102.80 – 1.53 = 101.27; 2, 5, 6, 8, 9 – обр. Л-10-1, прочие – обр. Л-10-1А. Все железо как двухвалентное. Порядковые номера соответствуют номерам точек, в которых производились анализы.

Подробно породы палеоценового комплекса рассмотрены в предыдущих публикациях (Казаченко и др., 2013; Перевозникова и др., 2018; Перевозникова, Казаченко, 2017; Казаченко и др., 2019).

Результаты петрохимических, геохимических и изотопных исследований

В результате выполненных в последние годы исследований определены содержания порообразующих и редких элементов (Приложение, табл. 1–5), и изотопные отношения Nd (табл. 1, 2) в базитах и ультрабазитах массивов Владимиро-Александровский и Дальнего Кута, сергеевского, авдокимовского и калиновского комплексов, а также в породах палеоценовых эксплозивных структур Сихотэ-Алиня. Базиты сергеевского и калиновского комплексов относятся преимущественно к толеитовой и высококалийевой известково-щелочной сериям. На разнообразных петрохимических диаграммах (Приложение, рис. 1) габброиды Владимиро-Александровского массива, калиновского и сергеевского комплексов обычно образуют три общих тренда или поля – ультрабазитов малоглиноземистой (дунит-перидотит-пироксенитовой) и глиноземистой (дунит-троктолит-анортозитовой) серий, а также габбро, базальтов и диабазов. Судя по REE-спектрам для пород Владимиро-Александровского массива, сергеевских и каменных габброидов характерно обогащение легкими REE относительно тяжелых, а для присутствующих в них включений базитов авдокимовского комплекса, а также для ультрабазитов Бреевского аллохтона и дунитового массива с. Дальний Кут – тяжелыми относительно легких (Приложение, рис. 2, табл. 4). Ультрабазиты Бреевского аллохтона отличаются от основных пород окрестностей с. Сергеевка и Каменка высокими содержаниями Cr, Ni, Cu, Zn (табл. 1).

Состав слагающих палеоценовые эксплозивные структуры магматических пород, согласно петрохимическим данным (Приложение, табл. 2, 3) изменяется от ультраосновного до среднего и от субщелочного до щелочного (Приложение, рис. 3). Магматические породы характеризуются преобладанием K над Na ($K_2O/Na_2O = 1.1–10.2$, а иногда и более). За редким исключением, они обогащены Cl, содержание которого иногда достигает 0.77 мас. %. Породам палеоценового комплекса свойственно переменное, но в целом высокое содержание Fe, Ti и P, постоянное наличие Cl (десять доли мас. %) в слюдах, амфиболах и в апатите.

Флогопит-оливиновые породы дайковой фации относятся к щелочным ультраосновным, ультражелезистым и высокомагнезиальным породам калиевой серии ($K_2O/Na_2O \geq 9$). Для них характерно низкое содержание TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , CaO и Na_2O и необычайно высокое содержание

MnO (Приложение, табл. 2, 3). Флогопит-оливиновые породы обогащены Cl, Co, Ni, Zn, Nb, Rb, Zr, Sn и Ba (Приложение, табл. 5).

Слюдисто-полевошпатовые породы слагают расслоенные тела с мощностью прослоев от десятых долей мм до нескольких десятков см. Минеральный состав прослоев изменяется от слюдистого до полевошпатового с небольшим количеством слюды (Приложение, рис. 4). Химический состав прослоев изучен на микроанализаторе методом многократного площадного сканирования разных участков и определения средних содержаний порообразующих оксидов (Приложение, табл. 2). Согласно полученным данным (Приложение, табл. 2, 3), слюдисто-полевошпатовые породы, отличающиеся низким содержанием MgO , переменным, но в целом высоким содержанием ($FeO + Fe_2O_3$), P_2O_5 и TiO_2 , располагаются в поле щелочных пород (Приложение, рис. 3). Калий обычно преобладает над Na ($K_2O/Na_2O = 1.01–6.57$), но встречаются и обратные соотношения. Эти породы являются продуктами кристаллизации не расслоенной магмы основного состава (поле I на рис. 3 Приложения) и расслоенной в потоке – на ультраосновную богатую летучими и Fe (поле II на рис. 3 Приложения) и среднюю, бедную ими (поле III на рис. 3 Приложения) (Перевозникова и др., 2018).

Горнblendиты – субщелочные породы, обогащены Cl, V, Cr, Ni и Zn, а амфибол-полевошпатовые породы, имеющие основной состав – Ca, Ti, V, Cr, Ni, Sr, Zr, Nb, Mo, Ba, REE и W (Перевозникова и др., 2018).

Из имеющегося на данный момент авторского аналитического материала по базит-гипербазитовым комплексам Сихотэ-Алиня для данной статьи основное значение имеют величины $^{143}Nd/^{144}Nd$ и Sm/Nd , а также Zr/Y и Nb/Y , сопряженное изменение которых, как следует из анализа большого объема литературных данных (см. ниже), позволяет получить информацию об источнике вещества.

Значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах Владимиро-Александровского массива и калиновского и сергеевского комплексов изменяются в относительно небольших пределах, несколько отличаясь от современного значения в примитивной мантии (BSE), главным образом, в большую (калиновский комплекс) или меньшую (прочие) сторону. Габброиды авдокимовского комплекса из включений в породах сергеевского комплекса отличаются более высокими значениями $^{143}Nd/^{144}Nd$, в отдельных случаях приближающимися к значениям в деплетированной мантии. Породы палеоценового комплекса по значениям этого параметра занимают промежуточное положение. Для пород Владимиро-Александровского массива, калиновского комплекса и включений базитов в породах сергеевского комплекса характерным является за-

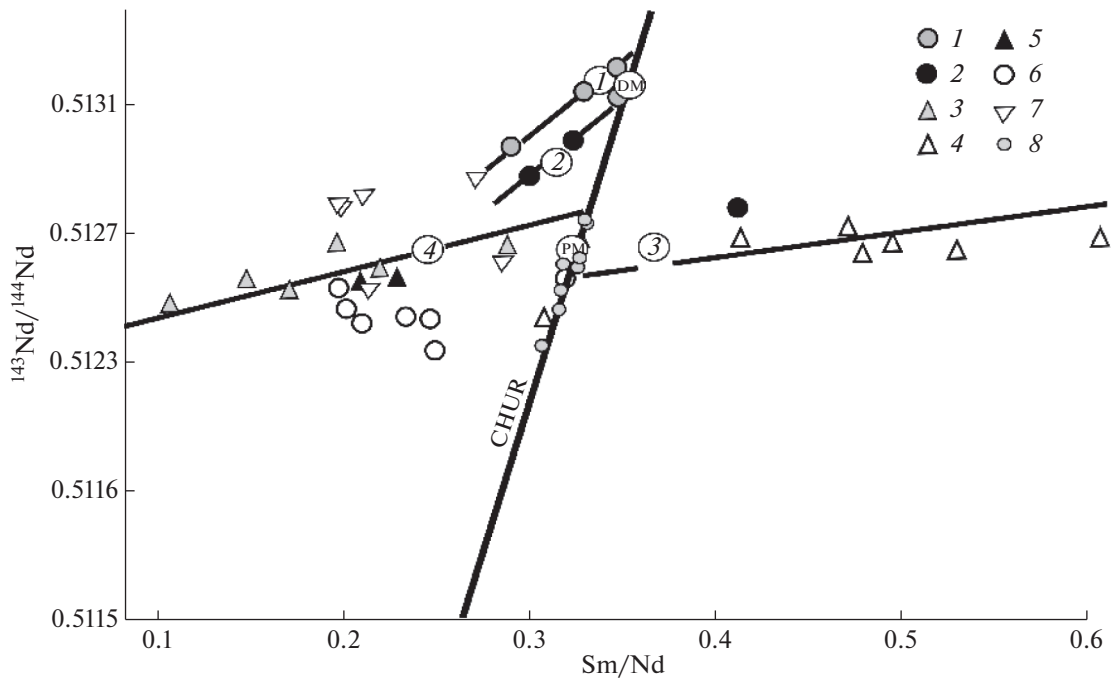


Рис. 3. Положение точек пород некоторых базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – Sm/Nd . 1, 2: Метагаббро авдокимовского комплекса из включений в базитах сергеевского комплекса (1), перидотиты массива окрестностей с. Дальний Кут (2); 3–6: дуниты, троктолиты и анортозиты Владимиро-Александровского массива (3), бреевские троктолиты, оливиниты и другие породы (4), каменские (5) и сергеевские (6) габбро; 7 – горнблендиты, флогопит-оливиновые, слюдисто-полевошпатовые, амфибол-полевошпатовые и другие породы палеоценового комплекса; 8 – хондриты по (Костицын, 2004); DM и PM (в кружках) – деплетированная по (DePaolo et al., 1991) и примитивная (Wasserburg et al., 1981) мантии, соответственно; цифры в кружках – номера трендов. Используются измеренные отношения изотопов и концентрации элементов.

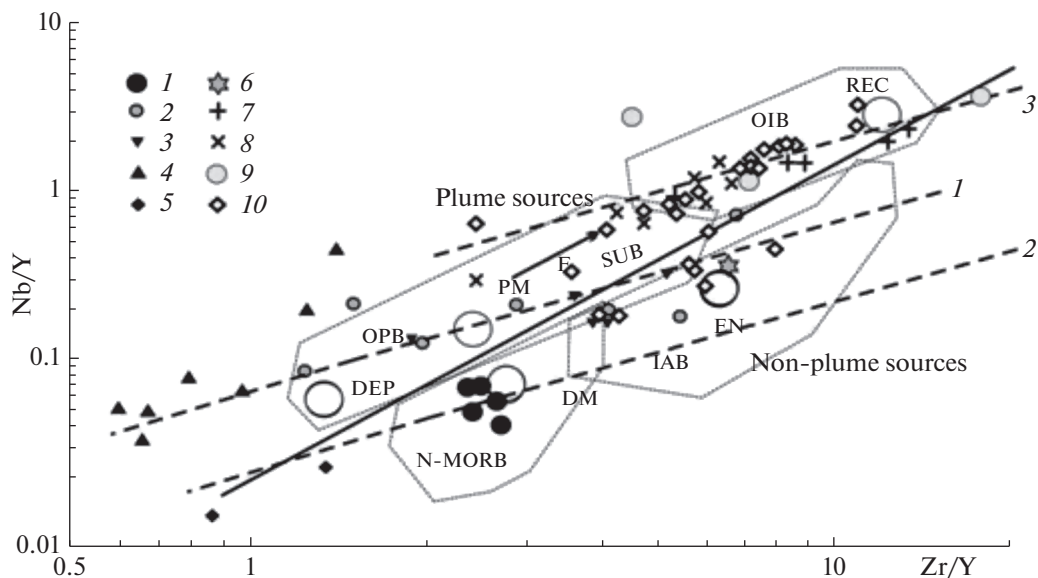


Рис. 4. Положение точек габброидов Сихотэ-Алиня на диаграмме Nb/Y – Zr/Y (Condie, 2005). 1–6 – габброиды Сихотэ-Алиня: метагаббро авдокимовского комплекса (1), сергеевские и каменские габброиды (2), габброиды владимиро-александровские (3), бреевские (4), Дальнего Кута (5), диориты бухты Мелководной (6); 7, 8 – породы explosивных структур палеоценового ультраосновного-среднего щелочного-субщелочного комплекса Таухинского террейна Сихотэ-Алиня (Перевозникова, Казаченко, 2017); родингиты (7) и магматические амфибол-полевошпатовые и слюдисто-полевошпатовые породы (8); 9, 10 – меймечиты (9) и платогаббро (10) Сихотэ-Алиня (Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России, 2006). Тренды 1–3 выделены на основании закономерного расположения точек пород базит-гипербазитовых комплексов на диаграммах Nb/Y – Zr/Y , построенных по литературным данным (см. ниже).

кономерное сопряженное изменение параметров $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Sm/Nd , вследствие чего их точки на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-\text{Sm}/\text{Nd}$ (рис. 3) образуют хорошо выраженные тренды. Для пород палеоценового комплекса, точки которых на диаграмме образуют поле, подобная закономерность не характерна.

Большинство точек пород авдокимовского комплекса из включений в сергеевских и каменных габброидах на диаграмме (рис. 4) размещены вблизи точки верхней деплетированной мантии (в поле N-MORB). На диаграмме, кроме того, четко проявлен тренд (1), начинающийся вблизи точки примитивной мантии, на котором располагаются все точки сергеевских габброидов и владими́ро-александровских ультрабазитов. Две точки каменных габброидов из-за высокого Zr/Y -отношения расположены примерно на продолжении этого тренда за пределами рисунка. Точки магматических пород Мокрушинской площади на диаграмме $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{Y}$ образуют тренд, начинающийся в точке рециклированной коры (рис. 4). Исключение составляют флогопит-оливиновые породы Мокрушинской площади с очень высоким значением Zr/Y (точка расположена за пределами диаграммы).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На диаграмме (рис. 5) точки пород офиолитовых комплексов, трапповых провинций, отдельных расслоенных интрузий, базальтов крупных изверженных провинций, с мантийными по авторам публикаций источниками вещества образуют две обособленные друг от друга группы хорошо выраженных трендов. Тренды начинаются (или их продолжения проходят) вблизи точки DM или PM (в зависимости от источника магматического материала) и протягиваются в область с более высокими, характерными для реститов (Фор, 1989) и более низкими (для магматических пород) значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Sm/Nd . Магматические образования Довыренского комплекса на диаграмме образуют два тренда, соответствующих относительно близким (судя по углам наклона) по возрасту интрузивным породам и базальтам или высокотитанистым базальтам с двумя разными источниками магматического материала – сильно деплетированным (DM) и сильно обогащенным, что в полной мере соответствует выводам авторов публикации (Арискин и др., 2015). Точки подушечных лав, габбро офиолитового комплекса и породы пикробазальт-тоналитовой серии силло-дайкового комплекса хр. Дариби образуют три отдельных тренда, указывающих на источник вещества, близкий к DM. Для пикробазальт-тоналитовой серии силло-дайкового комплекса характерен значительный разброс точек на диаграмме из-за контаминации коровым материа-

лом (или сложного, по авторам, взаимодействия расплавов из разных источников). Точки палеозойских долеритов дайковых “роев” восточной части Фенноскандинавского щита, тоже связанных с мантийным источником магм, вместо тренда образуют поле, вытянутое в сторону точки DM. Разброс точек в этом случае связан, очевидно, с тем, что, как отмечают авторы (Арзамасцев, Ву, 2014), типичные для дайковых тел широкие вариации первичных изотопных составов Nd обусловлены, по-видимому, контаминацией коровым материалом в процессе подъема к поверхности и при консолидации в условиях относительно маломощных расколов докембрийского фундамента. Несколько различающиеся по возрасту метагабброиды, трахитоидные габбро-нориты и массивные габбро-нориты Монче-Тундры образуют самостоятельные сближенные тренды, положение которых указывает на общий источник, близкий к PM.

Магматические породы, тренды которых на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-\text{Sm}/\text{Nd}$ начинаются вблизи точки DM, отнесены авторами публикаций, в основном, к офиолитовым комплексам. На диаграмме $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{Y}$ их точки, нередко с большим разбросом, группируются около условно выделенного тренда 2 (рис. 6а), проходящего через точку DM.

Точки, относящиеся к трендам второй группы (рис. 5), включающей породы трапповых формаций, отдельных расслоенных и нерасслоенных базит-гипербазитовых интрузий и базальтов крупных изверженных провинций на диаграмме $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{Y}$ образуют хорошо выраженные тренды, начинающиеся, как правило, у точки PM и совпадающие с условно выделяемым трендом 1. Рис. 6б, 7, 8 в качестве примеров иллюстрируют положение точек вулканических и интрузивных пород трапповой формации Норильского района, интрузивных пород массивов и даек друзитового комплекса (рис. 8а) и расслоенных массивов (рис. 8б) Карело-Кольского района, Чинейского, Дунгжугурского и Довыренского комплексов. На этом же тренде располагаются точки долеритов Кольского полуострова, пермо-триасовых базальтов Сибирской крупной изверженной провинции – по данным из работы А.Э. Исоха с соавторами (Изох и др., 2016), Онекского интрузивного комплекса трапповой формации Сибири – по данным Ю.Р. Васильева с соавторами (Васильев и др., 2008), и многих других магматических образований.

На этом же тренде, как исключение, располагаются и точки пород Дунгжугурского офиолитового комплекса (Восточные Саяны). Е.В. Скляр с соавторами (Скляр и др., 2016) отмечают, что возможной причиной формирования пород дунгжугурского офиолитового комплекса с низкими

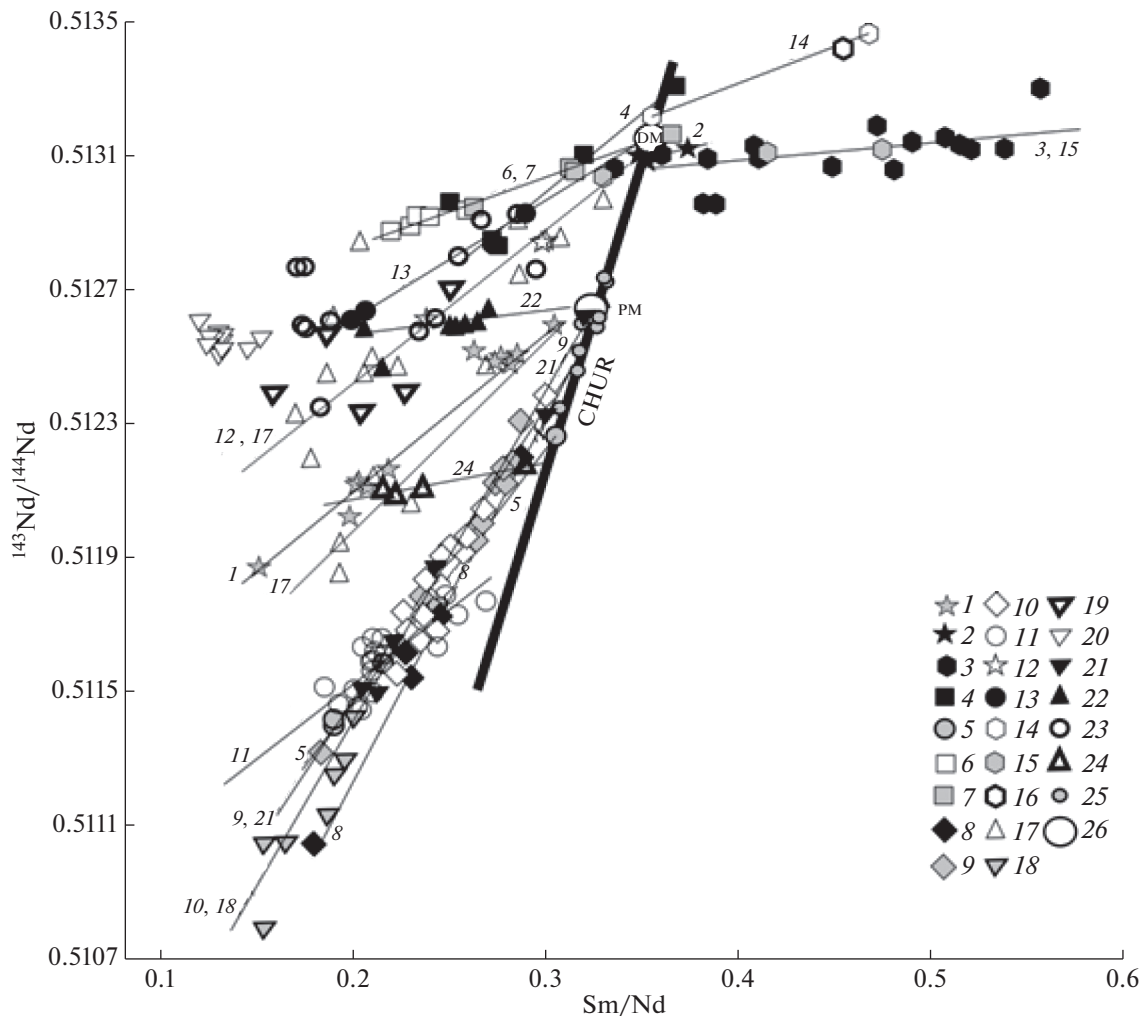


Рис. 5. Положение точек пород некоторых базит-гипербазитовых комплексов с мантийными источниками вещества на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – Sm/Nd (использованы измеренные отношения изотопов и концентрации элементов). 1 – базальты, андезибазальты, андезиты, бониниты, диабазы, габбро и другие породы Дунгжугурского офиолитового комплекса, Восточные Саяны (Скляр и др., 2016); 2 – метабазальты офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорда в Западной Норвегии (Furnes et al., 2003); 3 – габброидные (габбро-нориты, габбро) интрузии офиолитов Xigaze, Тибет (Liu et al., 2018); 4 – раннекембрийские базальты Озерной зоны Монголии (Коваленко и др., 2016); 5 – анортозиты и габбро-нориты Чинейского массива (Гонгалский, 2012); 6, 7 – Хорасюрский массив: гранитоиды, монцодиориты и плагиограниты (6) и габбро и габбро-нориты (7) (Ронкин и др., 2012); 8–10 – Монче-Тундра: метагабброиды (8), трахитоидные габбро-нориты (9) и массивные габбро-нориты (10) (Кунаккузин и др., 2015); Довыренский интрузивный комплекс, Северное Прибайкалье (Арискин и др., 2015); 11, 12 – габбро-нориты, дуниты, пикродолериты, верлиты, лерцолиты, диабазы и базальты (11), высокотитанистые базальты (12); 13 – субщелочные габбро, тералиты, основные фойдолиты и карбонатиты Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (Врублевский, 2015); 14–17 – породы хребта Дариби, Монголия (Коваленко и др., 2014): подушечные лавы (базальты) (14), офиолиты – габбро (15) и пироксенит (16), породы пикробазальт-тоналитовой серии силло-дайкового комплекса (базальты, пикробазальты, андезибазальты, андезидациты, диориты, тоналиты, риолиты, диабазы, граниты, трондземиты (17); 18 – Низъяврский массив (Петровский, 2019); 19 – фойлиты, фойлит-пегматиты, щелочные сиениты и трахитобазальты Среднетатарского и Ягоднинского щелочных массивов Енисейского кряжа (Романова и др., 2012); 20 – кимберлиты Якутии (Каргин и др., 2010); 21 – плагиоклазовые лерцолиты Сорайокского и метагаббро и оливиновые габбро-нориты Пойойвского массивов Южно-Ковдорского района, Карело-Кольский регион (Криволицкая, 2013); 22 – габбро-долериты Хараелахского интрузива, СКВ. ЗФ-12 (Криволицкая, 2013); 23 – палеозойские “рои” долеритовых даек Кольского п-ва (Арзамасцев и др., 2017); 24 – толеитовые базальты Надеждинской свиты Микчангинского покрова трапповой формации Карело-Кольского района (Криволицкая, 2013); 25 – хондриты по (Костицын, 2004); 26 – точки мантийных источников; PM (BSE) – примитивная мантия (однородный хондритовый резервуар) (Wasserburg et al., 1981); DM – деплетированная мантия по (DePaolo et al., 1991). Номера у трендов на рисунке соответствуют номерам условных обозначений.

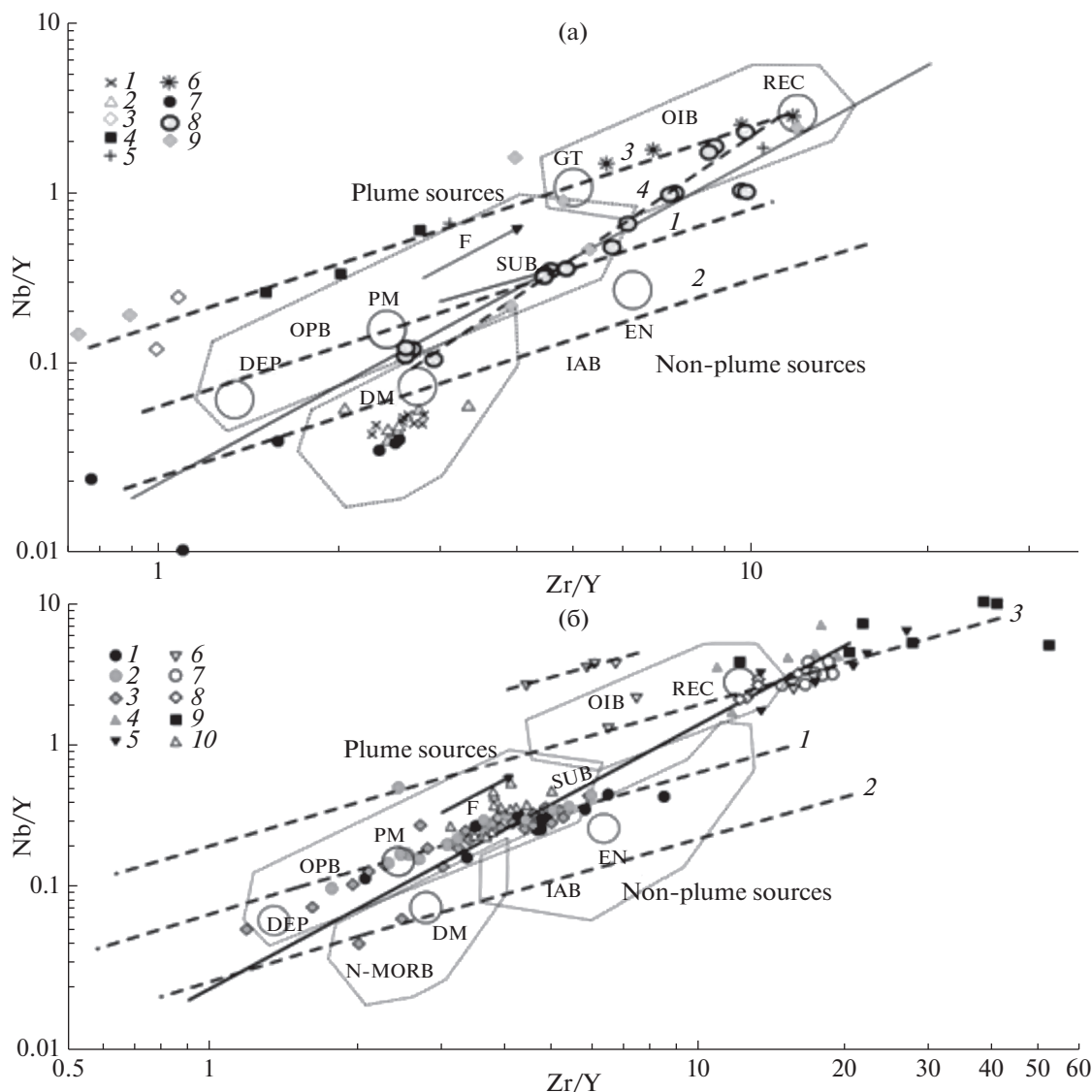


Рис. 6. Положение точек пород некоторых комплексов на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005). а – 1–7 – магматические породы офиолитов шовной зоны Ярлунг Цангпо, Тибет (Yarlung-Zangbosuturezone, Tibet): 1–6 – по данным Б. Ся с соавторами (Xia et al., 2003): базальты (1), диабазы (2), габбро (3), гарцбургиты и дуниты (4), перидотиты (5) и троктолиты (6); 7 – по данным Г. Чана с соавторами (Chan et al., 2013) – габбро и диабазы; 8 – толеиты Императорско-Гавайской цепи вулканов по данным М. Регелоса с соавторами (Regelous et al., 2003); 9 – Верхнепетропавловский массив (Врублевский, 2015). б – 1 – чинейский комплекс: габброиды Майлавского, Чинейского и Луктурского массивов, габбронориты Главной дайки Удоканского месторождения и трахидолериты дайковой серии Удоканской мульды (Гонгальский, 2010); 2 – базальты, андезибазальты, адезиты, бониниты, диабазы, габбро и другие породы Дунгжугурского офиолитового комплекса (Восточные Саяны) по данным Е.В. Склярова с соавторами (Скляров и др., 2016); 3 – Довыренский магматический комплекс (Арискин и др., 2015): интрузивные габброиды, вулканические базальты и диабазы; 4 – щелочные сиениты Низъяврского щелочного массива (Кольский п-ов) (Петровский, 2019); 5, 6 – фойяиты, щелочные сиениты и трахитбазальты Среднетатарского (5) и Ягоднинского (6) щелочных массивов Енисейского кряжа (Романова и др., 2012); 7, 8 – меймечиты Маймеча-Котуйской провинции Сибири: по данным Ю.Р. Васильева и М.П. Горы (Васильев, Гора, 2014) (7) и (дуниты и меймечиты Гулинского массива) по данным А.В. Соболева с соавторами (Соболев и др., 2009) (8); 9 – кимберлиты Карелии (Устинов и др., 2009); 10 – долериты Кольского п-ва (Арзамасцев и др., 2017). Пунктирными линиями показаны тренды состава пород. Арабские цифры соответствуют номерам трендов (см. текст). Поля пород и точки составов по К. Конди (Condie, 2005): OIB – базальты океанических островов, OPB – базальты океанических плато, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAB – островодужные базальты, REC – рециклированная компонента, EN – обогащенная компонента, EM1 и EM2 – обогащенная мантия двух типов, NIMU – обогащенная U + Th/Pb мантия; PM – примитивная мантия, DM – верхняя деплетированная мантия, DEP – нижняя деплетированная мантия.

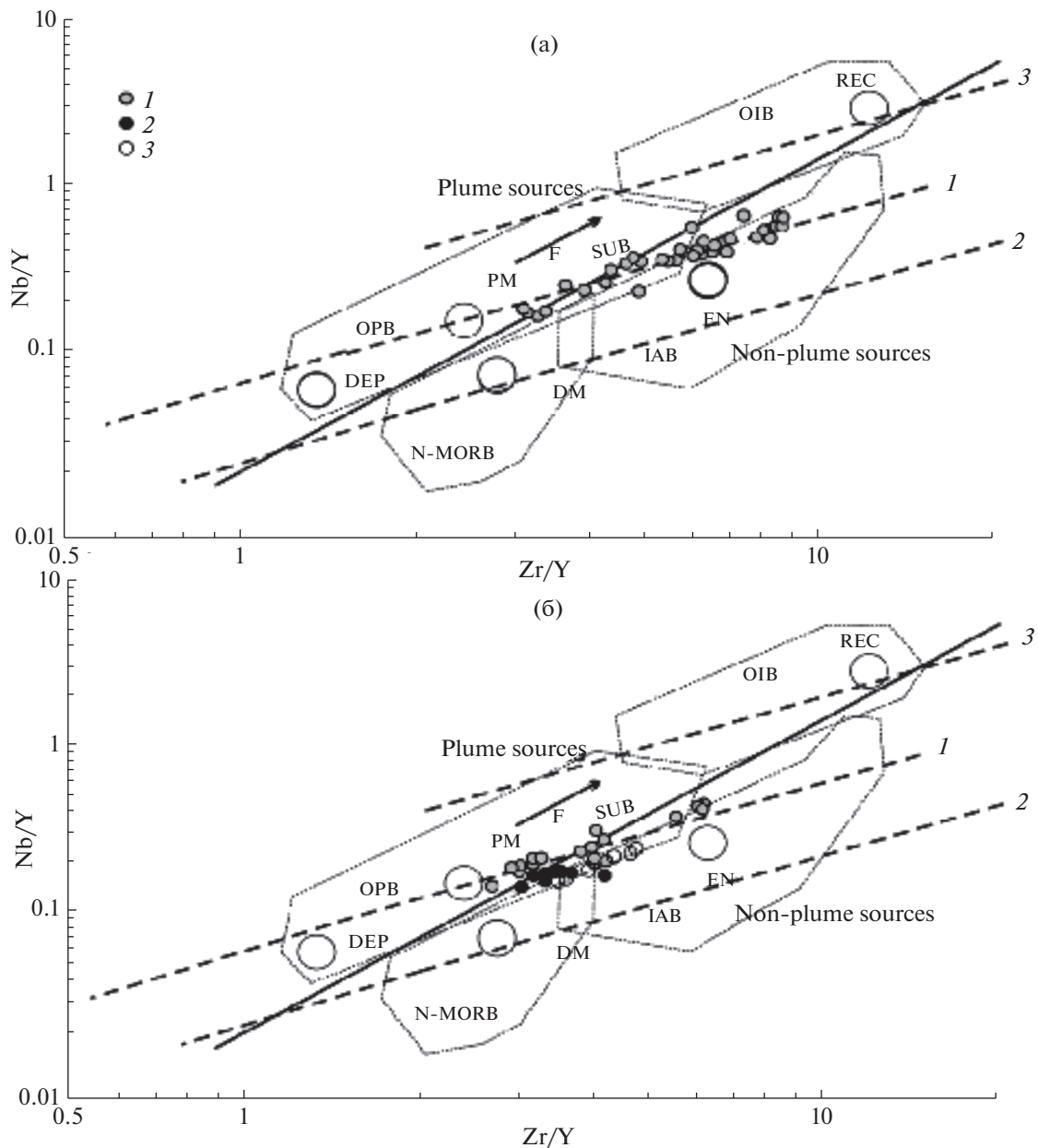


Рис. 7. Положение точек базальтов туфо-лавова толщи (а) и габбро-долеритов Норильской мульды, Микчандинского и Масловского массивов (б) Норильского района на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005). 1 – базальты туфо-лавова толщи (на рис. 7а) и габбро-долериты Норильской мульды (на рис. 7б); 2, 3 – габбро-долериты Микчиданского (2) и Масловского (3) массивов. Исходные данные заимствованы из (Криволуцкая, 2013).

относительно деплетированной мантии ($\epsilon\text{Nd}(1020) = +7.8$) величинами $\epsilon\text{Nd}(T)$ может быть участие плюмового источника. Это, по нашим данным, согласуется с положением точек пород как на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – Sm/Nd (рис. 5), так и на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 6б), что указывает на мантийный источник, по изотопным отношениям Sm и Nd и соотношениям значений Nb/Y и Zr/Y, близкий к примитивной мантии (см. ниже). Однако, такому предположению, по мнению Е.В. Складорова с соавторами, противоречит нали-

чие отрицательной Nb–Ta аномалии и положение пород на диаграмме Ce/Nb–Th/Nb вблизи линии надсубдукционных выделок. Они предполагают, что формирование расплавов пород дунжугурского офиолитового комплекса происходило посредством частичного плавления верхней мантии, измененной расплавами и флюидами, продуцированными при плавлении субдуцирующей океанической плиты, в состав которой входили осадочные породы с древними коровыми Nd изотопными характеристиками.

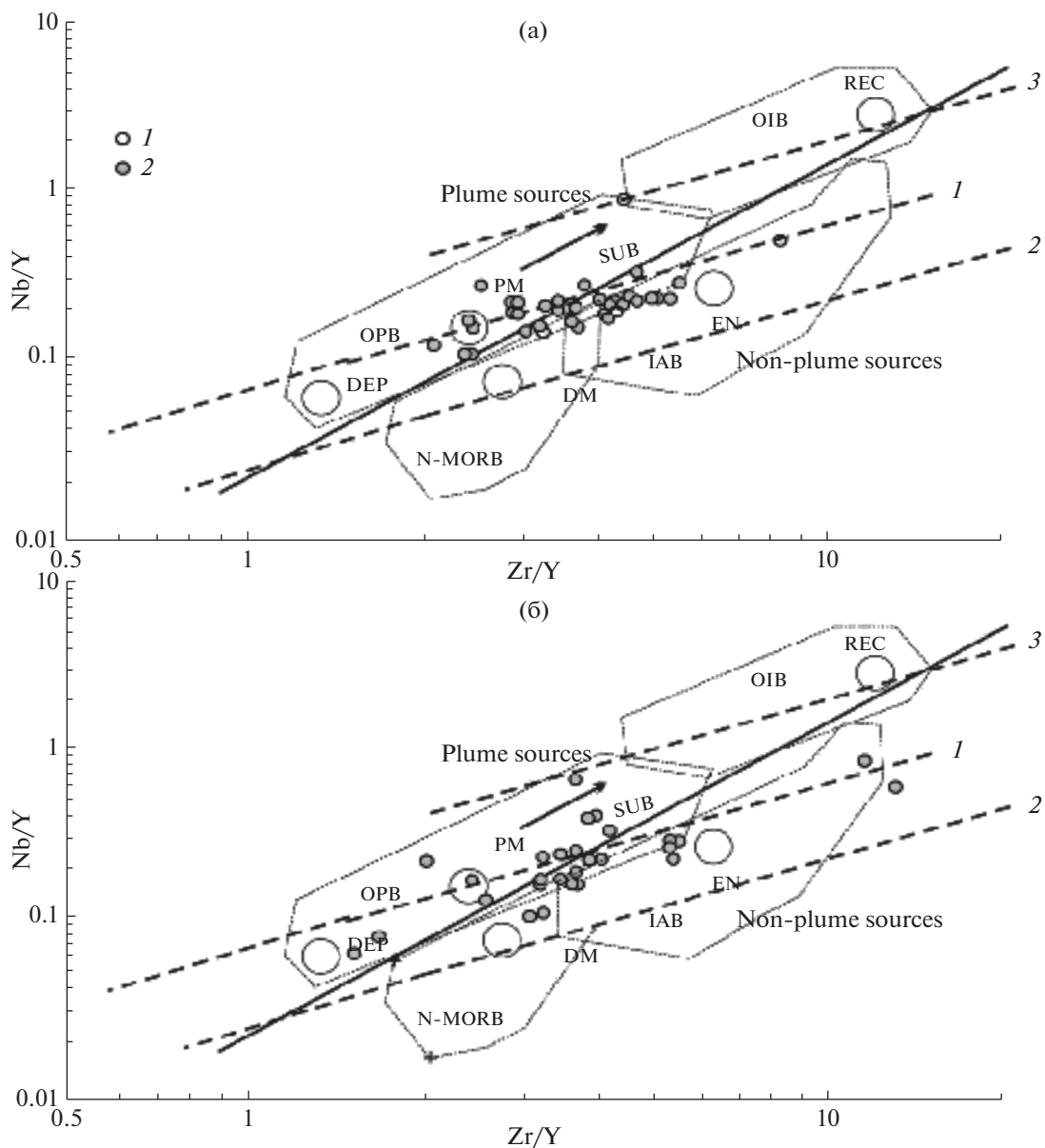


Рис. 8. Положение точек интрузивных пород массивов и даек друзитового комплекса (а) и расслоенных массивов (б) Карело-Кольского района на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005). а – 1 – плагиоклазовые лерцолиты и другие породы Сорайокского и метагаббро и оливиновые габбро-нориты Пойойвского массивов, 2 – метагабброиды и плагиоамфиболиты высоты 403 м, габбро-нориты и лерцолиты г. Перчатка, р. Каменка, гранатовые амфиболиты и плагиоамфиболиты г. Крутая, лерцолиты и оливиновые габбро в. 463.9 м, амфиболовые метагаббро, амфиболиты и плагиоамфиболиты г. Нора и г. Рагутчане, Гроб-Тундра, г. Левойва, г. Рестивара, р. Нора, г. Коитиовара, в. 408.8 м, в. 391.2 м и г. Лайст-Тундра. Исходные данные заимствованы из (Криволуцкая, 2013). б – габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты и другие породы расслоенных массивов Мончегорского, г. Травяной, г. Монча, г. Сопча, Главного Хребта, Умбареченского, Панского, Федоровская тундра, Кивакского, Бураковского. Исходные данные заимствованы из (Криволуцкая, 2013).

Породы с мантийным источником, по изотопным отношениям Sm и Nd и соотношениям значений Nb/Y и Zr/Y близким к PM (см. ниже), нередко присутствуют в составе надсубдукционных офиолитовых комплексов вместе с породами, образовавшимися в результате частичного плавления мантийного источника, близкого по этим характе-

ристикам к DM. По данным Г.Б. Ферштатера с соавторами (Ферштатер и др., 1999), существование разных по составу мантийного источника серий свойственно большинству ультрамафит-мафитовых ассоциаций. На диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd точки платиноносной (по Ю.Л. Ронкину с соавторами) ассоциации (габбро амфиболовое, габб-

ро-норит и два образца оливинового габбро) Харасюртовского массива образуют тренд, указывающий на источник, близкий к DM (рис. 5), что согласуется с выводами авторов публикации (Ронкин и др., 2012), предполагающих для этих пород значительно истощенный мантийный источник.

Возникновение пород, точки которых на диаграмме Nb/Y–Zr/Y располагаются на тренде 2 (рис. 6б, 7, 8), обычно связывают с процессами образования крупных рифтовых систем. Можно полагать, что такие породы, тренды которых на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd начинаются вблизи точки PM, имеют более глубокий по сравнению с верхней мантией или DM источник магматического материала. Этот источник по соотношению значений Nb/Y и Zr/Y и по изотопным отношениям Sm и Nd, ближе к PM (BSE), чем к DM.

На диаграмме Nb/Y–Zr/Y присутствует еще один тренд (3), параллельный двум упомянутым выше (рис. 6а, 6б). Он проходит через точку рециклированной коры. На этом тренде располагаются, в частности, точки щелочных сиенитов Низьяврского щелочного массива (Кольский п-ов), пород Среднетатарского и Ягоднинского щелочных массивов Енисейского кряжа, Верхнепетропавловского щелочно-базитового массива Кузнецкого Алатау, меймечитов Маймеча-Котуйской провинции Сибири, кимберлитов Карелии (рис. 6б), алмазоносных районов Якутии, Средне-Мархинского района, Золотицкого поля и других регионов (точки пород не вынесены на диаграмму), а также мантийных перидотитов надсубдукционного офиолитового комплекса Южного Тибета. Легко заметить, что тренды пород магматических комплексов начинаются у точки рециклированной компоненты и протягиваются от нее вправо или влево вдоль тренда 3. На диаграмме (рис. 5) точки пород, источником магм которых являлась рециклированная кора (?), редко образуют хорошо выраженные тренды и обычно располагаются на удалении от точек мантийных резервуаров. Отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd в таких породах, по-видимому, могут существенно изменяться. Во многих случаях, как видно из рис. 5, они, возможно, наследуют преимущественно характеристики либо продуктов частичного плавления мантийного источника (PM) (Низьяврский щелочной массив), либо магматических пород рециклировавшейся океанической коры (продуктов плавления DM) (Низьяврский, Среднетатарский и Ягоднинский щелочные массивы). Известны породы, образовавшиеся в результате смешения магм двух источников. Примером являются толеиты Императорско-Гавайской цепи вулканов, образовавшиеся в результате смешения продуктов частичного плавления вещества рециклированной коры (?) и деплетированной мантии, или по М. Регелосу с соавторами (Regelous et al., 2003) гавайских

лав и MORB Восточно-Тихоокеанского хребта. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y их точки образуют тренд, протягивающийся от точки рециклированной коры к точке деплетированной мантии (рис. 6а, тренд 4).

Таким образом, на приведенных выше диаграммах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd и Zr/Y–Nb/Y, построенных на большом литературном материале, видны эмпирические закономерности, позволяющие систематизировать породы по источникам вещества. На диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd тренды состава пород представляют собой изохроны в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd. В первом приближении (без учета разницы между модельными и изохронными возрастными) они всегда проходят через точку с современными значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Sm/Nd в источнике, т.е. прямо указывают на него. Их наклон зависит от возраста пород. Диаграмма Zr/Y–Nb/Y (Condie, 2005) обычно применяется для определения геодинамических обстановок образования и источников вещества толеитовых базальтов. В данной статье предложен ее модифицированный вариант с тремя выделенными трендами в зависимости от мантийного резервуара, применимый в случае любых пород с мантийным источником вещества, в том числе реститов, кумулятов и пород расслоенных магматических комплексов. Закономерности, позволяющие использовать диаграмму Zr/Y–Nb/Y для систематики любых пород по мантийным источникам вещества, выражаются в сопряженном изменении значений Zr/Y и Nb/Y с образованием параллельных трендов, на продолжении которых располагаются точки источников вещества. Базирующиеся на них выводы об источниках вещества согласуются с выводами, вытекающими из положения точек пород на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd, и, самое главное, с выводами авторов публикаций (из которых для построения трендов заимствованы исходные данные), полученными другими способами. Использование эмпирических закономерностей предпочтительнее любых умозрительных заключений, так как позволяет избежать грубых ошибок, связанных с неверными послылками.

Закономерности, позволяющие использовать диаграмму Zr/Y–Nb/Y для систематики любых пород по мантийным источникам вещества, обусловлены общими особенностями фракционирования Zr и Nb в магматических процессах. Частичное плавление источника сопровождается изменением минерального состава и перекристаллизацией кристаллического остатка, а также обменом его компонентами с расплавом, то есть стремлением системы в целом к термодинамическому равновесию. Факторами состояния такой системы и отдельных ее частей (после отделения расплавов от реститов), определяющими степень

плавления источника, минеральный состав респитов и кристаллизующихся из выплавок пород, являются состав мантийного резервуара, температура и давление. Ими же, а не наличием того или иного минерала (циркона, граната и др.) в источнике или в кристаллизующихся породах определяются и концентрации элементов в расплавах (в том числе, и в остаточных), респитах и в кристаллизующихся из магмы породах.

Частичное плавление сопровождается возрастанием в расплавах и понижением в респитах относительно источника концентраций (активностей) щелочей, от которых зависят концентрации (активности) Zr и Nb в расплавах (а, следовательно, и в респитах) в силу геохимических особенностей этих элементов. Точки источника, респита и выплавки на диаграмме Zr/Y–Nb/Y будут располагаться на одной линии (точка источника между точками респита и выплавки). Наклон этой линии (тренда) определяется разной степенью зависимости содержаний Zr и Nb в расплаве от содержания щелочей. Изменение содержания Y не влияет на наличие или отсутствие таких трендов и их положение на диаграмме Zr/Y–Nb/Y. Оно приводит только к изменению положения точек респита и выплавки на том же самом тренде. Положение этой линии (тренда) на диаграмме однозначно определяется ее наклоном и положением точки источника. Понижение степени плавления источника с понижением температуры при прочих равных условиях сопровождается возрастанием в расплавах и понижением в респитах концентраций щелочей, и, соответственно, концентраций (активностей) Zr и Nb. Точно также, по мере понижения температуры будет происходить возрастание концентраций щелочей, и, соответственно, сопряженное возрастание концентраций Zr и Nb и в кристаллизующихся из выплавок породах.

Таким образом, точки респитов и выплавок (независимо от степени плавления), магматических пород, кумулуса и остаточных расплавов (если процесс кристаллизации магмы не завершен) на диаграмме Zr/Y–Nb/Y будут располагаться на общем прямолинейном тренде, так как для этих пород и расплавов характерен общий источник и они связаны общими зависимостями содержаний Zr и Nb от содержаний щелочей, определяющими его наклон. Следствием этого является, в частности, закономерное расположение точек образовавшихся пород в виде трендов на диаграмме Zr/Y–Nb/Y. Если бы в приведенных выше рассуждениях были ошибочные посылки, то на присутствующих в статье диаграммах Zr/Y–Nb/Y (построенных по литературным данным) отсутствовали бы единые тренды 1–3 или точки мантийных резервуаров располагались бы в стороне от них.

Таким образом, причиной одинакового наклона трендов, проходящих через точки мантийных резервуаров на приведенных в статье диаграммах Zr/Y–Nb/Y является геохимическая связь в расплавах как Zr, так и Nb со щелочами. Присутствие нескольких параллельных трендов связано с разным соотношением концентраций Zr и Nb в разных мантийных резервуарах. Изменение степени плавления приводит только к изменению положения точек респитов и выплавок (и, соответственно, кристаллизующихся из выплавок пород) относительно точки источника на том же самом тренде.

Если смешать все вещество образовавшихся пород (включая респиты) и остаточного расплава (если процесс кристаллизации магмы еще не завершился), точки которых располагаются на таком тренде, то, очевидно, мы получим состав, отвечающий точке источника (резервуара) на тренде. Если смешать две породы с составами, соответствующими двум любым точкам на тренде, то мы получим состав, отвечающий точке на этом же тренде, расположенной между точками смешиваемых пород в зависимости от их количественного соотношения. Если смешать вещество любой породы (или кумулуса), точка которой расположена на тренде, и остаточный расплав (даже неравновесный с кумулусом, как это происходит в кумулятах), то мы получим состав, отвечающий точке, расположенной между точками породы (или кристаллического осадка) и остаточного расплава (в зависимости от их количественного соотношения), на том же самом тренде, проходящем через точку источника вещества. Другими словами, независимо от того, являются ли породы продуктами кристаллизации недифференцированного расплава, кумулятами или респитами, относятся ли они к расслоенным или нерасслоенным массивам, ничего не меняется в отношении возможности использования диаграммы Zr/Y–Nb/Y для их систематики по источникам вещества. Если бы имели место ограничения в использовании диаграммы из-за присутствия циркона в габброидах или разной степени плавления, то они были бы обусловлены существенным смещением точек пород относительно выделенных по литературным данным трендов на диаграмме Zr/Y–Nb/Y. Однако, перечисленные обстоятельства, не являющиеся факторами состояния системы, сами зависят от последних и поэтому не могут привести к отклонению точек от тренда. Случаи отклонения точек из-за присутствия циркона в магматических породах, разной степени плавления или по другим причинам, которое ставило бы под сомнение выводы об источниках (подтвержденные положением точек на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd и согласующиеся с выводами авторов использованных публика-

ций) не отмечались, несмотря на большой объем использованных литературных данных.

С магматическими комплексами, точки пород которых располагаются на разных трендах диаграммы Nb/Y–Zr/Y (соответственно, комплексы имеют разные источники магм) генетически связаны многочисленные, нередко очень крупные, разные по составу месторождения важнейших полезных ископаемых. С магматическими комплексами трапповой формации и отдельными расчлененными интрузиями, точки которых располагаются на тренде 1 (рис. 6–8), связаны многочисленные крупные месторождения сульфидных (с Cu, Ni, Co и платиноидами) (Кривоуцкая, 2013) и железотитановых (с V) (Гонгальский, 2010) руд. С офиолитовыми комплексами, точки которых обычно приурочены к тренду 2, связаны месторождения хрома и платиноидов (Logand et al., 2013; Савельев, Философова, 2017; Смирнова, 1974). С кимберлитовыми трубками и щелочными массивами, точки пород которых, как правило, приурочены к тренду 3, связаны месторождения алмазов (Устинов и др., 2009), редких металлов и редкоземельных элементов (Владыкин, 2016).

Положение на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd точек магматических пород массива Дальнего Кута также, как и пород авдокимовского комплекса, слагающих включения в базитах сергеевского комплекса (Украинско–Сергеевского террейна и Каменского аллохтона) (тренд 1 на рис. 3), свидетельствует о том, что они, очевидно, относятся к комплексу с источником магм DM и заслуживают внимания с точки зрения возможного обнаружения хромитового с платиноидами оруденения. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y точки этих пород располагаются в пределах поля N–MORB и несколько левее его (точки ультрабазитов), что тоже соответствует источнику вещества, близкого по этим параметрам к DM (рис. 4). Породы массива окрестностей с. Дальний Кут отличаются очень высоким уровнем содержания Cr, Ni, Co и Cu.

На диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd точки бревевских (рис. 3), а также владими́ро-александровских ультрабазитов (последние вместе с точками базитов каменского аллохтона) образуют хорошо выраженные тренды, начинающиеся вблизи точки РМ. Значительная часть точек сергеевских базитов из-за влияния морской воды на $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Sm/Nd при региональном метаморфизме несколько смещена вниз относительно тренда 4 (рис. 3). На участие морской воды в метаморфических процессах указывает изменение этих характеристик от значений в породах владими́ро-александровского комплекса до значений в хемогенных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (неопубликованные данные). Таким образом, источником вещества бревевских и владими́ро-александровских ультрабазитов, а

также, вероятно, базитов сергеевского комплекса, включая каменский аллохтон, являлся мантийный резервуар, который по изотопным отношениям Sm и Nd близок к примитивной мантии. Такое заключение согласуется и с расположением точек этих пород на тренде 1 (рис. 4) диаграммы Nb/Y–Zr/Y, правее (сергеевские, каменские и владими́ро-александровские габброиды) и левее (калиновские) точки РМ. Форма REE-спектров тоже различна. Она отражает обогащение и обеднение легкими REE относительно тяжелых REE, соответственно (Казаченко и др., 2015). Эти породы заслуживают внимания с точки зрения возможного обнаружения сульфидного с Cu, Ni, Co и платиноидами оруденения.

Точки пород палеоценовых эксплозивных структур Сихотэ-Алиня на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ –Sm/Nd образуют поле около тренда 4 (рис. 3). На диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 4) точки этих пород располагаются на тренде 3. Этим обстоятельством, очевидно, объясняется щелочной (до субщелочного) характер магматизма и высокая газонасыщенность магм. Положение точек этих пород на тренде 3, сходство строения эксплозивных структур с лампроитовыми трубками, а также присутствие в их составе магматических флогопит-оливиновых пород, по геохимии и минералогии во многом близких как к лампроитам, так и к кимберлитам, а также лампрофироподобных пород, заслуживает особого внимания с точки зрения возможного обнаружения алмазов и представляющих практический интерес проявлений благородных металлов.

Точки пород юрского мэймечит-пикритового и позднемиоцен-плиоценового платобазальтового комплексов Сихотэ-Алиня тоже приурочены, главным образом, к тренду 3 диаграммы Nb/Y–Zr/Y (рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перидотитовые породы массива Дальнего Кута неустановленного возраста и наиболее древние в Сихотэ-Алине (судя по взаимоотношениям с сергеевскими) авдокимовские габброиды являются производными мантийного резервуара, близкого по изотопным и геохимическим характеристикам к деплетированной мантии. Они заслуживают внимания с точки зрения возможного обнаружения хромитового с платиноидами оруденения.

Габброиды сергеевского, калиновского и владими́ро-александровского комплексов имеют общий мантийный источник, близкий по изотопным и геохимическим характеристикам к примитивной мантии. Их образование связано с процессами рифтогенеза и плюмового магматизма. Породы названных базит-гипербазитовых комплексов за-

служивают внимания с точки зрения возможного присутствия сульфидного (с Cu, Ni, Co и платиноидами) или титанового (с V) оруденения. Особый интерес представляют базиты сергеевского комплекса из-за обнаружения в них самородной платины.

Палеоценовые эксплозивные структуры Сихотэ-Алиня имеют сходство с лампроитовыми трубками, а по геохимии и минералогии близки к лампроитам и кимберлитам, что определяет интерес с точки зрения обнаружения генетически связанных с ними алмазов и благородных металлов.

Авторы выражают благодарность д. г.-м. н. Т.Б. Баяновой (ГИ КНЦ РАН), Е.В. Макаровой (ГИ КНЦ РАН) и к. г.-м. н. В.М. Саватенкову (ИГГД РАН) за изотопные исследования проб, к. г.-м. н. Н.В. Зарубиной, к.б.н. М.Г. Блохину, Ю.М. Ивановой и Молчановой (ДВГИ ДВО РАН) за определение содержаний редких элементов в породах и химического состава минералов.

Авторы признательны рецензентам и научному редактору журнала Геохимия за конструктивные замечания и ценные предложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азбель И.Я., Толстихин И.Н. (1988) Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и атмосферы. Апатиты: КФАН СССР, 140 с.
- Аленичева А.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Адамская Е.В., Сергеев С.А. (2009) U-Pb, Hf изотопные и REE систематики цирконов из сергеевского комплекса Сихотэ-Алиня: генезис кристаллов минерала-геохронометра и возраст этапов становления пород. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии: "Изотопные системы и время геологических процессов". Санкт-Петербург. 1, 26-28.
- Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б., Гоньшакова В.И., Егоров Л.С., Ефремова С.В. и др. (1981) Классификация и номенклатура магматических горных пород. Изд-во "Недра", 160 с.
- Арзамасцев А.А., Веселовский Р.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Беляцкий Б.В. (2017) Палеозойский толеитовый магматизм в Кольской провинции: ареал распространения, возраст, связь со щелочным магматизмом. *Петрология*. 25(1), 46-70.
- Арзамасцев А.А., Ву Фу-Ян. (2014) U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции. *Петрология*. 22(5), 496-515.
- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. (2015) Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстраемальной обогащенности источника. *Геология и геофизика*. 56(3), 528-556.
- Васильев Ю.Р., Гора М.П. (2014) Меймечит-пикритовые ассоциации Сибири, Приморья и Камчатки (сравнительный анализ, вопросы петрогенезиса). *Геология и геофизика*. 55(8), 1211-1225.
- Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Гора М.П. (2008) Онекский интрузивный комплекс – новый структурный тип крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на Сибирской платформе. *Геология и геофизика*. 49(5), 395-409.
- Владыкин Н.В. (2016) Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных-щелочных-карбонатитовых магм Сибирского региона, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом. *Геология и геофизика*. 57(5), 889-905.
- Врублевский В.В. (2015) Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь). *Геология и геофизика*. 56(3), 488-515.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. (2006) (под ред. Ханчука А.И.) Владивосток: Дальнаука., Кн. 1, 572 с.
- Голич А.Н., Высоцкий С.В. (2020) Возраст и геохимические особенности габброидов калиновских офиолитов (Самаркинский террейн юрской аккреционной призмь Сихотэ-Алиня). Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 18, 75-77.
- Голозубов В.В., Мельников Н.Г. (1986) Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 128 с.
- Гонгальский Б.И. (2010) Особенности основного магматизма Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье). *Литосфера*. 3, 87-94.
- Гонгальский Б.И. (2012) Протерозойская металлогения Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье). Автореф. дис. соиск. уч. степ. д. г.-м. н. М: ИГЕМ РАН, 43 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2011) Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52), 53) – оз. Ханка. Объяснительная записка. – СПб.: картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 684 + 8 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП "ВСЕГЕИ", ФГУП "Приморская ПСЭ").
- Изох А.Э., Медведев А.Я., Федосеев Г.С., Поляков Г.В., Николаева И.В., Палесский С.В. (2016) Распределение элементов платиновой группы в пермотриасовых базальтах Сибирской крупной изверженной провинции. *Геология и геофизика*. 57(5), 1028-1042.
- Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В., Скосарева Н.В. (2015) Габброиды сергеевского и калиновского комплексов Сихотэ-Алиня: геохимия и изотопные отношения самария, неодима, стронция и свинца. *Вестник Кольского научного центра РАН*. 3(22), 21-39.
- Казаченко В.Т., Ханчук А.И., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В. (2013) Флогопит-оливиновые породы Таухинского террейна (Юго-Восточный Сихотэ-Алинь). *Тихоокеанская геология*. 32(5), 35-51.
- Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н. (2019) Минералогия флюидолитов и генетически родственных им магматических пород Мокрушинской

- площади Таухинского террейна (Сихотэ-Алинь). *Тихоокеанская геология*. **38**(1), 64–85.
- Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Кононова В.А. (2010) Зональность кимберлитовых полей: изотопные данные (на примере кимберлитов Далдыно-Алакитского района, Якутия). Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. **1**, 289–290.
- Кемкин И.В., Ханчук А.И. (1993) Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня. *Тихоокеанская геология*. **5**, 31–42.
- Коваленко С.В., Давыдов И.А. (1991) Сергеевский выступ – древняя структура Южного Сихотэ-Алиня. *ДАН СССР*. **319**(5), 1173–1177.
- Коваленко Д.В., Монгуш А.А., Агеева О.А., Ээнжин Г. (2014) Источники и геодинамические обстановки формирования венд-раннепалеозойских магматических комплексов хребта Дариби, Западная Монголия. *Петрология*. **22**(4), 414–444.
- Коваленко Д.В., Лебедев В.И., Монгуш А.А., Сат Х.Н., Агеева О.А., Ковальчук Е.В. (2016) Геодинамические условия формирования и источники раннекембрийских доаккреционных магматических комплексов Западной Монголии. *Петрология*. **24**(2), 194–211.
- Костицын Ю.А. (2004) Sm–Nd и Lu–Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? *Петрология*. **12**(5), 451–466.
- Криволуцкая Н.А. (2013) Эволюция траппового магматизма и Pt–Cu–Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК, 306 с.
- Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ханчук А.И., Александров И.А., Чашин А.А., Склярв Е.В. (2018) Интрузивные комплексы Сергеевского террейна – древнейшего блока Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 56 с.
- Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б., Лаврик С.Н. (2014) Изотопная Nd-систематика метаморфических пород Юга Дальнего Востока. *ДАН*. **455**(1), 62–66.
- Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В., Ковач В.П., Лаврик С.Н., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б. (2011) Первые данные по изотопному составу неодима в метаморфических породах южного Приморья. Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения. Хабаровск, ИТиГ ДВО РАН, 66–68.
- Кунакузин Е.Л., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С., Серов П.А., Елизаров Д.В. (2015) Новые Nd–Sr изотопно-геохимические исследования пород палеопротерозойского ЭПГ-содержащего массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит). *Вестник МГТУ*. **18**(2), 269–279.
- Октябрьский Р.А. (1971) Петрология палеозойских интрузивных базитов Южного Приморья. Канд. дис. Владивосток, 256 с.
- Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т. (2017) Первая находка родинитов с золото-палладий-платиновой минерализацией в Сихотэ-Алине. *Литосфера*. **17**(5), 127–146.
- Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т., Лаврик С.Н. (2018) Магматические породы, флюидолиты и родиниты палеозеновых эксплозивных структур Таухинского террейна (Сихотэ-Алинь). *Записки Российского минералогического общества*. **CXLVII**(1), 24–43.
- Петровский М.Н. (2019) Низьяврский щелочной массив: возраст, изотопные характеристики и редкометалльное оруденение. *Записки РМО*. **CXLVIII**(4), 17–29.
- Попов В.С. (2003) Sm–Nd и Rb–Sr изотопная систематика верхнемантийных и коровых резервуаров. *Записки РМО*. **CXXXII**(4), 38–49.
- Пушкарев Ю.Д. (1990) *Мегациклы в эволюции системы кора–мантия*. Л.: Наука, 217 с.
- Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н. (2012) Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология. *Геология и геофизика*. **53**(11), 1530–1555.
- Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Лепихина О.П. (2012) Возрастная и генетическая идентификация пород Харасюрского массива: Sm–NdIDTIMS и U–PbSRIMP-II ограничения. *Вестник*. **2**, 6–10.
- Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. (2004) Поведение изотопных систем (Sm–Nd; Rb–Sr; K–Ar; U–Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии). *Геохимия*. (10), 1027–1049. Savatenkov V.M., Morozova I.M., Levsky L.K. (2004) Behavior of the Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar, and U–Pb Isotopic Systems during Alkaline. Metasomatism: Fenites in the Outer-Contact Zone of an Ultramafic–Alkaline Intrusion. *Geochem. Int.* **42**(10), 899–920.
- Савельев Д.П., Философова Т.М. (2017) Микровключения элементов платиновой группы и золота в породах офиолитового комплекса п-ва Камчатский Мыс. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. **2**(34), 5–13.
- Синица С.М. (2004) О происхождении гнейсовой фации сергеевских габброидов (Южное Приморье). *Тихоокеанская геология*. **23**(3), 32–36.
- Склярв Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В. Переляев В.И., Щипанский А.А. (2016) Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов. *Геология и геофизика*. **57**(1), 163–180.
- Смирнова Т.А. (1974) *Хромитонность ультрабазитов Чукотки. Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока*. М.: ВИМС. 176–185.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. (2009) Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами. *Геология и геофизика*. **50**(12), 1293–1334.
- Устинов В.Н., Загайный А.К., Смит К.Б., Ушков В.В., Лазько Е.Е., Лукьянова Л.И., Лобкова Л.П. (2009) Раннепротерозойские алмазные кимберлиты Карелии и особенности их формирования. *Геология и геофизика*. **50**(9), 963–977.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Д.Ж., Монтеро П., Заккарини Ф. (1999) Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса. *Геохимия*. **4**, 352–370.
- Фор Г. (1989) *Основы изотопной геологии (пер. с англ.)*. М.: Мир, 590 с.
- Ханчук А.И. (2000) Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России. Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 276 с.

- Ханчук А.И., Высоцкий С.В. (2016) Разноглубинные габбро-гипербазитовые ассоциации в офиолитах Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России). *Геология и геофизика*. **57**(1), 181-198.
- Ханчук А.И., Панченко И.В. (1991) Гранатовое габбро в офиолитах Южного Сихотэ-Алиня. *ДАН СССР*. **321**(4), 800-803.
- Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. (1989) *Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Тихоокеанская окраина Азии*. Геология. М., Наука, 218-254.
- Щека С.А., Октябрьский Р.А., Вржосек А.А., Старков Г.Н. (1973) Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье. В сб. Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 24-29.
- Allegre C., Mantes G., Lewin E. (2001) Chemical composition of the Earth and the volatility control on planetary genetics. *Earth Planet. Sci. Lett.* **185**, 49-69.
- Chan G.H.N., Aitchison J.C., Crowley Q.G., Horstwood M.S.A., Searle M.P., Parrish R.R., Chan J.S.L. (2013) U-Pb zircon ages for Yarlung Tsangpo suture zone ophiolites, southwestern Tibet and their tectonic implications. *Gondwana Research*, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.016>
- Condie K.C. (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*. **79**, 491-504.
- DePaolo D.J. and Wasserburg G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Letters*. **3**, 249-252.
- DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G. (1991) The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *J. Geophys. Res.* **96**(B2), 2071-2088.
- Furnes H., Hellevang B., Robins B., Gudmundsson A. (2003) Geochemical stratigraphy of the lavas of the Solund-Stavfjord Ophiolite Complex, W. Norway, and magma-chamber dynamics. *Bull. Volcanol.* **65**, 441-457.
- Gill J.B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Berlin: Springer. 396 p.
- Hamet J., Nakamura N., Unruh D.M., Tatsumoto M. (1978). Origin and history of the adcumulate eucrite, Moama as inferred from REE abundances, Sm-Nd and U-Pb systematic. *Proc. 9th Lunar Science Conf., Geochim. Cosmochim. Acta*. 1115-1136.
- Hart S.R. (1984) A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature*. **309**, 753-756.
- Hofmann A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 297-314.
- Ishiwatari A., Tsujimori T. (2003) Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis. *The Island Arc*. **12**, 190-206.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1980). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Letters*. **50**, 139-155.
- Leake B.E. (1997) Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболом комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНММ ММА). ЗВМО, PROC. RMS. **6**, 82-102.
- Liu T., Wu F.Yu., Liu Hu.Zh., Tribuzio R., Ji W.B., Zhang Ch., Xu Ya., Zhang W.Q. (2018) Variably evolved gabbroic intrusions within the Xigaze ophiolite (Tibet): new insights into the origin of ophiolite diversity. *Contrib. Mineral. Petrol.* **173**, 91. DOI.org/10.1007/s00410-018-1518-6
- Lorand J.-P., Luguet A., Alard O. (2013) Platinum-group element systematics and petrogenetic processing of the continental upper mantle: A review. *Lithos*. **164-167**, 2-21.
- McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. (1991) K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta, Ross Taylor Symposium*. **56**, 1001-1012.
- McCulloch M.T., Gamble J.A. (1991) Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* **102**, 358-374
- Palme H., O'Neill H.St.C. (2003) The Mantle and Core. *Treatise Geochem.* **2**, 1-38.
- Regelious M., Hofmann A.W., Abouchami W. (2003) Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma. *J. Petrol.* **44**(1), 113-140.
- Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. (1976) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a natural tracer. *An application to oceanic basalts Earth Planet. Sci. Lett.* **31**, 269-278.
- Rollinson H. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. H. Rollinson – N.Y. 345 p.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds. *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication*, London. **42**, 313-345.
- Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., De Paolo D.J., McCulloch M.T., Wen T. (1981) Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **45**, 2311-2323.
- Wood D.A., Joron J.L., Treuil M., Norry M., Tarney J. (1979) Elemental and Sr isotope variations in basic from Iceland and surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.* **70**, 319-339.
- Xia B., Yu H.X., Chen G.W., Qi L., Zao T.P., Zhou M.F. (2003) Geochemistry and tectonic environment of the Dazhuka ophiolite in the Yarlung-Zangbo suture zone, Tibet. *Geochemical J.* **37**, 311-324.
- Zindler A., Hart S.R. (1986) Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. **14**, 493-571.