

УДОКАНСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ ПОЛЕ: СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ПЕРИДОТИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДАХ

**К.Д. Литасов^{1,2}, Ю.Д. Литасов¹, А.В. Иванов³, С.В. Рассказов³, Х. Юримото⁴,
Е.И. Демонтерова³, В.В. Шарыгин⁵, В.Г. Мальковец^{5,6}**

¹ *Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

² *Институт минералогии, петрологии и экономической геологии, Университет Тохоку, Сендай, Япония*

³ *Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

⁴ *Токийский технологический институт, Токио, Япония*

⁵ *Институт минералогии и петрографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

⁶ *Факультет наук о Земле, Университет Макуори, Сидней, Австралия*

Приводятся результаты исследования хромдиопсидсодержащих мантийных ксенолитов из позднекайнозойских базальтоидов Удоканского вулканического поля, расположенного на границе Алданского и Байкало-Витимского террейнов. В центральной части поля (плиоценовые базаниты оз. Куас) среди ксенолитов преобладают слабоистощенные лерцолиты, а в северной части (миоценовые нефелинитовые вулканы) — гарцбургиты. Судя по составу, перидотиты Удокана представляют материал фанерозойской океанической мантии, погружавшейся под Сибирскую платформу, а не древнюю архейскую мантию Алданского щита.

Среди ксенолитов оз. Куас выделяются две серии пород — гарцбургит-лерцолитовая и лерцолит-вебстеритовая. Лерцолит-вебстеритовая, вероятно, представляет древний субстрат, а гарцбургит-лерцолитовая образовалась в результате более позднего взаимодействия перидотитов с гипотетическим силикатным расплавом, которое, возможно, сопровождалось Na-амфиболовым метасоматозом. Шпинелевые гарцбургиты и дуниты Куаса оказались наиболее высокотемпературными и окисленными. Для них характерны $T = 1000\text{—}1050\text{ }^{\circ}\text{C}$ и среднее $\Delta \log f_{\text{O}_2}^{(\text{QFM})} = -1,0$. Для лерцолитов характерны $T = 950\text{—}1050\text{ }^{\circ}\text{C}$ и среднее $\Delta \log f_{\text{O}_2}^{(\text{QFM})} = -1,9$. Температура вебстеритов составляла $900\text{—}1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ при среднем $\Delta \log f_{\text{O}_2}^{(\text{QFM})} = -3,1$. Следовательно, при равном геотермическом градиенте гарцбургит-лерцолитовая ассоциация формировалась на большей глубине, чем лерцолит-вебстеритовая. Большинство перидотитов северной части поля сильно окислены. $\Delta \log f_{\text{O}_2}^{(\text{QFM})}$ для перидотитов влк. Ингамакит и Мундужак варьирует от -1 до $+2$. Двупироксеновые температуры для перидотитов влк. Мундужак существенно выше ($T = 1050\text{—}1200\text{ }^{\circ}\text{C}$) по сравнению с другими проявлениями мантийных ксенолитов. Однако Са-ортопироксеновые температуры для перидотитов влк. Мундужак такие же низкие ($800\text{—}900\text{ }^{\circ}\text{C}$), как и для других проявлений.

Спектры распределения микроэлементов в клинопироксенах из удоканских гарцбургитов показывают сильное обогащение легкими редкоземельными элементами и истощение Nb, Zr, Ti. Подобные спектры можно интерпретировать как результат реакционного взаимодействия перидотитов с просачивающимся силикатным расплавом или флюидом. Высокие содержания легких и средних редкоземельных элементов отражают конечную стадию взаимодействия, когда истощенные перидотиты были практически полностью переуравновешены с этим расплавом (флюидом).

Верхняя мантия, ксенолит, перидотит, пироксенит, клинопироксен, микроэлементы.

UPPER MANTLE BENEATH THE UDOKAN VOLCANIC FIELD: STUDY OF PERIDOTITE XENOLITHS IN LATE CENOZOIC BASALTOIDS

**K.D. Litasov, Yu.D. Litasov, A.V. Ivanov, S.V. Rasskazov, H. Yurimoto,
E.I. Demonterova, V.V. Sharygin, and V.G. Mal'kovets**

Study was given to Cr-diopside group mantle xenoliths from Late Cenozoic basaltoids of the Udokan volcanic field located at the boundary of the Aldan Shield and Baikal-Vitim terrane. Slightly depleted lherzolites are predominant xenoliths in the central part of the field (Pliocene basanites of Lake Kuas), whereas depleted harzburgites prevail in its northern part. The composition of the Udokan peridotites suggests that they are components of the Phanerozoic oceanic mantle subducted beneath the Siberian craton rather than the Archean mantle of the Aldan Shield.

Xenoliths of Lake Kuas are divided into two series: harzburgite-lherzolite and lherzolite-websterite. The latter series probably represents ancient mantle, whereas the former might have been resulted from the later interaction of peridotites with hypothetic silicate melt, which was probably accompanied by Na-amphibole

metasomatism. The Kuas spinel harzburgites and dunites are characterized by higher equilibrium temperatures (1000–1050 °C) and higher oxidation state (average $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)} = -1.0$) than the other rocks. Lherzolites have $T = 950\text{--}1050$ °C and average $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)} = -1.9$, and websterites have $T = 900\text{--}1000$ °C and average $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)} = -3.1$. Hence, having the same geothermal gradient, the harzburgite-lherzolite association formed at a greater depth than the lherzolite-websterite one. Most of the northern Udokan peridotites are highly oxidized; peridotites of the Ingamakit and Munduzhyak Volcanoes have $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)}$ of -1 to $+2$. Two-pyroxene temperatures calculated for the Munduzhyak peridotites are higher (1050–1200 °C) than those for the other mantle xenoliths, whereas the Ca-orthopyroxene temperatures are low for all xenoliths (800–900 °C).

Depleted harzburgite xenoliths of the Udokan field contain clinopyroxenes enriched in LREE and depleted in Nb, Zr, and Ti. These element patterns might be explained by the reaction of the peridotites with percolating silicate melt or fluid. The high contents of LREE and MREE reflect the final stage of the peridotite–melt interaction, when depleted peridotites reached an equilibrium with the melt (fluid).

Upper mantle, xenolith, peridotite, pyroxenite, clinopyroxene, trace elements

ВВЕДЕНИЕ

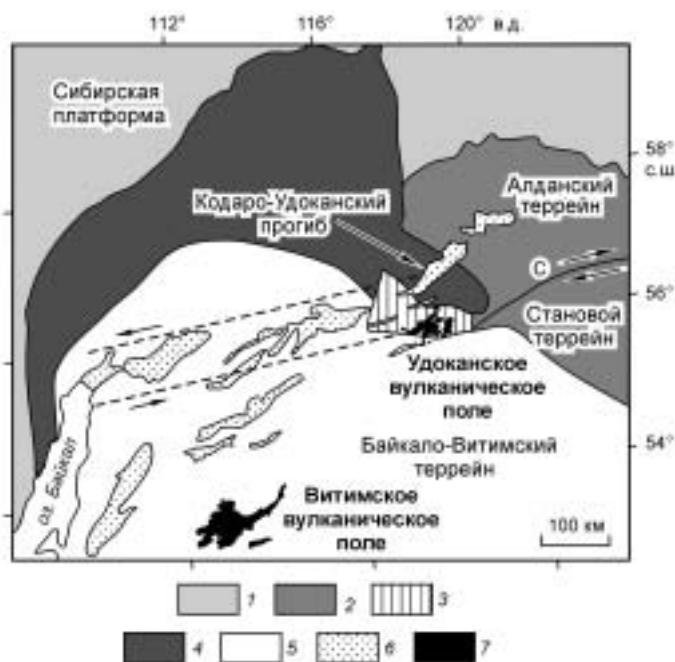
Глубинные ксенолиты из кимберлитов и щелочных базальтоидов несут в себе информацию о процессах, протекающих в верхней мантии. Ксенолиты мантийных пород достаточно часто встречаются в базальтоидах Байкальской рифтовой системы (БРС) и описаны во многих работах [1—4]. Существенный вклад в изучение ксенолитов БРС был сделан академиком Н.Л. Добрецовым с соавторами [5—8].

Вулканические поля БРС можно разделить на осевые и периферийные по отношению к осевой части рифтовой системы (рис. 1). Состав вулканитов и набор ксенолитов осевых и краевых вулканических полей существенно отличается. В вулканитах осевой части рифтовой системы встречаются в основном мало-глубинные слабоистощенные перидотиты с признаками „сухого“ полевошпатового метасоматоза, тогда как в вулканитах краевых вулканических полей распространены более глубинные неистощенные и обогащенные перидотиты, содержащие амфиболовые и флогопитовые жилы. Результаты исследования ксенолитов осевой части южного фланга БРС в базальтах хр. Хамар-Дабан и Восточного Саяна были представлены в работах [4, 9, 10]. В данной работе мы приводим результаты геохимического исследования клинопироксенов из ксенолитов Cr-диопсидовой серии в различных базальтоидах Удоканского вулканического поля, которое расположено вблизи осевых структур северо-восточной части рифтовой системы (см. рис. 1). Важность изучения глубинного строения Удоканского вулканического поля подчеркивается его особым структурным положением на границе двух разновозрастных террейнов — Алданского и Байкало-Витимского [3, 11, 12].

Основными задачами настоящей работы являются: а) оценка состава верхней мантии под Удоканским вулканическим полем, сравнение ксенолитов и мантийных разрезов северной и центральной частей поля и их соотношение с геологическим строением региона, б) выяснение особенностей частичного плавления первичного мантийного субстрата и его взаимодействия с глубинными магматическими расплавами.

Рис. 1. Геологическое положение Удоканского вулканического поля [11, 12].

1 — чехол Сибирской платформы; 2 — Алданский щит; 3 — Удоканский блок; 4 — окраина платформы, прогибавшаяся в протерозое и рифее; 5 — палеозойский Байкало-Витимский составной террейн; 6 — позднекайнозойские впадины Байкальской рифтовой системы; 7 — позднекайнозойские вулканические поля; С — Становой шов. Штриховыми линиями и стрелками вдоль них показаны зоны напряжения и направления смещений.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Удоканское вулканическое поле располагается на юго-западной окраине Алданского щита, сформировавшегося около 3,5 млрд лет назад. В позднем архее Алданский щит представлял собой литосферную плиту, южный край которой был охвачен синколлизийным метаморфизмом [13, 14]. Важнейшим этапом геологического развития района явилась тектоническая переработка и плавление мантии в раннем протерозое, в результате которого образовалась гранитоидная континентальная кора в Байкальском регионе. В западной части Алданского щита сформировался Кодаро-Удоканский прогиб (см. рис. 1). Вдоль его юго-западной границы внедрялись раннепротерозойские габбро-норитовые интрузии [14]. Другими ослабленными зонами, возможно, повлиявшими на позднекайнозойскую реактивизацию в регионе, являются Чукчудинский грабен, сложенный мезозойскими осадочными и вулканическими породами, и Становой шов, разделяющий Алданский и Становой блоки Алданского щита с раннего протерозоя (рис. 2).

Пространственное положение шва между фундаментом Сибирской платформы и складчатым обрамлением не имеет достаточного обоснования. В одних схемах Удоканский блок (см. рис. 1) относится к Алданскому щиту, а Кодаро-Удоканский прогиб оказывается в его внутренней части. В других Удоканский блок относится к коллажу террейнов, а Кодаро-Удоканский прогиб выступает в качестве краевого прогиба Сибирской платформы [11, 14]. Мезозойские вулканы Чукчудинского грабена в южной части Удоканского блока в целом соответствуют трахибазальт-трахириолитовым лавам Забайкалья и отличаются от мезозойских калиевых магматических пород Алданского щита [12, 15].

Впадины северо-восточного фланга БРС проникают в глубь Алданского щита на 250 км. В центральной части крупной Чарской впадины мощность осадков превышает 1,5 км. Удоканское вулканическое поле покрывает территорию в 3000 км², а объем лав превышает 430 км³. Особенности развития позднекайнозойского вулканизма в пределах Удоканского поля были рассмотрены в работах [3, 4, 12, 14, 16—18]. Новейшая активизация Кодаро-Удоканской ослабленной зоны вызвала прогибание Чарской впадины около 14 млн лет назад. Одновременно происходили первые извержения лав щелочно-ультраосновного (меланефелиниты или мелалейцититы) состава в северной части поля, что привело к образованию небольших лавовых полей, венчаемых вулканическими конусами, а также обнаженных к настоящему времени субвулканических тел (см. рис. 2). В дальнейшем магматизм переместился к югу и выразился в массовых излияниях щелочных оливиновых базальтов и трахитов. К-Аг-датирование позволило выявить несколько импульсов развития вулканизма, соответствующих миграции вулканизма: 9,6—7,4; 4,0—1,8; 1,7—0,002 млн лет (см. рис. 2) [18].

В работе [19] отмечено, что по микроэлементному составу лавы северной части Удоканского поля отличаются от лав центральной и южной частей поля и могли выплавляться из материала архейской субконтинентальной мантии Алданского щита, которая была подвергнута частичному истощению в процессе протерозойской тектономагматической активизации. Вулканы Чукчудинской зоны (центральная и южная часть поля) могут характеризовать фанерозойскую мантию Байкало-Витимского террейна, субдуцировавшую под архейскую кору Алданского щита.

По данным геохимии базальтоидов, меланефелинитовые расплавы формировались при плавлении гранатовых перидотитов и задерживались у основания коры, вызывая частичное плавление пород на границе Мохо. Позднее в северной части поля изливались базаниты, формировавшиеся при плавлении слабоистощенной мантии. В центральной час-

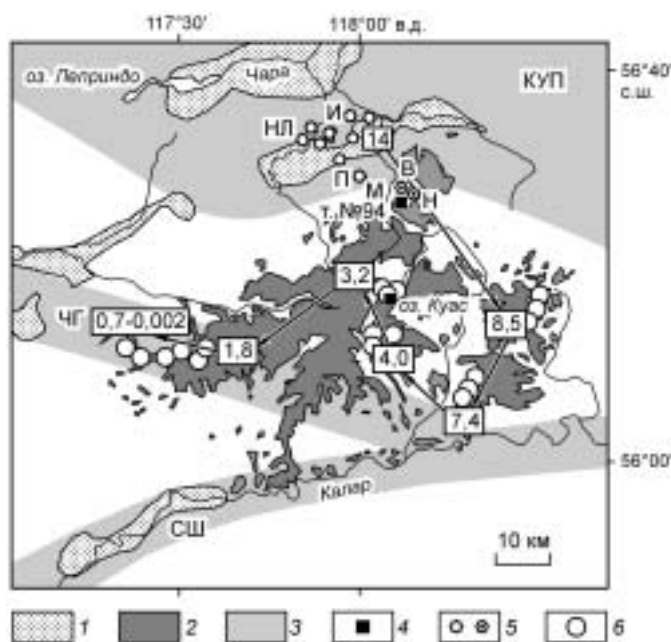


Рис. 2. Схема распространения позднекайнозойских вулканических пород в пределах Удоканского поля [12, 14, 17].

1 — рифтовые впадины; 2 — вулканы; 3 — ослабленные зоны (КУП — Кодаро-Удоканский прогиб; ЧГ — Чукчудинский грабен; СШ — Становой шов); 4 — проявления ксенолитов; 5 — позднемиоценовые щелочно-ультраосновные (меланефелинитовые) и плиоценовые базанитовые вулканы (НЛ — экструзия Нижний Лурбун; И — влк. Ингамакит; М — влк. Мундужак; П — влк. Перемычка; В — влк. Вакат; Н — влк. Неожиданный); 6 — плиоцен-четвертичные трахитовые вулканы. Цифрами и стрелками показаны возраст (млн лет) и направления миграции вулканизма соответственно.

ти поля в течение плиоцен-четвертичного времени доля извержений магм нижнекорового происхождения нарастала, а мантийных — снижалась [14].

Нами были изучены ксенолиты из разновозрастных вулканитов центральной и северной частей Удоканского поля. В центральной части поля это ксенолиты в плиоценовых базанитах оз. Куас. В северной части поля — (а) ксенолиты миоценовых (14 млн лет) меланефелинитовых вулканов Ингамакит, Мундужак, Перемычка и экструзии Нижний Лурбун и (б) плиоценовых (около 3 млн лет) базанитовых вулкана Неожиданный и потоков т. № 94 (см. рис. 2). Возраст базанитов оз. Куас не определялся. Однако расположенная в этом районе группа куасинских трахитовых построек датируется интервалом 3,5—2,6 млн лет, а возраст трахитов в нижней части разреза с ксенолитсодержащей толщей — 3,0 млн лет. Соответственно возраст базанитов Куаса лежит в интервале 3,0—2,6 млн лет. Составы вмещающих ксенолиты лав представлены в работе [4].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав минералов перидотитовых включений был изучен на микроанализаторах „Camebax Micro“ в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск) и Jeol Superprobe JXA-8800 в Институте минералогии, петрологии и экономической геологии Университета Тохоку (Сендай, Япония) при токе зонда 10—40 нА и ускоряющем напряжении 15—20 кВ с использованием природных и синтетических стандартов. Пересчет рентгеноспектральных данных производился по алгоритму ZAF.

Клинопироксены из различных групп перидотитов были проанализированы методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS). Данные получены в Институте микроэлектроники РАН (ИМ, г. Ярославль) и в Токийском технологическом институте (ТТИ, Токио) по методикам, описанным в работах [20] и [21] соответственно. Определение интенсивности изотопов элементов проводилось в нескольких циклах (от 5 до 20) с общим временем анализа 50—60 мин. Каждая съемка сопровождалась измерением стандартного образца. Погрешность анализа по воспроизводимости стандартных образцов (клинопироксен КН-1 в ИМ; вулканические стекла JB-1a, JR-1 в ТТИ) и величине стандартного отклонения не превышала 10—15 отн.% (до 40—50 % для концентраций менее 0,1 г/т). Отклонения в данных, полученных в различных лабораториях, а также сравнение данных, полученных методами SIMS и лазерной абляции (LA-ICP-MS), оказались незначительными (в пределах 5—10 отн.%, см. сравнение в работе [22]).

ПЕТРОГРАФИЯ И МОДАЛЬНЫЙ СОСТАВ КСЕНОЛИТОВ

В районе оз. Куас ксенолиты обнаружены в начале 70-х годов [23]. В дальнейшем были проведены их петрографические, минералогические и микроструктурные исследования [4, 16, 24, 25 и др.]. Изученные нами мантийные ксенолиты относятся к Ст-диопсидовой серии пород. Перидотиты и пироксениты из базанитов оз. Куас представлены нодулями размером до 30 см, в основном с крупно- и среднезернистой протогранулярной и порфирокластической структуры. Различия структур плохо выражены как при наблюдении в шлифах, так и по модальному и химическому составам ксенолитов. По составу минералов выделяются три главные группы включений, связанных взаимопереходами: 1) шпинелевые гарцбургиты и истощенные лерцолиты, часто содержащие дунитовые прожилки, 2) шпинелевые лерцолиты и 3) шпинелевые вебстериты.

Гарцбургиты характеризуются крупнозернистой структурой и образуют постепенный переход к дунитам. В одном из гарцбургитов мощность дунитового прожилка составляет 5—10 см, а размер кристаллов оливина в нем достигает 5 см. К гарцбургитам близки также редкие ксенолиты с частичной перекристаллизацией клинопироксена (подгруппа железистых гарцбургитов, Г2). Эти же ксенолиты выделяются по составу минералов на вариационных диаграммах. В истощенном лерцолите u74-24 обнаружены округлые розоватые обособления, представляющие продукты замещения граната или амфибола, клинопироксен частично перекристаллизован по краям зерен и содержит большое количество флюидных и расплавных включений, первичная шпинель отсутствует. Данный образец был выделен в отдельную подгруппу (АГ). Согласно особенностям состава (см. ниже), первичным минералом, скорее, мог быть амфибол, однако округлая форма выделений и розоватый цвет более соответствуют гранату. Следует отметить, что амфибол был обнаружен ранее в одном из перидотитов Куаса [26].

Для лерцолитов характерна среднезернистая структура, иногда проявлено неоднородное строение, выраженное в образовании небольших клинопироксен-шпинелевых обособлений. Отдельно выделяется подгруппа лерцолитов с мелкозернистой мозаичной эквигранулярной структурой (подгруппа железистых лерцолитов, Л2). Вебстериты содержат необычайно крупные зерна шпинели (размером до 2—3 см) и часто образуют сложные ксенолиты, в которых наблюдается контакт вебстерита с лерцолитом.

Оценка модального состава ксенолитов проводилась по валовому составу породы и составу минералов с помощью регрессионного приближения методом наименьших квадратов, кроме этого, мо-

Таблица 1. Модальный состав (%) и основные характеристики состава минералов и $T-f_{O_2}$ параметры для ксенолитов из базальтоидов Удоканского вулканического поля

№ обр.	Место-нахождение	Тип	Ол	Оп	Кп	Шп	Инт	Mg#		Al ₂ O ₃	CaO	Mg#		Cr#		Температура, °С			$\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)}$	
								Ол	Оп	Оп	Оп	Шп	Шп	ВК-1	ВК-2	ТА	T, ВК-1	T, ВК-2		
u74-4	Куас	ШГ	67,4	26,5	5,0	1,1	—	91,0	91,5	2,99	0,74	71,2	31,5	1021	957	971	-1,97	-1,86		
u74-DU	»	ШГ*	71,7	21,2	5,5	1,6	—	90,7	91,4	2,61	0,75	68,6	39,3	1061	961	996	-1,61	-1,45		
»	»	Д	96,4	—	—	3,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
u74-42	»	ШГ-2	69,0	21	8	2	—	88,1	88,9	3,59	0,65	73,7	24,5	921	928	920	-2,12	-2,14		
u74-24	»	АГ	70,0	22,3	4,8	0,3	2,6	90,2	91,3	2,79	0,71	75,2	26,0	1066	948	977	-0,38	-0,56		
u74-9	»	ШЛ	53,0	32,4	13,1	1,5	—	90,5	91,4	3,41	0,61	76,9	16,3	986	914	942	-2,38	-2,25		
u74-5	»	ШЛ	65,2	18,8	14,0	2,0	—	89,5	90,3	4,10	0,58	75,1	13,1	1037	904	972	-1,81	-1,58		
L-1	»	ШЛ-2	66,9	21,0	11,1	1	—	88,7	89,3	4,73	0,96	75,3	20,5	1096	1022	1050	-2,59	-2,48		
u74-117	»	ШЛ	44,8	27,9	24,9	2,4	—	89,3	90,5	5,70	0,46	79,3	4,6	943	860	886	-2,80	-2,64		
»	»	ШВ	—	39,8	55,5	4,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
ln-1	Ингамакит	ШГ	79	16	2	2	1	90,7	91,6	2,41	0,37	66,7	36,1	830	818	817	1,57	1,59		
ln-2A	»	ШГ	73	11	5	2	9	90,4	91,7	1,56	0,38	44,6	87,6	834	822	816	0,99	1,01		
ln-40	»	ШГ	78	15	3	1	3	91,0	91,7	2,44	0,35	40,2	86,4	827	807	816	1,43	1,47		
ln-47	»	Л**	77	16	7	—	—	86,4	88,1	1,92	0,65	—	—	934	929	931	—	—		
ln-47x	»	ШГ	77	15	4	1	2	90,0	91,2	2,57	0,37	66,7	29,2	841	818	830	0,07	0,01		
ln-53	»	ШЛ	72	18	10	0,3	—	90,1	91,3	3,81	0,51	74,7	13,7	994	876	945	-1,18	-0,96		
u99-2	Мунду-жяк	ШЛ**	68	12	9	0,2	11	87,6	89,4	3,01	0,70	60,0	31,5	1056	944	989	-0,32	-0,14		
u99-4	»	Г	82	15	3	—	—	91,5	92,1	2,61	0,44	—	—	1161	847	1091	—	—		
M-6	»	Л	69	17	11	—	3	88,2	92,2	2,74	0,49	—	—	1017	869	946	—	—		
U19-12	Ниж. Лурбун	ШЛ	—	—	—	—	—	89,4	90,6	1,06	0,42	63,8	82,5	888	842	811	-0,23	-0,14		
P5-0	Пере-мычка	Л	67	23	8	—	2	87,2	86,9	4,76	1,08	—	—	1143	1047	1121	—	—		
N2-1	Неожиданный	ШГ	78	15	6	0,2	—	91,0	91,6	2,15	0,65	66,4	43,9	970	926	938	-1,13	-1,05		
N2-2	»	ШГ	68	23	8	1	—	91,5	92,0	1,84	0,43	65,7	45,7	1026	840	988	-1,25	-0,79		
u94-10	Точка № 94	ШЛ	62	19	8	2	9	90,7	91,3	2,58	0,49	68,2	30,4	968	867	900	-0,18	0,01		
u94-2	»	ШЛ	68	18	8	1	5	90,5	90,4	3,76	0,47	74,3	10,3	968	862	897	-0,61	-0,44		
u94-6	»	ШЛ	70	14	11	1	4	89,9	91,3	3,25	0,42	75,5	15,1	911	839	852	-1,15	-1,01		
u94-9	»	ШЛ	59	26	11	2	2	89,6	91,4	3,10	0,47	69,8	22,8	932	863	891	-0,53	-0,40		

Примечание. Типы пород: ШГ — шпинелевый гарцбургит; ШГ-2 — подгруппа железистых гарцбургитов (Г2); АГ — псевдоамфиболовый гарцбургит; ШЛ — шпинелевый лерцолит; ШЛ-2 — подгруппа железистых лерцолитов (Л2); ШВ — шпинелевый вебстерит; Г — гарцбургит, Л — лерцолит. Mg# 100·Mg/(Mg + Fe); Cr# 100·Cr/(Cr + Al); Ол — оливин; Оп — ортопироксен; Кп — клинопироксен; Шп — шпинель; Инт — интерстиционный материал. Геотермометры: ВК-1 и ВК-2 соответственно двупироксеновый и Са-ортопироксеновый [27], ТА — двупироксеновый [28]. $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)}$ рассчитано по оксибарометру [29] для температур ВК-1 и ВК-2.

* С жилой крупнозернистого дунита (Д).

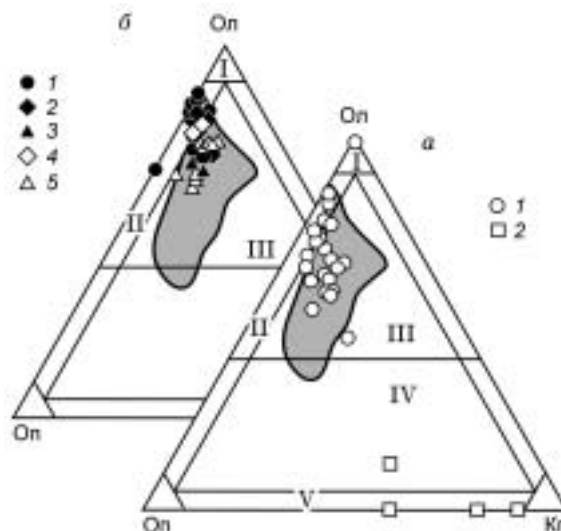
** Перидотиты, близкие по составу минералов к подгруппе Г2.

дальный состав определялся по соотношению минералов в тонких полированных пластинках. Модальный состав ксенолитов представлен в табл. 1 и на рис. 3. Гарцбургиты содержат 70—75 % оливина (в дунитах — до 95—97), 20—25 ортопироксена, около 5 клинопироксена и 1 шпинели (до 3—4 в дунитах). Лерцолиты содержат 53—68 % оливина, 17—34 ортопироксена, 10—15 клинопироксена, 1,5—2,5 шпинели. Вебстериты содержат 52—95 % клинопироксена, 25—43 ортопироксена и 3—7 % шпинели.

В работе [4] описаны также ксенолиты Al-авгитовой серии пород и мегакристаллы из проявления оз. Куас. Наиболее важным является присутствие гранатовых вебстеритов, что позволяет рассчитать

Рис. 3. Модальный состав перидотитовых нодулей Удоканского поля.

Залитое поле показывает состав перидотитов из плиоценовых базальтоидов Витимского вулканического поля [4]. Поля составов пород: I — дуниты, II — гарцбургиты, III — лерцолиты, IV — оливиновые вебстериты, V — вебстериты. *a* — оз. Куас: 1 — перидотиты, 2 — пироксениты; *b* — северные вулканы: 1 — Ингамакит, 2 — Мундужак, 3 — Перемычка, 4 — Неожиданный, 5 — т. № 94.



давления, при которых формировались соответствующие парагенезисы. Мегакристовая ассоциация включает клинопироксен, гранат, биотит, амфибол, щелочной полевой шпат, титаномagnetит.

Минералогия ксенолитов северных вулканов Удоканского поля описана в работе [4]. Ксенолиты из миоценовых меланефелинитов представлены в основном протогранулярными гарцбургитами и лерцолитами (см. табл. 1 и рис. 3), которые содержат обильные интерстиционные обособления (см. фото в работах [4, 30]). Частичному плавлению подвергались в основном клинопироксен и шпинель, но иногда также оливин и ортопироксен. Первичный изумрудно-зеленый хромдиопсид местами полностью замещен вторичным титанистым пироксеном розоватого цвета. Состав интерстиционных ассоциаций сильно варьирует от образца к образцу и требует детального рассмотрения в отдельной работе. Предварительные данные [4, 30, 31] показывают, что наиболее характерными являются ассоциации (а) оливин + клинопироксен + хромит + сульфиды + санидин/лейцит/нефелин/стекло и (б) оливин + ильменит + ренит + Ва-Тi биотит + лейцит. Ренит и Ва-Тi биотит являются характерными минералами основной массы меланефелинитов, поэтому последняя ассоциация тесно связана с вмещающей породой. Глубинные интерстиционные ассоциации достаточно надежно отличаются от затеков и включений во вторичных трещинах в минералах, которые могли образоваться в приповерхностных условиях. Они несут следы переуравновешивания с первичными минералами ксенолитов, которые имеют ровные границы. Границы зерен по краям базальтоидных затеков сильно резорбированы, что свидетельствует о неравновесности и реакционном взаимоотношении.

Изучение первичных и псевдоторичных углекислотных включений в минералах ксенолитов влк. Ингамакит и Мундужак показывает глубину их захвата: 8—10 кбар при температурах гомогенизации 1150—1200 °С [30, 31]. По первичным включениям углекислоты в микрофенокристах интерстиций установлены давления от 4 до 9 кбар. Это свидетельствует о кристаллизации минералов некоторых интерстиций на месте захвата или при подъеме ксенолитов к поверхности.

Важно отметить, что среди ксенолитов влк. Ингамакит (наиболее северный вулкан) преобладают гарцбургиты, тогда как среди ксенолитов влк. Мундужак (расположенного ближе к центральной части поля) чаще встречаются лерцолиты. Al-авгитовая серия ксенолитов в меланефелинитах влк. Ингамакит и Мундужак представлена в основном крупнозернистыми клинопироксенитами, а мегакристовая ассоциация включает клинопироксен, ортопироксен, оливин, щелочной полевой шпат и титаномagnetит [4].

Ксенолиты т. № 94 представлены слабоистощенными лерцолитами с протогранулярной структурой и повышенным модальным содержанием клинопироксена (6—11 %) (см. табл. 1 и рис. 3). Они также содержат интерстиционные обособления, представленные в основном ассоциацией оливин + клинопироксен + хромит + лейцит.

Были исследованы также несколько ксенолитов из плиоценовых базанитов влк. Неожиданный. Они представлены гарцбургитами, сходными с ксенолитами влк. Ингамакит, но почти не содержат интерстиционных обособлений и следов взаимодействия с расплавами.

ВАЛОВЫЙ СОСТАВ ПЕРИДОТИТОВ

В большинстве перидотитов из щелочных базальтоидов содержания TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O и совместимых микроэлементов, таких как Yb, Sc, показывают хорошую линейную корреляцию с содержанием MgO или магнезиальностью, отражая степень частичного плавления или обогащения перидотита. В целом на вариационных диаграммах перидотиты Удоканского поля образуют тренд, близкий к перидотитам Витимского вулканического поля (рис. 4). По сравнению с витимскими перидотиты Куаса обогащены Na, по содержанию остальных компонентов они очень похожи. Дуниты и гарцбургиты содержат меньше Ti, Al, Fe, Ca, Na и больше Mg и Cr, что согласуется с моделью их образования.

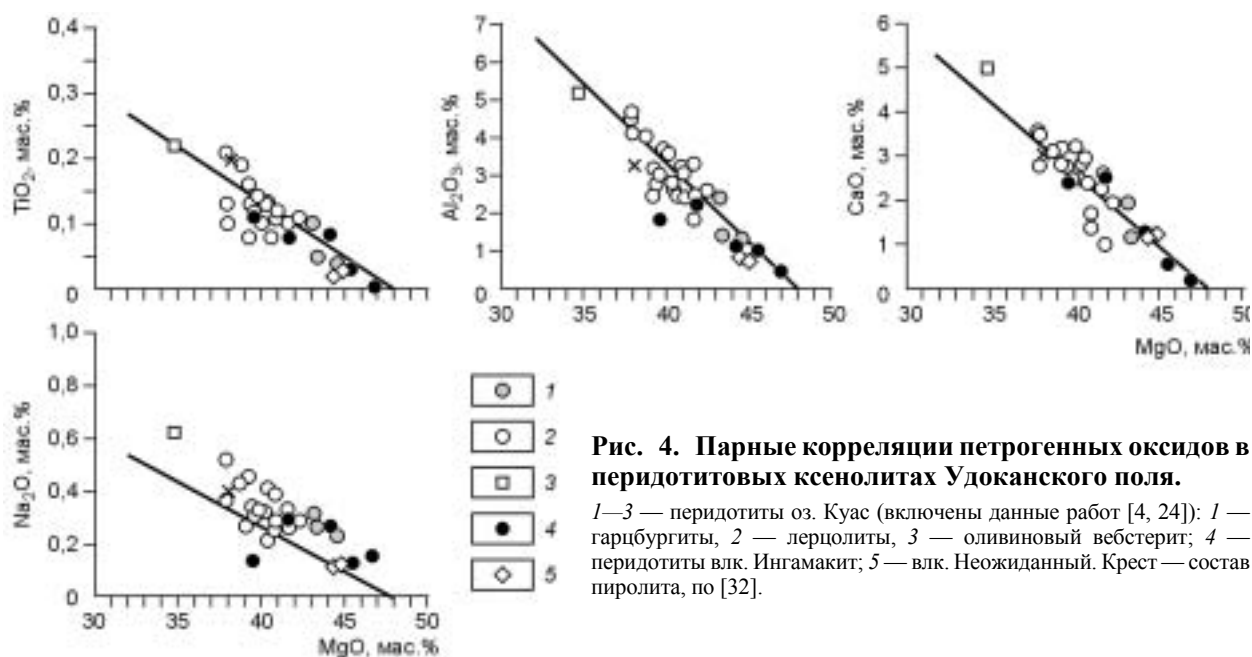


Рис. 4. Парные корреляции петрогенных оксидов в перидотитовых ксенолитах Удоканского поля.

1—3 — перидотиты оз. Куас (включены данные работ [4, 24]); 1 — гарцбургиты, 2 — лерцолиты, 3 — оливиновый вебстерит; 4 — перидотиты влк. Ингамакит; 5 — влк. Неожиданный. Крест — состав пиrolита, по [32].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Основные характеристики состава минералов перидотитов приведены в табл. 1. Полные химические составы минералов большинства исследованных ксенолитов представлены в приложении к работе [4]. Химический и микроэлементный составы клинопироксенов приведены в табл. 2.

Клинопироксен. Особенности состава клинопироксенов представлены на рис. 5, 6. Клинопироксены лерцолитов Куаса занимают промежуточное положение между клинопироксенами дунитов-гарцбургитов и вебстеритов. Клинопироксены из лерцолитов подгруппы Л2 характеризуются пониженной магнезиальностью (Mg# 88—89, см. табл. 2), в остальном они близки к клинопироксенам лерцолитов и вебстеритов.

Клинопироксены гарцбургитов более магнезиальны (Mg# 91—94), а также содержат повышенные концентрации Cr₂O₃ и пониженные — TiO₂, Al₂O₃, CaO. На диаграммах Al₂O₃—Na₂O и Al₂O₃—Cr₂O₃ можно выделить два тренда составов, которые могут отражать генетические различия мантийных ассоциаций (см. рис. 5). Первый тренд с повышенным содержанием Na₂O в клинопироксене и положительной корреляцией Al₂O₃ и Cr₂O₃ образуют гарцбургиты (включая подгруппы Г2 и АГ) и некоторые лерцолиты (два образца). Второй тренд с более низким относительным содержанием Na₂O и отрицательной корреляцией Al₂O₃ и Cr₂O₃ образуют лерцолиты и вебстериты. Данные тренды слабее проявлены на диаграммах Al₂O₃—TiO₂ и Al^{IV}—Al^{VI}.

Клинопироксены гарцбургитов подгруппы Г2 отличаются более низкой магнезиальностью минералов (сопоставимой с клинопироксенами из лерцолитов, Mg# 90—91) и высокими содержаниями TiO₂ и Cr₂O₃ (см. рис. 5). Клинопироксен обр. u74-24 (подгруппа АГ) характеризуется высоким содержанием Na₂O, Al₂O₃, Cr₂O₃ и очень низкими содержаниями TiO₂ (см. рис. 5). Такой состав отвечает, по-видимому, первоначальному истощению лерцолита легкоплавкими компонентами, что обычно характерно для гарцбургитов, а затем флюидно-метасоматической проработке более позднего этапа.

Первичные клинопироксены в перидотитах из меланефелинитов северных вулканов (а также базанитов влк. Неожиданный) по составу сходны с клинопироксенами гарцбургитов и лерцолитов оз. Куас (рис. 6). Однако они содержат в целом меньше Al₂O₃ и больше TiO₂ и Cr₂O₃. Клинопироксены гарцбургитов имеют Mg# 92—95 и содержат 0,3—4,0 мас.% Al₂O₃. На диаграмме Al₂O₃—Na₂O можно выделить два тренда, сходных с трендами составов клинопироксенов Куаса, а также дополнительный тренд 3 увеличения содержания Al₂O₃, который так же, как и тренд 1, может отражать один из типов взаимодействия с расплавом на глубине. Следует отметить, что по составу минералов среди ксенолитов влк. Ингамакит и Мундужак выделяются различия, соответствующие подгруппе Г2 (железистых гарцбургитов). Клинопироксен из лерцолитов т. № 94 в целом соответствует по составу клинопироксенам из лерцолитов Куаса (см. рис. 6).

Ортопироксен. Тенденции изменения химического состава, отмеченные для клинопироксенов, в целом проявлены и для ортопироксенов [4]. Ортопироксены ксенолитов оз. Куас имеют Mg# 89,5—93,0 и содержат 2,2—5,7 мас.% Al₂O₃ и 0,17—0,6 мас.% Cr₂O₃. При этом Mg# увеличивается, а содержание

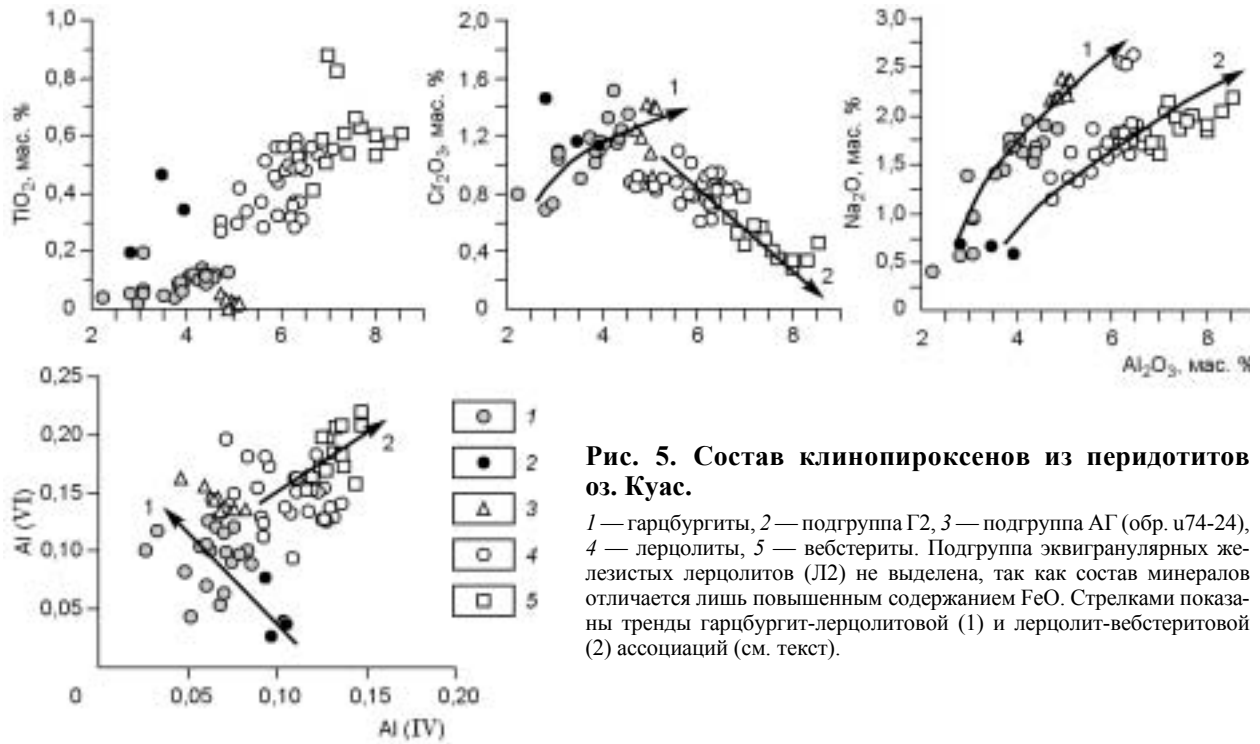


Рис. 5. Состав клинопироксенов из перидотитов оз. Куас.

1 — гарцбургиты, 2 — подгруппа Г2, 3 — подгруппа АГ (обр. u74-24), 4 — лерцолиты, 5 — вебстериты. Подгруппа эквигранулярных железистых лерцолитов (J12) не выделена, так как состав минералов отличается лишь повышенным содержанием FeO. Стрелками показаны тренды гарцбургит-лерцолитовой (1) и лерцолит-вебстеритовой (2) ассоциаций (см. текст).

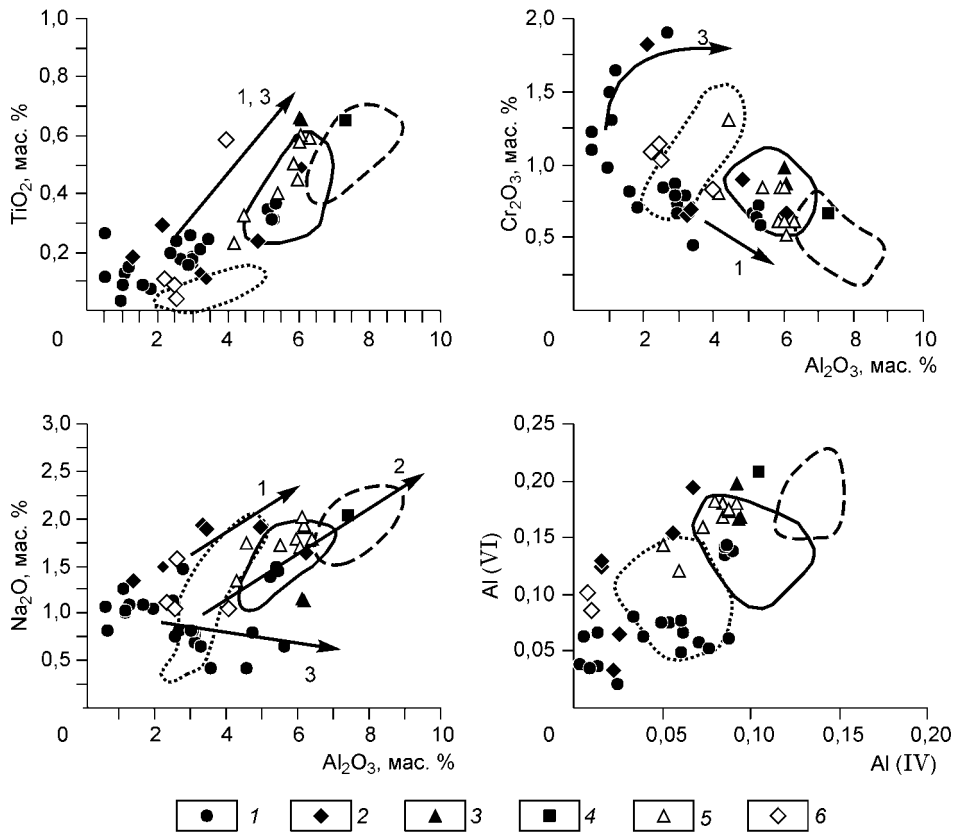


Рис. 6. Состав клинопироксенов из перидотитов северной части Удоканского поля.

1 — влк. Ингамит, 2 — влк. Мундужак, 3 — экструзия Ниж. Лурбун, 4 — влк. Перемычка, 5 — т. № 94, 6 — влк. Неожиданный. Стрелками показаны тренды изменения состава клинопироксенов (см. текст). Полями показаны составы клинопироксенов из гарцбургитов (пунктирная линия), лерцолитов (сплошная линия) и вебстеритов (штриховая линия) оз. Куас (см. рис. 5).

Таблица 2.

Петрохимический состав (мас.%) и содержание редких элементов (г/г) в клинопироксенах

Компонент	u74-4	u74-DU	u74-42	u74-24	u74-9	u74-5	L-1	u74-117	u74-117	ln-1	ln-2A	ln-40	ln-47	ln-47x
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	53,62	54,21	52,29	53,65	53,32	52,38	51,84	51,99	52,09	53,00	54,60	54,31	52,80	54,43
TiO ₂	0,12	0,10	0,34	0,02	0,34	0,49	0,36	0,63	0,53	0,16	0,12	0,09	0,24	0,26
Al ₂ O ₃	4,37	3,85	3,95	5,12	5,28	6,26	6,25	7,70	8,00	2,96	0,50	1,57	2,53	0,53
Cr ₂ O ₃	1,20	1,09	1,14	1,39	0,90	0,73	0,94	0,36	0,29	0,74	1,10	0,82	0,84	1,23
FeO	2,45	2,67	3,16	2,79	2,31	2,95	3,51	2,57	2,62	2,08	2,16	2,02	3,42	2,83
MnO	0,08	0,12	0,05	0,11	0,08	0,09	0,14	0,08	0,07	0,06	0,09	0,05	0,10	0,08
MgO	16,30	16,88	16,22	15,73	15,58	14,97	15,50	14,40	14,74	16,74	17,35	16,75	17,10	17,24
CaO	20,20	19,81	22,00	18,69	20,99	19,47	18,97	20,22	20,11	22,71	22,21	22,34	21,21	21,72
Na ₂ O	1,52	1,77	0,59	2,37	1,32	1,84	1,72	2,01	1,86	0,79	1,06	1,09	0,83	0,82
Сумма	99,86	100,5	99,75	99,92	100,2	99,19	99,24	99,95	100,3	99,23	99,19	99,05	99,07	99,16
Mg#	92,2	91,9	90,2	91,0	92,3	90,1	88,7	90,9	90,9	93,5	93,5	93,7	89,9	91,6
Ba	0,73	0,97	—	0,45	—	0,63	0,79	0,66	0,87	0,39	0,95	1,06	2,18	1,87
Nb	2,88	1,76	1,39	0,60	1,58	1,03	1,32	0,27	0,28	0,20	0,53	0,49	1,39	0,52
La	25,98	25,97	15,56	8,35	18,53	14,62	7,35	3,16	4,03	8,30	34,00	14,21	6,92	5,96
Ce	54,94	67,33	37,90	34,55	34,60	17,20	13,44	7,33	8,98	18,53	76,31	37,80	22,95	18,90
Pr	—	—	—	—	2,49	—	—	—	—	—	8,83	4,87	—	2,76
Sr	350	424	143	250	173	133	125	87,2	97,2	145	396	327	170	147
Nd	22,99	37,19	23,86	28,44	10,70	5,31	7,20	6,56	6,64	9,11	36,41	22,18	15,81	13,90
Sm	3,79	7,36	4,77	7,41	2,65	1,83	1,79	2,50	2,42	1,87	7,58	5,24	4,17	3,96
Zr	13,09	137,9	96,89	26,33	21,09	25,30	20,13	38,61	42,89	18,53	20,52	25,17	118,9	39,62
Ti	743	679	2052	268	2017	2804	1898	3070	3245	1019	495	440	1578	1496
Eu	1,16	1,99	1,57	2,05	0,80	0,77	0,60	0,88	0,83	0,56	2,33	1,62	1,14	1,02
Gd	—	—	—	—	2,67	—	—	—	—	—	5,80	4,10	—	2,93
Tb	—	—	—	—	0,48	—	—	—	—	—	0,77	0,54	—	0,46
Dy	2,31	3,66	2,92	3,96	3,34	3,84	2,98	4,48	4,36	1,84	3,70	2,47	3,05	2,81
Ho	—	—	—	—	0,71	—	—	—	—	—	0,72	0,44	—	0,56
Y	9,13	12,65	13,02	12,36	17,17	18,43	14,96	24,54	21,96	9,29	11,76	7,80	12,35	12,38
Er	1,24	1,50	1,40	1,59	2,11	2,26	1,85	3,24	2,99	1,16	1,73	1,05	1,66	1,32
Tm	—	—	—	—	0,32	—	—	—	—	—	0,26	0,17	—	0,21
Yb	1,20	1,37	1,48	1,38	2,19	2,24	1,99	3,19	2,76	1,13	1,71	1,19	1,43	1,37
Lu	—	—	—	—	0,32	—	—	—	—	—	0,25	0,16	—	0,18
Sc	—	—	—	—	39,47	—	—	—	—	—	46,37	33,78	—	68,64
V	—	—	—	—	124,0	—	—	—	—	—	87,4	61,7	—	211,0

Al₂O₃ уменьшается от вебстеритов к гарцбургитам. Ортопироксены эквигранулярных лерцолитов (Л2) и железистых гарцбургитов (Г2) отличаются более низкой Mg# (87,0—89,3 и 88,5—90,0 соответственно). В ортопироксене из обр. u74-24 (АГ) следует отметить высокое содержание TiO₂ (0,17 мас.%), по остальным компонентам он близок к ортопироксену гарцбургитов.

Ортопироксены гарцбургитов меланефелинитовых вулканов имеют Mg# 91,0—92,2 и содержат 1,5—2,4 мас.% Al₂O₃. Ортопироксены гарцбургитов подгруппы Г2 имеют Mg# 86,3—89,4. Ортопироксены из лерцолитов т. № 94 имеют Mg# 90,4—91,4 и содержат 2,5—3,9 мас.% Al₂O₃, что в целом соответствует ортопироксенам из лерцолитов оз. Куас.

Оливин. В дунитах и гарцбургитах ксенолитов оз. Куас оливин имеет повышенную магнезиальность (Mg# 90,4—91,5) по сравнению с оливином лерцолитов (Mg# 89,3—90,8). В обогащенных клинопироксеном лерцолитах и лерцолитах в контакте с вебстеритами оливин имеет Mg# 88,5—89,3. Более железистые оливины характерны для лерцолитов Л2 (Mg# 86,3—88,7) и гарцбургитов Г2 (Mg# 88,0—88,5). По содержанию NiO (0,31—0,41 %) существенных отличий между группами ксенолитов не наблюдается.

Оливины гарцбургитов меланефелинитовых вулканов имеют Mg# 90,0—91,5, тогда как в гарцбургитах подгруппы Г2 оливин имеет Mg# 86,4—88,2. В оливинах гарцбургитов влк. Неожиданно повышено содержание NiO (0,41—0,5 мас.%). Оливины из лерцолитов т. № 94 имеют Mg# 89,6—91,0.

Шпинель. Состав шпинелей дунитов и гарцбургитов из ксенолитов оз. Куас характеризуется высокой хромистостью (Cr# 30—42) и низкой магнезиальностью (Mg# 66—72). В дунитовых жилах, рассе-

из ксенолитов в базальтоидах Удоканского вулканического поля

ln-53a	ln-53b	u99-2	u99-4	M-6	u19-12	p5-0	n2-1	n2-2	u94-2	u94-10	u94-6	u94-9
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
52,39	52,19	52,90	54,03	54,03	52,22	52,28	54,56	55,07	51,85	52,75	52,67	52,78
0,35	0,31	0,24	0,29	0,11	0,65	0,66	0,11	0,09	0,59	0,32	0,40	0,23
5,11	5,27	4,82	2,11	3,35	7,29	6,07	2,21	2,44	6,28	4,46	5,38	4,15
0,67	0,73	0,90	1,82	0,69	0,67	0,88	1,08	1,14	0,62	1,30	0,84	0,81
2,74	2,65	3,44	2,67	2,84	2,31	4,42	2,37	2,27	2,93	2,52	2,27	2,56
0,10	0,09	0,10	0,11	0,15	—	0,09	0,06	0,04	0,13	0,09	0,08	0,07
16,12	15,95	15,73	18,15	16,22	14,97	15,82	16,88	16,85	14,82	15,41	15,36	15,93
20,59	20,55	19,13	18,65	19,73	20,07	18,89	21,38	21,02	20,14	20,14	20,79	21,14
1,38	1,49	1,91	1,50	1,88	2,04	1,14	1,12	1,05	1,79	1,75	1,73	1,34
99,45	99,23	99,19	99,34	99,00	—	100,30	99,82	99,97	99,14	98,75	99,52	99,02
91,3	91,5	89,1	92,4	91,1	92,0	86,5	92,7	93,0	90,0	91,6	92,3	91,7
1,10	1,32	0,70	2,34	—	2,44	0,93	0,85	0,98	1,22	1,21	1,10	0,98
0,45	0,53	0,50	2,28	0,20	0,23	0,97	0,78	0,47	0,39	0,53	0,40	0,57
16,15	24,45	6,09	35,30	20,41	2,42	5,28	23,12	23,60	2,09	3,43	0,91	6,34
25,19	33,18	19,85	77,60	36,01	5,65	13,11	56,01	55,02	4,27	9,53	2,72	9,42
2,21	—	2,73	7,14	—	—	1,32	6,14	5,83	0,66	1,39	0,48	1,19
150	201	156	440	151	89,7	113	512	555	89,4	101	47,7	91,8
8,85	12,70	13,25	21,34	16,50	7,19	5,98	24,98	22,39	3,97	7,66	2,95	5,55
2,12	2,45	3,80	5,68	4,51	2,12	1,68	4,85	4,05	1,52	2,52	1,25	1,64
23,77	26,39	99,49	36,56	24,20	40,40	16,06	65,53	43,27	26,87	87,96	17,86	43,56
1786	1796	1361	1803	1048	4032	3969	1406	1314	2758	1445	1990	1374
0,65	0,82	0,97	1,45	1,31	0,95	0,56	1,20	1,00	0,60	0,92	0,52	0,61
2,20	—	2,90	4,46	—	—	1,90	3,20	2,50	2,42	2,89	1,94	1,95
0,43	—	0,47	0,75	—	—	0,31	0,47	0,36	0,43	0,47	0,37	0,35
2,92	3,08	2,87	5,12	3,44	4,22	1,67	2,42	1,87	3,39	2,60	2,93	2,38
0,56	—	0,52	1,13	—	—	0,32	0,38	0,31	0,72	0,45	0,59	0,49
13,75	16,67	12,59	27,62	14,70	24,60	7,72	8,56	7,82	12,95	7,43	10,99	10,37
1,68	2,18	1,21	3,23	1,80	2,66	0,80	0,96	0,70	1,95	1,11	1,76	1,36
0,26	—	0,20	0,51	—	—	0,12	0,14	0,11	0,34	0,17	0,28	0,22
1,79	2,19	1,42	2,91	1,68	2,45	0,73	0,94	0,77	2,52	1,19	1,88	1,47
0,25	—	0,18	0,41	—	—	0,10	0,12	0,10	0,35	0,21	0,29	0,24
49,98	—	56,95	77,25	—	—	36,39	57,47	58,53	34,54	37,53	34,06	35,53
191,1	—	216,1	239,3	—	—	267,4	186,3	180,2	122,8	114,6	118,7	106,5

Примечание. Местонахождения и типы пород см. в табл. 1. Анализы методом вторично-ионной масс-спектрометрии выполнены в ИМ (Ярославль) для № 1—4, 6—10, 14, 16, 19, 20; остальные в ТТИ (Токио), см. текст.

кающих гарцбургиты, шпинель более хромистая, чем в самом гарцбургите. В сложных ксенолитах лерцолитов и вебстеритов, наоборот, шпинель несколько менее хромистая в зоне вебстерита, чем в зоне лерцолита. По соотношению Cr# и Mg# шпинели образуют тренд, характерный для реститов различной степени плавления перидотита. В вебстеритах шпинель имеет Cr# 2—6 и Mg# 78—83. Наблюдается также положительная корреляция соотношения NiO и Mg#.

Вариации Cr# (до 90) и Mg# (40—80) в шпинелях из гарцбургитов в ксенолитах меланефелинитов северной части поля существенно превышают наблюдаемые в шпинелях из ксенолитов Куаса. Многие ксенолиты содержат шпинель, близкую по составу к интерстиционному хромиту, что может свидетельствовать о полной перекристаллизации первичной шпинели.

Амфибол. Округлые обособления в гарцбургите u74-24 (подгруппа АГ), представляющие тонкозернистый агрегат клинопироксена, оливина, плагиоклаза, шпинели и некоторых других минералов, которые трудно идентифицировать, скорее всего, представляют продукты изменения первичного амфибола (табл. 3). Средний состав обособлений в целом соответствует амфиболу, за исключением низкого содержания щелочей. В то же время нельзя исключать возможность образования подобных агрегатов по гранату.

Таблица 3.

Состав вторичных минералов в зоне замещения амфибола(?) и средний состав интерстиционных обособлений в шпинелевом гарцбургите u74-24 (оз. Куас)

Оксид	Кп	Плаг	Ол	Шп	Сред.	2σ	Амф	Гт
SiO ₂	49,27	54,87	41,09	0,09	40,21	2,03	44,2	42,6
TiO ₂	0,30	0,10	—	0,11	0,28	0,06	0,62	0,22
Al ₂ O ₃	7,60	26,13	0,13	45,86	14,47	1,29	14,6	23,6
Cr ₂ O ₃	2,93	0,18	0,08	21,60	2,78	0,35	1,67	1,23
FeO	2,63	0,36	8,03	9,97	4,61	0,40	3,75	6,72
MnO	0,06	0,00	0,15	0,15	0,08	0,03	0,11	0,18
MgO	14,52	0,26	50,14	21,75	17,14	1,50	17,5	20,7
CaO	23,24	8,96	0,39	0,03	13,77	1,58	9,00	4,9
Na ₂ O	0,37	6,30	0,02	—	0,31	0,06	4,04	0
K ₂ O	0,01	0,47	0,01	—	0,19	0,09	0,92	0
Сумма	100,9	97,61	100,0	99,54	93,85	—	96,4	100,0
Mg#	90,8	—	91,8	79,5	86,9	—	89,3	84,6

Примечание. Кп — клинопироксен, Плаг — плагиоклаз, Ол — оливин, Шп — шпинель, Сред. — среднее из 8 анализов обособлений расфокусированным лучом зонда (50 мкм) и величина стандартного отклонения (2σ). Амф — состав амфибола из шпинелевого лерцолита Бартойского ареала в Южном Прибайкалье [4]; Гт — гранат из гранатового лерцолита Витимского поля [4].

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ КЛИНОПИРОКСЕНОВ

Геохимическая характеристика клинопироксенов определяется в основном соотношением содержания редкоземельных (РЗЭ) и высокозарядных (ВЗЭ, таких как Nb, Zr, Hf, Ti) элементов. Редкоэлементный состав клинопироксенов, исследованных в данной работе, представлен в табл. 2 и на рис. 7, 8. Предварительные данные по микроэлементному составу клинопироксенов из перидотитов оз. Куас были представлены в работе [4].

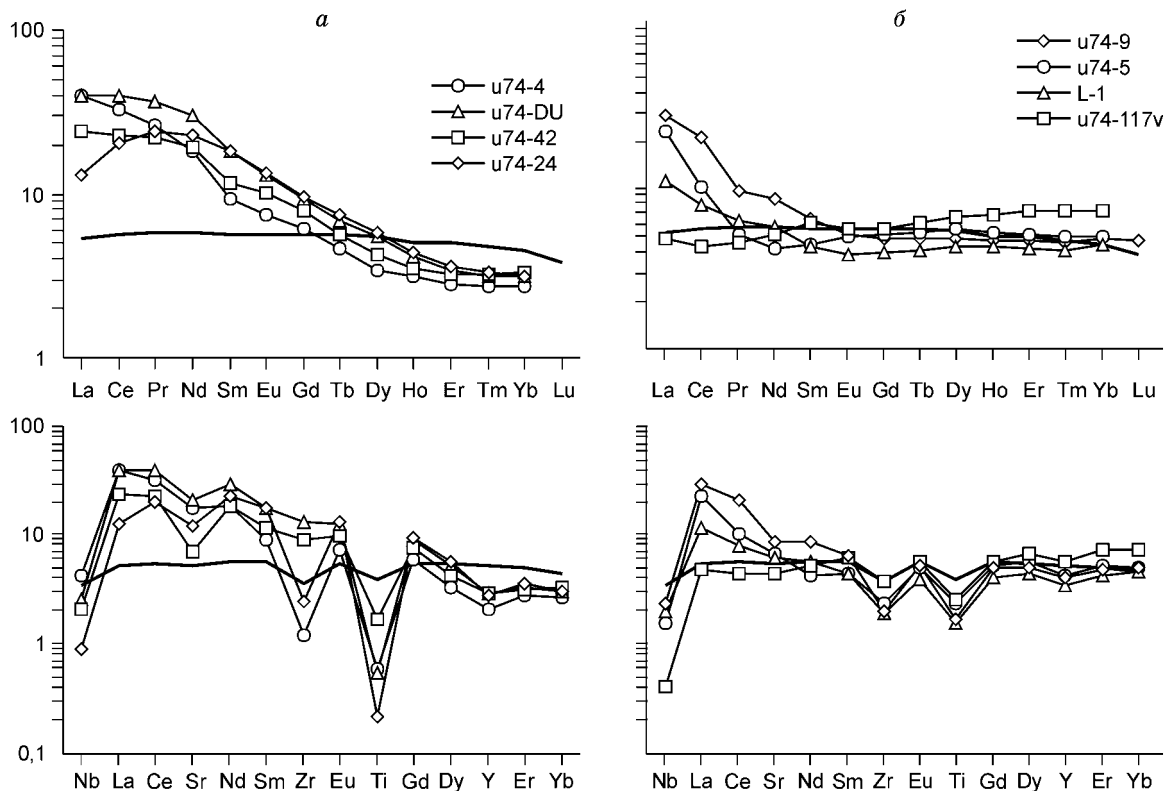


Рис. 7. Диаграммы распределения микроэлементов в клинопироксенах из перидотитовых ксенолитов оз. Куас.

a — гарцбургиты и дуниты, *б* — лерцолиты и вебстериты. Содержания нормированы к составу примитивной мантии [33].

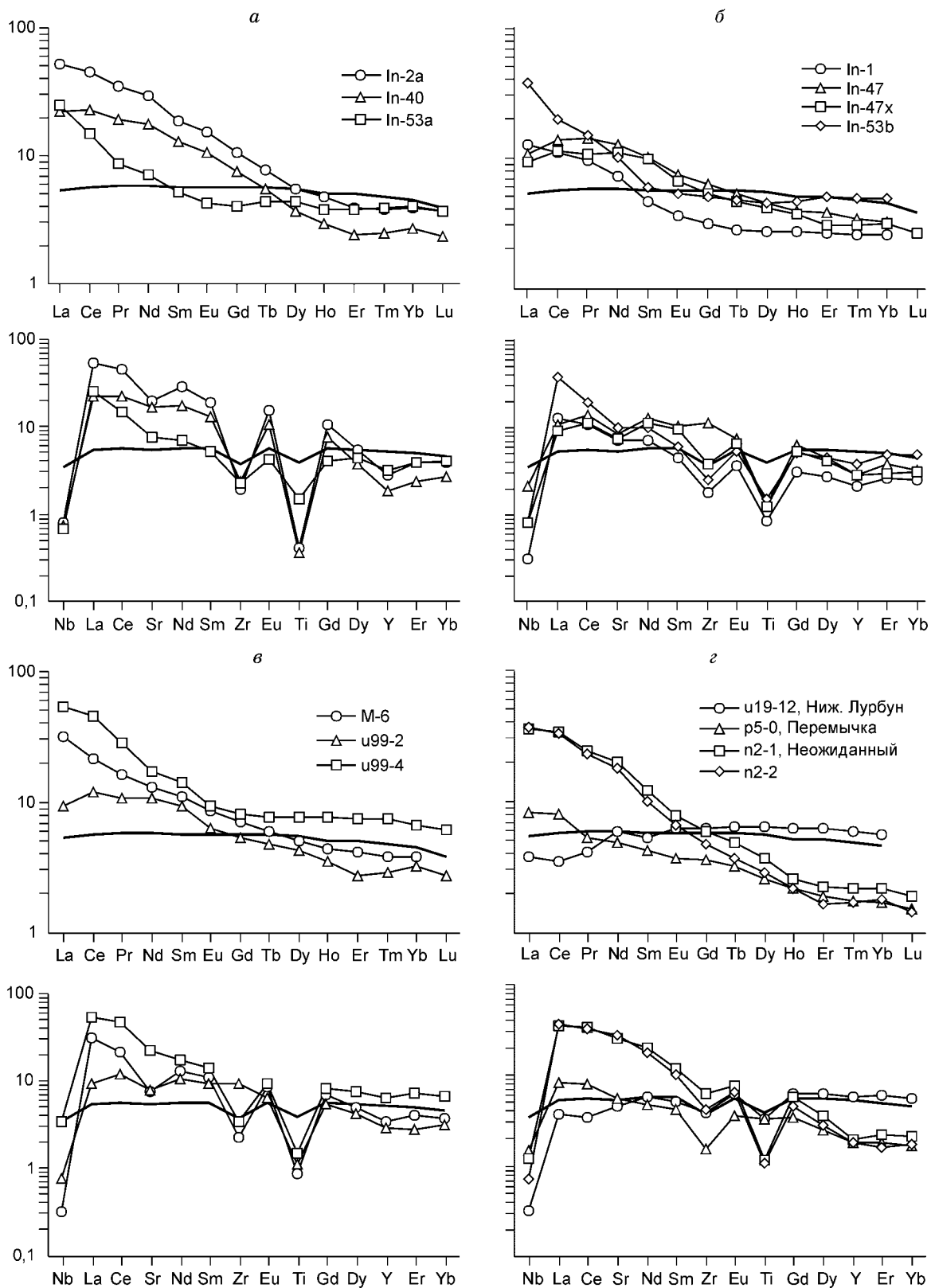


Рис. 8. Диаграммы распределения микроэлементов в клинопироксенах из перидотитовых ксенолитов северной части Удоканского поля.

Содержания нормированы к составу примитивной мантии [33]. *а, б* — влк. Ингамакит, *в* — влк. Мундузюк, *з* — другие северные вулканы.

Для клинопироксенов гарцбургитов оз. Куас характерны спектры распределения микроэлементов (СР) с обогащением легкими РЗЭ (см. рис. 7,а). В этих клинопироксенах установлены также значительные отрицательные аномалии по Zr и Ti. СР для подвергшихся частичному плавлению клинопироксенов из гарцбургитов истощенной мантии показывают низкие концентрации в области легких РЗЭ. РЗЭ-спектр клинопироксена подгруппы Г2 (обр. u74-42) в целом похож на СР клинопироксенов из обычных гарцбургитов. Однако вместе с клинопироксеном гарцбургита u74-DU он имеет лишь слабую отрицательную аномалию по содержанию Ti (см. рис. 7,а). СР для клинопироксена из обр. u74-24 (подгруппа АГ) выгнут вверх в области легких РЗЭ и имеет наиболее сильную отрицательную аномалию по Ti (см. рис.7,а). Уровень концентраций тяжелых РЗЭ в клинопироксенах из гарцбургитов более низкий ($Yb_n = 3$), чем это характерно для клинопироксена „примитивного“ шпинелевого лерцолита ($Yb_n = 5$).

СР для клинопироксенов из лерцолитов имеют U-образную форму с изгибом вверх в области легких РЗЭ (см. рис. 7,б), однако полного перехода между лерцолитами и гарцбургитами не наблюдается. Уровень концентраций тяжелых РЗЭ в клинопироксенах из лерцолитов соответствует клинопироксену „примитивного“ шпинелевого лерцолита. Клинопироксен вебстерита имеет плоский СР РЗЭ с небольшим обогащением в области тяжелых РЗЭ ($Yb_n = 7$).

Для клинопироксенов гарцбургитов влк. Ингамакит, Мундужак и Неожиданный характерны СР с обогащением легкими РЗЭ, подобные СР для клинопироксенов из гарцбургитов оз. Куас (см. рис. 8). Кроме того, они характеризуются отрицательными аномалиями по Nb, Zr и Ti. СР клинопироксенов из перидотитов In-47 и u99-2, напротив, имеют положительный Zr-пик. Данные перидотиты по составу минералов близки к подгруппе Г2. Некоторые клинопироксены (обр. In-53, In-1) имеют СР, близкие к СР для клинопироксенов из лерцолитов Куаса, однако выраженные U-образные спектры не характерны (см. рис. 8,а, б). Клинопироксен шпинелевого лерцолита u19-12 (Нижний Лурбун) имеет плоский СР, близкий к клинопироксену „примитивного“ шпинелевого лерцолита и слегка изогнутый в области легких РЗЭ (см. рис. 8,з).

Клинопироксены из лерцолитов т. № 94 имеют СР, характерные для перидотитов, слабоистощенных в области тяжелых и средних (средняя часть спектра РЗЭ) РЗЭ и с небольшими вариациями по легким РЗЭ. Один из клинопироксенов (обр. u94-10) имеет повышенные концентрации легких и средних РЗЭ и Zr, тогда как уровень концентраций тяжелых РЗЭ является наиболее низким среди лерцолитов т. № 94.

ОЦЕНКА $T - f_{O_2}$ ПАРАМЕТРОВ ДЛЯ ПЕРИДОТИТОВ

При определении температур равновесия ксенолитов были использованы двухпироксеновый (ВК-1) и Са-ортопироксеновый (ВК-2) термометры Брея—Келера [27], а также двухпироксеновый термометр Тэйлора [28]. Первые два входят в ряд термометров, рекомендованных в обзоре [34], а последний является термометром, основанным на новых экспериментальных данных и тестировании всех предыдущих термометров. В целом он согласуется с оценками температур по ВК-1. Для оценки окислительных условий использовался оксидометр Вуда [29], основанный на экспериментально калиброванном расчете активности Fe_3O_4 (магнетитового минала) в Mg-Al-Fe-Cr шпинели для ассоциации оливин–ортопироксен–шпинель. Результаты расчета $T - f_{O_2}$ -параметров представлены в табл. 1 и на рис. 9, 10.

Среди ксенолитов Куаса шпинелевые гарцбургиты и дуниты оказались более высокотемпературными и окисленными по отношению к другим группам ксенолитов (здесь и далее оценки по ВК-1). Для них

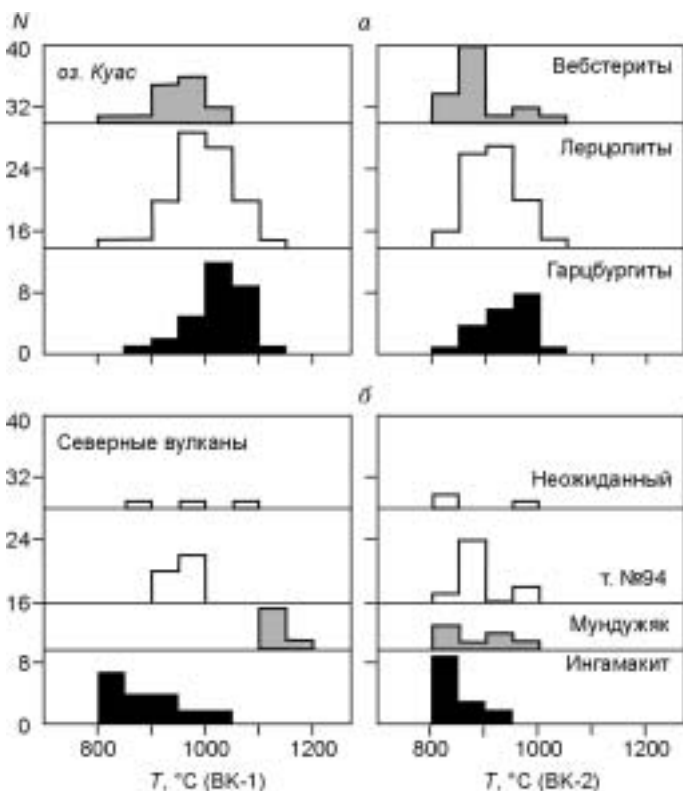


Рис. 9. Гистограммы распределения температур для ксенолитов Удоканского поля, рассчитанных по термометрам ВК-1 и ВК-2 [27] (см. табл. 1).

а, б — пояснения в тексте.

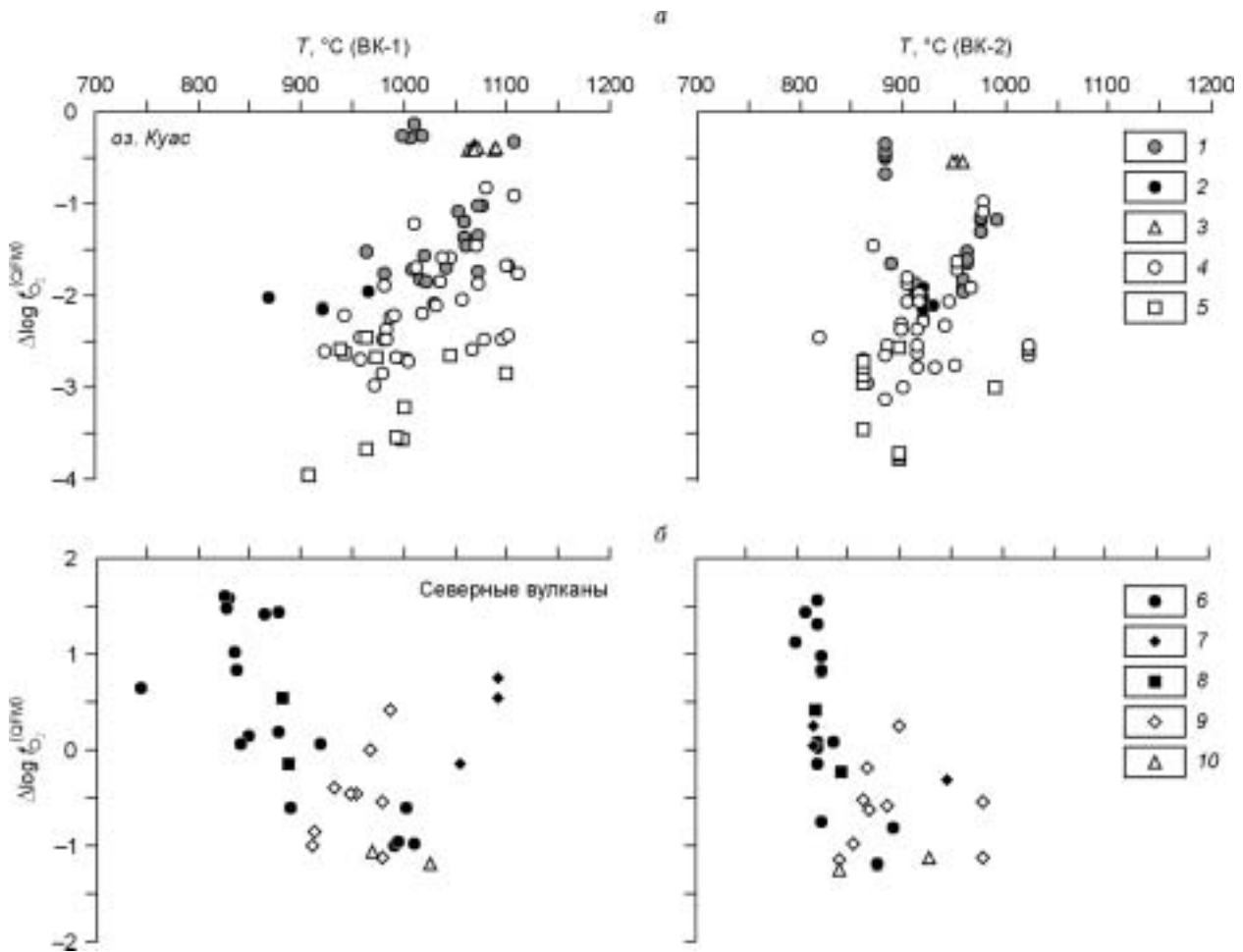


Рис. 10. Температуры и окислительные условия для ксенолитов Удоканского поля, рассчитанные по термометрам ВК-1 и ВК-2 [27] (см. табл. 1) и оксигарометру [29].

Значения f_{O_2} приведены относительно буфера QFM. 1 — гарцбургиты, 2 — гарц.-2, 3 — амфиболитовые гарцбургиты, 4 — лерцолиты, 5 — вебстериты; 6 — Ингамакит, 7 — Мундузьяк, 8 — Ниж. Лурбун, 9 — т. № 94, 10 — Неожиданный. а, б — пояснения в тексте.

характерен температурный максимум $T = 1000\text{—}1100$ °C (см. рис. 9,а) и $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)}$ от -2 до 0 (среднее $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)} = -1,0$, см. рис. 10,а). Для лерцолитов наиболее характерны $T = 950\text{—}1050$ °C (см. рис. 9,а) и $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)}$ между -3 и $-0,8$ (среднее $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)} = -1,9$, см. рис. 10,а). Вебстериты более низкотемпературны, $T = 900\text{—}1000$ °C (см. рис. 9,а), и имеют низкие значения $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)}$ от -4 до $-2,5$ (среднее $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)} = -3,1$, см. рис. 10,а). Наиболее низкие значения $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)}$ для вебстеритов могут быть занижены относительно реальных, так как низкие расчетные содержания Fe^{3+} в шпинели ($Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) < 0,08$) плохо согласуются с данными мессбауэровской спектроскопии [35]. Железистые гарцбургиты (Г2) дают низкие двупироксеновые температуры $850\text{—}960$ °C и $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)} \approx -2$. Для обр. u74-24 (АГ) расчеты показывают $T = 1050\text{—}1090$ °C и $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)} = 0,38$.

Перидотиты северной части поля в основном сильно окислены. Перидотиты влк. Ингамакит и Мундузьяк имеют $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)}$ от -1 до $+2$ единиц (см. рис. 10,б). Двупироксеновые температуры для перидотитов влк. Мундузьяк существенно выше ($T = 1050\text{—}1200$ °C) по сравнению с другими проявлениями (см. рис. 9,б). Однако это, скорее, связано с локальным прогревом мантии и смещением равновесия из-за изменения состава клинопироксена. Са-ортопироксеновые температуры для перидотитов влк. Мундузьяк такие же низкие, как и для других проявлений (см. рис. 9,б). Перидотиты из базанитов

т. № 94 и влк. Неожиданный менее окислены по отношению к ксенолитам в меланефелинитовых вулканах. Для них характерны $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)}$ от $-1,2$ до $+0,5$ единиц (см. рис. 10,б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Строение верхней мантии под Удоканским вулканическим полем. Данные петрохимии подтверждают полученные ранее сведения о наличии истощенных, примитивных и обогащенных нодулей перидотитов на Удоканском поле [4, 24, 25], которые в целом характеризуют слабоистощенный состав литосферной части мантии под центральной частью Удоканского поля и более истощенный состав мантии под северной частью поля. В работе [4] отмечается, что состав лерцолитов оз. Куас соответствует степени плавления примитивной мантии около 7—10 %, что подтверждается валовым и модальным составами, магниальностью оливина ($Mg\# 90$) и содержанием Al_2O_3 в ортопироксене (4—5 мас.%).

Давления для мантийных пород Удоканского поля пока не могут быть рассчитаны из-за отсутствия надежных минералогических барометров для перидотитов шпинелевой фации. С использованием геобарометра [36] для гранатовых пироксенитов из базанитов оз. Куас были получены давления 19—20 кбар при $T = 1050$ °С (ВК-1) и 16 кбар при $T = 970$ °С (ВК-2) [4]. Если по этим данным построить условную геотерму для Удоканского поля, параллельную геотермам других районов БРС, то большинство ксенолитов лерцолит-гарцбургитовой ассоциации оз. Куас должно отвечать глубине 50—60 км, а большинство ксенолитов лерцолит-вебстеритовой ассоциации — глубине 40—50 км (рис. 11). Гарцбургиты и некоторые лерцолиты, согласно расчетным температурам, должны располагаться ниже зоны шпинель-гранатового перехода в примитивном перидотите. Однако эта зона в деплетированном или сухом мантийном субстрате может располагаться существенно глубже, чем в железистой или богатой летучими компонентами (преимущественно водой) мантии [4, 39]. Например, на Витимском поле при широком развитии гидроксилсодержащих фаз в лерцолитах и жильных образованиях верхняя граница гранат-шпинелевого перехода соответствует глубине 60—65 км [40]. Здесь имеет также значение угол наклона линии шпинель-гранатового перехода по отношению к геотерме, если этот угол небольшой, то зона перехода существенно расширяется.

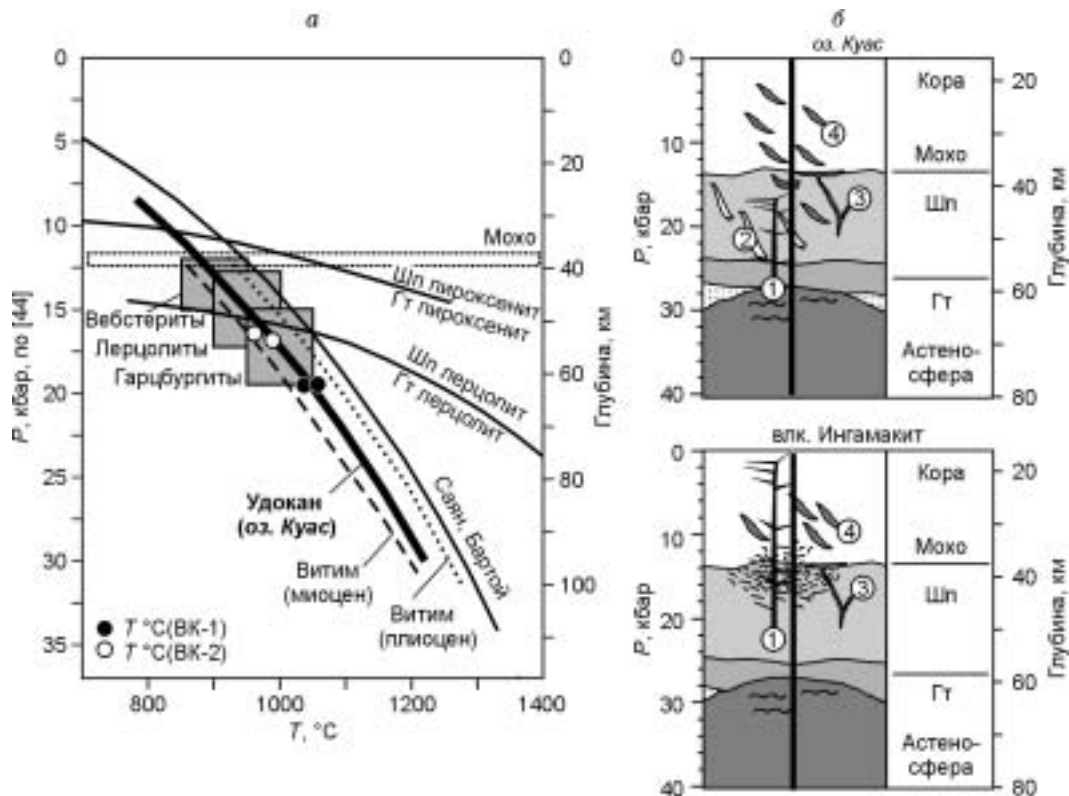


Рис. 11. TP -параметры (а) и строение верхней мантии (б) под Удоканским вулканическим полем.

Показаны границы переходов шпинелевый пироксенит — гранатовый пироксенит [37] и шпинелевый лерцолит — гранатовый лерцолит [38]. Прямоугольники соответствуют проекции температур различных типов ксенолитов оз. Куас на геотерму, построенную по пироксенитам оз. Куас. Также показаны геотермы для других районов БРС, по данным [4]. На разрезах мантии под оз. Куас и влк. Ингамакит показаны: 1 — жильная система мегакристаллов и родственных пироксенитов; 2 — дунитовые жилы; 3 — древние St -диопсидовые пироксениты; 4 — нижнекоровые магматические пироксениты и амфиболиты.

В предложенной модели строения мантии по ксенолитам оз. Куас гарцбургиты и вебстериты пространственно разобщены. Однако возможна и другая интерпретация повышенных температур гарцбургитов Куаса по отношению к вебстеритам. Относительно низкотемпературная лерцолит-вебстеритовая ассоциация может представлять древний субстрат, на который накладывалось воздействие горячего глубинного материала (силикатный расплав или флюид), приводившего к образованию гарцбургитов и дунитов. Наиболее отчетливо две серии пород выделяются на диаграмме $Al_2O_3-Na_2O$ для клинопироксенов (см. рис. 5), в пользу этого свидетельствуют также данные по окислительно-восстановительным условиям (см. ниже). Температуры равновесия, рассчитанные по Са-ортопироксеновому термометру, дают близкие интервалы для всех трех групп перидотитов (см. рис. 9), что тоже подтверждает возможность близкого положения в разрезе обогащенных и обедненных нодулей. Кроме этого, гарцбургиты могли быть прогреты и частично переуравновешены в результате теплового воздействия флюида или магмы позднекайнозойского этапа вулканизма.

В работе [41] предполагается, что при частичном плавлении происходят изменение парциального давления кислорода и экстракция Fe^{3+} из плавящегося субстрата в расплав, поэтому степень окисленности мантийных респитов должна быть ниже окисленности выплавки и продуктов кристаллизации магматических расплавов. Более окислительные условия формирования обедненных шпинелевых гарцбургитов по сравнению с менее истощенными шпинелевыми лерцолитами могут быть обусловлены привнесением в плавящиеся мантийные породы относительно окисленных флюидов или расплавов. Возможно, образование гарцбургитов сопровождалось Na-амфиболовым метасоматозом, так как псевдоамфиболовый гарцбургит (подгруппа АГ) и некоторые лерцолиты образуют единый тренд с обычными гарцбургитами, который наиболее четко фиксируется по содержанию Na_2O в клинопироксене (см. рис. 5). По-видимому, гарцбургиты-дуниты Куаса формировались из лерцолитов, с которыми связаны взаимными переходами, что согласуется с данными по микроэлементам в клинопироксенах (см. ниже). Подобные отношения часто фиксируются в перидотитах офиолитовых поясов [42], когда при реакции лерцолитов с поднимающимся расплавом образуются сильно истощенные дунитовые „каналы“ (жилы) с гарцбургитовыми оторочками [4, 43].

Слабую окисленность (наиболее низкие значения $\Delta \log f_{O_2}^{(QFM)})$ обогащенных шпинелевых лерцолитов и вебстеритов объяснить достаточно сложно. Скорее всего, образование вебстеритов и гарцбургитов относится к разным магматическим эпизодам, и лерцолит-вебстеритовая ассоциация является более древней по отношению к лерцолит-гарцбургитовой (см. рис. 10). Например, в офиолитовых разрезах и перидотитовых массивах часто устанавливаются как секущие (предполагающие разобщенность во времени), так и родственные взаимоотношения дунит-гарцбургитовых и вебстеритовых парагенезисов [42, 43].

Очевидно, что повышение железистости лерцолитов и гарцбургитов связано с локальным воздействием силикатного расплава, возможно водосодержащего, как это было показано в работе [44]. Подобный механизм может объяснять и образование подгрупп Г2 и Л2.

Базальтоидные магмы в мантийных условиях под центральной частью Удоканского поля практически не подвергались процессам кристаллизационной дифференциации, что подтверждается почти полным отсутствием продуктов мантийного фракционирования — мегакристаллов и кумулятивных пироксенитов А1-авгитовой серии (в исследованном проявлении оз. Куас обнаружен лишь один мегакристалл клинопироксена [4]). Многочисленность родственных ксенолитов нижнесреднекоровых кумулятивных клинопироксенитов, габброидов, верлитов, амфиболитов и различных малоглубинных фенокристаллов свидетельствует о существенной дифференциации базальтоидов в условиях земной коры.

По ксенолитам из меланефелинитов северной части Удоканского поля фиксируется интенсивное взаимодействие магмы миоценового этапа с мантийными перидотитами на глубине 40—50 км, сразу под границей Мохо (см. рис. 11). Это подтверждается данными по геохимии базальтоидов о задержках расплавов на границе кора—мантия [14] и данными изучения флюидных включений в минералах ксенолитов [30, 31]. Степень изменения пород при этом может достигать 100 %, как это видно по гарцбургитам влк. Ингамакит. Некоторые ксенолиты целиком состоят из губчатых агрегатов, по которым невозможно установить состав первичной ассоциации. Очевидно, что верхняя часть мантии в северной части поля имеет более истощенный состав по сравнению с центральной частью (Куас), при этом доминирующим типом пород являются гарцбургиты.

Количество модалного оливина и его магнезиальность в перидотитах Удоканского поля свидетельствуют о принадлежности к океанической мантии, субдуцированной под Сибирскую платформу, а не к древней архейской мантии Алданского щита (рис. 12).

Свидетельства реакционного просачивания расплава. В последнее время опубликовано множество работ, в которых утверждается, что ксенолиты перидотитов являются не только фрагментами примитивной мантии или тугоплавкими остатками после различных степеней частичного плавления, но и представляют продукты различных типов реакционного взаимодействия мантийного вещества с глу-

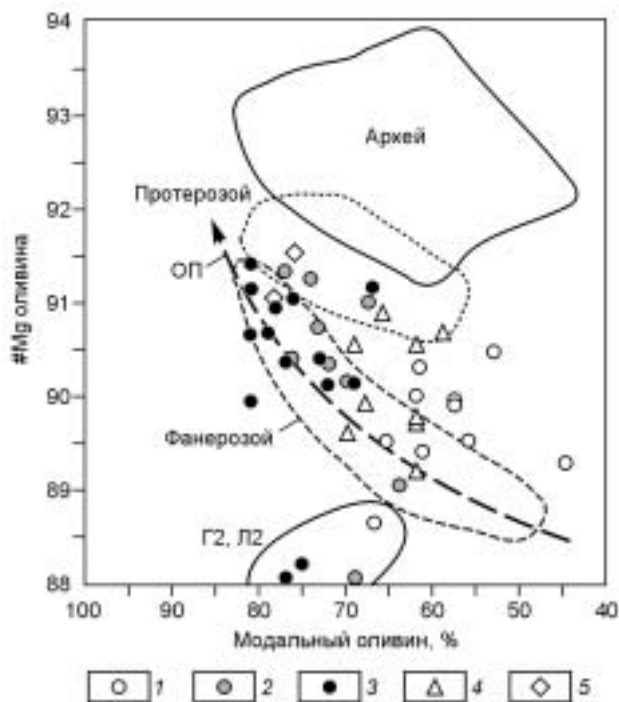


Рис. 12. Диаграмма модальный оливин—магнезиальность оливина для Удоканских перидотитов.

1, 2 — лерцолиты оз. Куас; 3 — перидотиты из меланефелинитовых вулканов (Ингамакит, Мундужак); 4 — т. № 94; 5 — влк. Неожиданный. Поля архейской, протерозойской и фанерозойской мантии, по [45]. ОП — тренд океанических перидотитов, по [46].

бинными расплавами или флюидами [4, 8, 47—51]. Это взаимодействие является отражением двух основных процессов миграции расплава (флюида) через твердое вещество литосферной мантии — движения расплава по трещинам (каналам) и крупномасштабного просачивания малых порций расплава через перидотиты [42, 47 и др.]. Спектры распределения микроэлементов в клинопироксенах, характерные для частичного плавления, показывают прогрессирующее обеднение наиболее несовместимыми элементами. Подобные перидотиты практически не встречаются среди ксенолитов Удоканского поля (лишь несколько составов клинопироксенов соответствует модели частичного плавления). Большинство же клинопироксенов из

перидотитов Удоканского поля показывают прогрессирующее обогащение легкими РЗЭ и истощение ВЗЭ, что характерно для реакционного взаимодействия перидотитов с просачивающимся расплавом [48—51]. Согласно модели хроматографического просачивания расплава или флюида [47], U-образные спектры (характерные для некоторых клинопироксенов из лерцолитов Куаса) отражают начальную стадию взаимодействия с гипотетическим расплавом или флюидом, тогда как спектры, выгнутые вверх в области легких РЗЭ (характерные для большинства клинопироксенов из гарцбургитов Куаса и северной части Удоканского поля), отражают продвинутую или конечную стадию взаимодействия, когда истощенные перидотиты почти полностью прореагировали и уравнились с проникающим расплавом или флюидом.

Уменьшение концентраций ВЗЭ в перидотитах, сопровождающее обогащение легкими РЗЭ, может быть связано с воздействием, во-первых, карбонатитового расплава или углекислотного флюида [52], во-вторых, силикатного расплава при фракционировании акцессорных фаз [48], в третьих, с изменением коэффициентов распределения элементов между минералами перидотитов и расплавом в зависимости от состава расплава и условий кристаллизации [49, 50, 53].

Косвенно можно судить о типе расплава или флюида, воздействовавшего на перидотиты, по соотношению La/Yb и Ti/Eu (рис. 13). Наиболее высокие La/Yb и низкие Ti/Eu отношения, характерные для карбонатитового расплава, наблюдаются в клинопироксенах гарцбургитов влк. Неожиданный и некоторых гарцбургитов влк. Ингамакит и оз. Куас. Однако наиболее надежными признаками воздействия карбонатитового расплава или углекислотного флюида являются: а) повышенные концентрации Rb, Ba, Sr,

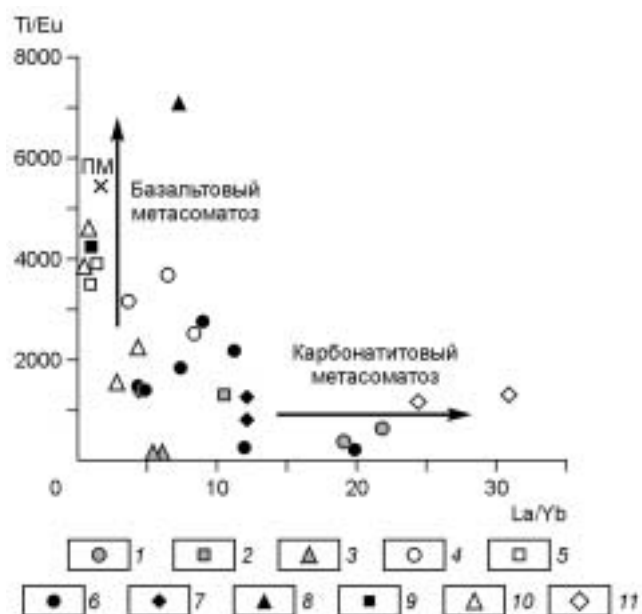


Рис. 13. Диаграмма La/Yb—Ti/Eu для клинопироксенов из Удоканских перидотитов.

1—5 — оз. Куас (1 — гарцбургиты, 2 — подгруппа Г2, 3 — подгруппа АГ, 4 — лерцолиты, 5 — вебстериты); 6 — влк. Ингамакит; 7 — влк. Мундужак; 8 — влк. Перемычка; 9 — Ниж. Лурбун; 10 — т. № 94; 11 — влк. Неожиданный. ПМ — клинопироксен примитивного шпинелевого перидотита.

б) наличие интерстиционных обособлений с первичными карбонатами, в) присутствие верлитовых ксенолитов, образующихся при реакции энстатит + доломит = форстерит + диоксид + CO_2 [50, 52, 54, 55]. Ни один из этих признаков не характерен для ксенолитов Удоканского поля, следовательно, наиболее вероятным метасоматизирующим агентом был (водосодержащий?) силикатный расплав или флюид.

Фракционирование акцессорных фаз, таких как апатит, ильменит, рутил, также может приводить к обеднению перидотитов ВЗЭ. Например, спектры клинопироксенов из перидотитов Эфиопии (близкие к Удоканским по уровню концентраций микроэлементов) могли соответствовать реакционному воздействию силикатного расплава и фракционированию апатита и рутила [48]. Возможно, с подобным фракционированием связано аномальное поведение Zr (высокие концентрации, не согласующиеся с низким содержанием Ti) в некоторых клинопироксенах из гарцбургитов Удоканского поля (см. рис. 7, 8).

Кроме этого, аномалии по ВЗЭ можно объяснить изменением коэффициентов распределения элементов между минералами и расплавом. В работе [50] показано, что увеличение активности SiO_2 в расплаве приводит к увеличению коэффициентов распределения клинопироксен/расплав для PЗЭ, Y, Sr и уменьшению коэффициентов распределения для Zr и Ti. При этом Nb и Zr аномалии можно смоделировать с использованием обычных коэффициентов распределения, а коэффициент распределения клинопироксен/расплав для Ti должен быть в 2—3 раза ниже [4, 49, 53].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Изучение минералогии мантийных ксенолитов из позднекайнозойских базальтоидов Удоканского вулканического поля показывает существенные вариации от обеднения до обогащения некогерентными элементами нижней части литосферы шпинелевой фации на границе Алданского и Байкало-Витимского террейнов. В центральной части Удоканского поля (плиоценовые базаниты оз. Куас) среди ксенолитов преобладают слабоистощенные лерцолиты, а в северной части (миоценовые нефелинитовые вулканы) — гарцбургиты. Судя по составу, перидотиты Удокана представляют собой материал фанерозойской океанической мантии, субдуцированной под Сибирскую платформу, а не древнюю архейскую мантию Алданского щита.

2. Среди ксенолитов оз. Куас выделяются две серии пород — гарцбургит-лерцолитовая и лерцолит-вебстеритовая. Лерцолит-вебстеритовая ассоциация может являться древним субстратом, а гарцбургит-лерцолитовая быть результатом более позднего взаимодействия перидотитов с гипотетическим силикатным расплавом, сопровождавшегося Na-амфиболовым(?) метасоматозом. Шпинелевые гарцбургиты и дуниты Куаса оказались наиболее высокотемпературными и окисленными. Для них характерны $T = 1000\text{—}1100$ °C и среднее $\Delta \log f_{\text{O}_2}^{\text{(QFM)}} = -1,0$. Для лерцолитов наиболее характерны $T = 950\text{—}1050$ °C и среднее $\Delta \log f_{\text{O}_2}^{\text{(QFM)}} = -1,9$. Вебстериты более низкотемпературны ($T = 900\text{—}1000$ °C) и имеют низкие средние значения $\Delta \log f_{\text{O}_2}^{\text{(QFM)}} (-3,1)$. Судя по более высоким температурам, гарцбургит-лерцолитовая ассоциация может быть более глубокой по отношению к лерцолит-вебстеритовой.

3. Большинство перидотитов северной части поля сильно окислены. Перидотиты влк. Ингамакит и Мундужак имеют $\Delta \log f_{\text{O}_2}^{\text{(QFM)}}$ от -1 до $+2$. Двупироксеновые температуры для перидотитов влк. Мундужак существенно выше ($T = 1050\text{—}1200$ °C) по сравнению с другими проявлениями. Однако Ca-ортопироксеновые температуры для перидотитов влк. Мундужак такие же низкие ($800\text{—}900$ °C), как и для других проявлений.

4. Клинопироксены из удоканских гарцбургитов имеют спектры распределения микроэлементов с сильным обогащением по легким PЗЭ и истощением по ВЗЭ. Подобные спектры можно интерпретировать как результат реакционного взаимодействия перидотитов с просачивающимся расплавом или флюидом. Высокие содержания легких и средних PЗЭ отражают конечную стадию взаимодействия, когда истощенные перидотиты были полностью переуравновешены с проникающим расплавом.

Авторы благодарны рецензентам за критические замечания к статье, а также Н.Л. Добрецову и А.В. Соболеву за помощь в проведении анализов методом SIMS.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 97-05-65309, 97-05-65331; 05-05-6704, 05-05-6740).

ЛИТЕРАТУРА

1. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск, Наука, 1979, 197 с.
2. Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1991, 160 с.
3. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Наука, 1993, 288 с.

4. **Litasov K.D., Taniguchi H.** Mantle evolution beneath Baikal rift. Center for Northeast Asian Studies, Tohoku University, Japan, CNEAS Monograph series, 2002, v. 5, 221 p.
5. **Добрецов Н.Л., Ащепков И.В.** Состав и эволюция верхней мантии в рифтовых зонах (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика, 1991, т. 32, № 1, с. 5—13.
6. **Dobretsov N.L., Ashchepkov I.V.** Melt migration and depletion — regeneration processes in upper mantle of continental and ocean rift zones // Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere / Tj. Peters et al. (eds.). Oman, 1991, p. 125—146.
7. **Добрецов Н.Л., Ащепков И.В., Симонов В.А., Жмодик С.М.** Взаимодействие пород верхней мантии с глубинными расплавами в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика, 1992, т. 33, № 5, с. 3—21.
8. **Литасов К.Д., Добрецов Н.Л., Соболев А.В.** Свидетельства реакционного просачивания расплава в верхней мантии по данным изучения перидотитовых ксенолитов из базальтов Витимского и Удоканского вулканических полей Забайкалья // Докл. РАН, 1999, т. 368, № 4, с. 525—529.
9. **Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V.** Feldspar-bearing lherzolite xenolith in alkali basalts from Namar-Daban, southern Baikal region, Russia // Contr. Miner. Petrol., 1995, v. 118, p. 131—148.
10. **Litasov K.D., Ito Y., Litasov Yu.D. et al.** Lithosphere structure and thermal regime of the upper mantle along Baikal Rift axis: evidences from deep-seated xenoliths // Northeast Asian Studies, 2001, v. 6, p. 227—252.
11. **Гусев Г.С., Хаин В.Е.** О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника, 1995, № 5, с. 68—82.
12. **Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др.** Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь — Юго-Восточная Азия). Новосибирск, Наука, 2000, 288 с.
13. **Фонарев В.И., Гаврикова С.Н., Султанов Д.М.** Метаморфические события в докембрии на юге Алданского щита, Восточная Сибирь // Петрология, 1995, т. 3, № 2, с. 173—184.
14. **Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л. и др.** Эволюция магматизма Северо-Востока Байкальской рифтовой системы // Петрология, 1997, т. 5, № 2, с. 115—136.
15. **Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 239 с.
16. **Рассказов С.В.** Базальтоиды Удокана. Новосибирск, Наука, 1986, 142 с.
17. **Ступак Ф.М.** Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. Новосибирск, Наука, 1987, 169 с.
18. **Рассказов С.В., Иванов А.В., Брандт И.С., Брандт С.Б.** Миграция позднекайнозойского вулканизма Удоканского поля в структурах Байкальской и Олекмо-Становой систем // Докл. РАН, 1998, т. 360, № 3, с. 378—382.
19. **Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Voven A., Andre L.** Late Cenozoic reactivation of the Early Pre-Cambrian Aldan Shield: trace element constraints on magmatic sources beneath the Udokan ridge, Siberia, Russia // Proc. 30th Int. Geol. Cong, 1997, Pt. 15, p. 153—167.
20. **Соболев А.В., Батанова В.Г.** Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология, 1995, т. 3, № 5, с. 487—495.
21. **Yurimoto H., Yamashita A., Nishida N., Sueno S.** Quantitative SIMS analysis of GSJ rock reference samples // Geochem. J., 1989, v. 23, p. 213—236.
22. **Litasov K.D., Yurimoto H., Litasov Yu.D. et al.** Trace element study of clinopyroxenes from garnet and spinel peridotite xenoliths of the Burkal River (Khentey dome, South Transbaikalia, Russia) // Northeast Asian Studies, 2004, v. 9, p. 159—178.
23. **Грачев А.Ф., Блюмштейн Э.И., Соколова Е.П., Левыкин А.И.** Лерцолитовые нодулы в щелочных базальтах северо-восточной части Байкальского рифта // Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 2, с. 448—452.
24. **Турков В.А., Поляков А.И., Когарко Л.Н. и др.** Геохимические особенности состава верхней мантии Байкальской рифтовой зоны (на примере хребта Удокан) по данным исследования нодул // Геохимия, 1989, № 4, с. 499—507.
25. **Литасов К.Д., Рассказов С.В., Иванов А.В.** Обедненные и обогащенные ксенолиты шпинелевых перидотитов из позднекайнозойских базанитов района оз. Куас, хр. Удокан, Восточная Сибирь // Докл. РАН, 1999, т. 367, № 6, с. 803—807.
26. **Рассказов С.В.** Амфиболы в глубинных ксенолитах из базальтоидов Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 3, с. 703—706.
27. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol., 1990, v. 31, p. 1313—1336.

28. **Taylor W.R.** An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 1998, v. 172, p. 381—408.
29. **Wood B.J., Bryndzia L.T., Johnson K.E.** Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation // *Science*, 1990, v. 248, p. 337—345.
30. **Litasov K.D., Sharygin V.V., Simonov V.A. et al.** Petrogenesis of glasses and microphenocrysts in mantle xenoliths from Baikal-Mongolia region: a review // *Northeast Asian Studies*, 2003, v. 8, p. 127—170.
31. **Sharygin V.V., Litasov K.D., Smirnov S.Z. et al.** Fluid and silicate-melt inclusions and interstitial glass in mantle xenoliths from melanephelinites of the Udokan Lava Plateau, Russia // *Extended Abstracts of the 7th International Kimberlite Conference*. Cape Town, South Africa, 1998, p. 791—793.
32. **Ringwood A.E.** Basaltic magmatism and the bulk composition of the Moon. I. Major and heat-producing elements // *The Moon*, 1977, v. 16, p. 389—423.
33. **McDonough W.F., Sun S.S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.
34. **Xu Xisheng, O'Reilly S.Y., Griffin W.L. et al.** The nature of the Cenozoic lithosphere at Nushan, eastern China // *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia* / Eds. M.F.J. Flower et al. AGU, Washington, Geodyn. Series, 1998, v. 27, p. 167—195.
35. **Ionov D.A., Wood B.J.** The oxidation state of subcontinental mantle: oxygen thermobarometry of mantle xenoliths from central Asia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 111, p. 179—193.
36. **Nickel K.G., Green D.H.** Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 73, p. 158—170.
37. **O'Neill H.St.C.** The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite and its use as a geobarometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 77, p. 185—194.
38. **Kleppe S., O'Neill H.St.C.** The near solidus transition of garnet lherzolite to spinel lherzolite // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 138, p. 237—248.
39. **Bertka C.M., Holloway J.R.** Anhydrous partial melting of an iron-rich mantle. I. Subsolidus phase assemblages and partial melting phase relation at 10 to 30 kbar // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 115, p. 313—338.
40. **Литасов Ю.Д., Литасов К.Д.** Разновозрастные мантийные геотермы как свидетельство уменьшения мощности континентальной литосферной мантии в зоне рифтогенеза // *Докл. РАН*, 1999, т. 365, № 5, с. 667—670.
41. **Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н.** Механизмы окислительно-восстановительной дифференциации мантийного вещества // *Докл. АН СССР*, 1990, т. 310, с. 944—958.
42. **Добрецов Н.Л.** Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981, 236 с.
43. **Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M.** Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // *Nature*, 1995, v. 375, p. 747—753.
44. **Литасов Ю.Д., Литасов К.Д.** Реакционное преобразование примитивной мантии на примере мантийных ксенолитов из щелочных базальтов Витимского плато // *Докл. РАН*, 1999, т. 368, № 5, с. 663—666.
45. **Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Ryan M.** The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle // *Mantle petrology: Field observations and high-pressure experimentation: A tribute to Francis R. (Joe) Boyd* / Y. Fei, C.M. Bertka, B.O. Mysen (eds.). *Geochem. Soc., Spec. Publ.*, Dept. Chem. Univ. Houston, Houston, TX, 1999, v. 6, p. 13—45.
46. **Boyd F.R.** Composition and distinction between oceanic and cratonic lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, v. 96, p. 15—26.
47. **Bodinier J.L., Vasseur G., Vernieres J. et al.** Mechanism of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite // *J. Petrol.*, 1990, v. 31, p. 597—628.
48. **Bedini R.M., Bodinier J.L., Dautria J.M., Morten L.** Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: a case study from the East African rift // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 153, p. 67—83.
49. **Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Мехоношин А.С., Мальковец В.Г.** Геохимия клинопироксенов и петрогенезис перидотитов и пироксенитов из плиоценовых базанитов р. Джилинда (Витимское вулканическое поле) // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 11, с. 1557—1574.
50. **Vannucci R., Bottazzi P., Wulff-Pedersen E., Neumann E.R.** Partitioning of REE, Y, Sr, Zr and Ti between clinopyroxene and silicate melts in the mantle under La Palma (Canary Islands): implications for the nature of the metasomatic agents // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 158, p. 39—51.

51. **Ionov D.A., Mukasa S.B., Bodinier J.-L.** Sr-Nd-Pb isotopic compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen: numerical modeling indicates Sr-Nd decoupling in the mantle by melt percolation metasomatism // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 2261—2278.
52. **Ionov D.A.** Trace element composition of mantle-derived carbonates and coexisting phases in peridotite xenoliths from alkali basalts // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1931—1941.
53. **Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Zhou X.** Genesis of young lithospheric mantle in Southeastern China: an LAM-ICPMS trace element study // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 111—148.
54. **Yaxley G.M., Green D.H., Kamenetsky V.** Carbonatite metasomatism in the Southeastern Australian lithosphere // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1917—1930.
55. **Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflos T.** Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 140, p. 577—587.

*Поступила в редакцию
8 июня 2005 г.*