

## КУМУЛЯТИВНЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ В ОФИОЛИТАХ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС: ПОЛОЖЕНИЕ В РАЗРЕЗЕ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ЭПГ

**Р.И. Черкашин<sup>1</sup>, Д.П. Савельев<sup>1</sup>, Е.В. Пушкарев<sup>2</sup>, В.Д. Щербаков<sup>3</sup>, С.В. Москалева<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;  
e-mail: [romache@kscnet.ru](mailto:romache@kscnet.ru), [savelyev@kscnet.ru](mailto:savelyev@kscnet.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; e-mail: [pushkarev@igg.uran.ru](mailto:pushkarev@igg.uran.ru)

<sup>3</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Поступила в редакцию 11 декабря 2023 г.

Изучены клинопироксениты и верлиты офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс. Получены петро- и геохимические характеристики пород, определен состав оливинов, клинопироксенов и хромшпинелидов. Определены содержания элементов платиновой группы и рения в оливиновом клинопироксените. Проведено сравнение полученных характеристик клинопироксенитов и верлитов Камчатского Мыса с аналогичными породами различных комплексов из других регионов. Среди опубликованных данных нет ни одного комплекса, по всем параметрам совпадающего с породами Камчатского Мыса. Породы имеют кумулятивную природу и образовались в пределах переходной (расслоенной) части офиолитового комплекса. Состав минералов из пород Камчатского Мыса показывает протяженные непрерывные тренды, часто перекрывающие поля океанических и надсубдукционных обстановок. Распределение микроэлементов в клинопироксенитах говорит об обедненном легкими РЗЭ мантийном источнике типа N-MORB. Высокое содержание Rh (1.04 ppb), Pt (13.4 ppb) и Pd (34.4 ppb) с преобладанием Pd и низкое содержание Os (0.086 ppb), Ir (2.26 ppb) и Ru (0.24 ppb) в клинопироксените указывает на фракционную кристаллизацию родительской магмы. По сумме характеристик состав кумулятивных пород мелового офиолитового комплекса Камчатского Мыса подтверждает отнесение данного комплекса к офиолитам Р-типа (плюмового типа).

**Ключевые слова:** офиолитовый комплекс, пироксениты, верлиты, клинопироксены, хромшпинелиды, платиноиды, Камчатка.

### ВВЕДЕНИЕ

Внимание геологов к пироксенитам обусловлено тем, что в концентрически-зональных ультрамафических массивах (Урало-Аляскинского типа) эти породы вмещают титаномагнетитовые месторождения и являются перспективными на наличие платиноидного оруденения [напр., 5, 19, 21]. В офиолитовых комплексах пироксениты также могут нести платиновую минерализацию [26, 34], поэтому важно разобраться с их генезисом.

Клинопироксениты и верлиты полуострова Камчатский Мыс (далее в тексте – КМ) являются слабо изученным объектом в составе офиолитового комплекса, состоящего в основном из гипербазитов (гарцбургитов и дунитов), габбро, долеритов, базальтов, яшм и известняков. При геологосъемочных работах в гипербазитовом массиве г. Солдатской вебстериты и клинопироксениты отмечены в небольшом количе-

стве в неясном залегании [3]. В.Г. Батанова с соавторами [2] при детальном петрографическом картировании массива отмечали клинопироксеновые оторочки и гнезда по краям дунитовых тел, а также прожилки до 2 см в лерцолитах. Б.А. Базылевым с соавторами [1] описаны оливиновые вебстериты, верлиты и клинопироксениты в делювии и аллювии южной части п-ова КМ.

По данным С.В. Высоцкого [4], вебстериты и клинопироксениты п-ова КМ слагают дайки и жильные тела в толще реститогенных дунитов, гарцбургитов и лерцолитов. М.Ю. Хотин и М.Н. Шапиро [24] выделяют в составе массива г. Солдатской кумулятивные и реститогенные перидотиты, к кумулятам относятся энстатитовые (с клинопироксеном) дуниты, клинопироксеносодержащие гарцбургиты, вебстериты, верлиты, оливиновые клинопироксениты. Указанные породы слагают линзы, штоковидные (дуниты), жи-

лоообразные (клинопироксениты) и пластовые тела в массе гарцбургитов или даже лерцолитов, с которыми часто дуниты, вебстериты и пироксениты имеют ровные отчетливые контакты.

Породы, описываемые в данной работе, встречаются в элювиальных высыпках, маркирующих тектонический блок размером ~140 м (ширина выхода на горизонтальной поверхности на перевале) в зоне серпентинитового меланжа к востоку от гипербазитового комплекса г. Солдатской [16, 26]. В пределах этого тектонического блока преобладают оливиновые клинопироксениты и верлиты. Часть ультрамафитов также найдена в виде отдельных глыб в аллювии р. Белой и в некоторых прибрежных обнажениях мелких ручьев, где встречаются лерцолиты и ортопироксениты. Все упомянутые ультрамафиты отличаются от реститогенных перидотитов, слагающих большую часть массива г. Солдатской. Их структурное положение может отличаться от ранее принятого (исключительно дайки и жильные тела [1, 2, 4, 24]), и, на наш взгляд, данные породы должны быть рассмотрены в качестве самостоятельной структурной единицы в офиолитовом комплексе КМ.

В настоящей работе мы с точки зрения геохимии рассмотрели вопрос генезисе клинопироксенитов и верлитов и их генетической связи с офиолитовым комплексом КМ. Вопрос о генезисе этих пород также актуален с точки зрения изучения механизмов накопления элементов платиновой группы (ЭПГ), поскольку в клинопироксенитах и вебстеритах выявлены разнообразные минералы платиноидов [9, 16, 26]. Мы рассмотрели геохимические особенности этих ультрамафитов, составы породообразующих минералов в них, а также содержания ЭПГ в этих породах для установления их генезиса и структурной взаимосвязи с другими частями офиолитового комплекса. Также мы сравнили клинопироксениты и верлиты из офиолитового комплекса КМ с соответствующими породами из гипербазитовых и офиолитовых комплексов различного генезиса, а также с мантийными ксенолитами камчатских вулканов. Целью работы является определение положения этих ультрамафитов в офиолитовом разрезе п-ова КМ и попытка с помощью изучения этих пород расширить понимание геодинамических условий формирования всего комплекса.

Под термином «офиолиты» в нашем исследовании будем понимать аллохтонный блок океанической литосферы, состоящий из фрагментов верхней мантии и магматических кристаллических пород, который тектонически сместился от первичного магматического источника в результате конвергенции плит. Типичный офиолитовый разрез включает в себя снизу вверх: мантийные перидотиты, интрузивные (от ультра-

траосновных до кислых) и вулканические породы (с параллельными дайками или без них) и ассоциирующие осадочные породы. Все эти породы могут быть геохронологически и петрогенетически связаны; но некоторые из них могут отсутствовать [32].

#### **КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА**

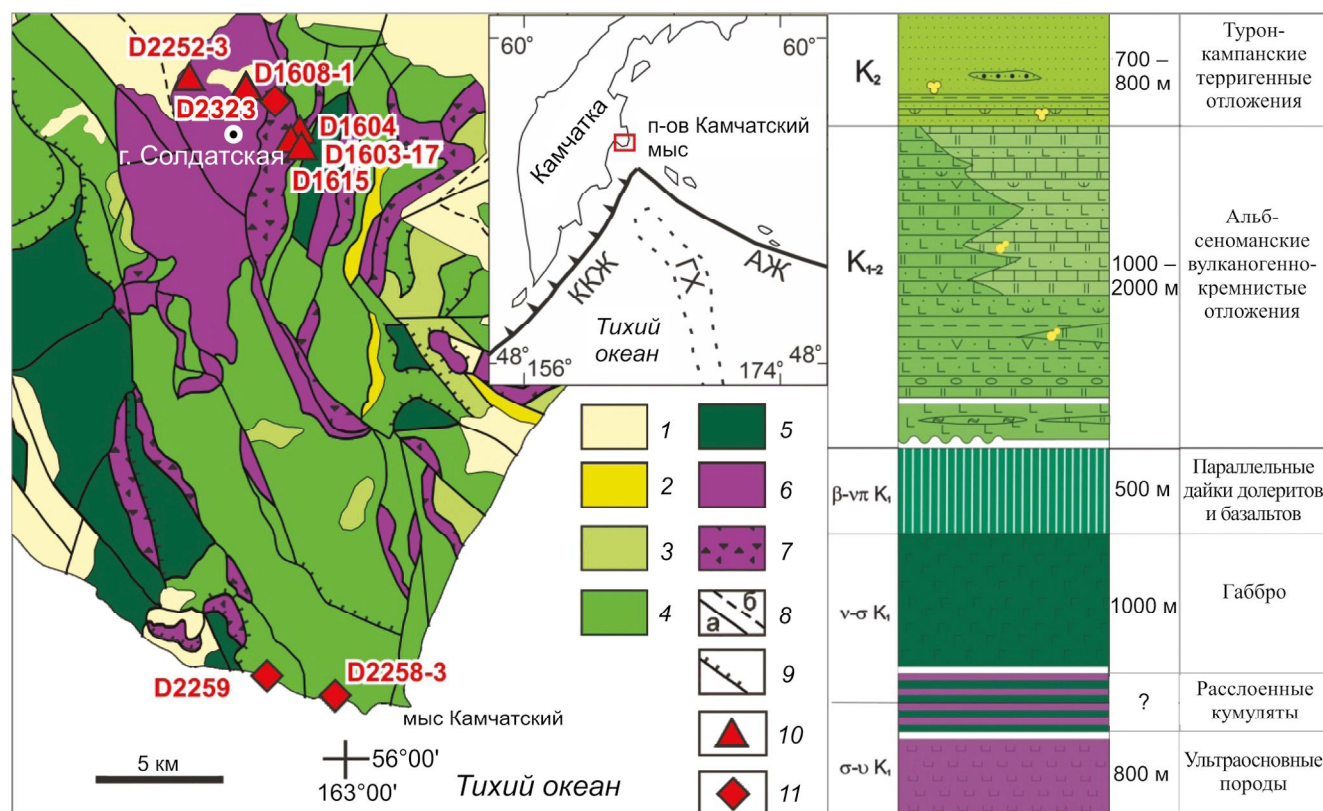
Согласно представлениям некоторых исследователей [22, 25], в пределах п-ова КМ совмещено несколько офиолитовых комплексов различного происхождения. С их точки зрения, здесь наблюдается коллаж офиолитовых террейнов разного возраста и разного генезиса, возрастные датировки цирконов, выделенных из пород, колеблются в диапазоне от архея до эоцена. Мы придерживаемся точки зрения М.Ю. Хотина и М.Н. Шапиро [24], что на п-ове КМ развит единый офиолитовый комплекс со сложной историей, отсутствуют офиолиты старше мелового возраста, и в дальнейшем будем рассматривать геологию района с этой позиции.

Южная часть п-ова Камчатский Мыс представлена преимущественно образованиями мелового возраста. Они включают в себя гипербазиты, габброиды, альб-сеноманские вулканогенно-кремнистые отложения смагинской свиты и турон-кампанские терригенные отложения пикежской свиты [3] (рис. 1). Все эти породы объединяют в меловой офиолитовый комплекс [24].

Гипербазиты, представленные в основном в различной степени серпентинизированными гарцбургитами и дунитами с незначительным развитием пироксенитов и лерцолитов, слагают массив г. Солдатской (рис. 1). Также эти породы развиты в мало-мощных тектонических пластинах, чешуях и зонах серпентинитового меланжа в южной части КМ [3]. В зоне меланжа, обрамляющей с востока массив г. Солдатской, развиты блоки пород смагинской свиты и амфиболитов, там же найдены плагиоклазовые пикриты (океаниты) [15]. Незначительно, в отдельных тектонических пластинах, развиты морские терригенные отложения миоценового возраста. Меловые и миоценовые комплексы несогласно перекрыты морскими плиоцен-эоплейстоценовыми образованиями ольховской свиты и четвертичными отложениями различного генезиса (рис. 1).

#### **ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ И ВЕРЛИТОВ П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС**

Тектонический блок в зоне меланжа к востоку от г. Солдатской – это самый крупный выход клинопироксенитов и верлитов, обнаруженный нами за время



**Рис. 1.** Схема геологического строения южной части п-ова Камчатский Мыс (а), по [3], и схематический разрез офиолитового комплекса КМ.

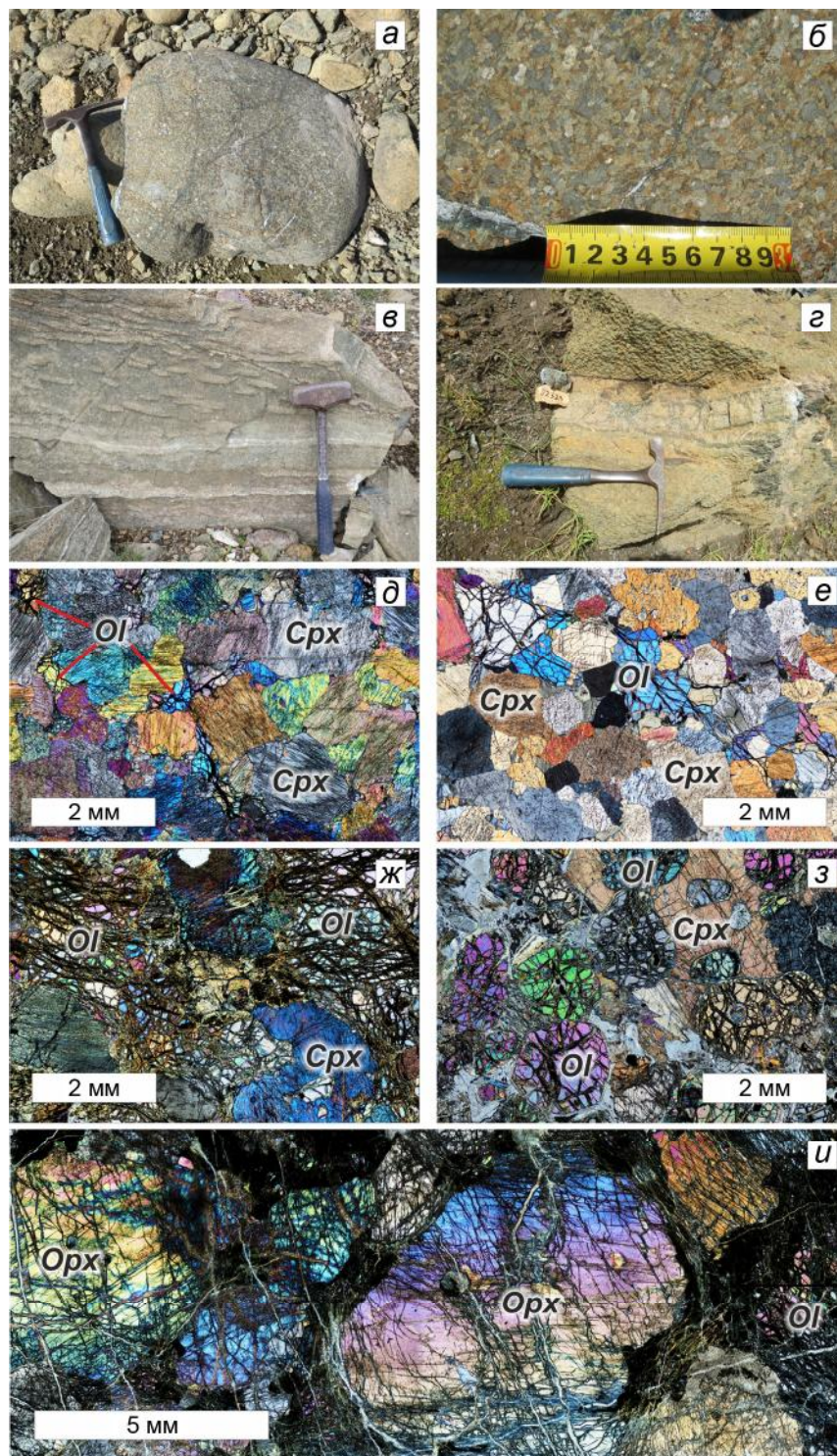
На врезке: географическое положение п-ова Камчатский Мыс, ККЖ – Курило-Камчатский желоб, АЖ – Алеутский желоб, ГХ – Гавайский хребет. На геологической схеме (а): 1 – плиоцен-четвертичные отложения; 2 – миоценовые отложения горбушинской толщи; 3 – турон-кампанские отложения пикеевской свиты; 4 – альб-сеноманские отложения смагинской свиты; 5 – габброиды и комплекс параллельных даек долеритов; 6 – гипербазиты; 7 – зоны серпентинитового меланжа с блоками метаморфических пород; 8 – разломы установленные (а) и скрытые под рыхлыми отложениями (б); 9 – надвиги; 10–11 – точки отбора и номера образцов ультрамафитов, представленных в работе: 10 – клинопироксениты и 11 – верлиты (ортопироксениты, лерцолиты).

исследования КМ. В отдельных крупных глыбах размером до ~1 м в этом тектоническом блоке наблюдаются текстуры переслаивания (включая линзы), сложенные переменными по соотношению Ол, Срх, Орх ультрамафитами (рис. 2, в). Учитывая размеры блока (не менее 140 м) и неоднородное по минеральному составу строение, можно предположить, что до тектонической дезинтеграции это тело ультрамафитов представляло собой не отдельную дайку или скопление жил в перидотитовом массиве, а занимало некоторую часть или слой в офиолитовом разрезе. Также в теле гипербазитового массива нами обнаружен клинопироксенит в виде маломощной жилы (рис. 2, з), который был опробован и проанализирован в данной работе наряду с образцами кумулятивных ультрамафитов.

Рассматриваемые в данной работе разновидности ультрамафитов – это оливиновые клинопироксениты (Срх 73–88 %, Ол 12–15 %, Орх 3–7 %) и верлиты

(Ол – 61–79 %, Срх – до 20–37 %), а также лерцолит (Ол – 49 %, Орх – 22 %, Срх – 9 %) и оливиновый ортопироксенит (Орх – 61 %, Ол – 35 %) (рис. 2). Среди минералов в клинопироксенитах и верлитах также встречается плагиоклаз, в отдельных участках породы в заметном количестве (~5–10 %), и хромшпинелиды (до 1 %). Среди более поздних минералов присутствуют амфибол, серпентин и магнетит. Амфибол зачастую выполняет микротрещины спайности в клинопироксене и, вероятно, формировался при его частичной перекристаллизации. Серпентин и магнетит развиты по трещинам в оливине. Чем выше доля оливина в рассматриваемых ультрамафитах, тем выше степень серпентинизации и вторичных изменений всей породы, местами оливин полностью замещен вторичными минералами.

Оливиновые клинопироксениты имеют полнокристаллическую средне-крупнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру и однородную текстуру



**Рис. 2.** Полевые фотографии (а–г) и петрографические изображения (д–и) ультрамафитов, представленных в работе. а, б, в – кумулятивные ультрамафиты в зоне серпентинитового меланжа к востоку от гипербазитового комплекса г. Солдатской; г – жильный оливиновый клинопироксенит в гипербазитах г. Солдатской; д, е – оливиновые клинопироксениты; ж, з – верлиты; и – оливиновый ортопироксенит. Фотографии шлифов в скрещенных николях.

(рис. 2, д–е). Преобладающий размер кристаллов Срх в клинопироксенитах – 1–2 мм, встречаются зерна размером до 4 мм. Кристаллы ОI размером 0.3–4 мм ксеноморфны по отношению к клинопироксену. В верлитах (рис. 2, ж–з) средние размеры зерен Срх и ОI крупнее – 2–3 мм, в отдельных образцах порода имеет пойкилитовую структуру – зерна оливина заключены в более крупных кристаллах клинопироксена (рис. 2, з). Ортопироксенит (рис. 2, и) сложен крупными кристаллами Орх размером 5–7 мм и измененным ОI.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение химического и микроэлементного состава пород было выполнено в центре коллективного пользования Института геохимии им. А.П. Виноградова, г. Иркутск. Концентрации петрогенных оксидов определены методом рентгеновской флуоресценции (XRF) на оборудовании Bruker AXS S4 Pioneer. Содержания микроэлементов определялось методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы (МС-ИСП) на приборе Thermo Finnigan ELEMENT 2 с использованием стандартов AGV-2 и BHVO-2 для контроля качества анализов. Часть анализов была выполнена в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (Москва) также методом МС-ИСП с использованием стандартов DTS-2b, MUH-1, BIR-1a.

Состав породообразующих минералов, а также интерметаллидов платины и палладия, изучался на СЭМ VEGA-3 с ЭДС X-MAX в ИВиС ДВО РАН, для контроля состав минералов одного из образцов клинопироксенитов был измерен на электронном зонде JEOL-8230 на кафедре петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ. Содержание ЭПГ и рения в одном образце оливинового клинопироксена было определено методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием по методике [11].

#### КЛИНОПИРОКСЕНИТЫ И ВЕРЛИТЫ В ОФИОЛИТОВЫХ И ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

В отношении генезиса клинопироксенитов и верлитов, входящих в состав сложных мафит-ультрамафитовых массивов, в том числе концентрически-зональных, существуют различные представления. Клиннопироксениты и верлиты встречаются не во всех типах ультрамафитовых массивов и, как правило, в офиолитах занимают незначительный объем, а наиболее распространены в составе зонально-концентрических массивов Урало-Аляскинского типа [5]. Данные породы относятся к кумулятивным гипербазитам, дифференцированным и закристаллизованным из ман-

тийных выплавов или в результате сложных магмо-метасоматических преобразований ультрамафитовых реститов. Часто они образуют полосчатые породы с ритмичным переслаиванием кумулятивных слоев различного состава. Их химический состав определяется интенсивностью процессов смешения компонентов, которые привносились в систему мафитовыми расплавами и их флюидами. Существенные колебания в пропорциях компонентов, возникавшие при подобном смешении твердых реститов и расплава, очевидно, являются главной причиной неоднородностей химического состава клинопироксенитов [23].

Верлиты почти во всех мафит-ультрамафитовых комплексах не образуют автономные тела и играют подчиненную роль. Они чаще всего слагают полосчатые и линзовидные тела в составе так называемых полосчатых комплексов, без видимой закономерности перемежаясь с подобными телами клинопироксенитов и вебстеритов, а также троктолитов и оливиновых габбро, и имея к ним как постепенные, так и контрастные переходы. Нередко верлиты слагают жилородные тела среди дунитов, гарцбургитов и лерцолитов и их серпентинизированных разновидностей. В более значительных объемах верлиты представлены в некоторых концентрически-зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Урало-Аляскинского типа [7].

Для офиолитовых и гипербазитовых комплексов по всему миру установлены очень различные геодинамические условия формирования и тектонические механизмы размещения [31]. В зависимости от этих условий можно выделить, по крайней мере, три типа клинопироксенит-верлитовых пород, встречающихся в гипербазитовых комплексах: 1) жильные клинопироксениты и верлиты (примеры: офиолитовый комплекс Войкаро-Сыньинский, Полярный Урал; орогенный лерцолитовый массив Бальмучия, Италия); 2) клинопироксениты и верлиты из расслоенных частей офиолитовых комплексов (например, массив Ключевской, Средний Урал; массивы Миндяк и Нурали, Южный Урал); 3) клинопироксениты и верлиты в гипербазитовых зонально-концентрических комплексах (Урало-Аляскинского типа, пример: Сейнав-Гальмозанский массив, Корякия).

Офиолиты Войкаро-Сыньинского комплекса (Полярный Урал) представляют собой часть крупнейшего пояса мафит-ультрамафитовых пород в мире и рассматриваются как гигантские фрагменты мантии и океанической коры, образовавшиеся в задуговых краевых бассейнах в надсубдукционных условиях [28]. Офиолиты и вышележащие интрузии островодужных комплексов были надвинуты на континентальную окраину Восточно-Европейской платформы в позднем палеозое. Последняя стадия форми-

рования офиолита включала транспортировку богатых водой и кремнеземом расплавов или жидкостей в надсубдукционных условиях, которые вступали в реакцию с перидотитами, образуя пироксениты и составные дунит-пироксенитовые жилы [27].

Перидотитовый массив Бальмучия является фрагментом субконтинентальной литосферной мантии и образует вытянутую, наклонную линзу длиной 4–5 км и шириной 0.8 км. Массив был сформирован при внедрении магмы в метабазиты гранулитовой фации нижней коры зоны Ивреа – Вербано (IVZ), западные Итальянские Альпы, и впоследствии вышел на поверхность в ходе мезозойского растяжения и альпийского сжатия. Массив Бальмучия состоит из шпинелевого лерцолита с подчиненными ему гарцбургитом и дунитом и прорван несколькими генерациями пироксенитовых жил и габброидных даек [37, 40]. Пироксениты в основном являются продуктами аккумуляции насыщенных сульфидами расплавов из астеносферы во время многоступенчатого позднепалеозойского и мезозойского притока расплава в растянутую литосферную мантию. Исходная магма пироксенитов была изменена в различной степени в результате реакции с перидотитовой вмещающей породой [50].

Лерцолитовые офиолиты Нурали и Миндяк (Южный Урал) представляют собой мантийные образования в континентальной литосфере, вскрытые в процессе рифтогенеза, спрединга и сохранившиеся фрагментами среди океанических офиолитов [17]. Оба массива расположены в «меланжевом блоке» Главного Уральского разлома; они образовались в рифтогенную стадию в конце кембрия – начале ордовика [18, 33]. Массив Миндяк содержит сохранившуюся надсубдукционную мантию, образованную в результате частичного плавления с последующим взаимодействием магмы и мантии. Клинопироксениты и верлиты офиолитов Миндяк и Нурали занимают позицию между мантией и нижней корой, в составе верлит-пироксенит-дунитовой переходной зоны [44].

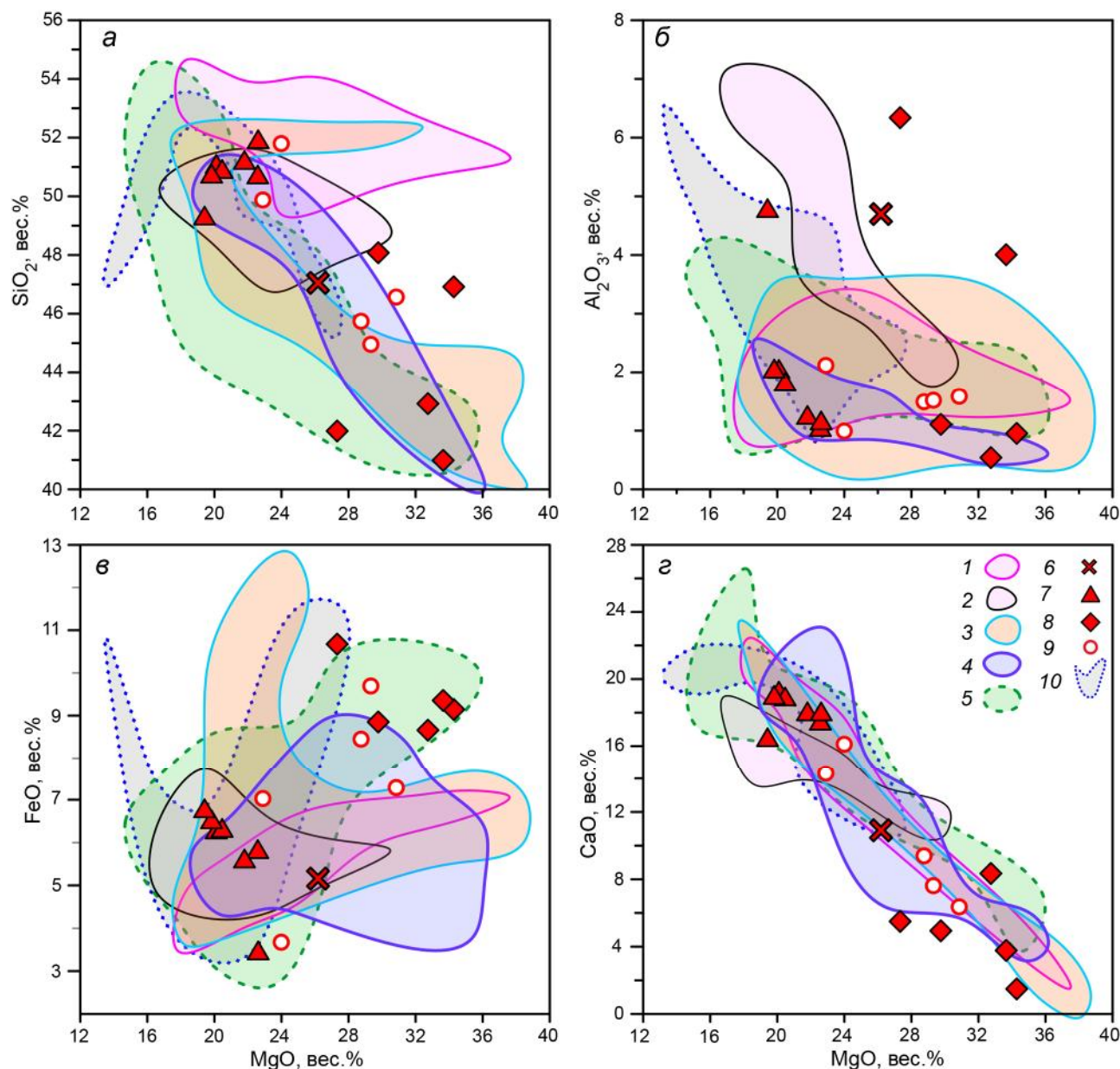
Ключевской офиолитовый массив (Средний Урал) принадлежит к числу мафических-ультрамафических комплексов, выведенных на поверхность в результате палеозойской коллизии Восточно-Европейской платформы и Азиатской плиты. Аллохтонный блок Ключевского массива площадью около 80 км<sup>2</sup> состоит из реститогенных гарцбургита и дунита, перекрываемых кумулятивной слоистой последовательностью дунита, верлита, клинопироксенита [49]. Геологический переход к пироксенитам осуществляется через дунит-верлитовую зону переслаивания, с постепенным убыванием объемной доли оливина и увеличением доли клинопироксена вверх по разрезу [14].

Зонально-концентрические платиноносные гипербазитовые массивы Урало-Аляскинского типа широко распространены на территории России в пределах Урала, на Камчатке и в Корякском нагорье. Гальмознанский, Таманваямский и Эпильчикский массивы (Корякия) относятся к дунит-клинопироксенит-габбровой формации платиноносного пояса, представляющего собой коллаж перемещенных окраинноморских и островодужных террейнов, аккрецированных к палеоазиатской окраине в эоцене [6, 20]. В массивах данного типа, как правило, дуниты составляют ядро, постепенно сменяясь к периферии клинопироксенитами и габброидами [20]. Особенности составов клинопироксенитов и габброидов дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серии во многом схожи с аналогами из кумулятивных дунит-верлит-пироксенитовых комплексов офиолитовых массивов [20]. Уктусский зонально-концентрический массив (Средний Урал) также относится к дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Возраст массива оценивается как средне-позднедевонский, образование родоначального ультраосновного расплава связано с плавлением метасоматизированной (обогащенной кальцием и другими элементами) мантии [13].

Клинопироксениты как часть мантийного разреза также встречаются в виде ксенолитов в лавах многих вулканов мира. Большое количество мантийных клинопироксенитов обнаружено в ксенолитах вулканических глубоко эродированного позднеплейстоценового вулкана Харчинский (Центрально-Камчатская депрессия) [46]. Клинопироксениты из ксенолитов этого вулкана рассмотрены в настоящей работе в качестве объекта, представляющего мантийный разрез над зоной субдукции в Курило-Камчатской островной дуге и пространственно близкого к КМ.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Геохимия главных элементов.** На рис. 3 приведены валовые химические составы исследуемых ультрамафитов КМ, а также клинопироксенитов и верлитов из гипербазитовых массивов, описанных в предыдущем разделе. Все рассматриваемые ультрамафиты КМ по полям составов на графиках можно разделить на две части: левая – клинопироксениты (красные треугольники) и правая – верлиты (красные ромбики). Среди ультрамафитов КМ к правой части графика относятся также плагиоклазовый лерцолит и оливиновый ортопироксенит. Концентрации FeO в ультрамафитах возрастают (от 3.2 вес. % до 10.8 вес. %), а CaO убывают (с 19.0 вес. % до 1.0 вес. %) с увеличением концентрации MgO от клинопироксенитов к верлитам (от 19 до 35 вес. %).

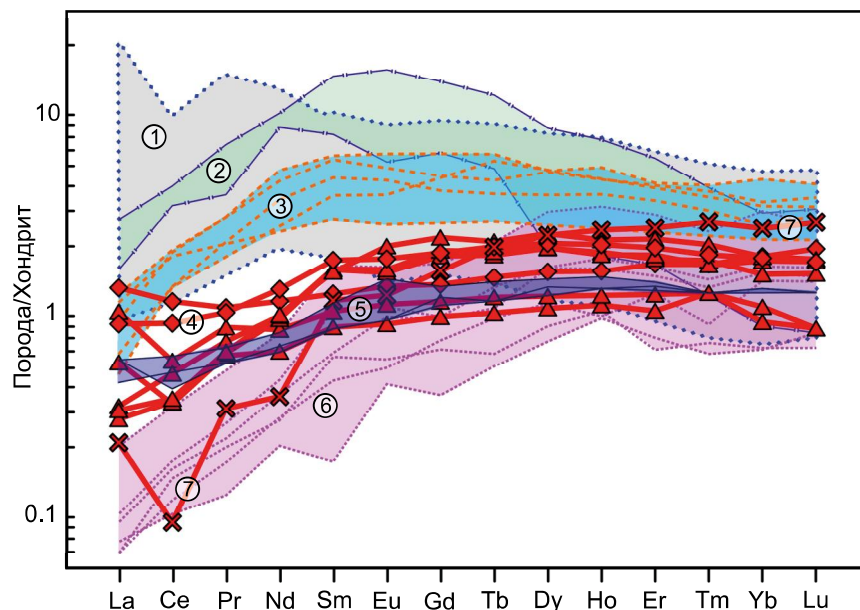


**Рис. 3.** Вариационные диаграммы состава петрогенных оксидов для ультрамафитов из офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс и из других гипербазитовых и офиолитовых комплексов.

1 – жильные клинопироксениты и верлиты Войкаро-Сыннинского массива (Полярный Урал) [27–29]; 2 – жильные Spl-клинопироксениты массива Бальмучия (Италия) [40]; 3 – клинопироксениты верлит-пироксенит-дунитовой переходной зоны массивов Миндяк и Нурали (Средний Урал) [42]; 4 – клинопироксениты верлит-пироксенит-дунитовой переходной зоны (Ключевской комплекс, Средний Урал) [14]; 5 – клинопироксениты из зонально-концентрических платиноносных массивов Гальмознан, Танваям (Корякия) и Уктусс (Урал) [6, 13, 19]; 6 – клинопироксениты и 7 – верлиты (лерцолиты, ортопироксениты) из офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс (настоящая работа); 8 – пироксениты (вебстериты) офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс, по [1, 10]; 9 – клинопироксениты из ксенолитов вулкана Харчинский, Камчатка [45].

В целом, по валовым химическим составам клинопироксениты и верлиты КМ во многом схожи с соответствующими породами из офиолитовых и гипербазитовых комплексов разного происхождения. Диаграммы на рис. 3 не позволяют уверенно соотносить рассматриваемые ультрамафиты КМ с каким-

либо другим массивом. Наиболее заметна схожесть трендов полей составов ультрамафитов КМ и массива Ключевской (Средний Урал). При этом среди ультрамафитов КМ, в отличие от всех остальных офиолитовых массивов, отмечаются породы с высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4.0–6.5 вес. %, рис. 3, б), что говорит



**Рис. 4.** Содержания РЗЭ в клинопироксенитах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс и других офиолитовых и гипербазитовых комплексов (содержания нормированы к хондриту [38]).

1 – клинопироксениты из мантийных ксенолитов (вулкан Харчинский, Камчатка) [45]; 2 – клинопироксениты из концентрически-зональных офиолитов Урало-Аляскинского типа (массив Гальмознан, Корякия) [19]; 3 – клинопироксениты верлит-пироксенит-дунитовой переходной зоны (мантийная офиолитовая секция перехода мантия-кора) массивов Миндяк и Нурали (Средний Урал) [42]; 4 – клинопироксениты из офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс; 5 – клинопироксениты верлит-пироксенит-дунитовой переходной зоны (Ключевской комплекс, Средний Урал) [14]; 6 – жильные клинопироксениты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) [29] и Бальмучия (Италия) [37]; 7 – жильный оливиновый клинопироксенит п-ова КМ.

о наличии минеральной фазы, богатой алюминием, участвовавшей в их формировании. В ультрамафитах массивов Войкаро-Сыньинский и Бальмучия, как и в офиолитах КМ, также отмечается наличие высоко- $\text{Al}$  пироксенитов ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  2.5–7.1 вес. %, рис. 3, б).

**Геохимия редкоземельных элементов (РЗЭ).** Из ультрамафитов КМ на графике (рис. 4) представлены главным образом клинопироксениты, поскольку для других ультрамафитов (верлит, плагиоклазовый лерцолит, оливиновый ортопироксенит) высокая степень изменённости пород (выраженная в высоких % ппп) сильно искажает первичные для них концентрации РЗЭ. Кривые распределения РЗЭ в клинопироксенитах КМ характеризуются слабым положительным наклоном на отрезке  $\text{La-Sm}$ , один образец имеет отрицательный наклон спектра на участке  $\text{La-Pr}$ . В правой части спектра РЗЭ все кривые образуют пологое поле составов. Значения параметра  $(\text{La/Yb})_n$  изменяются от 0.17 до 0.47, что говорит об относительной истощенности легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми и средними элементами.

Клинопироксениты офиолитового комплекса КМ по кривым распределения РЗЭ принципиально отличаются от клинопироксенитов из массивов Ура-

ло-Аляскинского типа и ксенолитов вулкана Харчинский, для которых средние значения параметра  $(\text{La/Yb})_n$  составляют 1.4–3.1. Поле клинопироксенитов массива Гальмознан показывает весьма высокие концентрации  $\text{Sm}$ ,  $\text{Eu}$ ,  $\text{Gd}$ ,  $\text{Tb}$ , что указывает на принципиально иной генезис клинопироксенитов в зонально-концентрических массивах по сравнению с офиолитовыми комплексами в целом. Клинопироксениты из мантийных ксенолитов вулкана Харчинский имеют намного более высокие концентрации легких РЗЭ и слабый отрицательный наклон спектров РЗЭ, в отличие от клинопироксенитов КМ (рис. 4).

Напротив, спектры РЗЭ для клинопироксенитов и верлитов массивов Ключевской, Войкаро-Сыньинский, Миндяк и Нурали имеют схожие закономерности и наклоны со спектрами клинопироксенитов КМ, значения параметра  $(\text{La/Yb})_n$  составляют 0.05–0.48. При этом в клинопироксенитах Войкаро-Сыньинского массива концентрации всех РЗЭ в среднем в несколько раз ниже, а в клинопироксенитах массива Миндяк и Нурали в несколько раз выше, чем в клинопироксенитах КМ. Клинопироксениты массива Ключевской по характеру спектров РЗЭ наиболее близки к ультрамафитам КМ.

Образец жильного клинопироксена (образец D 2323, табл.) на рис. 4 отличается по распределению РЗЭ от всех остальных рассматриваемых ультрамафитов КМ резким обеднением легкими РЗЭ (La–Nd) и повышенными концентрациями тяжелых РЗЭ (Ho–Lu), что указывает на иной генезис жильных клинопироксенов по сравнению с кумулятивными ультрамафитами КМ. По характеру распределения РЗЭ он более похож на жильные ультрамафиты Войкаро-Сыньинского массива (рис. 4).

Распределение РЗЭ в ультрамафитах всех офиолитовых комплексов, представленных на рис. 4, показывает общую для всех них обедненность легкими РЗЭ, при том, что абсолютные концентрации микроэлементов в разных объектах варьируют в несколько раз. Для массивов Миндяк и Нурали правая часть спектров РЗЭ имеет слабый отрицательный наклон, в отличие от пологих кривых клинопироксенов Камчатского Мыса, массивов Ключевской и Войкаро-Сыньинский. Спектры РЗЭ в клинопироксенитах Ключевского массива характеризуются плавным повышением от La к Eu и пологой правой частью спектра, что делает их наиболее схожими с клинопироксенитами КМ. В общем случае, все упомянутые кривые распределения РЗЭ в представленных объектах отражают дифференциацию обедненного легкими РЗЭ мантийного источника, который типичен для срединно-океанического хребта (N-MORB) [47]. Вариации концентраций РЗЭ, возможно, отражают разную степень фракционирования источников магм, сформировавших те или иные ультрамафиты.

**Составы оливинов.** Составы оливинов в изучаемых ультрамафитах КМ находятся в диапазонах  $\text{Fo}$  78.5–87.9,  $\text{CaO}$  0.01–0.15 вес. %,  $\text{MnO}$  0.02–0.52 вес. %,  $\text{NiO}$  0.09–0.49 вес. %. В оливиновых клинопироксенитах ( $\text{MgO}$  в породе 19.4–22.6 вес. %) магнезиальность оливина варьирует  $\text{Fo}$  78.5–85.2, а в верлитах и оливиновом ортопироксените ( $\text{MgO}$  в породе 29.8–34.3 вес. %) она выше и составляет  $\text{Fo}$  85.7–87.9. Ввиду ограниченности данных по химическим составам оливинов в клинопироксенитах и верлитах других гипербазитовых массивов, в данной работе геохимия оливина подробно не рассматривается. Магнезиальность оливинов в зависимости от содержания  $\text{MgO}$  в изученных ультрамафитах КМ приведена на рис. 10.

**Составы клинопироксенов.** Поля составов клинопироксенов из рассматриваемых ультрамафитов КМ формируют тренды, для которых, в общем, с увеличением магнезиальности ( $\text{Mg\#}$ ) от 84 до 96 наблюдается уменьшение концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (с 3.25 до 0.10 вес. %), увеличение концентраций  $\text{SiO}_2$  (с 51.2 до 55.4 вес. %) и  $\text{CaO}$  (с 20.8 до 25.8 вес. %) (рис. 5). Кон-

центрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  прямолинейно снижаются, а  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  возрастают нелинейно с увеличением  $\text{Mg\#}$   $\text{Crx}$ .

Составы  $\text{Crx}$  из верлитов отличаются большей магнезиальностью ( $\text{Mg\#}$  89–96) по сравнению с  $\text{Crx}$  из клинопироксенов ( $\text{Mg\#}$  84–94) КМ. При этом точки составов  $\text{Crx}$  с различной магнезиальностью из клинопироксенов и верлитов формируют два поля со смещением по  $\text{Mg\#}$ , но с идентичными содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ . Концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  закономерно падают с увеличением  $\text{Mg\#}$  клинопироксена от клинопироксенов (0.2–3.3 вес. %) к верлитам (0.0–2.5 вес. %). Концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в клинопироксенах, напротив, резко возрастают от клинопироксенов (0.0–0.6 вес. %) к верлитам (0.10–1.15 вес. %) (рис. 5).

В клинопироксенах из ультрамафитов КМ концентрации  $\text{CaO}$  возрастают очень резко с увеличением  $\text{Mg\#}$ , тогда как для других объектов (массивы Нурали и Миндяк, Ключевской) концентрации  $\text{CaO}$  возрастают плавно. Для пород КМ, так же как и для массивов Войкаро-Сыньинский и Ключевской, в клинопироксенах наблюдаются постоянные низкие содержания  $\text{TiO}_2$  (0.0–0.3 вес. %), в отличие от массивов Уктусс, Нурали и Бальмучия с повышенными содержаниями  $\text{TiO}_2$  в клинопироксенах (0.25–0.60 вес. %).

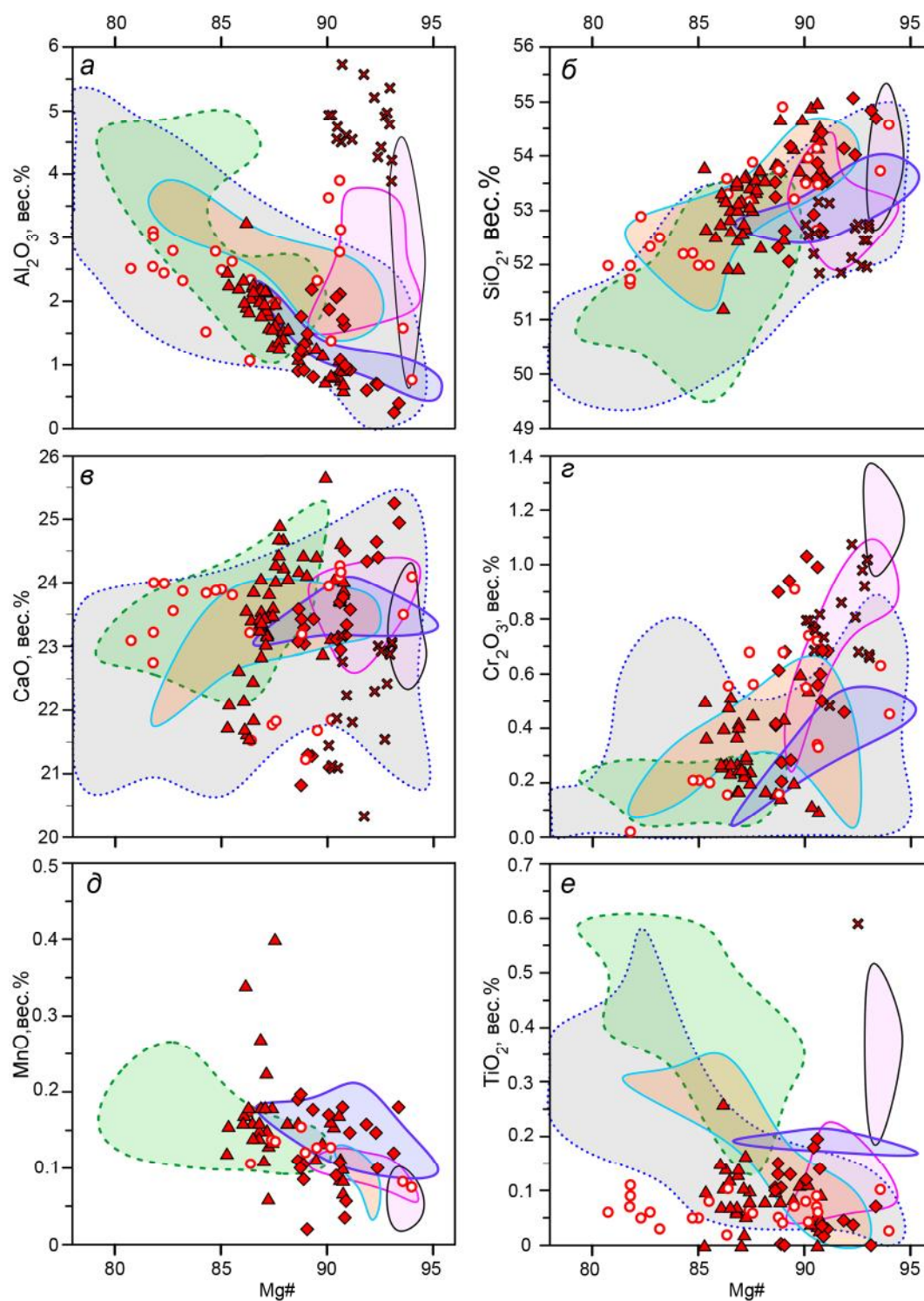
Составы клинопироксенов КМ наиболее схожи с таковыми массивов Ключевской, Нурали и Миндяк – они формируют близкие поля на диаграммах с прослеживаемыми трендами изменения содержания оксидов в зависимости от  $\text{Mg\#}$  (рис. 5, а–г). В то же время составы клинопироксенов и хромшпинелидов в ультрамафитах массивов Войкаро-Сыньинский и Бальмучия существенно отличаются от таковых во всех остальных рассмотренных массивах (рис. 5, а). Клинпироксены массивов Войкаро-Сыньинский и Бальмучия обогащены Al авгитовым компонентом, тогда как клинопироксены ультрамафитов КМ представлены низко-Al диопсидами. Следовательно, за повышенное содержание Al в некоторых ультрамафитах массивов Войкаро-Сыньинский и Бальмучия отвечают клинопироксены, а в ультрамафитах КМ другая минеральная фаза – вероятно, плагиоклаз. Концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в клинопироксенах из рассматриваемых объектов находятся на постоянных низких значениях ( $\leq 0.5$  вес. %), лишь клинопироксены из верлитов КМ и массивов Войкаро-Сыньинский и Бальмучия характеризуются повышенными значениями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (до 1.15 вес. %).

Клинпироксены из жильного клинопироксенита КМ (образец D 2323, табл.) резко отличаются по составу от клинопироксенов во всех остальных ультрамафитах КМ высокими концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$

Таблица. Химический состав ультрамафитов Камчатского Мыса (оксиды в мас.%, микроэлементы в г/т).

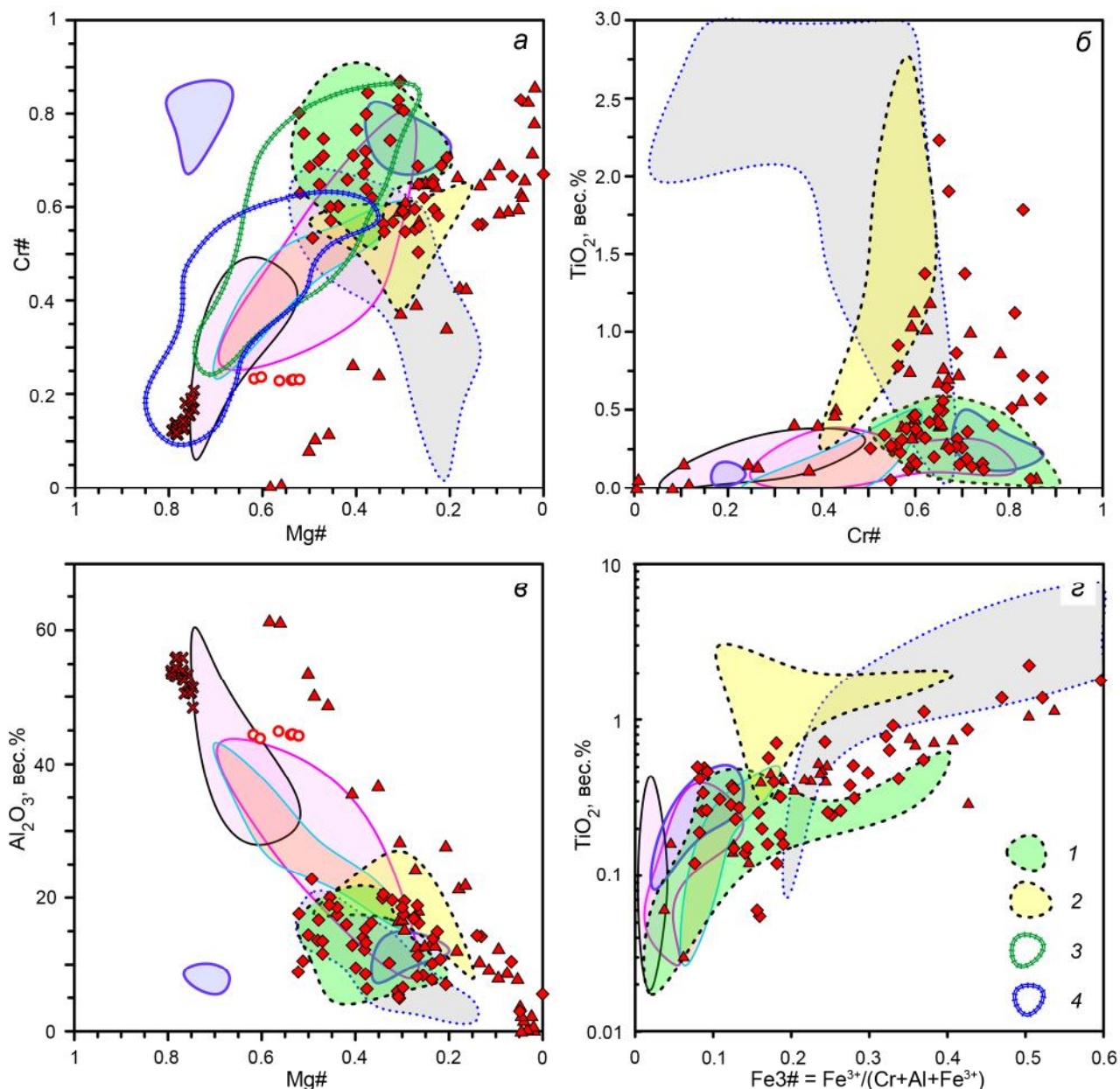
| № проб     | Порода  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO    | MgO   | CaO    | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | ппп  | Сумма |
|------------|---------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------|------|-------|
| D 1604     | Ol-Cpxt | 49.34            | 0.08             | 4.80                           | 6.80  | 0.14   | 19.41 | 16.54  | <0.10             | 0.05             | 0.28                           | 0.01                          | 1.53 | 97.45 |
| D1603-17/2 | Ol-Cpxt | 50.94            | 0.10             | 1.84                           | 6.34  | 0.16   | 20.47 | 18.96  | <0.20             | <0.01            | 0.24                           | 0.01                          | 0.07 | 99.06 |
| D 1615-14  | Ol-Cpxt | 51.24            | 0.07             | 1.27                           | 5.62  | 0.14   | 21.79 | 18.07  | <0.10             | <0.01            | 0.33                           | <0.01                         | 1.32 | 98.54 |
| D 1615-3   | Ol-Cpxt | 50.74            | 0.07             | 1.06                           | 5.84  | 0.14   | 22.58 | 17.52  | <0.10             | <0.01            | 0.30                           | <0.01                         | 1.61 | 98.26 |
| D 2259-1   | Pl-Lhrz | 41.99            | 0.10             | 6.34                           | 10.68 | 0.16   | 27.33 | 5.50   | 0.31              | 0.07             | 0.33                           | <0.01                         | 6.91 | 92.81 |
| D 2259-2   | Whr     | 48.08            | 0.07             | 1.11                           | 8.85  | 0.18   | 29.76 | 4.95   | <0.10             | 0.02             | 0.48                           | <0.01                         | 6.28 | 93.51 |
| D 1615-11  | Whr     | 42.92            | 0.04             | 0.54                           | 8.66  | 0.15   | 32.74 | 8.34   | <0.10             | <0.01            | 0.29                           | <0.01                         | 6.14 | 93.68 |
| D 1608-1   | Pl-Whr  | 40.99            | 0.06             | 4.01                           | 9.36  | 0.15   | 33.65 | 3.78   | <0.10             | 0.03             | 0.42                           | <0.01                         | 7.26 | 92.45 |
| D 2258-3   | Ol-Opht | 46.92            | 0.04             | 0.95                           | 9.15  | 0.17   | 34.28 | 1.49   | <0.10             | 0.01             | 0.41                           | <0.01                         | 6.35 | 93.42 |
| D 2323     | Ol-Cpxt | 47.05            | 0.10             | 4.70                           | 5.16  | 0.13   | 26.18 | 10.91  | <0.1              | <0.01            | 0.85                           | <0.01                         | 5.46 | 94.80 |
| № проб     | Порода  | Sc               | V                | Cr                             | Co    | Ni     | Cu    | Zn     | Ga                | Rb               | Sr                             | Y                             | Zr   | Nb    |
| D 1604     | Ol-Cpxt | 66.2             | 146.0            | 1911.7                         | 65.5  | 217.0  | 35.6  | 23.8   | 3.67              | 0.81             | 66.45                          | 2.82                          | 2.10 | 0.12  |
| D1603-17/2 | Ol-Cpxt | 78.9             | 127.4            | 1641.0                         | 56.9  | 202.6  | 52.3  | 25.6   | 2.14              | <ПО              | 9.67                           | 2.37                          | 0.61 | 0.01  |
| D 1615-3   | Ol-Cpxt | 64.0             | 115.0            | 2426.0                         | 56.0  | 305.0  | 6.0   | —      | 1.33              | 0.09             | 9.2                            | 1.6                           | 0.6  | 0.10  |
| D 2323     | Ol-Cpxt | 35.0             | 225.0            | 4854.0                         | 69.0  | 2259.0 | 202.0 | 0.0022 | 3.3               | 0.20             | 9.1                            | 3.9                           | 0.4  | 0.05  |
| № проб     | Порода  | Mo               | Sn               | Cs                             | Ba    | La     | Ce    | Pr     | Nd                | Sm               | Eu                             | Gd                            | Tb   | Dy    |
| D 1604     | Ol-Cpxt | 0.12             | 0.05             | 0.18                           | 4.58  | 0.20   | 0.51  | 0.09   | 0.57              | 0.26             | 0.10                           | 0.38                          | 0.07 | 0.53  |
| D1603-17/2 | Ol-Cpxt | 0.22             | <ПО              | 0.05                           | 0.22  | 0.07   | 0.21  | 0.06   | 0.41              | 0.23             | 0.09                           | 0.37                          | 0.07 | 0.50  |
| D 1615-3   | Ol-Cpxt | 0.15             | <0.2             | <0.02                          | 1.0   | 0.13   | 0.20  | 0.05   | 0.28              | 0.12             | 0.05                           | 0.18                          | 0.04 | 0.25  |
| D 2323     | Ol-Cpxt | 0.12             | <0.2             | <0.02                          | 1.1   | <0.1   | 0.05  | 0.03   | 0.17              | 0.17             | 0.07                           | 0.31                          | 0.07 | 0.58  |
| № проб     | Порода  | Ho               | Er               | Tm                             | Yb    | Lu     | Hf    | Ta     | W                 | Tl               | Pb                             | Th                            | U    | Bi    |
| D 1604     | Ol-Cpxt | 0.12             | 0.33             | 0.05                           | 0.30  | 0.04   | 0.09  | 0.02   | 0.38              | 0.01             | 0.07                           | 0.05                          | 0.01 |       |
| D1603-17/2 | Ol-Cpxt | 0.11             | 0.29             | 0.04                           | 0.25  | 0.04   | 0.06  | <ПО    | 0.12              | <ПО              | 0.59                           | <ПО                           | <ПО  | 0.06  |
| D 1615-3   | Ol-Cpxt | 0.06             | 0.16             | <0.04                          | 0.14  | <0.03  | 0.02  | <0.06  | —                 | <0.02            | 0.26                           | <0.02                         | 0.06 | <0.01 |
| D 2323     | Ol-Cpxt | 0.14             | 0.41             | 0.07                           | 0.42  | 0.07   | 0.08  | <0.06  | —                 | <0.02            | <0.1                           | <0.02                         | 0.07 | 0.010 |

Примечание. Срхт –клинопироксенит, Lhrz –лерзолит, Whrl – верлит, Орхт – ортопироксенит, <ПО – ниже предела обнаружения.



**Рис. 5.** Составы клинопироксенов из клинопироксенитов и верлитов п-ова Камчатский Мыс и других гипербазитовых и офиолитовых комплексов.

Условные обозначения см. на рис. 3 и рис. 6.



**Рис. 6.** Диаграммы составов хромшпинелидов из клинопироксенитов и верлитов п-ова Камчатский Мыс и других гипербазитовых и офиолитовых комплексов, в координатах  $Mg\# - Cr\#$  (а),  $Cr\# - TiO_2$  (б),  $Mg\# - Al_2O_3$  (в), и  $Fe3\# - TiO_2$  (г). Усл. обозн.: 1 – хромшпинелиды низко-Тi и 2 – высоко-Тi серий ультрафитов п-ова Камчатский Мыс, по [1]; 3 – хромшпинелиды из супрасубдукционных перидотитов (SSZ) по [12], 4 – хромшпинелиды из абиссальных перидотитов (MORB), по [30]. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

(4–6 вес. %),  $Cr_2O_3$  (0.7–1.1 вес. %) и пониженными концентрациями  $SiO_2$  (52–53 вес. %),  $CaO$  (20.2–23.0 вес. %) (рис. 5). Один химический анализ показал высокое содержание  $TiO_2$  (0.6 вес. %), в несколько раз превышающее таковые в других ультрафитах КМ. Это указывает на различный генезис кумулятивных и жильных ультрафитов КМ, при этом жильный клинопироксенит КМ по составу  $Sr_x$  близок полям

составов  $Sr_x$  из жильных ультрафитов массивов Войкаро-Сыньинский и Бальмучия.

**Составы хромшпинелидов.** Преобладающая доля хромшпинелидов ультрафитов КМ имеет низкие значения  $Mg\#$  (0.1–0.3), внутри каждого отдельно взятого образца в хромшпинелидах наблюдается отрицательная корреляция между  $Mg\#$  и  $Cr\#$ , а для хромшпинелидов в целом отмечается рост концент-

раций  $\text{TiO}_2$  с увеличением  $\text{Fe}3\#$  (рис. 6). В клинопироксенитах КМ с наименьшим содержанием  $\text{MgO}$  в породе (19.4–20.5 вес. %) шпинелиды наименее хромистые ( $\text{Cr}\#$  0.10–0.42), в остальной части ультрамафитов с более высоким содержанием  $\text{MgO}$  в породе (22.1–36.7 вес. %) хромистость шпинели заметно выше ( $\text{Cr}\#$  0.45–0.75) (эта тенденция отображена на рис. 10).

На графике  $\text{Fe}3\#$ – $\text{TiO}_2$  (рис. 6, з) точки хромшпинелидов КМ образуют очень широкое поле составов по сравнению с хромшпинелидами остальных объектов, кроме ксенолитов вулкана Харчинский, для которых также характерны повышенные значения  $\text{Fe}3\#$  (0.19–0.85) и  $\text{TiO}_2$  (0.08–6.17 вес. %). Для офиолитов КМ хромшпинелиды становятся закономерно более титанистыми с увеличением  $\text{Fe}3\#$ , так же как и для ксенолитов вулкана Харчинский. В слабой степени эта тенденция проявлена в массивах Ключевской, Нурали, Войкаро-Сыннинский, что делает их похожими на ультрамафиты КМ. Но в то же время в хромшпинелидах из ультрамафитов КМ максимальные значения  $\text{Fe}3\#$  и  $\text{TiO}_2$  почти на порядок выше, чем во всех остальных массивах, что существенным образом отличает ультрамафиты КМ от других объектов. В этом отношении клинопироксениты и верлиты КМ занимают промежуточное положение между ультрамафитами из других рассматриваемых офиолитовых массивов и клинопироксенитами из мантийных ксенолитов вулкана Харчинский.

В двух образцах оливиновых клинопироксенитов КМ обнаружены хромшпинелиды с аномальными характеристиками, не имеющие аналогов в офиолитах и гипербазитах других регионов. Эти хромшпинелиды содержат около 50–60 вес. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  при  $\text{Mg}\#$  0.5–0.6 (рис. 6, в). Хромшпинелиды из этих образцов отличаются от шпинелей других массивов со сходной магнезиальностью также пониженной хромистостью (рис. 6, а). Из числа сравниваемых объектов подобные высокоглиноземистые шпинелиды, при чуть больших значениях  $\text{Mg}\#$ , есть только в ультрамафитах массива Бальмучия и один химический анализ шпинелида в массиве Ключевской (рис. 6, а, в).

Хромшпинелиды из жильного клинопироксенита КМ отличаются от таковых в остальных ультрамафитах КМ более высокой магнезиальностью ( $\text{Mg}\#$  0.7–0.8), при постоянно высоких концентрациях  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (48–58 вес. %), и по своим характеристикам близки к жильным пироксенитам массива Бальмучия. Это подтверждает различный генезис жильных и кумулятивных ультрамафитов КМ.

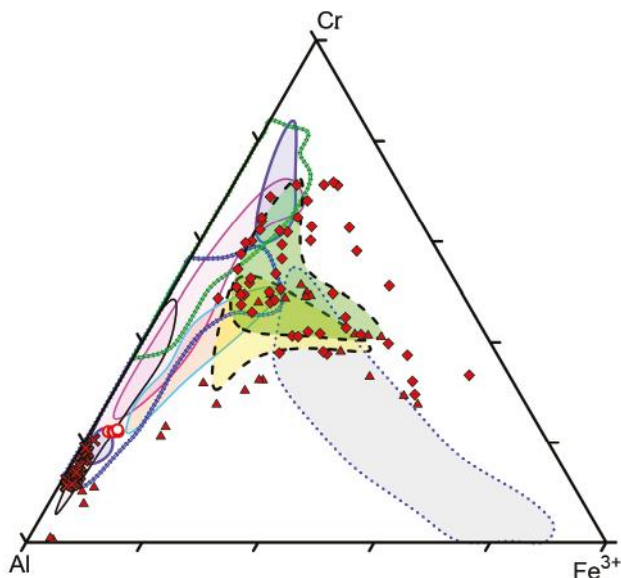
Тройная диаграмма составов хромшпинелидов (рис. 7) также показывает существенные отличия ультра-

трамафитов КМ (в том числе и по ранее опубликованным данным) от ультрамафитов других офиолитовых комплексов, точки которых умещаются в пределах полей абиссальных и надсубдукционных перидотитов. Немалая часть хромшпинелидов из клинопироксенитов и верлитов КМ отличается высоким содержанием  $\text{Fe}^{3+}$  компоненты, частично поле их составов пересекается с полем хромшпинелидов из ксенолитов вулкана Харчинский. Среди других офиолитовых массивов лишь массив Нурали отличается немного повышенными значениями  $\text{Fe}^{3+}$  в хромшпинелидах. Жильный клинопироксенит КМ по составу хромшпинелидов не соответствует остальным ультрамафитам КМ и наиболее близок к аналогичным породам массива Бальмучия (рис. 7).

**Содержание элементов платиновой группы (ЭПГ).** На рис. 8 приведены спектры содержаний ЭПГ в ультрамафитах КМ и других объектах, обсуждаемых в данной работе. Для клинопироксенитов офиолитового комплекса КМ характерны низкие содержания Os (0.086 ppb), Ir (2.26 ppb) и Ru (0.24 ppb) и высокие содержания Rh (1.04 ppb), Pt (13.4 ppb) и Pd (34.4 ppb). Кривая спектра ЭПГ исследуемых клинопироксенитов КМ отличается наличием Ru минимума, небольшим максимумом Ir относительно Os и Ru, и резким подъемом графика от Os–Ir–Ru к Rh–Pt–Pd. Подобные закономерности распределения ЭПГ отмечаются в примитивных островодужных лавах Камчатки [41], а также характерны для части шпинелевых клинопироксенитов и вебстеритов массива Бальмучия (Италия) [48]. Концентрация Re в клинопироксените КМ (0.083 ppb) сравнима с таковыми в примитивных островодужных лавах Камчатки (Re 0.04–0.15 ppb) и в клинопироксенитах из ксенолитов вулкана Харчинский (Re 0.067–0.746 ppb) [46].

В целом, для всех клинопироксенитов (вебстеритов) из рассматриваемых офиолитовых комплексов характерно в разной степени преобладание содержания Pd над Pt, в отличие от клинопироксенитов из ксенолитов вулкана Харчинский и некоторых зонально-концентрических платиноносных массивов.

Гипербазиты КМ имеют повышенные концентрации ЭПГ, с этим связано наличие пунктов минерализации Pt и Pd в пределах полуострова [3]. Минералы платиновой группы (МПГ) ассоциируются, как правило, с сульфидной фазой, и обнаружены в виде микровключений в пикритах, лерцолитах, оливиновых клинопироксенитах и хромититах [9, 16, 26]. В изученном нами оливиновом клинопироксените соотношение  $\text{Pd}/\text{Ir} = 132$ , что на порядок выше, чем в массивах клинопироксенитов других регионов. Только в клинопироксенитах массива Миндяк встречается



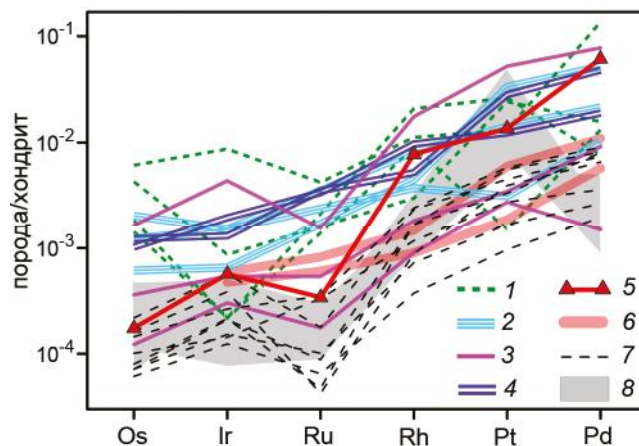
**Рис. 7.** Тройная диаграмма Al–Cr–Fe<sup>3+</sup> составов хромшпинелидов из ультрамафитов п-ова Камчатский Мыс и других объектов.

Условные обозначения см. рис. 3 и рис. 6.

похожее отношение Pd/Ir, с очень близкими к КМ абсолютными концентрациями этих элементов (Pd 29.0 и 34.4 ppb, Ir 0.30 и 0.26 ppb, соответственно) (рис. 9). Такая аномальная концентрация Pd относительно Ir и Pt может свидетельствовать об относительно большей степени эволюции расплавов и их кумулятов с меньшим содержанием MgO и меньшим количеством Ol по сравнению с Crx [46].

Клинопироксениты из зонально-концентрических массивов отличаются от таковых в офиолитах КМ более высокими концентрациями Os (1–3 ppb), Ir-минимумом, при нерегулярном соотношении Pd/Pt. Спектры распределения ЭПГ для клинопироксенитов из ксенолитов вулкана Харчинский отличаются низкими значениями Os–Ir–Ru, высокими концентрациями Pt (5.7–46.3 ppb) и низкими Pd (0.5–2.7 ppb). В меловых пикритах КМ, так же как и в некоторых клинопироксенитах из офиолитовых массивов Миндяк, Нурали, Ключевской и Бальмучия, концентрации ЭПГ более или менее плавно повышаются от Os к Pd.

По распределению ЭПГ ультрамафиты массивов Ключевской, Миндяк и Нурали весьма схожи между собой, кривые спектров ЭПГ у них имеют пологий положительный наклон, так же как и в клинопироксенитах КМ. По абсолютным концентрациям ЭПГ и характеру их распределения клинопироксениты КМ наиболее близки к шпинелевым клинопироксенитам массива Бальмучия и занимают промежуточное поло-

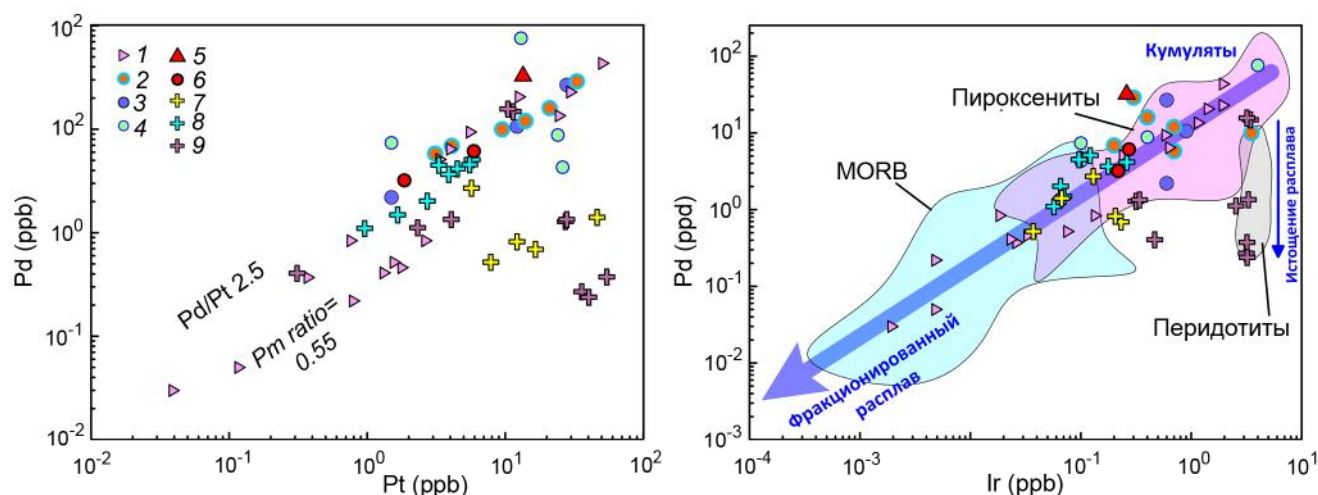


**Рис. 8.** Спектры содержаний элементов платиновой группы (ЭПГ) (нормированы к хондриту [38]) в ультрамафитах п-ова Камчатский Мыс и других гипербазитовых и офиолитовых комплексов.

1 – клинопироксениты из зонально-концентрических гипербазитовых массивов (Урало-Аляскинского типа) [8, 33]; 2 – клинопироксениты верлит-пироксенит-дунитовой переходной зоны офиолитов Миндяк и Нурали (Средний Урал) [33]; 3 – жильные Spl клинопироксениты перidotитового массива Бальмучия (Италия) [48]; 4 – клинопироксениты верлит-пироксенит-дунитовой переходной зоны офиолитового комплекса Ключевской (Средний Урал) [49]; 5 – клинопироксениты офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс (настоящая работа); 6 – плаггиоклазовые пикриты офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс [43]; 7 – примитивные островодужные лавы Камчатки [41]; 8 – клинопироксениты из ксенолитов вулкана Харчинский [46].

жение между ними и примитивными островодужными лавами Камчатки (рис. 8). Для последних характерны низкие содержания металлов Ir-группы (IPGE – Os, Ir, Ru) с небольшим максимумом Ir, и высокие содержания металлов Pt-группы (PPGE – Rh, Pt, Pd) с отношением Pd/Pt > 1. Такое контрастное распределение платиноидов связано с фракционной кристаллизацией магмы, поскольку Rh, Pt и Pd – крайне несовместимые элементы, тогда как Os, Ir и Ru умеренно совместимы в Cr-шпинели и оливине. В результате фракционной кристаллизации родительская магма пироксенитов обогащается Rh–Pt–Pd и обедняется Os–Ir–Ru [35, 39]. Этим механизмом объясняются положительные Os–Ir–Ru аномалии в хромититах из офиолитов и зонально-концентрических массивов [49].

Диаграммы соотношений Pt–Pd и Ir–Pd (рис. 9) показывают хорошую положительную корреляцию концентраций платиноидов для разных ультрамафитов из офиолитовых комплексов. Подавляющая часть их точек попадает в соотношения Pd/Pt от 0.55 (как в примитивной мантии) до 2.50. Подобная корреляция характерна и для платиноидов в примитивных островодужных лавах Камчатки и отражает процесс



**Рис. 9.** Корреляционные диаграммы Pt–Pd (а) и Ir–Pd (б) в ультрамафитах п-ова Камчатский Мыс и других гипербазитовых и офиолитовых комплексов.

Поля составов MORB, пироксенитов и геодинамические тренды взяты из работы [48], РМ – примитивная мантия [36]. 1 – клинопироксениты массива Бальмучия (Италия); 2 – клинопироксениты и верлиты массивов Миндяк и Нуралы (Средний Урал); 3 – клинопироксениты и верлиты массива Ключевской (Средний Урал); 4 – клинопироксениты зонально-концентрических массивов (Уктусский, Тагил, Хачкар, Гулинский); 5 – клинопироксениты офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс; 6 – плагиоклазовые пикриты офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс [43]; 7 – клинопироксениты из ксенолитов вулкана Харчинский [46]; 8 – примитивные островодужные лавы Камчатки [41]; 9 – перидотиты (дуниты) из ксенолитов вулкана Харчинский [45].

фракционирования ЭПГ в магматических расплавах [41]. Ксенолиты вулкана Харчинский также предположительно сформировались путем кристаллизации из высоко-Mg островодужных магм, что находит отражение в сходстве кривых распределения ЭПГ для ксенолитов и примитивных островодужных лав Камчатки (рис. 7). Однако пироксениты (а также дуниты) из ксенолитов сформировались, предположительно, из более ранней кумулятивной ассоциации, богатой Pt и бедной Pd [46], поэтому большая часть их точек на графике Pt–Pd выпадает из общего тренда для ультрамафитов в офиолитовых комплексах. Клинопироксениты из зонально-концентрических массивов Урала также не соответствуют этому тренду.

Особенности распределения ЭПГ в клинопироксенитах КМ (очень высокое отношение Pd/Ir и крутой наклон линии у спектра, нормированного на CI) могут быть также связаны с присутствием в породе сульфидной фазы. С выделениями магматических сульфидов в этих клинопироксенитах ассоциирует разнообразная платинометаллическая минерализация [26].

**Положение тел в офиолитовом разрезе.** Определение положения тел пироксенитов и верлитов КМ в офиолитовом разрезе сильно затруднено тектонической раздробленностью и разрозненностью блоков этих пород по всей территории южной части п-ова. Тем не менее, опираясь на наблюдения внутреннего

строения глыб данных ультрамафитов и их геохимические параметры, можно сравнить их с аналогами в офиолитовых массивах других регионов, чтобы судить об их генезисе и возможности объединения этих пород в единый структурный блок. Это позволит определить позицию данных тел в разрезе офиолитового комплекса КМ и, возможно, дополнить этот разрез новой структурной единицей.

Пироксениты массивов Войкаро-Сыньинский и Бальмучия, несмотря на различие геодинамических условий формирования исходных расплавов, демонстрируют сходные между собой геохимические черты. Пироксениты и верлиты Войкаро-Сыньинского офиолитового массива (Полярный Урал) и перидотитового массива Бальмучия (Италия) схожи по своей морфологии – это жильные или дайковые тела, образовавшиеся в результате внедрения расплавов и флюидов в перидотиты верхней части мантийного разреза. Эти расплавы и флюиды взаимодействовали с вмещающими перидотитами и преобразовывались в пироксенитовые жильные тела, часто образуя реакционные каймы. Расплавы и флюиды формировались в надсубдукционных условиях в случае Войкаро-Сыньинского массива [28] и в условиях астеносферы и субконтинентальной литосферной мантии в случае массива Бальмучия [48].

Клинопироксениты и верлиты офиолитовых массивов Миндяк, Нуралы и Ключевской морфоло-

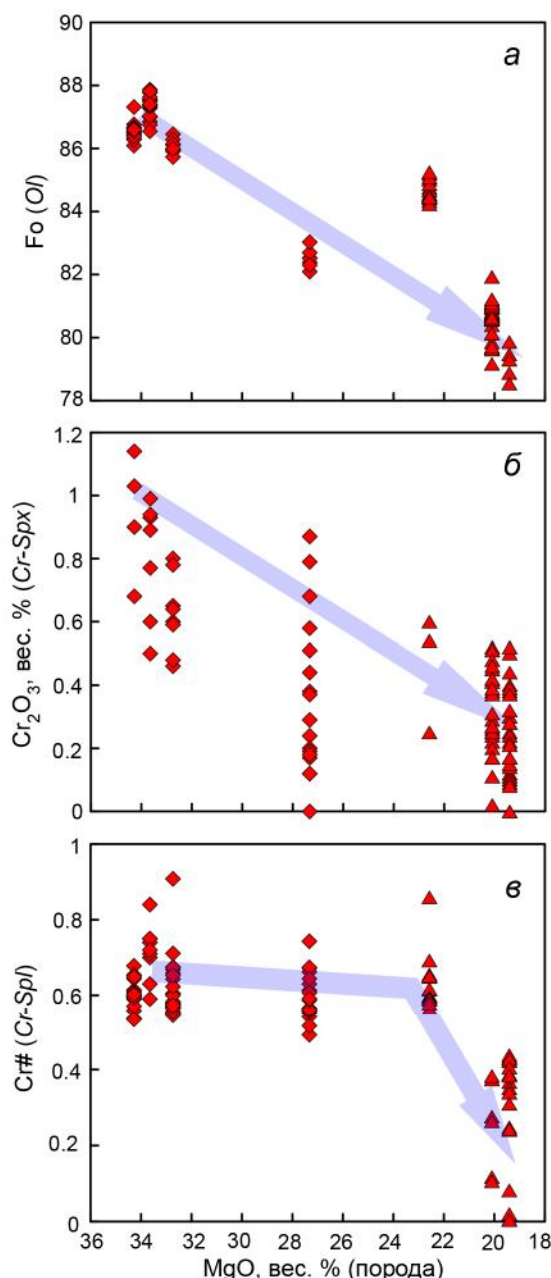
гически относятся к так называемой верлит-пироксенит-дунитовой переходной зоне между нижней корой и верхней мантией [14, 42, 44]. Такие зоны переслаивания кумулятивных ультрамафитов присутствуют в полносоставных офиолитовых разрезах типа Пенроуза [31]. При этом Ключевской массив по характеру минеральных ассоциаций, низкому содержанию Rb, Sr,  $P_2O_5$ , Ti, распределению РЗЭ и платиноидов можно отнести к сильно деплетированной офиолитовой ассоциации, а в составе пород дунит-верлит-клинопироксенитовой переходной зоны массива полностью отсутствует ортопироксен и амфибол [14]. Аналогичные породы массивов Нурали и Миндяк, напротив, менее обеднены РЗЭ и содержат ортопироксен и амфибол. Ультрамафиты КМ также содержат ортопироксен, амфибол и плагиоклаз, а по спектрам РЗЭ занимают промежуточное положение между клинопироксенитами массива Ключевской и массивов Миндяк и Нурали.

Ранее С.В. Высоцкий [4], М.Ю. Хотин и М.Н. Шапиро [24], А.Б. Осипенко и Р.М. Новаков [10] уже предполагали наличие расслоенной кумулятивной серии ультрамафитов в составе офиолитового комплекса КМ. К таким ультрамафитам ранее были отнесены дайковые и жильные тела клинопироксенитов и вебстеритов и вмещающие их дуниты и гарцбургиты, выше по разрезу располагались плагиоклазовые лерцолиты и габброиды. Закономерное изменение снизу вверх по разрезу состава минералов в этих кумулятивных породах, так называемая «скрытая расслоенность», и высокие температуры их кристаллизации послужили аргументами в пользу того, что данные ультрамафиты кристаллизовались из единого магматического расплава [4]. Мы не согласны с такой интерпретацией генезиса основного объема ультрамафитов КМ. Как указывалось ранее, по нашим данным гипербазитовый массив г. Солдатской сложен в основном реститогенными гарцбургитами с линзами дунитов и с маломощными жилами пироксенитов, а кумулятивные породы слагают небольшие тела в зоне меланжа. Видимо, эти тела пироксенитов свидетельствуют о существовании ранее более мощной переходной зоны между мантийными перидотитами и габброидами коры. При картировании эти клинопироксениты и вебстериты были отнесены к полосчатому комплексу в зоне перехода от гипербазитов к габброидам [3].

Описанные в нашей работе крупные блоки клинопироксенитов и верлитов в зоне серпентинитового меланжа к востоку от г. Солдатской, а также ортопироксениты и плагиоклазовые лерцолиты, найденные в обнажениях ручьев на южном побережье КМ, также могут относиться к этой расслоенной кумулятивной

части офиолитового разреза. Однако, согласно нашим наблюдениям, эти клинопироксениты и верлиты должны иметь иную морфологию, чем дайки и жилы, выделенные ранее [1, 24]. Тело клинопироксенитов и верлитов офиолитового комплекса КМ, видимо, слагало достаточно крупный тектонический блок (пластину), в отличие от массивов Войкаро-Сыньинский и Бальмучия, где пироксениты наблюдаются в виде отдельных жил и даек в перидотитах. Геохимическое сходство жильного клинопироксенита КМ (образец D 2323, табл.) с жильными ультрамафитами массивов Войкаро-Сыньинский и Бальмучия (рис. 4–7) подтверждает наличие двух различных по генезису типов клинопироксенитов на п-ове КМ. В крупных глыбах клинопироксенитов КМ наблюдаются слоистые текстуры и линзы переменных по минеральному составу пород (рис. 2, в), что свидетельствует в пользу гравитационного расслоения магмы с формированием кумулятивных фаз. Дополнительным свидетельством единого кумулятивного генезиса рассматриваемой серии ультрамафитов КМ служит закономерное уменьшение Fo в оливинах,  $Cr_2O_3$  в клинопироксенах и Cr# в хромшпинелидах по мере уменьшения содержания MgO в породах (рис. 10). Вероятнее всего, данная серия ультрамафитов представляет собой часть дунит-клинопироксенит-верлитовой переходной зоны, подобной тем, что присутствуют в офиолитовых массивах Ключевской, Нурали и Миндяк. Различие между этими массивами, с точки зрения распределения платиноидов, заключается в большей степени фракционирования исходного расплава для ультрамафитов КМ и в меньшей степени для массивов Ключевской, Миндяк и Нурали.

**Геодинамическая обстановка.** Согласно совокупности представленных данных, у каждого офиолитового или гипербазитового массива обнаруживаются отличительные геохимические особенности, связанные с различной геодинамической историей его становления и, в частности, с различными условиями формирования клинопироксенитов и верлитов. Представленные в данной работе ультрамафиты КМ по разным параметрам имеют сходство с различными массивами. В то же время эти ультрамафиты имеют геохимические особенности, не соответствующие в полной мере ни одному рассмотренному офиолитовому, концентрически-зональному или расслоенному массиву, а, следовательно, и отличные от них геодинамические условия формирования. По-видимому, такая картина наблюдается ввиду сложности и разнообразия геодинамических условий становления и тектонических механизмов размещения ультрамафитовых комплексов в целом, что исключает однозначную и простую классификацию данных объектов. В разви-



**Рис. 10.** Содержания Fo в оливинах (а), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в клинопироксенах (б), Cr# в хромшпинелидах (в) и соответствующие им валовые содержания MgO в изучаемых ультрамафитах п-ова Камчатский Мыс.

Стрелки иллюстрируют изменение составов минералов с уменьшением содержания MgO в породе. Условные знаки см. на рис. 3.

тии самого офиолитового комплекса КМ прослеживается несколько стадий, отвечающих различным геодинамическим обстановкам формирования офиолитов (напр., [10]). Поэтому при установлении генезиса исследуемых пород имеет смысл выявлять конкретные процессы, ответственные за геохимические отличия

или сходство между ультрамафитами КМ и прочих сравниваемых объектов.

На основании данных по содержанию редкоземельных элементов и стронция в клинопироксенах из гарцбургитов КМ, В.Г. Батанова с соавторами [2] делают вывод о том, что экстремальное обеднение мантийных перидотитов КМ базальтовым компонентом осуществлялось в сегменте срединного океанического хребта, расположенного вблизи горячей точки. Б.А. Базылев с соавторами [1] на основании составов дунитов, пироксенитов, перидотитов и габброидов и составов минералов этих пород доказывает наличие двух породных серий, сформировавшихся в разных геодинамических обстановках – в океанической зоне спрединга и над зоной субдукции. На графиках рис. 6 и рис. 8 наряду с представленными объектами показаны составы шпинелидов из ультрамафитов КМ для этих двух генетических серий: высоко-титанистой и низко-титанистой [1]. Высоко-титанистая серия ультрамафитов включает в себя габбро и дуниты, и, по утверждению авторов, ее формирование происходило из толеитовых расплавов типа N-MORB в обстановке океанического центра спрединга. Низко-титанистую серию, состоящую из дунитов, пироксенитов и габброидов, авторы связывают с формированием из высоководных расплавов бонинитового типа на начальном этапе надсубдукционного магматизма.

Наши данные не показывают четкого разделения на две серии, мы скорее видим протяженные тренды составов, перекрывающие поля различных геодинамических обстановок. В некоторых отдельных образцах, в частности, в плагиоклазовом верлите, хромшпинелиды на графике (рис. 6, в) образуют поле составов, попадающее как в низко-, так и в высоко-титанистую серии ультрамафитов по [1]. При этом, по разным параметрам породы КМ имеют сходство с массивами, для которых предложены различные обстановки формирования. Это, видимо, связано не только со сложной геодинамической обстановкой (мантийный плюм под спрединговым хребтом), но и с более поздним влиянием субдукционных процессов. Учитывая все данные, накопленные к настоящему времени по разным частям офиолитовой ассоциации КМ (гипербазиты, переходный комплекс, габбро, комплекс параллельных даек, базальты различных геохимических типов, пикриты, осадочные породы), ее можно отнести к офиолитам Р-типа (плюмового типа) [32].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Клинопироксениты и верлиты из офиолитового комплекса п-ва Камчатский Мыс имеют кумулятивную природу и по ряду параметров сходны с породами расслоенных частей офиолитовых комплексов

Урала. При этом нет ни одного комплекса, с которым параметры пород Камчатского Мыса полностью совпадают, каждый комплекс имеет отличный от других набор характеристик. Описанные нами породы представляют собой достаточно крупный тектонический блок, относящийся к расслоенной кумулятивной части офиолитового разреза КМ. Это подтверждают их морфологические и геохимические отличия от ранее выделенных жильных и дайковых тел клинопироксенитов, вебстеритов, верлитов КМ.

Повышенное содержание  $Al_2O_3$  в части ультрамафитов КМ связано, по-видимому, с наличием в них до 10 % плагиоклаза. Концентрации микроэлементов в клинопироксенитах указывают на дифференциацию обедненного легкими РЗЭ мантийного источника, который типичен для срединно-океанического хребта (N-MORB). Низкие содержания металлов Ir-группы (IPGE – Os, Ir, Ru) и высокие содержания металлов Pt-группы (PPGE – Rh, Pt, Pd) в оливиновом клинопироксените КМ связано с фракционной кристаллизацией исходной магмы, сформировавшей ультрамафиты переходной зоны. Наличие корреляции между валовым содержанием  $MgO$  и составами оливина, клинопироксена и хромшпинелида в серии изученных ультрамафитов подтверждает их кумулятивную природу и происхождение из единой магмы.

Состав минералов из кумулятивных ультрамафитов Камчатского Мыса показывает протяженные непрерывные тренды, часто перекрывающие поля океанических и надсубдукционных обстановок. Это может быть связано с влиянием мантийного плюма и с более поздней эволюцией пород в надсубдукционных условиях. Состав кумулятивных пород мелового офиолитового комплекса Камчатского Мыса подтверждает отнесение данного комплекса к офиолитам Р-типа (плюмового типа).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-00029, <https://rscf.ru/project/22-27-00029/>.

Полная таблица химических данных по валовым составам пород (XRF и ICP-MS) и составам клинопироксенов и хромшпинелидов, представленных в работе, доступна по ссылке Supplementary\_Table\_XRF+ICP-MS\_Cpx\_Cr-spinels\*.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базылев Б.А., Портнягин М.В., Савельев Д.П., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н. Признаки формирования плутонических пород офиолитов Камчатского Мыса (восточная Камчатка) в обстановках океанического и надсубдукционного магматизма // *Петрология*. 2023. Т. 31, № 3. С. 300–320.
2. Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Перидотиты п-ова Камчатский Мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55, № 12. С. 1748–1758.
3. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск): Объясн. зап. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 226 с. + 2 вкл.
4. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
5. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.
6. Кутырев А.В., Жирнова Т.С. Концентрически-зональные массивы Таманьямского ареала Корякско-Камчатского платиноносного пояса: особенности строения, возраст, петролого-геохимические аспекты // *Тихоокеан. геология*. 2019. Т. 38, № 4. С. 45–61.
7. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. В 2 кн. Кн. 1. Новосибирск: Гео, 2007. 401 с.
8. Малич К.Н. Распределение платиноидов в ультрабазитах Гулинского массива как индикатор их генезиса // *Записки Всерос. минер. общ-ва*. 1995. Т. 124, № 5. С. 16–30.
9. Новаков Р.М., Иванов В.В., Трухин Ю.П., Панова Е.Г. Медно-никелевая и благороднометалльная минерализация в оливиновых вебстеритах п-ова Камчатский Мыс (Камчатка) // *Вестн. СПбГУ. Сер. 7*. 2015. Вып. 4. С. 83–97.
10. Осипенко А.Б., Новаков Р.М. Хромитовая минерализация в ультрамафитах п-ова Камчатский Мыс (Камчатка) // *Записки Всерос. минер. общ-ва*. 2002. № 2. С. 84–98.
11. Палесский С.В., Николаева И.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение элементов платиновой группы и рения в стандартных геологических образцах изотопным разбавлением с масс-спектрометрическим окончанием // *Журнал аналитической химии*. 2009. Т. 64, № 3. С. 287–291.
12. Попов Ю.В., Пустовит О.Е. Сравнительный анализ серпентинитовых массивов Южного Урала и Передового хребта Большого Кавказа. // *Успехи современного естествознания*. 2022. № 5. С. 104–109.
13. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 291 с.
14. Пушкарев Е.В. Ключевской офиолитовый массив на Среднем Урале // *Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: Материалы междунар. науч. конф. «XII Чтения памяти АН Заварицкого»*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 334–346.
15. Савельев Д.П. Плагиоклазовые пикриты п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // *Вулканология и сейсмология*. 2014. № 4. С. 43–53.
16. Савельев Д.П., Философова Т.М. Микровключения минералов элементов платиновой группы и золота в породах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс // *Вестн. КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле*. 2017. № 2. С. 5–13.

\*Приложение см. на сайте журнала

[http://itig.as.khb.ru/POG/2025/n\\_4/pdf/Cherkashin.pdf](http://itig.as.khb.ru/POG/2025/n_4/pdf/Cherkashin.pdf)

17. Салихов Д.Н. Офиолиты и оруденение в зоне Главного Уральского разлома // Геологический сборник. 2008. № 7. С. 126–134.
18. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42–64.
19. Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Осипенко А.Б., Марковский Б.А. Петрохимические особенности пород Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. 2001. С. 14–30.
20. Сидоров Е.Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Петропавловск Камчатский: Ин-т вулканологии, 2009.
21. Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Науч. мир. 2012. 288 с.
22. Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В., Сейферт В., Циммер М., Савельев Д.П., Фрайтаг Р. Новые данные о составе и происхождении офиолитов Кроноцкого полуострова (восточная Камчатка) // Докл. АН. 2003. Т. 389, № 3. С. 349–353.
23. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Происхождение магматических серий. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
24. Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–89.
25. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Данные SHRIMP U-Pb-исследований цирконов из габбро офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский (Восточная Камчатка) // Вестн. Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2010. №. 2. С. 78–85.
26. Черкашин Р.И., Савельев Д.П., Филофова Т.М. Интерметаллиды платины и палладия в оливиновых клинопироксенитах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс: Материалы конф. «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. С. 210–213.
27. Batanova V.G., Belousov I.A., Savelieva G.N., Sobolev A.V. Consequences of channelized and diffuse melt transport in supra-subduction zone mantle: Evidence from the Voykar Ophiolite (Polar Urals) // J. Petrology. 2011. V. 52, N 12. P. 2483–2521.
28. Belousov I.A., Batanova V.G., Savelieva G.N., Sobolev A.V. Evidence for the suprasubduction origin of mantle section rocks of Voykar ophiolite, Polar Urals // Dokl. Earth Sciences. 2009. V. 429, N 1. P. 1394.
29. Belousov I., Batanova V., Sobolev A., Savelieva G., Danyushevsky L., Draayers E. Pyroxenites from mantle section of Voykar Ophiolite–Melt/peridotite reaction and crystallization in SSZ mantle // Lithos. 2021. V. 388. P. 106063.
30. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 86 (1). P. 54–76.
31. Dilek Y., Ophiolite concept and its evolution // Special Papers-Geological Society of America. 2003. P. 1–16.
32. Dilek Y., Furnes H. Ophiolites and their origins // Elements. 2014. V. 10, N 2. P. 93–100.
33. Garuti G., Fershtater G., Bea F., Montero P., Pushkarev E.V., Zaccarini F. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1–4. P. 181–194.
34. Grieco G., Diella V., Chaplygina N.L., Savelieva G.N. Platinum group elements zoning and mineralogy of chromitites from the cumulate sequence of the Nurali massif (Southern Urals, Russia) // Ore Geology Reviews. 2007. V. 30, N 3–4. P. 257–276.
35. Li C., Ripley E.M., Thakurta J., Stifter E.C., Qi L. Variations of olivine Fo–Ni contents and highly chalcophile element abundances in arc ultramafic cumulates, southern Alaska // Chemical Geology. 2013. V. 351. P. 15–28.
36. Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2007. V. 112. P. B03211.
37. Mazzucchelli M., Rivalenti G., Brunelli D., Zanetti A., Boari E. Formation of highly refractory dunite by focused percolation of pyroxenite-derived melt in the Balmuccia peridotite massif (Italy) // J. Petrology. 2009. V. 50, N 7. P. 1205–1233.
38. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical geology. 1995. V. 120, N 3–4. P. 223–253.
39. Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Mineralium Deposita. 1999. V. 34. P. 250–272.
40. Mukasa S.B., Shervais J.W. Growth of subcontinental lithosphere: evidence from repeated dike injections in the Balmuccia lherzolite massif, Italian Alps // Developments in Geotectonics. 1999. V. 24. P. 287–316.
41. Nekrylov N., Kamenetsky V.S., Savelyev D.P., Gorbach N.V., Kontonikas-Charos A., Paleskii S.V., Shcherbakov V.D., Kutyr A.V., Savelyeva O.L., Korneeva A.A., Kozmenko O.A., Zelenski M.E. Platinum-group elements in Late Quaternary high-Mg basalts of eastern Kamchatka: Evidence for minor cryptic sulfide fractionation in primitive arc magmas // Lithos. 2022. V. 412–413. P. 106608.
42. Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N., Gaggero L. Nature of the transition zone in the Nurali ophiolite, southern Urals // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1–4. P. 163–180.
43. Savelyev D.P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Botcharnikov R.E., Kamenetsky M.B., Park J.W., Portnyagin M.V., Olin P., Krashennnikov S.P., Hauf F., Zelenski M.E. Immiscible sulfide melts in primitive oceanic magmas: Evidence and implications from picrite lavas (Eastern Kamchatka, Russia) // American Mineralogist: J. Earth and Planetary Materials. 2018. V. 103, N 6. P. 886–898.
44. Scarrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J., Montero P., Pertsev A.N., Cortesogno L., Gaggero L. The Mindyak Palaeozoic lherzolite ophiolite, Southern Urals: geochemistry and geochronology // Ophioliti. 1999. V. 24, N 2. P. 239–246.
45. Siegrist M., Yogodzinski G., Bizimis M., Fournelle J., Churikova T., Dektor C., Mobley R. Fragments of metasomatized forearc: origin and implications of mafic and ultramafic xenoliths from Kharchinsky Volcano, Kamchatka // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20, N 9. P. 4426–4456.
46. Siegrist M., Yogodzinski G.M., Bizimis M. Origins of Os-isotope and platinum-group element compositions of

- metasomatized peridotite and cumulate pyroxenite xenoliths from Kharchinsky Volcano, Kamchatka // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2021. V. 299. P. 130–150.
47. Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A., Capmas F., Birck J.L., Allègre C.J. Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re–Os and Sm–Nd systematics // *Chemical geology*. 2007. V. 240, N 1–2. P. 61–84.
48. Wang Z., Becker H. Fractionation of highly siderophile and chalcogen elements during magma transport in the mantle: Constraints from pyroxenites of the Balmuccia peridotite massif // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 159. P. 244–263.
49. Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G. Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia) // *Ore Geology Reviews*. 2008. V. 33, N 1. P. 20–30.
50. Zou Z., Wang Z., Li M., Becker H., Geng X., Hu Z., Lazarov M. Copper isotope variations during magmatic migration in the mantle: Insights from mantle pyroxenites in Balmuccia peridotite massif // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124, N 11. P. 11130–11149.

Рекомендована к печати С.В. Высоцкий

после доработки 10.10.2024 г.

принята к печати 13.03.2025 г.

## CUMULATIVE ULTRAMAFIC ROCKS IN OPHIOLITES OF THE KAMCHATSKY MYS PENINSULA: GEOLOGICAL POSITION ACCORDING TO GEOCHEMISTRY, MINERALOGY AND PGE DATA

**R.I. Cherkashin<sup>a</sup>, D.P. Savelyev<sup>a</sup>, E.V. Pushkarev<sup>b</sup>, V.D. Shcherbakov<sup>c</sup>, S.V. Moskaleva<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; e-mail: [romache@kscnet.ru](mailto:romache@kscnet.ru), [savelyev@kscnet.ru](mailto:savelyev@kscnet.ru)*

<sup>b</sup>*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia; e-mail: [pushkarev@igg.uran.ru](mailto:pushkarev@igg.uran.ru)*

<sup>c</sup>*Moscow State University, Moscow, Russia*

Clinopyroxenites and wherlites of the ophiolite complex of the Kamchatsky Mys peninsula have been studied. Petro- and geochemical characteristics of rocks were obtained and compositions of olivines, clinopyroxenes and chrome-spinels were determined. Contents of platinum group elements (PGEs) and rhenium in olivine-clinopyroxenite were determined. The obtained characteristics of clinopyroxenites and wherlites of the Kamchatsky Mys peninsula were compared with similar rocks of various complexes from other regions. Among the published data, there is not a single ophiolite or ultramafic massif that matches the Kamchatsky Mys rocks in all the parameters. The rocks have a cumulative nature and were formed within the transitional (stratified) part of the ophiolite complex. The composition of minerals from the Kamchatsky Mys rocks shows extended continuous trends, often overlapping the fields of oceanic and suprasubduction settings. The distribution of trace elements in clinopyroxenites indicates a LREE-depleted N-MORB type mantle source. High contents of Rh (1.04 ppb), Pt (13.4 ppb) and Pd (34.4 ppb) with Pd predominance and low contents of Os (0.086 ppb), Ir (2.26 ppb) and Ru (0.24 ppb) in clinopyroxenite indicate fractional crystallization of the parent magma. According to the sum of the characteristics, the composition of the cumulative rocks of the Cretaceous ophiolite complex of the Kamchatsky Mys peninsula confirms the attribution of this complex to P type ophiolites (plume type). Based on the sum of characteristics, the composition of the cumulative rocks of the Cretaceous ophiolite complex of Kamchatsky Mys supports the classification of this complex as P-type (plume type) ophiolites.

**Key words:** ophiolite complex, pyroxenites, wherlites, clinopyroxenites, chrome-spinels, PGEs, Kamchatka.