

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

Секисова Виктория Сергеевна

**ПЕТРОГЕНЕЗИС МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА
ХАРЧИНСКИЙ (КАМЧАТКА)**

Специальность 1.6.3 «Петрология, вулканология»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук
Смирнов Сергей Захарович

Новосибирск – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. Фактический материал и методы исследования.....	10
ГЛАВА 2. Изученность магнезиальных базальтов Камчатки и вулкана Харчинский.....	19
2.1. Магнезиальные базальты Курило-Камчатской дуги.....	19
2.2. Изученность вулкана Харчинский.....	26
ГЛАВА 3. Геологическое строение вулкана Харчинский.....	30
ГЛАВА 4. Эффузивные породы вулкана Харчинский.....	34
4.1. Минералого-петрографические особенности пород.....	34
4.2. Состав пород: петрохимия и геохимия.....	63
4.3. Расплавные включения во вкрапленниках базальтов.....	67
4.4. Результаты моделирования в программе Petrolog3.....	76
4.5. Обсуждение полученных данных.....	77
ГЛАВА 5. Ксенолиты глубинных пород вулкана Харчинский.....	89
5.1. Петрография ксенолитов.....	90
5.2. Минералогия.....	96
5.3. Состав пород: петрохимия и геохимия.....	118
5.4. Включения в минералах ксенолитов.....	123
5.5. Обсуждение полученных данных.....	126
ГЛАВА 6. Петрогенезис пород вулкана Харчинский.....	137
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	144
СПИСОК УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ.....	146
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	147
СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ АВТОРА.....	166

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Субдукционный вулканизм неразрывно связан с мантийными магмами. Однако с момента образования и до извержения эти магмы могут претерпеть эволюцию в промежуточных камерах в пределах мантийного клина или даже в земной коре. Всё это неизбежно приводит к изменению состава и параметров магм в ходе множества процессов, таких как кристаллизационная дифференциация, контаминация вмещающими породами и смешение магм (Brophy, 1989). Несмотря на то, что такое многообразие процессов объясняет разнообразие надсубдукционных магм, оно скрывает информацию о составе первичных мантийных расплавов. В этой связи высокомагнезиальные базальты, которые рассматриваются многими в качестве представителей примитивных магм в субдукционных обстановках (Tatsumi, Eggins, 1995 и др.), несмотря на своё подчиненное количество в островных дугах (Eggins 1993; Rohrbach et al. 2005), вызывают большой петрологический интерес, поскольку они позволяют реконструировать состав первичных магм и условия их генерации. Изучение высокомагнезиальных базальтов предоставляет возможность получить информацию о частичном плавлении, составе мантийного клина и содержании летучих компонентов в первичных островодужных магмах (Pichavant et al., 2002). Кроме всего прочего, выходя на поверхность, эти магмы часто несут с собой ксенолиты глубинных пород, в которых также записана история процессов, связанных с образованием и эволюцией мантийных магм. Современные вулканы, в лавах и пирокластике которых одновременно присутствуют породы примитивного состава и разнообразные глубинные ксенолиты, – явление крайне редкое. К ним относится вулкан Харчинский, расположенный в Центральной Камчатской депрессии. Уникальное сочетание лав примитивного состава и глубинных ксенолитов этого вулкана позволяет реконструировать состав, условия

генерации и последующей эволюции первичных магм в надсубдукционных обстановках. В свою очередь полученная информация будет востребована при создании обобщенных моделей происхождения примитивных островодужных магм. В этом и заключается **актуальность** данного исследования.

Объектами исследования выбраны ксенолиты глубинных пород и изверженные породы, слагающие лавовые потоки, некк и дайки вулкана Харчинский, а также расплавные и флюидные включения в минералах этих пород.

Целью исследования являлась реконструкция эволюции магмы, участвовавшей в образовании пород вулкана Харчинский, на основе их детальной минералогической и петрологической характеристики с использованием данных по включениям минералообразующих сред.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Получить валовые химические составы изверженных пород, определить характер распределения редких и рассеянных элементов в них;
2. Определить содержания главных и примесных элементов во вкрапленниках магнезиальных базальтов и выяснить последовательность минералообразования в этих породах;
3. Определить содержания главных и примесных элементов в минералах ксенолитов, выделить основные типы парагенезисов пород ксенолитов и временные соотношения слагающих их минералов;
4. Провести расчет PTf_{O_2} -параметров с помощью минеральных геотермобарометров для эффузивных пород и ксенолитов;
5. Провести изучение включений минералообразующих сред во вкрапленниках эффузивных пород, чтобы установить параметры минералообразования, составы расплавов и их эволюцию; полученные результаты сопоставить с PT -оценками, рассчитанными с помощью минеральных геотермобарометров;
6. Сопоставить минеральный состав ксенолитов с вкрапленниками эффузивных пород, чтобы установить природу пород ксенолитов.

Фактический материал. Основой работы послужил каменный материал, отобранный сотрудниками ИГМ СО РАН Кузьминым Д.В., Шевко А.Я. и Гора М.П. и любезно предоставленных автору работы. Отбор образцов осуществлялся в ходе геологических маршрутов при проведении полевых работ 2013 года на территории Камчатского полуострова. Для исследования из представительной коллекции были выбраны 9 образцов ксенолитов глубинных пород и 23 образца изверженных пород, слагающих лавовые потоки, некк и дайки.

Для минералого-петрографических исследований отбирались мономинеральные фракции, а также было изготовлено 20 петрографических шлифов и более 70 препаратов (термобарогеохимических пластинок и шашек из эпоксидной смолы). Определение химических составов пород, минералов, стекол и дочерних фаз включений проводились в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН и НГУ (Новосибирск). Было выполнено 26 анализов пород на главные элементы методом РФА и 26 анализов на редкие и редкоземельные элементы методом ICP-MS. Было проведено 15 анализов минералов на содержание элементов-примесей методом LA-ICP-MS. Получено более 1000 составов порообразующих минералов и дочерних фаз включений рентгеноспектральными методами анализа. Автором лично проведено около 100 микротермометрических экспериментов по гомогенизации включений минералообразующих сред и снято более 100 КР-спектров минералов и дочерних фаз включений. Все составы и спектры были получены с соблюдением международных стандартов как при пробоподготовке, так и при выполнении анализов.

Личный вклад автора диссертации заключается в петрографическом изучении пород, подготовке каменного материала для аналитических работ, отборе мономинеральных фракций, изготовлении эпоксидных шашек и препаратов для минералого-геохимических исследований, проведении микротермометрических экспериментов и термобарогеохимических исследований, выполнении расчетов PTf_{O_2} -параметров с помощью минеральных

геотермобарометров и гигрометров, подборе необходимой литературы, а также обработке, анализе и интерпретации полученных данных.

Защищаемые положения.

1. Ликвидусная ассоциация магнезиальных базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский представлена оливином и хромистой шпинелью, которые кристаллизовались в окисленных условиях $\text{NNO}+0.4 - \text{NNO}+1.5$ при температуре $1115 - 1185^\circ\text{C}$ из высокомагнезиального ($\text{Mg}\# \approx 76$), низкоглиноземистого и низкокальциевого базитового расплава, содержащего $1.5 - 2.8$ мас. % воды.

2. Высокомагнезиальные базальтовые магмы вулкана Харчинский кристаллизовались, по крайней мере, на двух глубинных уровнях, соответствующих давлениям $0.1 - 1.5$ и $11 - 13$ кбар, в то время как камера трахиандезибазальтов нека находилась на глубине, отвечающей давлению $5 - 7$ кбар.

3. Большинство ксенолитов из трахиандезибазальтов вулкана Харчинский представлено кумулятивными перидотитами и клинопироксенитами, образовавшимися при давлениях $2 - 7$ и $6 - 10$ кбар соответственно в окисленных условиях $\text{NNO}+2.4 - \text{NNO}+3.7$ и температурном диапазоне от $1075 - 1150^\circ\text{C}$ до $780 - 820^\circ\text{C}$ из расплавов сходных по геохимическим характеристикам с высокомагнезиальными базальтами этого вулкана.

Научная новизна. В настоящей работе приведены новые данные о минералого-петрографических особенностях, о петрохимическом и редкоэлементном составе пород и минералов вулкана Харчинский, полученные современными прецизионными методами анализа. Описаны минералы вторичного парагенезиса ксенолитов глубинных пород вулкана Харчинский, а также рассчитаны температуры их образования. Впервые проведено детальное изучение включений минералообразующих сред, обнаруженных в минералах ксенолитов и вкрапленниках магнезиальных базальтов вулкана Харчинский. Получены новые данные по составу первичных расплавов, а также температурному режиму эволюции магм под этим вулканом.

Теоретическая и практическая значимость. Полученные данные, безусловно, дополняют информацию о магматизме северной части Центральной Камчатской депрессии. Сделанные выводы будут востребованы при изучении базитового вулканизма Камчатки и Курильских островов, а также внесут вклад в понимание процессов генерации и дальнейшей эволюции мантийных магм в островодужных обстановках.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения. Основной материал изложен на 168 страницах и включает 43 рисунка и 20 таблиц. Все графические материалы размещены в тексте для удобства читателей. Список литературы содержит 188 наименований. Первая глава посвящена детальному описанию методов исследования. Во второй главе приведен литературный обзор проблем, связанных с изучением проявлений примитивного магнезиального вулканизма в пределах Курило-Камчатской дуги. В третьей главе приводится геологическая характеристика изучаемого объекта. Четвертая глава посвящена результатам изучения пород, слагающих некк и лавовые потоки на склонах вулканической постройки, а также данные, полученные по расплавленным включениям во вкрапленниках оливина. В пятой главе приведены результаты изучения пород ксенолитов вулкана Харчинский. В конце четвертой и пятой глав развернуто обсуждаются полученные данные, и приводится их интерпретация. В шестой главе на основе сравнения с данными по магнезиальным базальтам и андезибазальтам всей Курило-Камчатской дуги формулируется концепция модели образования пород вулкана Харчинский. В заключении тезисно перечисляются наиболее значимые выводы. После основного материала размещены списки условных обозначений, использованной литературы и публикаций с участием автора работы.

Апробация работы и публикации. По материалам, использованным для написания диссертации, опубликовано 14 работ, из которых 4 статьи в журналах, включенных в список ВАК, из них 2 статьи в журнале «Геология и геофизика» посвящены непосредственно породам вулкана Харчинский. Промежуточные результаты работы представлялись на 10 всероссийских и международных

конференциях в период с 2016 по 2023 гг.: Moscow International School of Earth Sciences (I.S.E.S.-2016, Москва), 8th International Siberian early career geoscientists conference (Новосибирск, 2016), 17^{ая} Всероссийская конференция по термобарогеохимии, (Улан-Удэ, 2016), 11^{ая} L.L. Perchuk International School of Earth Sciences (I.S.E.S.-2017, Миасс), 27^{ая} Всероссийская молодежная конференция с участием исследователей из других стран «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2017), 10th Biennial workshop on subduction processes Japan-Kamchatka-Alaska, (JKASP-2018, Петропавловск-Камчатский), 10^{ая} Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия» (Черноголовка, 2019), 19^{ая} Всероссийская конференция по термобарогеохимии (Новосибирск, 2022), 8^{ая} Всероссийская конференция с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» (Новосибирск, 2023), 6^{ая} Всероссийская конференция с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», (Владивосток, 2023).

Благодарности. Автор искренне благодарит научного руководителя д.г.-м.н., профессора НГУ Сергея Захаровича Смирнова за помощь и всестороннюю поддержку на всех этапах проведения исследования и подготовки диссертации; к.г.-м.н. Дмитрия Владимировича Кузьмина за консультации и детальные обсуждения результатов исследования. Автор благодарит к.г.-м.н. Шевко А.Я и к.г.-м.н. Гора М.П. за любезно предоставленный каменный материал. Автор признателен сотрудникам ИГМ СО РАН: к.г.-м.н. Карманову Н.С., к.г.-м.н. Королюку В.Н., Хлестову М.В., к.т.н. Кармановой Н.Г., к.х.н. Палесскому С.В., к.х.н. Николаевой И.В., к.г.-м.н. Рагозину А.Л., Куприянову И.Н. за помощь при проведении аналитических работ. Искренняя благодарность Шохоновой Л.А. за помощь в пробоподготовке и к.г.-м.н. Крашенинникову С.П. за проведение микротермометрических экспериментов в ГЕОХИ РАН. Автор благодарит за обсуждение промежуточных результатов исследования, ценные советы и рекомендации по улучшению работы к.г.-м.н. Старикову А.Е., к.г.-м.н. Тимину

Т.Ю., к.г.-м.н. Низаметдинова И.Р., к.г.-м.н. Соколову Е.Н. Автор выражает искреннюю благодарность д.г.-м.н. Изоху А.Э., д.г.-м.н. Дорошкевич А.Г., д.г.-м.н. Круку Н.Н., д.г.-м.н. Туркиной О.М. за внимательный анализ рукописи, а также ценные замечания и рекомендации, позволившие дополнить и улучшить текст диссертации.

Отдельная благодарность моей маме Секисовой О.П. за подъем мотивации и необходимые слова поддержки в сложные периоды.

Диссертация подготовлена в лаборатории 436 термобарогеохимии ИГМ СО РАН, возглавляемой д.г.-м.н. Томиленко А.А. Автор искренне признателен всему коллективу лаборатории за поддержку и дружелюбную атмосферу.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-35-00491), Российского научного фонда (проект 23-27-00216), комплексной программы научных исследований СО РАН (проект 44.2) и в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400312-2).

ГЛАВА 1. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основой работы послужил каменный материал, отобранный и любезно предоставленный автору работы сотрудниками ИГМ СО РАН Кузьминым Д.В., Шевко А.Я. и Гора М.П. Отбор образцов осуществлялся в ходе геологических маршрутов при проведении полевых работ 2013 года на территории Камчатского полуострова. Из представительной коллекции для исследования были выбраны 9 ксенолитов различных глубинных пород и 23 образца изверженных пород, образующих дайки, некк и лавовые потоки вулкана Харчинский. Координаты точек отбора материала представлены в Таблице 1, их положение показано на снимке из приложения Google-Earth (Рис. 1).

Для минералого-геохимических исследований из каждого образца были изготовлены петрографические шлифы и двусторонне полированные пластинки толщиной 300 мкм на канадском бальзаме. Для изучения химического состава конкретного минерала порода предварительно подвергалась дроблению в металлической ступке. Далее материал разделялся по размерности с помощью набора сит. После этого отбирались монофракции минералов различной размерности. Затем зерна компоновались в отдельную или составную шашки диаметром до 25 мм, изготовленные из эпоксидной смолы и приполированные с применением алмазных паст. Помимо шашек для изучения включений производилось разламывание на отдельные кусочки термобарогеохимических пластинок после отделения их от стекла за счет полного растворения канадского бальзама в спирте. Для проведения валовых анализов пород материал вручную истирался до состояния пудры в агатовой ступке, чтобы исключить заражение железом.

Таблица 1. Реестр образцов вулкана Харчинский и GPS-координаты точек их отбора.

Геологическое тело	Номер образца	Координаты		
		широта	долгота	высота
Дайки	ХР-1	56°27.071'	160°46.617'	650
	ХР-2, ХР-4	56°26.852'	160°47.203'	661
	ХР-75	56°26.456'	160°48.815'	903
	ХР-76	56°26.388'	160°48.776'	853
	ХР-77	56°26.351'	160°48.900'	975
	ХР-78	56°26.832'	160°48.387'	1009
	ХР-85	56°26.896'	160°47.397'	635
	ХР-87	56°26.676'	160°48.250'	908
	ХР-88	56°26.660'	160°48.393'	925
	ХР-107 – ХР-109	56°26.599'	160°47.725'	942
Некк	ХР-30	56°26.546'	160°48.555'	901
Ксенолиты	ХР-11, ХР-14, ХР-23, ХР-29, ХР-36, ХР-38, ХР-51, ХР-62, ХР-63	56°26.546'	160°48.555'	901
Лавовые потоки	ХР-79, ХР-80	56°27.362'	160°46.492'	359
	ХР-81	56°27.325'	160°46.676'	414
	ХР-82	56°26.970'	160°47.151'	572
	ХР-83	56°26.922'	160°47.241'	605
	ХР-84	56°26.896'	160°47.397'	635
	ХР-86	56°26.705'	160°48.009'	847
	ХР-110	56°26.599'	160°47.725'	942

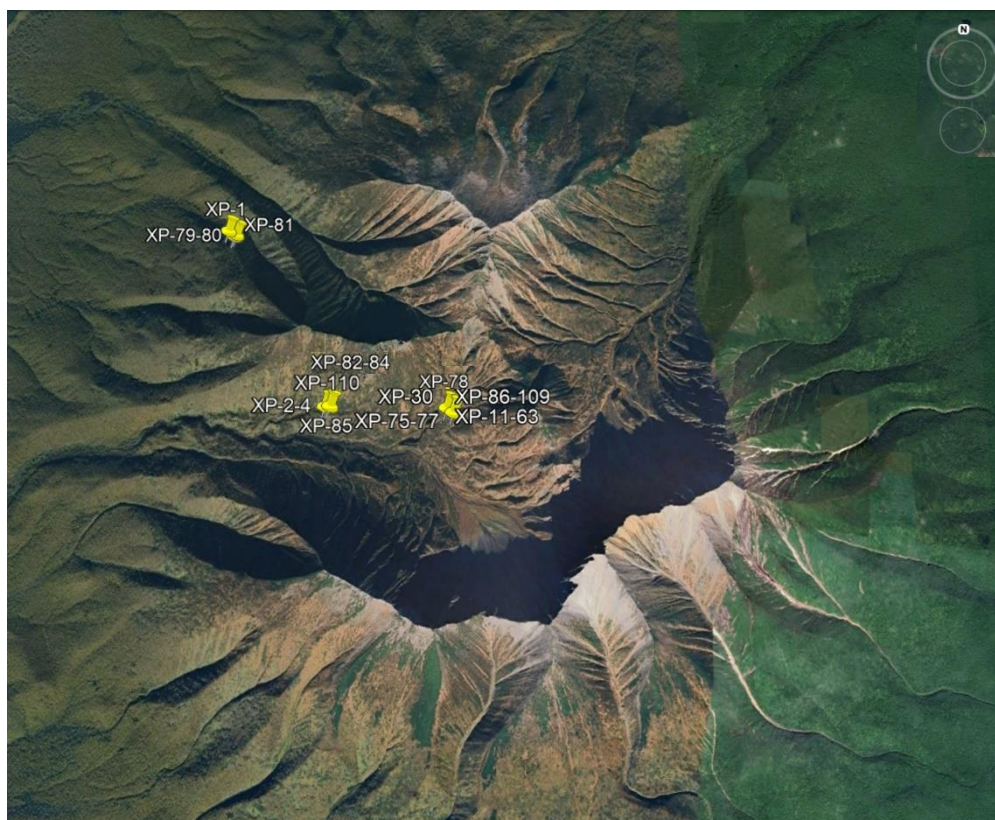


Рисунок 1. Космический снимок вулкана Харчинский (Google Earth). Точками показаны места отбора образцов.

В процессе пробоподготовки использовался бинокулярный микроскоп МБС 10. Изучение модального состава пород, выявление взаимоотношений минералов, а также поиск зерен и включений для дальнейших исследований осуществлялись с помощью оптического микроскопа с проходящим и отраженным светом OLYMPUS BX51 (Япония), совмещенного с фотокамерой.

На основе имеющегося каменного материала было изготовлено более 50 двусторонне полированных пластинок и 100 шашек из эпоксидной смолы для анализа составов минералов, а также отобрано более 100 препаратов для термобарогеохимических исследований.

В процессе работы применялся широкий спектр современных минералогеохимических методов исследования, включающий оптическую микроскопию, рентгено-спектральные методы, КР-спектроскопию, микротермометрию и различные валовые методы анализа пород. Исследования проводились на современной аппаратуре, позволяющей проводить исследования горных пород и минералов на уровне современных международных стандартов качества, в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН), а также в Новосибирском государственном университете и Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН).

Содержания петрогенных и второстепенных элементов в породе (31 проба) определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation в ИГМ СО РАН (аналитик Карманова Н.Г). Потери при прокаливании измерялись после двухчасовой выдержки при 950°C.

Валовые содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Finnigan Element по стандартной методике (аналитик Палесский С.В.), согласно (Paleskiy, Nikolaeva, 2020).

Концентрации редких и редкоземельных элементов в клинопироксене и амфиболе определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной

плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) на масс-спектрометре Thermo Scientific X-series 2 с приставкой лазерной абляции New Wave UP-213 в НГУ. Анализ минералов проводился при мощности лазера 50–60% и частоте 20 Гц. Для расчета концентраций элементов использовался внешний стандарт NIST 612, KL-2 и GSD-G. В качестве внутреннего стандарта использовалось содержание CaO в анализируемом минерале, предварительно определенное методом рентгеноспектрального анализа.

Для количественного анализа химического состава породообразующих минералов, стекол и дочерних фаз расплавных включений использовались рентгеноспектральные методы. Определение составов проводилось методом ВДС на электронно-зондовых микроанализаторах JEOL JXA-8100 и JEOL JXA-8230 (оператор Королук В.Н.) и методом ЭДС на электронном сканирующем микроскопе TESCAN MIRA 3LMU (оператор Хлестов М.В.) с полевой эмиссией, оборудованном системой микроанализа INCA Energy 450 с полупроводниковым детектором XMax-80 фирмы Oxford Instruments Nanoanalysis.

Методом ВДС анализировались главные элементы в породообразующих минералах при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 40–50 нА. Главные элементы в стеклах включений анализировались на низком токе 15 нА. Диаметр зонда непосредственно на образце ~1 мкм, погрешность анализа не превышала 2 отн.% (Королук и др., 2009). Время измерения сигнала составляло 30 секунд на пике и по 15 секунд на фоне. При расчёте концентраций был использован ZAF метод коррекции из программного обеспечения электронно-зондовых микроанализаторов. Контроль дрейфа тока зонда осуществлялся периодической съемкой стандартных образцов (оливин, стекло VG-2) через каждые 20–30 точек. В качестве калибровочных стандартов использовались охарактеризованные различными аналитическими методами образцы природных минералов и синтетических соединений из коллекций ЦКП МИИ ИГМ СО РАН и аттестованных образцов сравнения: оливин (Mg, Fe, Si), Cr-авгит (Ca, Fe), диопсид (Si, Ca, Mg, Fe), гранат (Mn), ильменит (Ti, Mn), альбит (Na), ортоклаз (K), анортотлаз (Na, K), природное стекло VG-2 (USNM 111240/52) (Jarosewich et

al., 1980) и синтетические оксиды NiFe_2O_4 (Ni), Cr_2O_3 (Cr), Al_2O_3 (Al), FeNiCo (Co), Co_3O_4 (Co) и TiO_2 (Ti).

При анализе оливина была использована специальная методика (Sobolev et al., 2007), обеспечивающая низкие пределы обнаружения для Ni, Ca, Mn, Al, Ti, Cr и Co в 15–30 ppm и погрешность определения форстеритовой составляющей в оливине в 0.02 мол.%. Такие параметры достигаются за счет увеличения времени анализа и тока зонда. Параметры съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 250–300 нА, время измерения сигнала на пике каждой аналитической линии $K\alpha$ варьировало в диапазонах 20–30 секунд для главных элементов и 80–300 секунд для примесных компонентов.

Метод ЭДС применялся для диагностики минералов и получения составов мелких (до 10 мкм) фаз. Данные были получены с использованием программы INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instrumental Analytical Ltd.). Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка 1 нА, время набора спектра 60 секунд. Точность анализа периодически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов. Для количественной оптимизации (нормировка на ток зонда и калибровка спектрометра по энергии) производилось периодическое измерение интенсивности линии $K\alpha$ металлического Co.

При работе с нескрытыми включениями минералообразующих сред применялся метод Рамановской спектроскопии (КР-спектроскопии или спектроскопии комбинационного рассеяния), позволяющий определить состав газовой фазы включений, наличие воды в остаточных стеклах и идентифицировать некоторые кристаллические фазы в нескрытых расплавных включениях. При работе применялся спектрометр Jobin-Yvon LabRam HR800 фирмы Horiba Scientific с встроенными CCD детектором, охлаждаемым элементом Пельтье, и конфокальным микроскопом OLYMPUS BX41 с 10, 50 и 100-кратными объективами. Использовался твердотельный лазер с мощностью 50 мВт и длиной волны 532 нм. Монохроматор калибровался по линии КР кремния 520.7 см^{-1} . Точность воспроизведения волнового числа 1 см^{-1} . Параметры записи

спектров: 10 накоплений по 10 секунд при диафрагме 200 мкм и объективе 100х с числовой апертурой 0.9. Спектры регистрировались в интервале 100–3800 см⁻¹.

Микротермометрические методы исследования применялись для изучения нескрытых расплавных включений в оливине.

Эксперименты при отрицательных температурах проводились для изучения содержимого флюидных включений и газовых пузырей в расплавных включениях. Применялась микротермокамера Linkam THMSG600. Рабочий диапазон температур микротермокамеры изменяется от –196 до +600°C. Охлаждение обеспечивается жидким азотом. Программное обеспечение криокамеры позволяет варьировать скорость изменения температуры от 0 до 100 °C/с. Сначала включения подвергались быстрому переохлаждению, чтобы их содержимое замерзло. После этого шел нагрев на низкой скорости, при котором фиксировались температуры фазовых переходов. Это позволяет определить температурные значения, являющиеся диагностическим признаком для некоторых газов или их смесей.

Прогрев расплавных включений в оливине до температур 1000°C и выше проводился на микротермокамере конструкции Томиленко-Осоргина (Осоргин, Томиленко, 1990) в инертной среде. Инертная среда обеспечивается прокачкой через объём, в котором находится нагреваемый образец, чистого аргона, что необходимо для исключения потемнения минерала-хозяина за счет окисления железа. Рабочий диапазон температур микротермокамеры изменяется от комнатных значений до 1350°C. Микротермокамера оснащена водяным охлаждением и установлена на фотомикроскопе OLYMPUS BX51, что позволяет проводить визуальный контроль в процессе прогрева. Калибровка термопары проведена с применением стандартных веществ: K₂Cr₂O₇, NaCl, Au° и Mn° с температурами плавления 398, 801, 1064 и 1244°C соответственно.

Для достижения наиболее полного переплавления дочерних фаз и растворения отложившегося на стенках включения вещества, родственного минералу-хозяину, был выполнен массовый прогрев включений без визуального контроля в высокотемпературной трубчатой печи Nabertherm RHTV 1700

(ГЕОХИ РАН, Москва) при атмосферном давлении и контролируемой летучести кислорода. Вкрапленники оливина помещались в платиновую ампулу, которая нагревалась в течение 5 минут до 800°C, а затем еще 5 минут выдерживалась при температуре 1300°C. Общее время эксперимента составляло 10 минут, чтобы избежать потери воды (Portnyagin et al., 2008). После прогрева ампула резко охлаждалась в воде, чтобы получить экспериментально закаленные (стекловатые) расплавные включения. Прогрев проводился при фугитивности кислорода $\text{NNO}+1.1$. Значение фугитивности кислорода выбрано наиболее оптимальное и основанное на рассчитанных по модели (Ballhaus et al., 1991; 1994) оценкам для наших образцов. Более подробная информация по расчету фугитивности кислорода приведена в соответствующих разделах 4 и 5 глав.

После прогрева зерна монтировались в шашки из эпоксидной смолы, которые стачивались и полировались с помощью алмазных паст с целью выведения включений на поверхность. После вскрытия в таких экспериментально закаленных включениях анализировался состав их стекол методом ВДС.

Реконструкция концентраций SiO_2 и восстановление исходного содержания воды в расплавных включениях проводились по (Portnyagin et al., 2019; Gavrilenko et al., 2016). После этого проводился пересчет составов в программе Petrolog3 (Danyushevsky, Plechov, 2011; Danyushevsky et al., 2000) для того, чтобы учесть постзахватное переуравновешивание FeO и MgO между оливином и захваченной им порцией расплава. Поскольку измеренные содержания железа в стеклах включений нередко превышали аналогичные значения в породе в два и более раз, поэтому для коррекции составов в программе Petrolog3 автором в качестве финального железа использовались значения, рассчитываемые по формуле $\text{FeO}^* = 10.545 \cdot \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 1.8962$, которая описывает зависимость содержаний железа от отношения CaO и Al_2O_3 в составах пород вулкана Харчинский (Рис. 2) по собственным и литературным данным. Если рассчитанное по этой формуле содержание железа в расплаве FeO^* превышало измеренное содержание FeO в стеклах включений, то для расчетов в качестве финального железа использовались рассчитанные значения FeO^* , в противном случае расчет

производился с использованием измеренных в стекле содержаний FeO. Такой способ был применен, чтобы избежать возможного занижения содержаний железа в исходных расплавах.

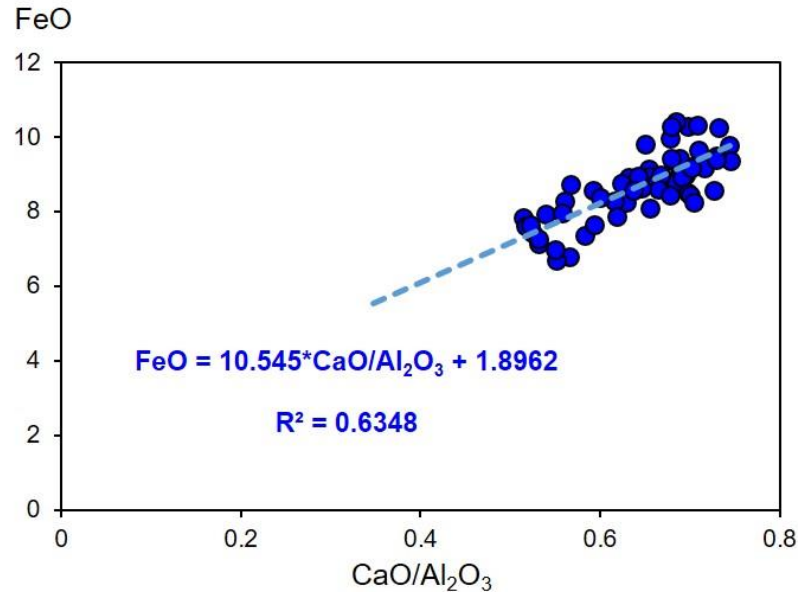


Рисунок 2. Зависимость содержания железа от CaO/Al₂O₃-отношения в эффузивных породах вулкана Харчинский на основе данных автора и составов, приведенных в (Волынец и др., 1999; Горбач и др., 2023; Siegrist et al., 2021), и формула для расчета содержаний железа в расплаве.

Расчеты проводились при температурах, оцененных для равновесия оливин-расплав по (Ford et al., 1983) и окислительно-восстановительном потенциале, равном $\text{NNO} + 1.0$, что соответствует среднему значению полученных нами оценок по модели (Ballhaus et al., 1991; 1994) с учетом равновесности оливина и шпинели по (Николаев и др., 2016). Дополнительно температура оценивалась по (Coogan et al., 2014). Таким способом восстанавливались составы захваченных оливином расплавов. В дальнейшем эти захваченные расплавы с помощью программы Petrolog3 уравнивались с более магнезиальными оливинами с целью реконструировать составы первичных расплавов вулкана Харчинский. Расплавы из включений в Fo_{≥85} уравнивались с Fo₉₀₋₉₁, в остальных случаях к составу оливина добавлялось по 3 мол.% Fo к измеренному составу минерала-хозяина. Расчеты проводились при заданном давлении с учетом воды по (Danyushevsky, 2001). Из полученного таким способом набора составов в качестве

первичных расплавов для пород вулкана Харчинский выбирались включения в наиболее магнезиальных оливинах $Fo_{\geq 85}$, чтобы исключить оливин, кристаллизовавшийся совместно с Са-содержащими фазами, такими как клинопироксен или плагиоклаз.

Вся необходимая лабораторная подготовка для минералого-петрографических, геохимических и термобарогеохимических исследований, а также обработка полученных данных были осуществлены непосредственно автором на оборудовании лаборатории 436 термобарогеохимии ИГМ СО РАН.

Автором лично было подготовлено 30 истертых проб для определения валовых составов пород, изготовлено 100 шашек с минералами и включениями для исследования рентгеноспектральными методами анализа. Подготовлено более 100 препаратов для микротермометрических исследований. Проведено более сотни экспериментов по прогреву включений расплава и криометрических экспериментов. Получено более 1000 анализов составов и более 100 КР-спектров минералов, стекол и дочерних фаз включений. Проведено более 200 расчетов с применением минеральных геотермометров и геобарометров.

ГЛАВА 2. ИЗУЧЕННОСТЬ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ КАМЧАТКИ И ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ

2.1. Магнезиальные базальты Курило-Камчатской дуги

подавляющая часть наземных активных вулканов приурочена к островодужным геотектоническим обстановкам, которые отличаются широким разнообразием вулканических серий магматических пород. И хотя магнезиальные базальты среди них присутствуют в резко подчиненном количестве, тем не менее, имеют важное петрологическое значение и встречаются во многих островных дугах: Малая Антильская (Macdonald et al., 2000); Алеутская (Gust, Perfit, 1987); Курило-Камчатская (Волынец и др., 1997) и некоторые другие.

Несмотря на большое количество работ, посвященных изучению высокомагнезиальных базальтов, их классификационные границы до сих пор четко не определены. На основе анализа литературных данных, можно считать, что к высокомагнезиальным породам относят базальты, содержащие вкрапленники оливина, а также Cr-шпинели и клинопироксена. В более эволюционировавших породах доминируют вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена. В редких случаях встречается ортопироксен. Водные фазы (амфибол, флогопит), как правило, отсутствуют в базальтах, но встречаются в андезибазальтах и андезитах. Размер и степень идиоморфизма вкрапленников заметно варьируют. Кристаллы нередко зональные. Вкрапленники оливина содержат высокомагнезиальные $Fo_{>88}$ ядра и более железистые края. Fe-Ti-оксидные минералы представлены непрерывным рядом от Cr-шпинели (в среднем $Cr\# > 0.5$) до Ti-магнетита (до 30 мас.% TiO_2). Клинопироксен ($Mg\#$ до 91), как правило, представлен авгитом, диопсид (до 0.9 мас.% Cr_2O_3) может присутствовать в качестве включений в оливине, пижонит изредка образует центральные зоны вкрапленников. Клинопироксен часто обогащен алюминием,

содержание которого превышает 6 мас.% в некоторых базальтах (Heath et al., 1998). Плагиоклаз широко распространен в андезибазальтах, в меньшей степени в базальтах. Кристаллизация плагиоклаза начинается после ядер темноцветных минералов. Он образует идиоморфные зональные кристаллы, состав которых сильно варьирует от An_{97} до An_{46} (Heath et al., 1998). Ортопироксен редко встречается как в базальтах, так и андезибазальтах. Вкрапленники ортопироксена ($Mg\# = 89$), кристаллизация которого начиналась позднее оливина и клинопироксена, присутствуют в базальтах Ключевского вулкана (Озеров и др., 1996). В базальтах Толбачика обнаружены единичные включения ортопироксена в оливине (Portnyagin et al., 2015). Однако чаще всего ортопироксен имеет реакционное происхождение. Например, на вулкане Суфриер на острове Монсеррат Малой Антильской дуги ортопироксен En_{70-54} образовывался вместо пижонита. Предполагается, что это происходило либо из-за слишком низкой температуры расплава при наиболее вероятных равновесных значениях давления и магнезиальности породы, либо благодаря слишком высокой фугитивности кислорода в магме (Heath et al., 1998). В пределах Курило-Камчатской дуги описаны случаи появления ортопироксеновых кайм вокруг оливина в ксенолитах вулкана Харчинский. Считается, что его появление является результатом реакции породы с более кремнистыми расплавами (Siegrist et al., 2019).

Как и большинство пород Курило-Камчатской дуги высокомагнезиальные базальты характеризуются слабым обогащением легкими REE, сильным обогащением Rb, K, Ba и Sr, а также дефицитом Ti, Ta и Nb. Сходство спектров распределения несовместимых элементов свидетельствует об общности процессов образования высокомагнезиальных и других базальтов Курило-Камчатской дуги (Портнягин и др., 2005а).

И, хотя эти минералого-геохимические параметры обязательны, но явно недостаточны, поскольку описывают практически любые островодужные базальты. Требуется дополнительный критерий, описывающий магнезиальность породы. В работе (Gavrilenko et al., 2016) на основе экспериментальных данных с безводными перидотитами и базальтами, предложено к высокомагнезиальным

относить базальты с содержанием MgO, превышающим 11.1 мас.%. В работе (Kelemen et al., 2003) было предложено примитивными считать породы с $Mg\# > 0.6$, где $Mg\# = MgO/(MgO+FeO)$. Термин «примитивный» здесь используется как синоним слова «высокомагнезиальный». Согласно (Tatsumi, Eggins, 1995), при моделировании в качестве примитивных выбираются составы, отвечающие следующим критериям: $Mg\# > 70$, $FeO^*/MgO < 1$, $Ni > 200$ ppm и $Cr > 400$ ppm. Считается, что породы с магнезиальностью более 73% могут представлять недифференцированные расплавы, равновесные с оливином $Fo_{>90}$ (Jaques, Green, 1980). Однако более применимое для природных объектов разделение островодужных базальтов было предложено для вулкана Толбачик в работе (Flerov, Bogoyavlenskaya, 1983). В качестве критерия они предлагают рассматривать отношение MgO/Al_2O_3 (оксиды в мас.%). Если $MgO/Al_2O_3 > 0.6$, то породу следует называть высокомагнезиальным базальтом. Породы с $MgO/Al_2O_3 < 0.4$ относятся к высокоглиноземистым базальтам. И, наконец, породы с $MgO/Al_2O_3 = 0.4 - 0.6$ следует считать переходным между ними типом. Поскольку породы со значениями $MgO/Al_2O_3 = 0.4 - 0.6$ среди изученных образцов не отличаются от высокомагнезиальных базальтов ни по минералогическим, ни по геохимическим характеристикам, и с учетом выделения высокоглиноземистых ($Al_2O_3 > 16.5$ мас.%) пород по (Kuno, 1980), автором диссертации эти образцы предложено называть магнезиальными базальтами и рассматривать совместно с высокомагнезиальными.

В пределах Курило-Камчатской дуги магнезиальные базальты встречаются, прежде всего, в участках Центральной Камчатской депрессии: на вулканах Ключевской (Озеров и др., 1996; Portnyagin et al., 2007), Шивелуч (Волынец и др., 1994), Заречный (Волынец и др., 1999; Горбач и др., 2023; Siegrist et al., 2021), Толбачик (Portnyagin et al., 2015), реже они присутствуют среди продуктов извержений вулканов Восточного Вулканического пояса: Авачинский (Kepezhinskas et al., 1997; Volynets, 1994), Горелый (Duggen et al., 2007), Корякский (Nekrylov et al., 2022), а также на вулканах Курильской гряды: Алаид, Меньший брат, Кетой, Тятя, Райкоке, Брат Чирпоев, Атсонопури и некоторых

других (Горшков, 1967; Федорченко и др., 1989; Чибисова и др., 2009; Кузьмин и др., 2023; Martynov et al., 2024). Как правило, магнезиальные базальты образуют отдельные лавовые потоки в постройках стратовулканов или изолированные шлаковые и лавовые конусы в зонах ареального моногенного вулканизма, например, в Шишейском комплексе, Толбачинском Доле (Portnyagin et al., 2007), Тигильском Доле (Volynets et al., 2023). И только конус вулкана Харчинский практически полностью сложен лавами высокомагнезиальных базальтов и андезибазальтов.

Изучение изверженных пород Камчатки показало, что их состав в пределах одного вулканического аппарата может изменяться по содержанию SiO_2 от базальтов до дацитов (Действующие вулканы..., 1991). При этом геохимические характеристики пород наследуются от основных разностей к кислым (Volynets, 1994), поэтому базальты рассматриваются в качестве наименее дифференцированных производных первичных расплавов, из которых образуются более кислые члены последовательности путем фракционной кристаллизации. Как правило, породы в пределах одного вулкана относятся к одной серии по содержанию K_2O (Волынец и др., 1997). Каждый случай совмещения пород различных по содержанию K_2O серий на одном вулкане требует индивидуального рассмотрения, поскольку свидетельствует о неординарности магматического процесса и может быть связан либо с участием различных первичных магм в пределах одного вулкана, либо с образованием нескольких разных по содержанию K_2O серий пород в процессе эволюции единого исходного расплава (Волынец и др., 1997; Portnyagin et al., 2015).

В пределах ЦКД содержания SiO_2 в высокомагнезиальных породах обычно повышаются с юга на север, в сторону предполагаемого края плиты. Таким образом, на Толбачике представлены только базальты, а в Шишейском комплексе доминируют андезиты. С ростом кремнекислотности увеличиваются концентрации Na_2O и уменьшаются содержания FeO , TiO_2 и CaO , в то же время вариации K_2O не показывают какой-либо корреляции (Portnyagin et al., 2007).

Для оценки интенсивных параметров минералообразования островодужных лав используются расчетные методы. Для оценки давлений обычно нет подходящих минералов или ассоциаций, позволяющих применять известные геобарометры. В связи с этим привлекаются косвенные методы оценки давлений, например, по проекциям многокомпонентных диаграмм. Для оливин-клинопироксенового базальта давление равновесия с мантийным перидотитом оценивают по системе диопсид–жадеит–Са-чермакит–оливин–кварц. В этом случае наиболее магнезиальные породы (Ol±Срх-базальты) в равновесии с мантийным перидотитом показывают давление 17 кбар. Более эволюционировавшие базальты показывают более низкие давления. Ортопироксен становится ликвидусной фазой при 5 кбар (Heath et al., 1998).

Оценки температур кристаллизации минералов возможно проводить благодаря различным геотермометрам. Температурные оценки варьируют для оливин-шпинелевых пар в интервалах 1025 – 1170°C на Курилах и Малой Антильской дуге (Кузьмин и др., 2023; Heath et al., 1998); 1111 – 1292°C на Камчатке (Volynets et al., 2023) и 1050 – 1060°C для двупироксенового термометра в базальтах Малой Антильской дуги (Heath et al., 1998). Фугитивность кислорода изменяется от $\text{NNO} + 0.2$ до $\text{NNO} + 1.6$ (Кузьмин и др., 2023; Volynets et al., 2023), что похоже на оценки фугитивности для других островных дуг (Eggins, 1993) и соответствует более окисленным обстановкам по сравнению с MORB и внутриплитными базальтами (Ballhaus et al., 1991). Это указывает на то, что мантийный клин более окисленный, чем мантийные источники других типов базальтов, вероятно, за счет флюидов, поступающих из погружающейся плиты (Ballhaus et al., 1991; Wood, 1991).

Предполагается, что источником базальтовых магм являются перидотиты мантийного клина (Kushiro, 1975; Gill, 1981; Tatsumi, 1989; Stern, 2002; Кузьмин и др., 2023). При этом важную роль в процессах магмогенерации в надсубдукционных обстановках играет вода, отделяющаяся от субдуцирующих океанической коры и осадков (Cervantes, Wallace, 2003; Grove et al., 2012; Portnyagin et al., 2019). Считается, что обогащение мантийного клина водой

приводит к появлению амфибола или флогопита в минеральных парагенезисах, сопровождается обогащением LILE и LREE (например, Kepezhinskas et al., 1997; Churikova et al., 2001), что, в конечном итоге, способствует снижению температур плавления мантийных пород (Cervantes, Wallace, 2003). Изучение включений минералообразующих сред во вкрапленниках высокомагнезиальных базальтов позволяет напрямую оценить содержания воды в расплаве. Было показано, что примитивные островодужные расплавы в среднем содержат не менее 4 мас.% H_2O (Plank et al., 2013). В субдукционных базальтовых магмах концентрация воды может достигать 6 – 8 мас.% (Grove et al., 2002; Portnyagin et al., 2019). Большие различия в содержании летучих компонентов связаны не только с дегазацией магмы и неоднородным обогащением мантии, но и с их неравномерным распределением в магматической системе (Wallace, 2005). В пределах Курило-Камчатской дуги содержания воды во включениях достигают 5.5 мас.% на вулкане Меньший Брат (о. Итуруп) (Кузьмин и др., 2023), 6.0 мас.% на вулкане Ключевской. При этом предполагается, что содержания воды в исходных магмах Ключевского были около 3.5 мас.% и увеличивалось при кристаллизационной дифференциации (Миронов, Портнягин, 2011).

Примитивные породы в пределах ЦКД могут содержать информацию о составе первичных расплавов. Высокие значения $\text{Mg}^\#$ и повышенные содержания Ni в них свидетельствуют о том, что их первичные расплавы образованы в мантийном клине (Portnyagin et al., 2007). Кроме того, в происхождении островодужных магм может принимать участие безоливиновый компонент, в качестве которого рассматривается пироксенит (Sobolev et al., 2007; Кузьмин и др., 2023). По мнению ряда авторов, в пределах ЦКД вклад пироксенитового источника практически отсутствует под Толбачиком и увеличивается в вулканах, расположенных севернее: Ключевской, Шивелуч, Шишейский комплекс (Portnyagin et al., 2015; Kimura, Ariskin, 2014).

Согласно результатам экспериментальных исследований (Kogiso, Hirschmann, 2001), при 20 – 40% частичного плавления клинопироксенита

ликвидусный оливин имеет состав Fo_{77-87} . Высокомагнезиальный оливин Fo_{88-91} удавалось получить при степенях плавления $>60\%$ и температурах более $1400^{\circ}C$.

После отделения от мантии островодужные магмы подвергаются полибарическому фракционированию в условиях земной коры, что может сопровождаться ассимиляцией корового материала, смешением магм и их дегазацией (Stern, 2002).

Как в высокомагнезиальных, так и высокоглиноземистых базальтах нередко наблюдается присутствие неравновесных минеральных ассоциаций. Часто кристаллизация расплавов происходит в разноглубинных магматических очагах, и в результате механического перемешивания в породе могут присутствовать ассоциации минералов, образованных на разных этапах эволюции исходного расплава (Хубуная и др., 1993; Kersting, Arculus, 1994; Портнягин и др., 2005б). Неравновесные минеральные ассоциации обнаружены в породах Ключевского вулкана (Арискин и др., 1995), в базальтах Шивелуча (Волынец и др., 1994), происхождение пород которых связано с высокотемпературной и высокобарной кристаллизацией высокомагнезиального ($Mg\#$ до 70) базальтового расплава. Образование магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов из высокомагнезиального базитового расплава так же подтверждается экспериментами (Pichavant, Macdonald, 2007).

Альтернативное объяснение предполагает ксеногенную природу неравновесных ассоциаций в базальтах. Высокомагнезиальные минеральные фазы могут поступать за счет контаминации расплава ультраосновным субстратом. Источником мафических минералов могут служить дезинтегрированные в магме мантийные ксенолиты. В пользу этого предположения свидетельствует обилие ксенолитов в породах вулканов Камчатки, а также близкие составы минералов из ксенолитов и лавовых пород (Волынец и др., 1994).

Вместе с тем отождествление составов высокомагнезиальных базальтов с первичными мантийными расплавами не всегда является правомерным. Во многих случаях эти породы имеют кумулятивное происхождение, а их высокая магнезиальность объясняется накоплением мафических минералов, а не слабой

дифференцированностью. Примером могут служить высокомагнезиальные породы Авачинского вулкана, получившие впоследствии название «авачиты» (Портнягин и др., 2005а; 2005б). Высокая магнезиальность этих пород связана с многостадийным процессом, когда происходило накопление вкрапленников оливина и клинопироксена, которые сначала изолировались в очаге от процессов фракционирования, а впоследствии выносились на поверхность более поздними порциями высокоэволюционировавшей магмы (Портнягин и др., 2005а). Таким образом, авачиты являются гибридными кумулятивными породами (Портнягин и др., 2005б), которые не представляют собой примитивных расплавов (Portnyagin et al., 2007).

Возможным источником примитивных расплавов может служить мантийный перидотит, интенсивно метасоматизированный карбонатным компонентом (Green et al., 2004). Породы погружающейся океанической плиты богаты карбонатами (Alt, Teagle, 1999). При декарбонатизации субдуцированной плиты возможно образование обогащенных карбонатами расплавов, способных мигрировать в вышележащие породы мантийного клина (Kerrick, Connolly, 2001). Реакция недосыщенных кремнеземом карбонатных расплавов с перидотитом приведет к метасоматическому обогащению перидотитов и, вероятно, образованию оливина, клинопироксена и/или амфибола вместо ортопироксена. При значительном прохождении подобной реакции перидотит может превратиться в верлит (Портнягин и др., 2005б).

2.2. Изученность вулкана Харчинский

Первое упоминание о четвертичном вулкане Харчинский, являющемся частью Харчинских гор, без указания происхождения было встречено еще в XVIII веке (Крашенинников, 1755). С начала XX века краткие описания вулкана встречаются в работах различных исследователей, изучающих геологическое строение полуострова Камчатка (Новограбленов, 1932; Заварицкий, 1935). Харчинский и Заречный вулканы были описаны А.Н. Заварицким (1935) по материалам К. Дитмара, К.И. Богдановича и др. В ходе полевых работ 1936 года Заварицким А.Н. совместно с Набоко С.И. был отобран материал для

характеристики состава и строения вулкана (Меняйлов, 1949). Было выяснено, что Харчинские горы расположены в пределах Центральной Камчатской депрессии, представлявшей в плиоцене и постплиоцене озерный водоем, поднятый более поздними движениями (Кушев, Ливеровский, 1940). Первая геологическая карта Камчатки, содержащая местность вокруг вулкана, была составлена советскими геологами под руководством А. Н. Заварицкого. Относительно детальные характеристики морфологии вулкана, а также петрографическое, минералогическое и геохимическое изучение слагающих его пород были установлены только во 2-ой половине XX века в работах различных ученых (Меняйлов, 1949; Огородов, Белоусов, 1961; Кутыев, Эрлих, 1973). В одной из первых публикаций (Огородов, Белоусов, 1961) впервые появилась схема вулкана, а в работе (Кутыев, Эрлих, 1973) основное внимание уделялось петрологии слагающих вулкан базальтов, кратко были рассмотрены структурное положение и разрез Харчинского вулкана, было выделено пять комплексов пород. Несмотря на то, что появление магнезиальных базальтов в пределах Центральной Камчатской депрессии является для Камчатки довольно уникальным примером, долгое время вулканы Харчинский и Заречный и наложенная на них Харчинская региональная зона шлаковых конусов оставались слабо изученными. Им были посвящены только три небольшие публикации, содержащие результаты исследований 1936, 1958 и 1969 годов (Меняйлов, 1949; Огородов, Белоусов, 1961; Кутыев, Эрлих, 1973). Более детальное изучение Харчинского и Заречного вулканов, опирающиеся в основном на результаты полевых и камеральных исследований в период 80-90-х гг., были представлены сравнительно недавно (Волынец и др., 1998; 1999; Горбач и др., 2023). Были составлены геолого-геоморфологические карты для подсчета площадей и объемов вулканических образований, проведено тщательное дешифрирование аэрофотоснимков, датирование различных геологических образований и характеристика пород, слагающих вулканический конус. Было выяснено, что вулканический аппарат сложен умеренно железистыми, умеренно калиевыми, известково-щелочными, магнезиальными базальтами и андезибазальтами. Было показано, что породы Харчинского вулкана

по составу близки породам Ключевской сопки, отличаясь только более высоким содержанием K_2O . Отмечалось также нетипичное для пород ЦКД присутствие вкрапленников флогопита в породе некка.

Отдельные аспекты геохимии пород кратко были затронуты в ряде обзорных публикаций. Отмечалось, что базальты Харчинского вулкана отличаются от пород ЦКД максимальными содержаниями Sr и Ba до 1500 ppm (против 200 – 600 ppm в камчатских базальтах), самыми высокими значениями Sr/Y (до 35) и Ba/Nb (до 600), а также повышенными $\delta^{18}O$ (до 7‰) в оливине и более радиогенными $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Portnagin et al., 2007; Bindeman et al., 2004; Churikova et al., 2001; Горбач и др., 2023). Высказывались предположения, что обогащение LILE (>40% Ba, K и Sr) происходило либо благодаря воздействию водного флюида, который вызывал предшествующий метасоматоз мантии (Eiler et al. 2000; Dorendorf et al. 2000), либо за счет ассимиляции литосферного материала (Bindeman et al., 2004).

Следует отметить, что основное внимание при изучении вулкана Харчинский уделялось минералогии и геохимии базальтов (Волынец и др., 1998, 1999; Горбач и др., 2023), слагающих конус вулкана. Вопросы, связанные с многочисленными ксенолитами, встречающимися в породах некка, долгое время оставались вовсе неосвещенными. Интерес к ксенолитам возник сравнительно недавно, в результате чего за короткий промежуток времени появилось сразу несколько работ, содержащих информацию о минеральном и химическом составе ксенолитов, приведены данные по изотопии Sr, Pb, Nd и Hf, а также показан характер распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) и рения в ксенолитах (Siegrist et al., 2019; 2021). Было показано, что ксенолиты представлены преимущественно перидотитами и клинопироксенитами, реже габбро и ортопироксенитами. Отмечалось, что мантийные перидотиты редки, в то время как большинство ксенолитов имеют кумулятивное происхождение. Ортопироксениты, вероятно, имеют реакционную природу благодаря замещению оливина при взаимодействии с обогащенными SiO_2 и H_2O расплавами. Отмечалось, что породы ксенолитов подвергались метасоматическому

преобразованию (Siegrist et al., 2019; Секисова и др., 2021). На основе некоторых геохимических особенностей и характера распределения ЭПГ было сделано предположение, что метасоматизирующий агент представлен окисленным флюидом слэба, воздействие которого происходило на глубинах не менее 25-30 км и приводило к десульфуризации, растворению сульфидных минералов и мобилизации ЭПГ (Siegrist et al., 2021).

Анализ литературных данных показывает, что, несмотря на большой интерес, информация о параметрах минералообразования изверженных пород вулкана Харчинский в доступной литературе отсутствует. Нет опубликованных данных изучения флюидных и расплавных включений в минералах магнезиальных базальтов этого вулкана. Отсутствует информация о составах исходных расплавов. Слабо изучены история и механизмы образования пород ксенолитов; роль и место наложенных на них метасоматических преобразований. Недостаточно ясна связь между магнезиальными базальтами, породами ксенолитов и некка.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ

Вулкан Харчинский находится в северной части полуострова Камчатка и расположен между вулканами Шивелуч и Ключевской. Эти вулканы располагаются в наиболее широкой части грабен-синклинали Центральной Камчатской депрессии, приуроченной к зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (Рис. 3). Положение вулкана Харчинский контролируется дугообразной в плане зоной разрывных нарушений, выпуклая сторона которой обращена на запад (Меняйлов, 1949; Кутыев, Эрлих, 1973; Волинец и др., 1998).

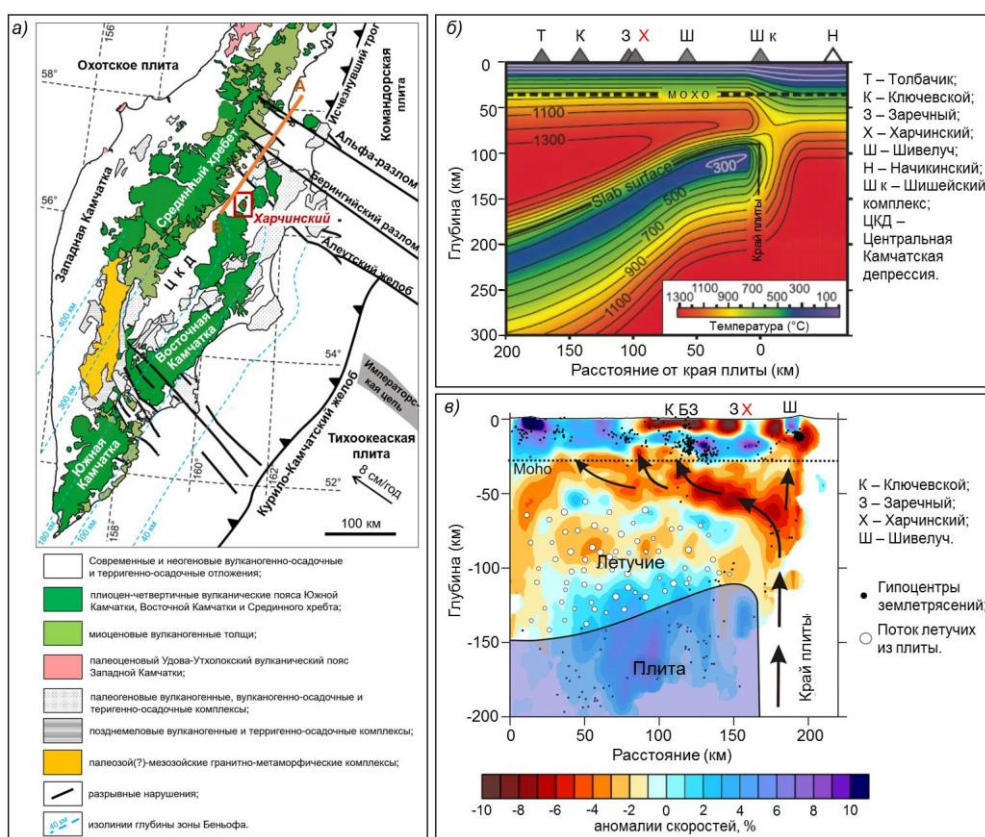


Рисунок 3. а) Геологическое строение Камчатки и расположение вулкана Харчинский в пределах полуострова. Схема заимствована из (Перепелов, 2014). Изолинии глубины зоны Бенъофа по (Gorbatov et al., 1997); б) температурная модель под вулканами северной части ЦКД (вдоль отрезка АБ (см. Рис. 3а). Схема заимствована из (Portnyagin, Manea, 2008); в) Распределение аномалий скорости S-волн под вулканами Ключевской и Шивелуч. Схема заимствована из (Koulakov et al., 2020).

Вулкан Харчинский – существенно лавовый неактивный стратовулкан, количество пирокластических пород среди продуктов его извержений не превышает 10–20% (Кутыев, Эрлих, 1973). Высота его составляет 1400 метров над уровнем моря. Овальное в плане основание вулкана Харчинский имеет размер 15х12 км (Рис. 4) и площадь около 150 км² (Волынец и др., 1998). Лопастная форма обусловлена неравномерной аккумуляцией у его подножия обломочного материала различными по масштабам постоянными и временными водотоками, а также из-за перекрытия более молодыми образованиями. Прямые сведения о возрасте и составе фундамента, на котором непосредственно располагается вулканический аппарат, отсутствуют. Конус вулкана рассечен двумя оврагами на северную и южную части. Известно, что овраги образовались из-за ледникового выпахивания, что косвенно указывает на то, что вулкан Харчинский сформировался до максимальной стадии второй фазы позднеплейстоценового оледенения с возрастом 23–24 тыс. лет (Меняйлов, 1949; Кутыев, Эрлих, 1973; Огородов, Белоусов, 1961). Более того, вулканический конус к этому времени уже был деформирован вулканотектоническими процессами. Часто происходили извержения, как правило, стромболианского типа небольшой силы (Волынец и др., 1998). Современный облик вулканической постройки сформировался в три этапа. На раннем этапе происходили извержения центрального типа. Конус вулкана сложен потоками лав и слоями туфов. За ними последовало внедрение радиальных даек, пересекающих конус. Завершилось формирование постройки образованием кальдеры обрушения (Меняйлов, 1949; Кутыев, Эрлих, 1973). Впоследствии морфологические элементы вулканического и тектонического происхождения были изменены ледниковой эрозией (Волынец и др., 1998).

Депрессия, пересекающая вулканическую постройку в субширотном направлении и разделяющая вулкан на северную и южную части, разделена посередине гребнем, природа которого является предметом дискуссии. В первых работах (Меняйлов, 1949; Кутыев, Эрлих, 1973; Огородов, Белоусов, 1961), это тело рассматривалось как нект. Однако в более поздней работе было показано, что эти формы могли образоваться после формирования ледникового рельефа и,

возможно, связаны с внутриледниковым извержением (Волынец и др., 1998). В этой работе их предложено считать туюя – плосковершинной вулканической постройкой с крутыми склонами, характерной для подледных извержений.

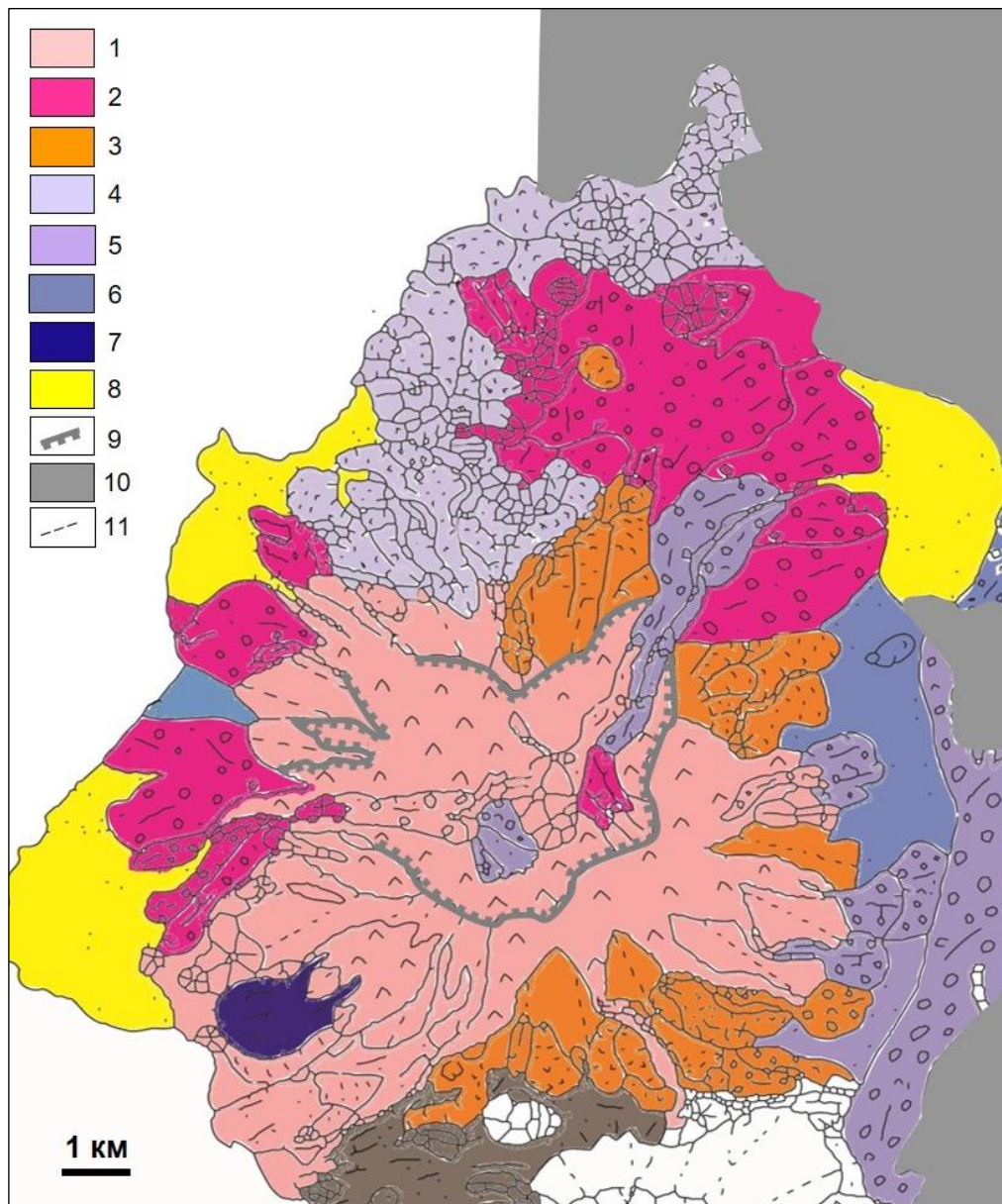


Рисунок 4. Геолого-геоморфологическая карта Харчинского вулканического массива, заимствованная из (Волынец и др., 1998). Обозначения: 1 – конус вулкана; 2 – отложения обвально-осыпных конусов; 3 – лавовые потоки; 4 – одноактные вулканические формы; 5 – морены (Q_3^4); 6 – флювиогляциальные отложения (Q_3^4); 7 – шлаковые пирокластические потоки; 8 – пролювиальные конусы выноса (Q^4); 9 – бровка обвального цирка; 10 – озера и озерные террасы (Q^4); 11 – разрывные нарушения.

Этот гребень представляет большой интерес для исследования, поскольку слагающие его породы содержатся многочисленные ксенолиты глубинных пород. Вершинная часть гребня сложена массивными порфировыми породами,

содержащими большое количество вкрапленников темноцветных минералов. Размер отдельных вкрапленников достигает 3 мм. Характерная для лав и пемз пористость практически отсутствует. В обнажении не были обнаружены признаки брекчирования и скорлуповатой отдельности, характерные для продуктов подледных извержений. Не обнаружено также типичных гиалокластитов. Это ставит под сомнение связь образования гребня с подледными извержениями, которая была предложена в работе (Волынец и др., 1998). Массивная текстура пород и их порфировый облик свидетельствуют в пользу того, что сам гребень может быть субвулканическим телом, вытянутым в северо-западном направлении и отпрепарированным ледниковой эрозией. В юго-восточной части гребень осложнен конусообразным возвышением, также сложенным массивными порфировыми породами. Однако в отличие от остальной части гребня, эти породы имеют более темную основную массу и не содержат ксенолитов. Конусообразное возвышение проецируется практически в центр вулканической постройки. Эти наблюдения позволяют считать, что гребень и осложняющая его вершина могут быть остатками системы подводящих каналов и даек. Таким образом, весь комплекс положительных форм рельефа, разделяющих центральную депрессию постройки вулкана Харчинский, можно считать неким – реликтами субвулканической части подводящей системы вулкана, как это предложено в (Меняйлов, 1949; Кутыев, Эрлих, 1973; Огородов, Белоусов, 1961).

Главными продуктами извержений вулкана Харчинский являются лавы (Кутыев, Эрлих, 1973; Волынец и др., 1998). Большинство лавовых потоков сложены высокомагнезиальными ($Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe) > 60\%$) базальтами, также встречаются умеренно магнезиальные базальты и андезибазальты, а некк сложен магнезиальными трахиандезибазальтами. Породы некка содержат большое количество ксенолитов, среди которых в разное время отмечались перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты, роговообманковые верлиты, дуниты), вебстериты и пироксениты (Волынец и др., 1998; Колосков, 1999; 2011; Колосков и др., 2017; Siegrist et al., 2019).

ГЛАВА 4. ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ

Вулканизм субдукционных обстановок обусловлен процессами частичного плавления метасоматизированных перидотитов мантийного клина (например, Gill, 1981) под воздействием отделяющихся от плиты флюидов (Portnyagin et al., 2007). И хотя продукты извержений островодужных вулканов имеют преимущественно андезитовый состав (Портнягин и др., 2005а), базальты и андезибазальты широко распространены в примитивных дугах (Плечов, 2008). Высокомагнезиальные базальты встречаются в резко подчиненном количестве (Eggins 1993; Rohrbach et al. 2005). Однако их изучение представляет уникальный шанс попытаться оценить состав первичных островодужных магм. В пределах Курило-Камчатской дуги значительные объемы изверженных высокомагнезиальных лав представлены в северной части Центральной Камчатской депрессии преимущественно на вулкане Харчинский.

4.1. Минералого-петрографические особенности пород

Изученные базальты и андезибазальты представляют собой темно-серые порфировые породы с массивной, реже пористой текстурой. Петрографически породы представлены пикробазальтами, оливиновыми базальтами, базальтами и андезибазальтами. В работе (Горбач и др., 2023) приведена подробная петрографическая характеристика этих пород, названных оливиновыми, оливин-клинопироксеновыми, оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезибазальтами соответственно. Порода нека представлена флогопит-амфибол-клинопироксеновым трахиандезибазальтом.

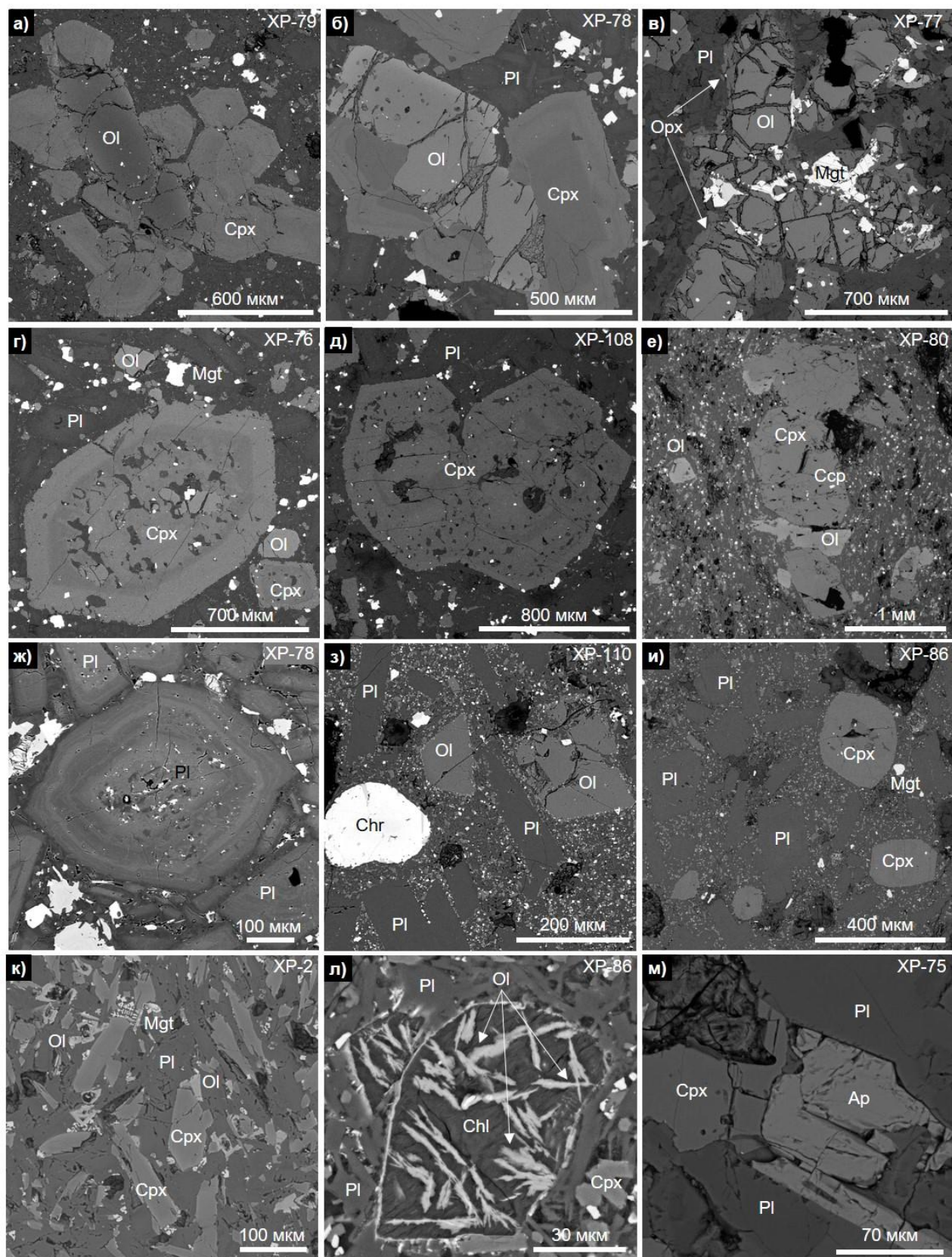


Рисунок 5. Минералы вкрапленников и основной массы базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский: а) гломеропорфировый сросток зонального Ol и зерен Cpx; б) гломеропорфировый сросток Ol и зонального Cpx; в) гломеропорфировый сросток зерен Ol, окруженного Орх; г) вкрапленник Cpx; д) гломеропорфировый сросток зерен Cpx; е) вкрапленники оливина и Cpx с включением халькопирита; ж) вкрапленник зонального Pl; з) фенокристалл хромита; и) микровкрапленники Pl и Cpx; к) зерна в основной массе; л) скелетные кристаллы оливина в ассоциации с хлоритом; м) апатит в основной массе.

Структура пород сериальнопорфировая, гломеропорфировая, крайне редко спорадофировая и афировая. Вкрапленники погружены в основную массу (Рис. 5), которая содержит варьирующие по размеру микролиты плагиоклаза, ксеноморфные зерна клинопироксена, скелетные кристаллы титаномагнетита, сростки и ламели ильменита в Ti-магнетите, реже присутствуют апатит, оливин, ортопироксен и стекло в резко подчиненном количестве. В основной массе образцов ХР-1 и ХР-107 обнаружены единичные зерна минералов семейства кремнезема. Структура основной массы микролитовая, пилотакситовая, интерсертальная, в некоторых участках дендритовая.

Оливин образует вкрапленники с различной степенью идиоморфизма, гломеропорфировые сростки, в том числе совместно с клинопироксеном, зерна в основной массе, а также встречается в качестве включений в клинопироксене. В целом, размеры и форма кристаллов оливина заметно варьируют. На основе минералого-петрографических исследований вкрапленники оливина можно разделить на три типа (Рис. 6).

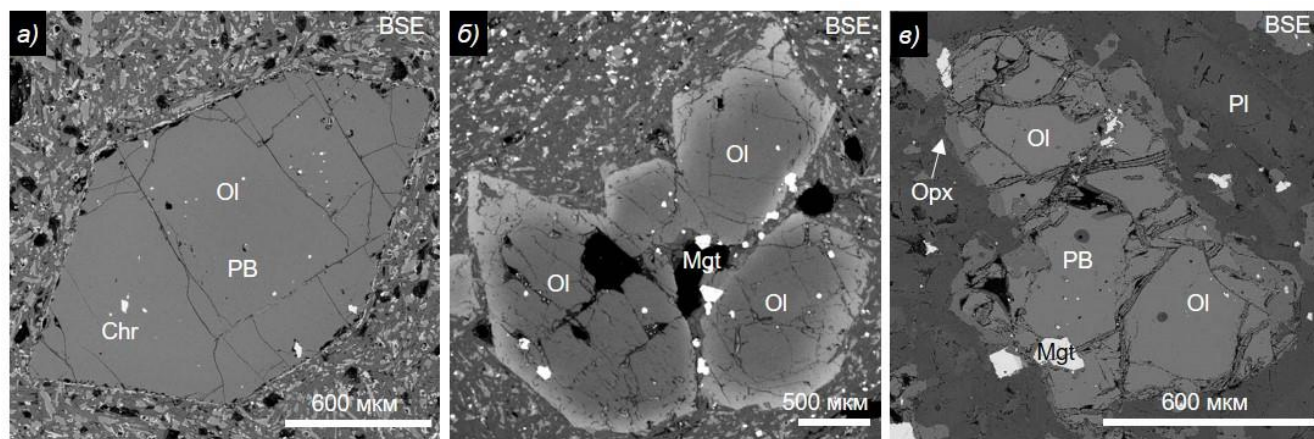


Рисунок 6. Три морфологических типа вкрапленников оливина из базальтов вулкана Харчинский: а) одиночный идиоморфный фенокристалл, первый тип; б) гломеропорфировый сросток зональных вкрапленников оливина (Ol), второй тип; в) ксеноморфный кристалл оливина с каймой ортопироксена (Orx), третий тип. BSE – изображение в обратно рассеянных электронах; PB – расплавное включение; Mgt – магнетит; Chr – хромит.

К первому типу относятся крупные размером до 2 мм идиоморфные одиночные кристаллы оливина (Рис. 6а). Зерна таких вкрапленников разбиты тонкими трещинами без видимых вторичных минералов. Они часто содержат

Таблица 2. Состав вкрапленников оливина из базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский.

ОИ	n	Описание	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Сумма	Fe	100*Mn/Fe	100Ni/Mg	100*Ca/Fe	Ni/(Mg/Fe)/1000	Ni/Co
Первый тип																			
XP-2 1	I	п	39.76	0.004	0.031	0.020	12.82	0.22	46.06	0.177	0.216	0.022	99.3	85.9	1.71	0.47	1.38	0.60	9.74
		с	39.69	0.004	0.022	0.020	13.77	0.24	45.46	0.182	0.165	0.022	99.6	84.9	1.76	0.36	1.32	0.50	7.54
		к	39.23	0.004	0.018	0.020	15.61	0.28	43.78	0.180	0.121	0.024	99.3	82.8	1.76	0.28	1.16	0.43	5.07
XP-2 2	I	п	39.42	0.010	0.015	0.029	15.03	0.27	44.37	0.225	0.122	0.023	99.5	83.4	1.80	0.28	1.49	0.41	5.39
		к	38.83	0.005	0.013	0.019	17.97	0.33	41.73	0.193	0.120	0.024	99.2	79.9	1.86	0.29	1.07	0.52	5.11
XP-2 3 1	I		39.19	0.006	0.016	0.019	16.84	0.31	42.80	0.207	0.127	0.024	99.5	81.3	1.82	0.30	1.23	0.50	5.28
XP-2 3 2	I		39.47	0.008	0.023	0.028	15.15	0.27	44.25	0.217	0.136	0.023	99.6	83.3	1.78	0.31	1.43	0.46	5.93
XP-2 4	I	п	39.78	0.004	0.027	0.020	13.77	0.24	45.46	0.203	0.155	0.023	99.7	84.9	1.73	0.34	1.47	0.47	6.89
		с	39.50	0.009	0.018	0.024	14.48	0.27	44.69	0.263	0.138	0.024	99.4	84.0	1.85	0.31	1.82	0.45	5.85
XP-2 5	I		39.23	0.006	0.016	0.026	16.24	0.30	43.38	0.216	0.126	0.023	99.6	82.0	1.84	0.29	1.33	0.47	5.49
XP-2 6	I		40.03	0.005	0.027	0.025	12.51	0.22	46.59	0.174	0.207	0.021	99.8	86.3	1.72	0.44	1.39	0.56	9.68
XP-2 7	I		39.64	0.006	0.021	0.015	14.54	0.26	44.84	0.170	0.127	0.021	99.6	84.1	1.81	0.28	1.17	0.41	6.05
XP-2 8 3	I		39.47	0.014	0.028	0.032	14.48	0.26	44.88	0.222	0.142	0.023	99.6	84.1	1.81	0.32	1.53	0.46	6.07
XP-2 8 4	I		39.63	0.006	0.027	0.018	14.00	0.24	45.26	0.198	0.172	0.021	99.6	84.6	1.72	0.38	1.41	0.53	8.21
XP-2 8	I	п	39.49	0.009	0.016	0.024	15.30	0.27	44.16	0.216	0.128	0.023	99.6	83.1	1.76	0.29	1.41	0.44	5.48
		к	39.22	0.005	0.016	0.021	17.05	0.31	42.75	0.198	0.119	0.025	99.7	81.1	1.82	0.28	1.16	0.47	4.74
XP-2 9	I		39.74	0.005	0.026	0.023	13.97	0.24	45.44	0.172	0.207	0.020	99.8	84.7	1.71	0.45	1.23	0.64	10.43
XP-2 10	I		39.64	0.003	0.028	0.018	14.03	0.24	45.37	0.191	0.195	0.022	99.7	84.6	1.73	0.43	1.36	0.60	8.99
XP-2 11 1	I		40.32	0.005	0.030	0.016	11.10	0.18	47.98	0.174	0.198	0.022	100.0	88.0	1.65	0.41	1.57	0.46	9.06
XP-2 11 2	I		40.42	0.006	0.045	0.027	9.84	0.16	48.84	0.138	0.361	0.019	99.8	89.2	1.58	0.74	1.40	0.73	18.69
XP-2 11 3	I		39.61	0.008	0.137	0.047	14.22	0.26	45.12	0.229	0.154	0.021	99.8	84.3	1.80	0.34	1.61	0.48	7.28
XP-2 12	I		39.64	0.007	0.052	0.024	14.19	0.25	45.17	0.208	0.184	0.022	99.7	84.4	1.79	0.41	1.47	0.58	8.21
XP-2 13	I		39.59	0.007	0.032	0.024	14.51	0.26	44.82	0.202	0.167	0.021	99.6	84.0	1.76	0.37	1.39	0.54	7.94
XP-2 14	I	п	39.74	0.005	0.028	0.023	13.55	0.23	45.63	0.174	0.194	0.021	99.6	85.1	1.71	0.43	1.29	0.58	9.44
		с	39.72	0.005	0.029	0.019	14.00	0.24	45.30	0.181	0.205	0.022	99.7	84.6	1.74	0.45	1.29	0.63	9.47
XP-2 15	I	к	39.66	0.016	0.049	0.041	13.99	0.24	45.31	0.183	0.197	0.022	99.7	84.6	1.73	0.43	1.30	0.61	8.79
	I		39.55	0.008	0.034	0.024	14.60	0.27	44.73	0.235	0.148	0.023	99.6	83.9	1.82	0.33	1.61	0.48	6.54
Второй тип																			
XP-1 1	I		39.90	0.006	0.054	0.017	11.56	0.21	46.55	0.100	0.397	-	98.8	87.1	1.78	0.85	0.86	0.98	-
XP-1 2	I	п	39.92	0.003	0.044	0.026	11.36	0.19	46.60	0.096	0.390	-	98.6	87.3	1.69	0.84	0.84	0.95	-
		к	38.96	0.007	0.028	0.024	15.78	0.32	42.43	0.122	0.225	-	97.9	82.1	2.04	0.53	0.78	0.84	-
XP-1 3	I	п	40.32	0.007	0.064	0.024	8.49	0.13	48.81	0.107	0.467	-	98.4	90.4	1.55	0.96	1.26	0.81	-
		с	39.72	0.006	0.036	0.015	11.78	0.21	46.10	0.102	0.370	-	98.3	86.8	1.74	0.80	0.86	0.94	-
XP-1 5	I	п	38.84	0.009	0.023	0.011	17.37	0.36	41.75	0.143	0.179	-	98.7	80.4	2.09	0.43	0.82	0.75	-
		к	39.70	0.004	0.036	0.016	11.68	0.20	46.10	0.098	0.377	-	98.2	86.9	1.74	0.82	0.84	0.95	-
XP-1 6	I		39.24	0.007	0.039	0.013	14.88	0.29	43.66	0.112	0.280	-	98.5	83.3	1.95	0.64	0.75	0.95	-
XP-1 7	I		40.14	0.007	0.050	0.016	9.92	0.16	47.85	0.100	0.427	-	98.7	88.9	1.63	0.89	1.01	0.89	-
XP-1 8	I	п	40.33	0.007	0.054	0.023	8.99	0.15	48.76	0.107	0.451	-	98.9	89.9	1.62	0.92	1.19	0.83	-
		с	40.12	0.006	0.056	0.022	10.22	0.17	47.82	0.106	0.443	-	99.0	88.6	1.64	0.93	1.03	0.95	-
XP-1 9	I	п	38.76	0.006	0.029	0.011	16.23	0.34	42.12	0.132	0.205	-	97.8	81.6	2.10	0.49	0.82	0.79	-
		к	40.36	0.006	0.044	0.021	8.74	0.14	48.69	0.105	0.466	-	98.6	90.2	1.58	0.96	1.20	0.84	-
XP-1 10	I	п	40.01	0.006	0.043	0.019	10.46	0.18	47.47	0.098	0.431	-	98.7	88.3	1.73	0.91	0.94	0.95	-
		к	38.85	0.005	0.048	0.014	16.11	0.33	42.37	0.120	0.251	-	98.1	81.8	2.05	0.59	0.74	0.95	-
XP-1 11	I	п	40.16	0.006	0.040	0.019	9.42	0.15	48.22	0.100	0.454	-	98.6	89.5	1.58	0.94	1.06	0.89	-
		с	39.96	0.004	0.039	0.020	10.90	0.19	47.23	0.098	0.438	-	98.9	87.8	1.75	0.93	0.90	1.01	-
XP-1 12	I	п	38.79	0.008	0.037	0.015	16.71	0.35	42.17	0.124	0.253	-	98.5	81.1	2.10	0.60	0.74	1.00	-
		к	40.33	0.006	0.066	0.035	8.81	0.14	48.64	0.104	0.463	-	98.6	90.1	1.55	0.95	1.18	0.84	-
XP-4 1	I		38.44	0.015	0.000	0.022	21.47	0.54	38.97	0.242	0.012	-	99.7	75.7	2.53	0.03	1.13	0.07	-
XP-4 2	I		38.29	0.017	0.001	0.035	21.17	0.52	38.98	0.254	0.011	-	99.3	75.9	2.46	0.03	1.20	0.06	-
XP-4 3	I		38.40	0.018	0.000	0.029	21.57	0.53	38.85	0.237	0.017	-	99.7	75.5	2.47	0.04	1.10	0.09	-
XP-4 4	I	п	40.36	0.005	0.018	0.019	13.01	0.23	46.49	0.165	0.097	-	100.4	85.9	1.78	0.21	1.27	0.27	-
		к	38.83	0.013	0.008	0.022	20.84	0.55	39.73	0.216	0.035	-	100.3	76.5	2.62	0.09	1.04	0.19	-
XP-4 5	I		38.51	0.008	0.000	0.020	21.65	0.56	38.95	0.232	0.013	-	99.9	75.5	2.59	0.03	1.07	0.07	-
XP-4 6	I		38.37	0.011	0.000	0.018	22.43	0.57	38.15	0.227	0.012	-	99.8	74.5	2.52	0.03	1.01	0.07	-
XP-4 7	I		38.62	0.008	0.002	0.016	20.59	0.50	39.59	0.210	0.027	-	99.6	76.7	2.41	0.07	1.02	0.14	-
XP-4 8	I		40.23	0.010	0.020	0.013	12.63	0.22	46.74	0.171	0.095	-	100.1	86.4	1.77	0.20	1.35	0.26	-
XP-4 9	I		38.37	0.014	0.000	0.019	22.09	0.53	38.37	0.250	0.014	-	99.7	74.9	2.42	0.04	1.13	0.08	-
XP-4 10	I		38.55	0.015	0.000	0.021	21.34	0.52	39.15	0.238	0.014	-	99.8	75.9	2.44	0.04	1.11	0.08	-
XP-79 1	I		38.78	0.005	0.007	0.020	22.39	0.42	39.46	0.145	0.109	0.028	101.4	75.3	1.89	0.28	0.65	0.62	3.92
XP-79 2	I	п	40.31	0.002	0.049	0.022	12.03	0.19	47.22	0.110	0.375	0.024	100.3	86.9	1.60	0.79	0.91	0.96	15.76
		к	39.56	0.004	0.034	0.015	17.03	0.32											

продолжение таблицы 2...

ОИ	n	Описание	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Сумма	Fe	100°Mn/Fe	100Ni/Mg	100°Ca/Fe	Ni/(Mg/Fe)/1000	Ni/Co
Второй тип																			
XR 81	1	ц	40.20	0.004	0.029	0.022	12.99	0.20	46.51	0.137	0.234	0.026	100.4	85.9	1.57	0.50	1.05	0.65	9.09
	2	с	39.35	0.002	0.014	0.021	18.05	0.31	42.56	0.156	0.150	0.030	100.7	80.9	1.74	0.35	0.86	0.64	5.01
	1	к	39.19	0.000	0.011	0.021	18.65	0.33	42.12	0.160	0.128	0.032	100.6	79.5	1.78	0.30	0.86	0.57	4.03
	1	ц	40.27	0.000	0.050	0.022	12.47	0.21	46.90	0.119	0.334	0.023	100.4	86.4	1.66	0.71	0.96	0.89	14.73
XR 84	1	с	40.00	0.002	0.051	0.022	14.14	0.25	45.65	0.116	0.289	0.021	100.5	84.6	1.75	0.63	0.82	0.90	13.59
	1	к	39.29	0.009	0.014	0.024	18.49	0.41	42.13	0.233	0.099	0.024	100.7	79.6	2.19	0.24	1.26	0.44	4.12
XR 84 2	1	п	39.20	0.006	0.015	0.031	18.76	0.41	41.76	0.223	0.103	0.027	100.5	79.2	2.18	0.25	1.19	0.46	3.78
	1	к	38.91	0.013	0.010	0.022	20.67	0.49	40.20	0.245	0.079	0.023	100.7	76.9	2.38	0.20	1.18	0.41	3.41
XR 84 3	1	п	39.57	0.000	0.021	0.022	17.03	0.30	43.58	0.153	0.179	0.026	100.9	81.4	1.78	0.41	0.90	0.70	6.97
	1	к	38.98	0.012	0.002	0.024	20.87	0.49	40.03	0.234	0.078	0.028	100.7	76.6	2.34	0.19	1.12	0.41	2.80
XR 84 4	1	п	39.50	0.002	0.023	0.022	17.44	0.35	43.10	0.154	0.134	0.027	100.7	80.9	1.99	0.31	0.88	0.54	4.95
	1	к	38.65	0.010	0.008	0.027	22.31	0.56	39.07	0.221	0.066	0.026	101.0	75.0	2.53	0.17	0.99	0.38	2.55
XR 84 5	1	п	40.28	0.000	0.043	0.022	12.65	0.22	46.79	0.112	0.194	0.024	100.3	86.3	1.71	0.42	0.89	0.53	7.99
	1	к	39.12	0.011	0.032	0.022	19.25	0.45	41.39	0.168	0.110	0.023	100.6	78.6	2.32	0.27	0.87	0.51	4.80
	1	п	40.50	0.000	0.052	0.022	10.56	0.18	48.58	0.103	0.293	0.021	100.3	88.6	1.69	0.60	0.97	0.64	14.10
XR 84 6	2	с	40.31	0.000	0.032	0.022	11.57	0.19	47.71	0.115	0.295	0.023	100.3	87.5	1.66	0.62	0.99	0.71	12.64
	1	к	39.41	0.005	0.020	0.022	17.15	0.36	43.27	0.175	0.129	0.026	100.6	81.2	2.10	0.30	1.02	0.51	4.97
XR 84 7	1	п	39.24	0.008	0.009	0.023	19.01	0.41	41.75	0.249	0.085	0.025	100.8	79.0	2.15	0.20	1.31	0.39	3.38
	1	к	39.85	0.003	0.016	0.037	15.66	0.28	44.58	0.165	0.247	0.023	100.9	82.9	1.79	0.55	1.06	0.87	10.67
XR 84 8	1	п	39.40	0.012	0.193	0.202	17.70	0.37	42.80	0.192	0.193	0.024	101.1	80.5	2.07	0.45	1.08	0.80	7.96
	1	к	39.01	0.010	0.016	0.026	19.93	0.47	40.96	0.242	0.089	0.024	100.8	77.8	2.37	0.22	1.21	0.43	3.72
	1	п	39.82	0.002	0.021	0.022	14.94	0.26	44.81	0.136	0.124	0.027	100.2	83.7	1.75	0.28	0.91	0.41	4.59
XR 87 1	1	к	39.61	0.005	0.026	0.023	16.15	0.29	43.74	0.207	0.091	0.025	100.2	82.3	1.79	0.21	1.28	0.34	3.73
	1	п	39.61	0.001	0.019	0.022	16.70	0.32	43.68	0.156	0.115	0.026	100.6	81.8	1.89	0.26	0.94	0.44	4.49
XR 87 3	1	к	39.28	0.007	0.004	0.022	18.81	0.39	41.80	0.144	0.060	0.027	100.6	79.2	2.05	0.14	1.14	0.27	2.19
XR 87 4	1	п	40.13	0.000	0.029	0.022	13.43	0.22	46.16	0.137	0.145	0.024	100.3	85.5	1.65	0.31	1.02	0.42	5.93
XR 87 5	1	п	39.73	0.007	0.013	0.022	15.23	0.25	44.52	0.135	0.118	0.027	100.1	83.4	1.67	0.26	0.88	0.40	4.43
	1	к	39.63	0.006	0.012	0.017	15.15	0.23	44.31	0.136	0.148	0.024	99.7	83.4	1.53	0.33	0.90	0.51	6.16
XR-107 2	1	с	39.52	0.009	0.012	0.020	15.30	0.23	44.20	0.136	0.141	0.024	99.6	83.3	1.54	0.32	0.89	0.49	5.77
	1	к	38.99	0.009	0.013	0.015	18.17	0.32	41.76	0.153	0.126	0.023	99.6	79.8	1.79	0.30	0.84	0.55	5.43
	1	п	40.38	0.009	0.029	0.022	11.96	0.19	47.23	0.153	0.163	0.023	100.2	87.1	1.60	0.34	1.28	0.41	6.95
XR-107 3	1	с	39.98	0.007	0.025	0.020	13.79	0.22	45.66	0.144	0.176	0.020	100.0	85.0	1.61	0.39	1.04	0.53	8.69
	1	к	38.47	0.016	0.006	0.025	21.97	0.45	38.69	0.229	0.065	0.025	99.9	75.2	2.03	0.17	1.04	0.37	2.62
	1	п	38.24	0.018	0.001	0.029	22.01	0.46	38.15	0.259	0.051	0.024	99.2	74.8	2.08	0.13	1.18	0.29	2.14
XR-107 6	1	с	38.28	0.018	0.002	0.027	21.97	0.46	38.24	0.258	0.051	0.024	99.3	74.9	2.08	0.13	1.17	0.29	2.11
	1	к	38.13	0.020	0.000	0.028	22.22	0.46	38.03	0.256	0.048	0.023	99.2	74.6	2.08	0.13	1.15	0.28	2.07
	1	п	38.48	0.010	0.002	0.038	21.87	0.44	38.79	0.254	0.057	0.025	100.0	75.3	2.00	0.15	1.16	0.32	2.26
XR-107 7	1	к	38.29	0.019	0.000	0.028	22.26	0.45	38.34	0.258	0.053	0.025	99.7	74.7	2.02	0.14	1.16	0.31	2.11
XR-107 10	1	п	38.32	0.010	0.002	0.019	22.15	0.44	38.57	0.223	0.059	0.024	99.8	75.0	2.00	0.15	1.01	0.34	2.49
XR 108 4	1	п	38.73	0.009	0.003	0.024	21.81	0.44	39.63	0.244	0.047	0.028	101.0	75.7	2.01	0.12	1.12	0.26	1.68
	1	с	39.19	0.000	0.023	0.021	19.71	0.34	41.39	0.177	0.139	0.028	101.0	78.3	1.74	0.34	0.90	0.66	5.05
XR 108 5	1	к	39.06	0.001	0.013	0.021	20.20	0.35	40.87	0.174	0.098	0.028	100.8	77.7	1.75	0.24	0.86	0.49	3.50
	1	п	39.37	0.004	0.007	0.021	19.45	0.37	41.57	0.148	0.114	0.025	101.1	78.6	1.90	0.27	0.76	0.53	4.52
XR 108 6	2	с	39.10	0.006	0.009	0.021	20.74	0.40	40.61	0.153	0.106	0.025	101.2	77.1	1.94	0.26	0.74	0.54	4.23
	1	к	38.99	0.004	0.010	0.021	21.40	0.42	40.02	0.182	0.086	0.027	101.2	76.3	1.96	0.21	0.85	0.46	3.17
XR-109 1	1	п	38.33	0.013	0.001	0.021	22.10	0.43	38.77	0.233	0.059	0.026	100.0	75.1	1.96	0.15	1.05	0.34	2.31
XR-109 2	1	п	38.24	0.016	0.001	0.030	22.37	0.45	38.59	0.229	0.062	0.023	100.0	74.8	2.00	0.16	1.02	0.36	2.76
	1	к	38.61	0.007	0.010	0.018	20.57	0.36	40.13	0.171	0.129	0.025	100.0	77.1	1.77	0.32	0.83	0.66	5.20
XR-109 3	1	п	38.40	0.003	0.006	0.016	21.76	0.40	39.17	0.203	0.087	0.026	100.1	75.6	1.82	0.22	0.93	0.48	3.32
XR-109 4	1	к	38.48	0.007	0.003	0.016	21.66	0.46	39.14	0.203	0.071	0.023	100.1	75.6	2.12	0.18	0.94	0.39	3.02
XR-109 5	2	п	38.43	0.007	0.004	0.024	22.10	0.41	38.95	0.231	0.087	0.026	100.3	75.2	1.84	0.22	1.04	0.49	3.30
	1	к	38.56	0.010	0.002	0.029	21.18	0.42	39.62	0.260	0.063	0.025	100.2	76.2	1.97	0.16	1.23	0.34	2.51
XR-109 6	1	п	38.43	0.012	0.004	0.019	21.61	0.43	39.26	0.245	0.065	0.024	100.1	75.7	1.97	0.17	1.13	0.36	2.66
XR-109 8	1	п	38.53	0.006	0.016	0.015	21.37	0.42	39.51	0.195	0.079	0.025	100.2	76.1	1.97	0.20	0.91	0.43	3.19
XR-109 9	1	п	38.35	0.009	0.002	0.019	22.28	0.45	38.53	0.245	0.056	0.024	100.0	74.8	2.00	0.14	1.10	0.32	2.33
XR-109 10	1	п	38.39	0.016	0.001	0.018	23.21	0.48	37.86	0.256	0.048	0.022	100.3	73.7	2.08	0.13	1.10	0.29	2.14
	1	с	38.46	0.006	0.003	0.019	22.52	0.46	38.50	0.277	0.070	0.026	100.3	74.6	2.04	0.18	1.23	0.41	2.75
XR-109 11	1	к	38.42	0.019	0.001	0.027	22.59	0.46	38.38	0.257	0.050	0.026	100.2	74.5	2.03	0.13	1.14	0.29	1.89
XR-110 1	1	п	38.63	0.005	0.006	0.009	19.35	0.35	40.49	0.168	0.113	-	99.1	78.3	1.80	0.28	0.87	0.54	-
XR-110 2	1	п	38.75	0.005	0.016	0.008	18.11	0.38	41.64	0.143	0.094	-	99.2	79.8	2.11	0.23	0.79	0.41	-
XR-110 3	1	п	38.79	0.005	0.006	0.015	18.71	0.42	41.08	0.197	0.072	-	99.3	79.0	2.22	0.17	1.06	0.33	-
XR-110 4	1	п	38.71	0.008	0.007	0.010	18.84	0.41	40.74	0.237	0.071	-	99.0	78.7	2.17	0.17	1.26	0.33	-
XR-110 5	1	п	38.54	0.006	0.004	0.025	18.79	0.41	40.77	0.169	0.074	-	98.8	78.8	2.20	0.18	0.90	0.34	-
XR-110 9	1	п																	

включения коричневой шпинели ($Cr\# = 0.6 - 0.8$). Состав оливина первого типа варьирует в пределах Fo_{89-90} (Рис. 7; 8а). Концентрации Ni и Cr (1185 – 3605 и 130 – 135 ppm) положительно, а Mn и Ca (1555 – 3350 и 1380 – 2635 ppm) отрицательно коррелируют с содержанием форстеритового минала (Fo) (Рис. 7; Табл. 2). Содержания Al и Ti (150 – 470 и 30 – 160 ppm) не показывают отчетливой корреляции с Fo.

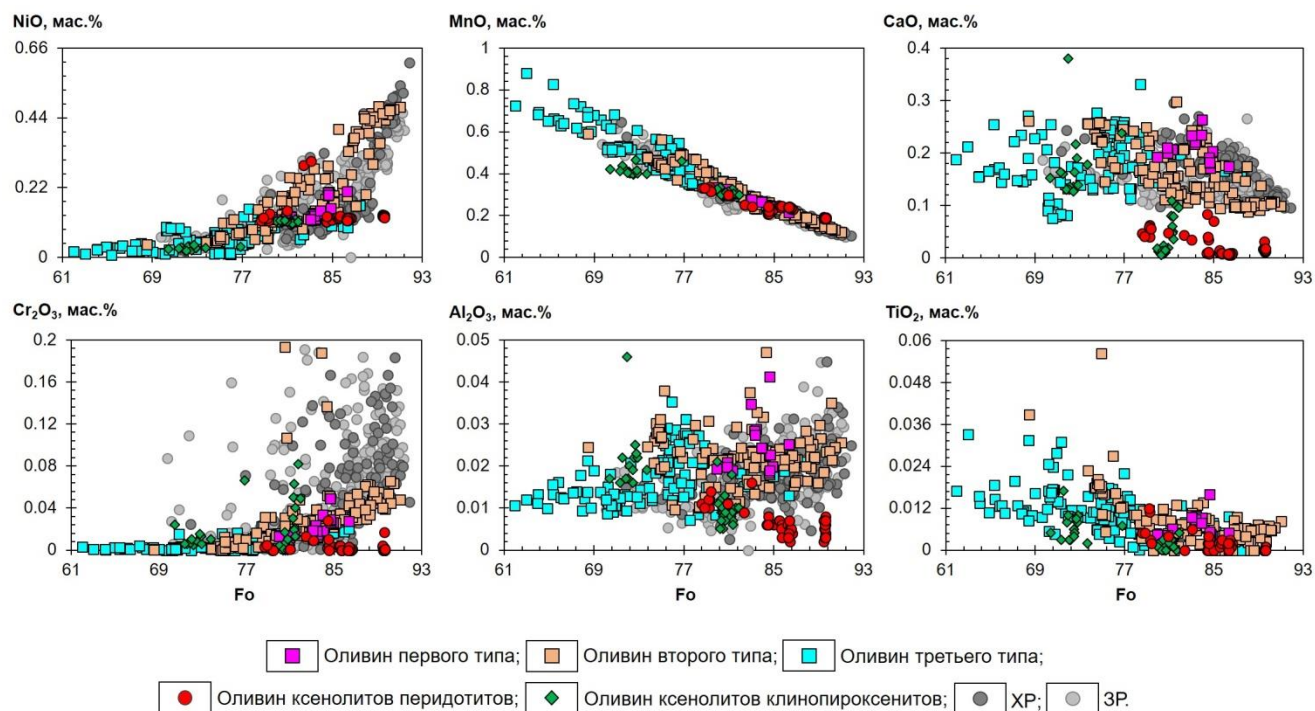


Рисунок 7. Состав трех типов вкрапленников оливина из базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский. Для сравнения приведены составы оливина изученных ксенолитов вулкана Харчинский, а также вкрапленников оливина из лав вулкана Харчинский (ХР) и высокомагнезиальных базальтов вулкана Заречный и Харчинской зоны шлаковых конусов (ЗР), по данным (Горбач и др., 2023).

Второй тип представлен кристаллами оливина разной степени идиоморфности, а также их сростками размером до 1 мм (Рис. 6б). Отличительной особенностью этого типа является наличие прямой зональности, при которой состав вкрапленников постепенно изменяется от Fo_{91-86} в центре до Fo_{80-76} и Fo_{62} на краю в базальтах и андезибазальтах соответственно (Рис. 8б). В центральных зонах кристаллов, доля Fo минала в которых превышает ~85%, часто присутствуют включения Cr-шпинели. В краевых зонах встречаются включения магнетита. Концентрации Ni, Cr и Al (105 – 4760, до 1930 и 70 – 2025 ppm соответственно) положительно, в то время как Ca, Mn и Ti (875 – 2765; 1195 –

7245 и до 270 ppm соответственно) отрицательно коррелируют с содержанием Fo-минала (Рис. 7; Табл. 2). При этом часть вкрапленников с наибольшим содержанием $Fo_{>85}$ содержит более 3280 ppm Ni, в то время как в остальных содержание Ni не превышает 2935 ppm. Похожий разрыв в содержании Ni между 2345 и 3005 ppm также замечен нами в составах оливинов из пород вулкана Харчинский, приведенных в работе (Горбач и др., 2023). В целом в оливинах 2 типа в отличие от вкрапленников 1 типа наблюдается гораздо больший разброс по содержаниям примесных элементов. При этом максимальные концентрации Ni, Cr и Mn в оливинах 2 типа превышают соответствующие значения 1 типа.

К третьему типу относятся зерна неправильной формы, окруженные каймой ортопироксена с $Mg\# = 73 - 80$ (Рис. 6в). Кристаллы оливина трещиноваты, в трещинах присутствует иддингсит. Вкрапленники содержат включения титаномагнетита и магнетита иногда в сростании с ильменитом, хромит не обнаружен. В некоторых образцах на краях вкрапленников оливина присутствуют единичные включения клинопироксена. Оливины 3 типа имеют более железистый состав Fo_{85-63} . Концентрации Ni (80 – 1005 ppm) положительно, а Mn (2360 – 8790 ppm) отрицательно коррелируют с Fo (Рис. 7; 8в). Содержания Cr, Ca, Al и Ti (до 255; 760 – 2715; 85 – 310 и 45 – 335 ppm соответственно) не показывают отчетливой корреляции с Fo (Табл. 2). Эти оливины обеднены примесными элементами по сравнению с остальными типами.

Вариации состава вкрапленников оливина с учетом принятого деления представлены на (Рис. 7; Табл. 2). При этом закономерных вариаций составов в соответствии с выделенными морфологическими типами не наблюдается. Для всех типов оливина характерна прямая зональность, при которой содержание MgO уменьшается от ядра к периферии и, в целом, варьирует в пределах Fo_{91-62} . Оливины содержат умеренные концентрации примесных компонентов (Табл. 2). При этом содержания Ni, Cr и Al понижаются по мере увеличения железистости (Рис. 7). Концентрации Ca, Ti и Mn наоборот увеличиваются с ростом железистости. В целом видно, что оливины первого и второго типов имеют в среднем более магнезиальный состав и обогащены Ni и Cr, но обеднены Mn и Ti

по сравнению с третьим типом (Рис. 7; Табл. 2). При этом содержания марганца отчетливо формируют два различных тренда. Нижняя ветвь содержаний марганца (Рис. 7) образована оливином из образцов ХР-75, ХР-80, ХР-85, ХР-109 и ХР-110, а верхняя ветвь отражает состав, как правило, краевых зон вкрапленников оливина из образца ХР-78.

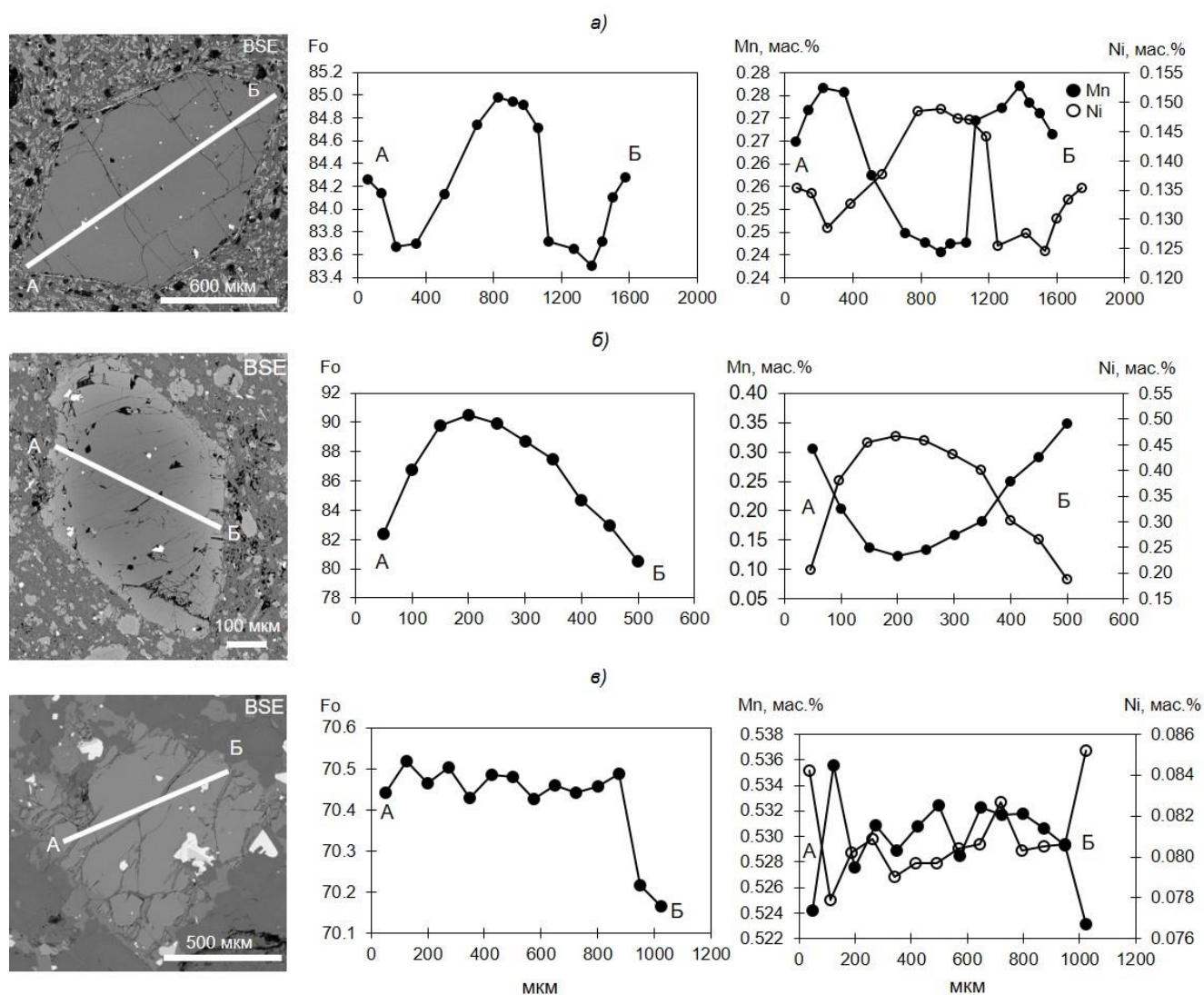


Рисунок 8. Профили составов вкрапленников оливина из базальтов вулкана Харчинский: а) первый тип; б) второй тип; в) третий тип. АБ – отрезок через зерно оливина, вдоль которого анализировался состав минерала.

Клинопироксен присутствует во всех образцах. Он образует вкрапленники с различной степенью идиоморфизма, гломеропорфировые сростки, в том числе совместно с оливином, а также встречается в основной массе (Рис. 5а; б; г-е). В качестве включений в нем обнаружены оливин, а также редкие выделения кальцита и барита. Размер и форма зерен клинопироксена заметно варьируют.

Состав вкрапленников отвечает диопсиду и авгиту $\text{En}_{36-50}\text{Fs}_{6-18}\text{Wo}_{38-50}$ (Рис. 9). Значения Mg\# изменяются от 70 до 90. Нередко в нем наблюдается зональность, при которой зоны отличаются друг от друга, прежде всего, содержанием FeO , в меньшей степени варьируют концентрации MgO , CaO , Al_2O_3 и SiO_2 . Клинопироксен содержит примеси Al_2O_3 до 6.8, TiO_2 до 1.3, Cr_2O_3 до 1.1, MnO до 0.4 и Na_2O до 0.7 мас.% (Табл. 3). При этом содержания Cr_2O_3 и CaO увеличиваются, а TiO_2 , Al_2O_3 , MnO и Na_2O уменьшаются с ростом Mg\# (Рис. 10). Ранее похожие составы клинопироксенов из пород вулкана Харчинский были описаны в (Горбач и др., 2023).

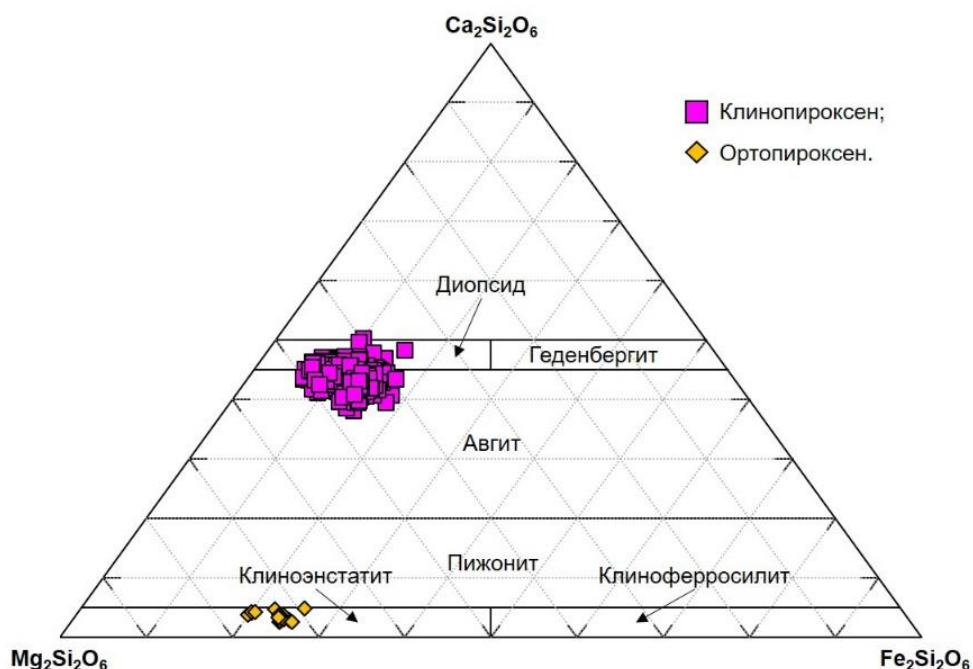


Рисунок 9. Состав пироксенов из базальтов вулкана Харчинский на Ca-Fe-Mg-диаграмме (Morimoto, 1989).

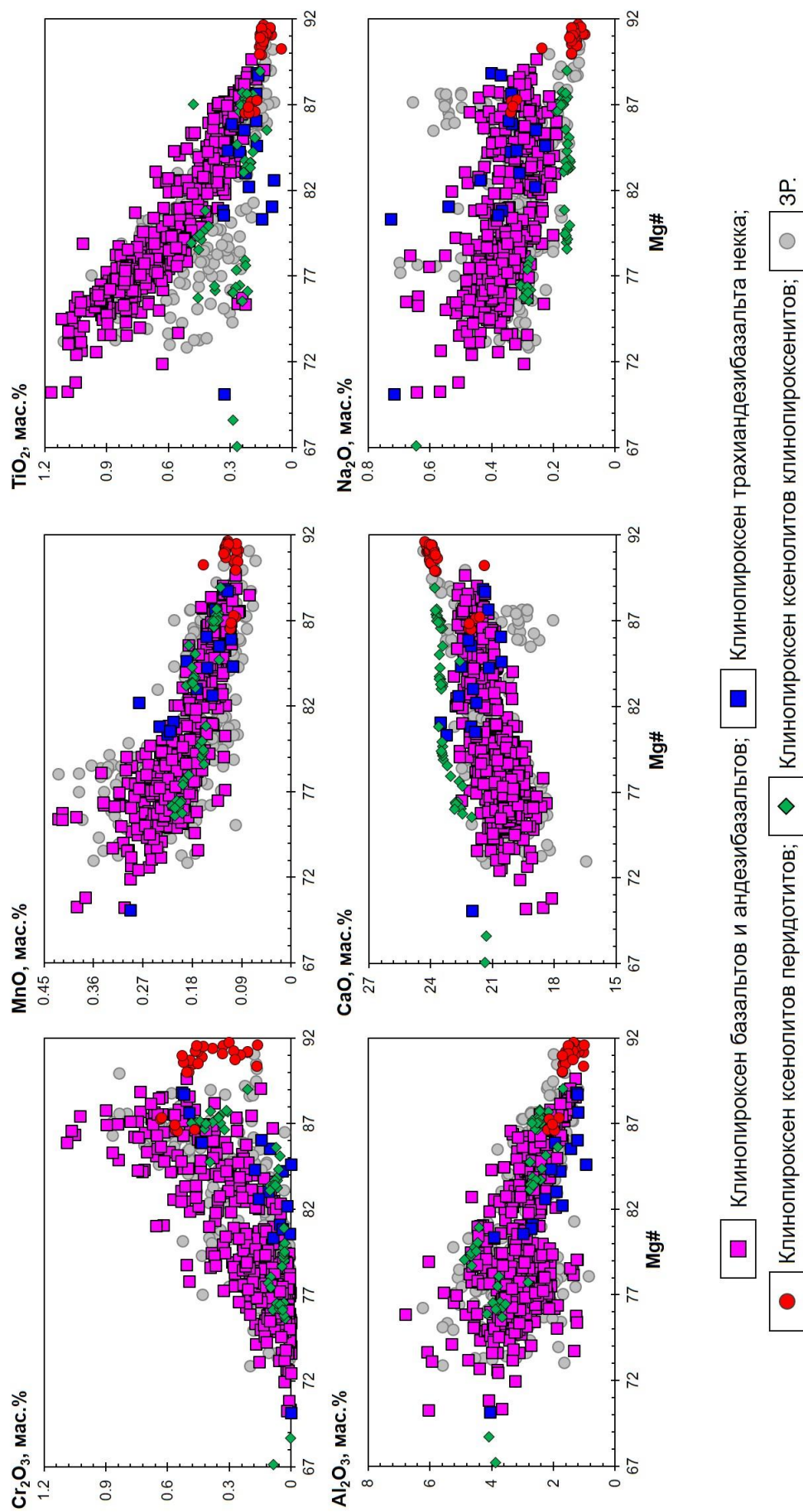


Рисунок 10. Состав клинопироксена из базальтов и андезитобазальтов вулкана Харчинский. Для сравнения приведены составы клинопироксена из изученных ксенолитов, а также пород вулканов Харчинский, Заречный и зоны моногенных конусов Харчинского озера (ЗР), по данным (Горбач и др., 2023).

Таблица 3. Состав вкрапленников клинопироксена из базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский.

Образец	Зерно	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
XP-1	Px1	50.31	0.63	0.03	3.25	10.18	0.29	14.60	19.69	0.30	0.002	99.27	72	0.7	42	17	42
	Px1r	50.38	0.72	0.06	3.82	7.21	0.18	15.08	21.77	0.31	0.007	99.52	79	1.1	43	12	46
	Px2	51.11	0.65	0.52	3.26	5.95	0.13	15.68	21.98	0.31	0.003	99.58	82	9.6	44	10	46
XP-2	Cpx1 1	52.17	0.55	0.43	3.06	5.49	0.14	16.23	22.03	0.25	0.000	100.33	84	8.5	46	9	45
	Cpx1 2	50.58	0.84	0.51	4.61	7.40	0.19	15.36	20.58	0.45	0.000	100.53	79	6.9	44	12	44
	Cpx1 3	52.75	0.45	0.23	3.25	6.02	0.16	16.95	21.01	0.32	0.000	101.14	83	4.6	47	10	43
	Cpx3 1	52.73	0.49	0.24	2.92	5.21	0.12	16.84	22.33	0.25	0.000	101.12	85	5.2	46	8	45
	Cpx3 2	52.70	0.41	0.32	2.97	4.97	0.13	17.00	21.97	0.26	0.002	100.73	86	6.8	47	8	45
	Cpx3 3	51.49	0.57	0.71	4.01	5.36	0.12	16.12	22.11	0.30	0.000	100.79	84	10.7	45	9	46
	Cpx4 1	52.60	0.34	1.05	3.33	4.87	0.13	17.27	20.90	0.43	0.000	100.92	86	17.4	48	8	44
	Cpx4 2	52.48	0.33	1.07	3.40	4.73	0.14	17.08	21.10	0.47	0.006	100.80	87	17.4	48	8	44
	Cpx4 3	52.39	0.37	0.74	2.83	4.84	0.12	16.98	22.10	0.25	0.000	100.62	86	14.9	47	8	45
	Cpx5 1	52.30	0.54	0.24	2.93	7.17	0.22	16.92	19.84	0.46	0.005	100.62	81	5.3	47	12	41
	Cpx5 2	52.27	0.45	0.29	3.44	5.99	0.15	16.78	21.09	0.33	0.000	100.78	83	5.4	47	10	44
	Cpx5 3	52.42	0.39	0.66	3.18	5.28	0.14	16.92	21.64	0.31	0.000	100.94	85	12.2	47	8	44
	Cpx5 4	52.96	0.36	0.62	2.51	4.80	0.12	17.20	22.32	0.26	0.004	101.15	86	14.2	47	8	45
	Cpx6 1	49.08	1.02	0.29	6.04	7.14	0.16	14.96	21.55	0.24	0.003	100.48	79	3.1	43	12	45
	Cpx7 1	52.32	0.49	0.59	3.18	5.11	0.12	16.68	22.19	0.36	0.004	101.04	85	11.1	46	8	46
	Cpx8 1	51.71	0.51	0.44	3.61	5.32	0.13	16.16	22.31	0.29	0.000	100.48	84	7.6	45	9	46
XP-4	Px1	51.65	0.39	0.10	2.27	5.80	0.13	15.82	21.99	0.20	0.006	98.34	83	2.9	45	9	46
	Px1r	49.68	0.91	0.08	4.84	8.17	0.22	14.34	21.58	0.40	0.001	100.21	76	1.1	41	13	46
	Px2	52.40	0.67	0.00	2.41	8.58	0.27	16.20	20.03	0.30	0.021	100.87	77	0.1	45	14	41
	Px3	51.26	0.51	0.45	3.59	6.01	0.12	15.35	22.80	0.26	0.005	100.34	82	7.8	43	10	47
	Px3m	51.92	0.77	0.00	2.73	8.72	0.28	15.07	20.99	0.45	0.002	100.94	75	0.1	42	14	44
	Px3r	50.09	0.93	0.02	3.55	8.83	0.27	14.63	20.50	0.36	0.007	99.18	75	0.4	42	15	44
	Px4	51.43	0.38	1.09	2.92	4.65	0.11	15.86	22.44	0.27	0.001	99.15	86	20.0	45	8	47
	Px4m	48.64	0.86	0.16	5.56	7.38	0.12	13.91	22.11	0.31	0.000	99.03	77	1.8	40	12	47
	Px4r	47.63	1.03	0.05	6.09	8.51	0.17	13.29	21.78	0.33	0.008	98.88	74	0.5	39	14	47
	Px5	53.52	0.70	0.00	2.76	8.82	0.39	15.23	18.90	0.68	0.100	101.01	75	0.1	44	15	41
	Px6	52.09	0.38	0.25	2.82	5.50	0.13	15.91	22.88	0.23	0.000	100.19	84	5.5	44	9	47
	Px6m	50.31	1.06	0.00	4.39	8.87	0.25	14.38	21.55	0.41	0.004	101.22	74	0.1	40	14	45
	Px6r	50.40	0.91	0.01	3.05	8.90	0.29	14.71	20.34	0.41	0.005	99.03	75	0.3	42	15	43
	Px7	49.30	1.09	0.00	3.68	10.74	0.39	14.24	18.56	0.57	0.000	98.56	70	0.1	41	18	41
	Px8	51.25	0.60	0.01	2.55	8.05	0.26	15.45	20.40	0.34	0.000	98.90	77	0.2	44	13	43
	Px9	48.97	1.05	0.01	4.09	10.77	0.37	14.64	18.13	0.51	0.004	98.55	71	0.2	42	18	40
	Px9r	53.13	0.28	0.38	1.72	4.98	0.13	17.14	22.12	0.19	0.009	100.08	86	12.9	47	8	45
	Px11	51.49	0.44	0.06	3.10	6.45	0.15	15.41	22.46	0.27	0.004	99.82	81	1.2	43	10	46
	Px12	52.78	0.63	0.02	2.23	8.71	0.34	15.63	20.48	0.43	0.001	101.24	76	0.5	43	14	42
	Px12m	50.70	0.56	0.45	3.32	5.99	0.14	15.45	21.60	0.29	0.007	98.49	82	8.4	44	10	46
	Px12r	50.90	0.67	0.03	2.89	7.94	0.23	15.05	20.99	0.36	0.003	99.07	77	0.7	43	13	44
	Px13	49.76	0.83	0.01	3.67	8.56	0.24	14.51	20.77	0.38	0.000	98.74	75	0.3	42	14	44
	Px14	49.76	0.92	0.00	3.67	8.99	0.28	14.71	19.75	0.42	0.007	98.51	74	0.1	42	15	43
	Px14r	52.32	0.38	0.19	2.16	5.52	0.14	16.23	22.20	0.20	0.004	99.34	84	5.6	46	9	46
	Px15	52.79	0.28	0.43	2.22	4.45	0.11	16.60	22.61	0.28	0.002	99.75	87	11.4	46	7	46
	Px15r	49.80	1.02	0.02	4.39	9.41	0.29	14.00	19.33	0.57	0.039	98.84	73	0.4	41	16	43
	Px16	53.45	0.22	0.73	1.64	3.82	0.10	17.05	22.63	0.28	0.002	99.93	89	23.0	48	6	46
	Px16r	50.01	0.90	0.01	3.44	8.70	0.26	14.72	20.69	0.40	0.000	99.13	75	0.1	42	14	44
	Px17	50.81	0.76	0.01	3.17	8.45	0.26	14.89	20.69	0.41	0.002	99.45	76	0.1	42	14	44
XP-30	1 1	52.49	0.15	0.09	3.92	6.06	0.23	13.86	23.24	0.73	0.000	100.75	80	1.5	40	10	50
	1 2	53.29	0.10	0.06	2.69	5.98	0.21	14.33	23.54	0.54	0.000	100.72	81	1.4	40	10	50
	1 3	53.40	0.25	0.04	1.78	5.74	0.15	17.19	21.20	0.34	0.000	100.11	84	1.6	48	9	43
	2 1	54.14	0.17	0.53	1.27	4.12	0.12	18.33	21.46	0.40	0.007	100.55	89	21.9	50	7	44
	2 2	54.20	0.17	0.52	1.22	4.11	0.12	18.05	21.38	0.37	0.003	100.13	89	22.3	50	7	44
	2 3	51.63	0.34	0.04	2.74	6.77	0.24	15.98	22.06	0.37	0.004	100.17	81	1.0	44	11	45
	3 1	54.18	0.18	0.49	1.21	4.52	0.14	17.95	21.21	0.34	0.008	100.22	88	21.5	50	7	43
	4 1	51.42	0.33	0.0001	4.05	9.44	0.29	12.40	22.00	0.72	0.005	100.65	70	0.0	36	16	48
	4 2	52.98	0.21	0.02	1.73	6.37	0.28	16.48	21.80	0.26	0.022	100.13	82	0.8	45	10	44

продолжение таблицы 3...

Образец	Зерно	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
XP-30	5 1	53.54	0.23	0.11	1.45	5.20	0.13	17.19	22.04	0.26	0.000	100.15	85	4.6	47	8	44
	5 2	53.48	0.29	0.43	1.95	4.93	0.11	16.80	22.18	0.34	0.000	100.51	86	13.0	47	8	45
	6 1	53.17	0.23	0.11	1.91	6.03	0.17	16.53	21.97	0.31	0.005	100.42	83	3.7	46	10	45
	7 1	54.48	0.17	0.0001	0.95	5.89	0.19	18.15	20.58	0.23	0.006	100.65	85	0.0	50	9	41
	8 1	54.17	0.18	0.15	1.23	5.26	0.15	18.16	20.60	0.35	0.009	100.24	86	7.3	50	8	42
	9 1	53.05	0.09	0.16	2.27	5.86	0.14	15.57	22.66	0.44	0.004	100.23	83	4.4	43	9	47
	10 1	52.80	0.31	0.18	2.08	5.41	0.11	16.30	22.54	0.32	0.004	100.04	84	5.4	45	9	46
	10 2	51.54	0.33	0.01	2.97	6.87	0.22	15.92	21.86	0.38	0.002	100.10	81	0.1	44	11	45
XP-75	Cpx1 1	51.60	0.52	0.08	3.62	7.52	0.22	15.23	21.43	0.43	0.000	100.65	78	1.5	43	12	45
	Cpx1 2	52.78	0.42	0.34	2.50	5.44	0.15	16.65	22.35	0.27	0.002	100.90	85	8.3	46	9	45
	Cpx1 3	52.11	0.50	0.12	2.96	7.30	0.20	15.95	21.51	0.31	0.009	100.96	80	2.7	44	12	44
	Cpx5 1	51.34	0.57	0.57	3.94	5.90	0.13	15.66	22.27	0.26	0.009	100.63	83	8.9	44	10	46
	Cpx5 2	52.79	0.42	0.37	2.61	5.55	0.13	16.45	22.23	0.24	0.004	100.78	84	8.6	46	9	45
	Cpx5 3	52.71	0.41	0.31	2.63	5.57	0.14	16.51	22.20	0.25	0.000	100.72	84	7.4	46	9	45
	Cpx6 1	52.83	0.33	0.16	2.41	6.53	0.21	16.71	20.95	0.28	0.002	100.39	82	4.2	47	11	43
	Cpx6 2	52.04	0.70	0.02	2.56	8.41	0.30	16.21	19.87	0.36	0.003	100.45	77	0.4	45	14	41
	Cpx7 1	52.70	0.81	0.07	1.98	9.08	0.31	16.27	19.27	0.45	0.002	100.92	76	2.3	45	15	40
	Cpx10 1	53.13	0.46	0.10	2.23	7.62	0.24	16.50	20.69	0.35	0.000	101.30	79	3.0	46	12	42
	Cpx10 2	52.49	0.45	0.27	2.77	6.11	0.17	16.38	22.02	0.28	0.001	100.94	83	6.1	45	10	45
	Cpx10 3	52.00	0.83	0.04	2.77	8.78	0.31	15.77	19.79	0.48	0.006	100.77	76	0.9	44	14	42
	Cpx11 1	53.79	0.58	0.02	1.24	7.78	0.27	16.41	20.53	0.43	0.006	101.03	79	1.3	45	12	42
	Cpx13 1	52.31	0.73	0.01	2.15	8.72	0.31	16.29	19.43	0.44	0.000	100.38	77	0.2	45	14	41
	Cpx15 1	53.31	0.67	0.04	1.40	8.07	0.29	16.41	20.40	0.43	0.003	101.03	78	2.1	45	13	42
	Cpx19 1	53.53	0.65	0.03	1.35	8.24	0.35	16.47	20.01	0.38	0.005	101.00	78	1.6	46	13	41
	Cpx20 1	52.09	0.55	0.08	3.21	6.15	0.17	16.25	22.09	0.28	0.002	100.88	82	1.7	45	10	45
	Cpx20 2	53.14	0.40	0.30	2.30	5.38	0.15	16.59	22.28	0.22	0.000	100.75	85	8.0	46	9	45
	Cpx20 3	53.25	0.36	0.38	2.24	5.17	0.15	16.82	22.21	0.23	0.000	100.80	85	10.2	47	8	45
	Cpx20 4	51.22	0.60	0.49	4.07	6.13	0.13	15.51	22.48	0.27	0.001	100.89	82	7.5	44	10	46
	Cpx20 5	53.32	0.65	0.02	1.47	7.96	0.29	16.27	20.36	0.42	0.000	100.74	78	0.7	45	13	42
XP-78	Cpx21 1	49.45	1.01	0.17	5.30	8.75	0.24	14.03	20.84	0.50	0.000	100.30	74	2.1	40	15	45
	Cpx21 2	53.44	0.58	0.02	1.24	7.61	0.30	16.05	20.84	0.38	0.011	100.46	79	0.9	45	12	43
	Cpx21 3	53.01	0.69	0.02	1.88	9.31	0.34	16.85	18.40	0.40	0.011	100.91	76	0.6	47	15	38
	Px1	48.53	0.83	0.04	5.23	7.52	0.13	13.71	22.51	0.29	0.002	98.79	76	0.4	40	12	48
	Px2	50.90	0.56	0.03	3.74	6.79	0.16	14.66	22.60	0.29	0.004	99.71	79	0.5	42	11	47
	Px3	51.02	0.81	0.02	3.34	8.27	0.23	14.68	20.85	0.34	0.001	99.54	76	0.3	42	14	44
	Px3m	51.84	0.44	0.23	2.98	5.81	0.14	15.31	22.75	0.24	0.000	99.74	82	4.9	43	9	47
	Px3r	50.72	0.73	0.01	3.49	8.42	0.22	14.07	21.21	0.41	0.015	99.29	75	0.2	41	14	45
	Px4	51.08	0.50	0.26	3.48	6.92	0.18	14.63	22.23	0.29	0.004	99.57	79	4.7	42	11	47
	Px4r	51.17	0.74	0.001	2.73	8.99	0.31	14.33	20.79	0.37	0.000	99.43	74	0.0	41	15	44
	Px5	50.80	0.78	0.05	3.56	7.88	0.23	14.44	21.35	0.37	0.000	99.48	77	1.0	41	13	45
	Px6	50.25	0.92	0.001	3.82	8.96	0.26	13.98	21.09	0.35	0.000	99.63	74	0.0	40	15	45
	Px7	52.95	0.24	0.26	2.13	4.55	0.11	16.44	22.34	0.28	0.004	99.32	87	7.6	46	7	46
	Px7m	51.22	0.46	0.01	3.12	7.03	0.20	15.18	21.70	0.20	0.000	99.12	79	0.2	43	12	45
	Px7r	49.80	0.95	0.01	3.82	9.38	0.26	13.91	20.59	0.38	0.000	99.11	73	0.3	40	16	44
	Px8	51.73	0.41	0.06	2.90	6.61	0.17	15.21	22.11	0.25	0.003	99.45	80	1.4	43	11	46
	Px9	52.99	0.28	0.47	2.23	4.48	0.11	16.24	22.52	0.30	0.003	99.62	87	12.3	46	7	47
	Px9r	51.25	0.70	0.0004	2.62	8.46	0.27	14.51	21.04	0.35	0.001	99.19	75	0.0	41	14	45
	Px10	53.09	0.24	0.49	1.89	4.40	0.11	16.37	22.66	0.27	0.000	99.51	87	14.9	46	7	47
	Px10r	50.95	0.78	0.03	3.11	8.54	0.25	14.31	21.09	0.36	0.037	99.42	75	0.6	41	14	45
	Px11	52.09	0.33	0.55	2.94	4.97	0.13	15.95	22.40	0.31	0.000	99.68	85	11.2	45	8	47
	Px11r	52.07	0.46	0.17	2.79	6.08	0.15	15.63	22.69	0.24	0.000	100.28	82	4.0	44	10	47
	Px12	51.19	0.78	0.03	2.87	8.82	0.26	14.93	20.53	0.38	0.001	99.77	75	0.6	42	14	43
	Px13	51.80	0.52	0.23	2.91	6.88	0.17	15.33	22.12	0.30	0.001	100.27	80	5.1	43	11	46
	Px13m	51.90	0.73	0.02	2.43	8.22	0.27	14.94	20.85	0.40	0.002	99.76	76	0.6	42	14	44
	Px13m	52.21	0.64	0.01	2.08	8.01	0.28	15.43	20.79	0.33	0.003	99.80	77	0.4	44	13	43
	Px13r	51.31	0.60	0.01	3.61	7.39	0.19	14.82	21.83	0.32	0.007	100.06	78	0.1	42	12	46
	Px14	52.88	0.39	0.31	2.25	5.88	0.14	16.04	22.40	0.23	0.001	100.52	83	8.4	45	9	46
	Px14r	50.55	0.81	0.01	3.44	8.81	0.26	14.28	20.97	0.37	0.000	99.49	74	0.1	41	15	45
	Px15	51.48	0.68	0.01	2.29	8.11	0.26	15.33	20.44	0.33	0.000	98.93	77	0.3	44	13	43

продолжение таблицы 3...

Образец	Зерно	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
XP-78	Px16	52.70	0.24	0.68	2.07	4.23	0.11	16.23	22.65	0.26	0.000	99.18	87	18.0	46	7	47
	Px16r	50.40	1.05	0.00	3.80	9.39	0.28	13.82	20.68	0.47	0.004	99.87	72	0.0	40	16	45
	Px17	53.44	0.38	0.09	2.37	4.52	0.11	16.58	22.71	0.28	0.000	100.49	87	2.5	46	7	47
	Px17r	51.52	0.65	0.01	1.90	8.89	0.31	14.94	20.35	0.35	0.004	98.92	75	0.5	42	15	43
XP-79	Cpx 1 1	52.37	0.35	0.76	2.64	4.65	0.13	16.33	22.08	0.34	0.003	99.65	86	16.2	46	8	46
	Cpx 1 2	52.69	0.32	0.57	2.00	4.71	0.15	17.00	21.63	0.22	0.006	99.29	87	16.0	48	8	45
	Cpx 1 3	52.31	0.36	0.84	2.32	4.40	0.14	16.44	22.25	0.20	0.001	99.27	87	19.6	47	7	46
	Cpx 1 4	52.94	0.33	0.53	1.66	4.48	0.14	17.03	22.01	0.35	0.008	99.47	87	17.6	47	7	45
	Cpx 2 1	52.81	0.28	0.73	1.84	4.27	0.16	17.05	22.00	0.38	0.010	99.53	88	21.2	48	7	46
	Cpx 2 2	53.21	0.26	0.55	1.48	4.40	0.13	17.77	21.51	0.29	0.004	99.59	88	19.9	49	7	44
	Cpx 2 3	51.88	0.51	0.11	2.49	6.25	0.16	16.62	21.22	0.22	0.000	99.48	83	3.0	46	10	43
	Cpx 3 1	53.31	0.27	0.27	1.71	4.40	0.13	17.05	22.32	0.29	0.001	99.75	87	9.5	47	7	46
	Cpx 3 2	53.51	0.20	0.63	1.29	4.15	0.12	17.97	21.39	0.28	0.000	99.54	89	24.7	50	7	44
	Cpx 3 3	52.16	0.45	0.14	2.34	6.01	0.17	16.48	21.52	0.21	0.008	99.48	83	3.8	46	10	44
	Cpx 4 1	52.88	0.28	0.63	1.61	4.40	0.14	17.31	21.81	0.33	0.013	99.38	88	20.7	48	7	45
	Cpx 4 2	50.79	0.61	0.36	3.29	5.96	0.16	15.78	21.80	0.33	0.013	99.07	83	6.8	45	10	46
	Cpx 4 3	52.08	0.46	0.22	2.41	6.11	0.17	16.79	21.04	0.32	0.007	99.59	83	5.7	47	10	43
	Cpx 5 1	52.50	0.27	0.01	1.26	9.03	0.42	15.50	20.01	0.23	0.008	99.22	75	0.6	44	15	41
	Cpx 5 2	52.43	0.24	0.01	1.27	9.01	0.42	15.76	19.91	0.29	0.000	99.35	76	0.7	44	15	41
	Cpx 5 3	52.67	0.23	0.00	1.25	8.74	0.42	14.98	20.59	0.41	0.001	99.28	75	0.0	42	15	43
	Cpx 6 1	51.81	0.57	0.16	2.11	8.00	0.23	16.67	19.45	0.42	0.003	99.42	79	4.9	47	13	41
	Cpx 6 2	52.47	0.50	0.17	1.95	6.36	0.18	16.36	20.81	0.32	0.001	99.13	82	5.7	46	10	43
	Cpx 6 3	52.68	0.31	0.75	2.05	4.48	0.14	16.99	21.76	0.33	0.003	99.47	87	19.7	48	7	45
	Cpx 6 4	50.71	0.66	0.54	3.26	5.83	0.15	16.02	21.75	0.32	0.000	99.24	83	9.9	45	9	45
	Cpx 7 1	51.68	0.32	0.84	3.19	5.07	0.12	15.97	21.96	0.29	0.001	99.46	85	15.0	46	8	46
	Cpx 7 2	51.64	0.51	0.24	2.37	7.37	0.24	16.45	20.00	0.42	0.000	99.23	80	6.3	46	12	42
	Cpx 7 3	51.28	0.70	0.03	2.84	7.84	0.23	16.44	19.93	0.40	0.004	99.68	79	0.7	46	13	41
	Cpx 7 4	52.17	0.56	0.02	1.34	9.61	0.33	15.09	19.96	0.44	0.000	99.50	74	1.0	42	16	42
	Cpx 8 1	52.88	0.26	0.47	1.58	4.31	0.16	17.37	22.28	0.30	0.000	99.61	88	16.7	48	7	45
	Cpx 8 2	52.54	0.36	0.78	2.11	4.46	0.13	16.87	22.00	0.31	0.005	99.55	87	19.9	47	7	45
	Cpx 8 3	52.46	0.46	0.22	2.20	5.66	0.17	16.58	21.64	0.25	0.016	99.63	84	6.3	46	9	44
	Cpx 9	52.39	0.32	0.90	2.21	4.43	0.12	16.49	22.09	0.31	0.016	99.25	87	21.4	47	7	46
	Cpx 10	53.02	0.23	1.03	1.78	4.45	0.14	17.29	21.23	0.44	0.006	99.61	87	27.8	48	7	44
XP-80	Cpx1 1	51.02	0.67	0.18	4.30	7.24	0.15	15.45	21.47	0.27	0.005	100.73	79	2.7	44	12	45
	Cpx1 2	52.58	0.40	0.11	2.93	5.84	0.15	16.22	22.17	0.29	0.000	100.69	83	2.4	45	9	45
	Cpx1 3	53.91	0.24	0.20	1.73	4.45	0.12	17.37	22.51	0.21	0.000	100.72	87	7.0	48	7	45
	Cpx1 4	52.15	0.45	0.16	3.18	6.91	0.17	16.19	21.20	0.28	0.000	100.68	81	3.2	45	11	44
	Cpx2 1	52.92	0.36	0.09	2.46	7.01	0.20	16.70	21.07	0.24	0.000	101.04	81	2.4	46	11	43
	Cpx3 1	50.36	0.77	0.17	4.66	7.63	0.17	14.87	21.77	0.27	0.000	100.68	78	2.4	42	12	45
	Cpx3 2	51.14	0.59	0.05	4.30	7.81	0.22	15.42	20.74	0.32	0.066	100.58	78	0.7	44	13	43
	Cpx3 3	50.34	0.65	0.20	4.73	7.42	0.18	14.90	21.69	0.30	0.003	100.40	78	2.8	42	12	45
	Cpx4 1	49.66	0.90	0.21	5.14	7.76	0.18	14.51	21.81	0.28	0.000	100.46	77	2.7	41	13	46
	Cpx4 2	51.05	0.56	0.17	4.21	7.03	0.19	15.27	21.88	0.30	0.000	100.65	79	2.6	43	11	45
	Cpx4 3	48.71	1.09	0.16	5.94	9.13	0.25	13.88	20.84	0.32	0.015	100.32	73	1.7	40	15	45
	Cpx5 1	52.43	0.41	0.25	3.12	5.74	0.15	16.18	22.26	0.25	0.003	100.78	83	5.1	45	9	46
	Cpx5 2	53.08	0.38	0.09	2.42	6.50	0.19	16.63	21.59	0.25	0.005	101.13	82	2.4	46	10	44
	Cpx5 3	51.28	0.60	0.12	4.28	7.14	0.18	15.33	21.54	0.26	0.000	100.73	79	1.8	43	12	45
	Cpx6 1	53.20	0.31	0.46	2.42	4.91	0.14	16.99	22.05	0.27	0.008	100.75	86	11.2	47	8	45
	Cpx6 2	51.11	0.60	0.16	4.24	6.98	0.18	15.51	21.56	0.32	0.006	100.65	80	2.5	44	11	45
	Cpx6 3	51.51	0.60	0.20	4.66	5.98	0.13	16.01	21.38	0.36	0.003	100.83	83	2.8	45	10	45
	Cpx6 4	52.10	0.42	0.13	3.15	6.90	0.18	16.25	21.17	0.24	0.001	100.53	81	2.8	45	11	43
	Cpx7 1	51.34	0.56	0.16	4.21	7.22	0.20	15.85	21.02	0.34	0.007	100.89	80	2.4	45	12	44
	Cpx7 2	53.23	0.33	0.05	2.46	6.69	0.19	16.82	21.06	0.24	0.004	101.05	82	1.4	47	11	43
	Cpx7 3	53.10	0.33	0.09	2.45	6.45	0.19	17.01	21.00	0.27	0.006	100.89	82	2.5	47	10	43
	Cpx7 4	53.06	0.34	0.07	2.44	6.55	0.21	16.76	21.14	0.25	0.010	100.82	82	2.0	46	11	43
	Cpx8 1	53.44	0.28	0.11	2.20	5.95	0.16	17.03	21.50	0.27	0.000	100.95	84	3.2	47	9	44
	Cpx8 2	53.38	0.30	0.13	2.13	5.87	0.16	17.03	21.67	0.22	0.000	100.89	84	4.0	47	9	44
	Cpx8 3	51.27	0.59	0.20	4.45	7.16	0.17	15.46	21.58	0.29	0.013	101.16	79	3.0	44	12	45
	Cpx9 1	51.22	0.57	0.13	4.17	6.93	0.19	15.62	21.37	0.33	0.002	100.52	80	2.0	44	11	45
	Cpx9 2	53.01	0.36	0.05	2.40	6.41	0.19	16.73	21.33	0.27	0.011	100.76	82	1.5	46	10	43
	Cpx9 3	51.04	0.67	0.13	4.64	7.52	0.20	15.50	20.92	0.30	0.000	100.91	79	1.8	44	12	44

продолжение таблицы 3...

Образец	Зерно	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
XP-80	Cpx11 1	53.08	0.30	0.31	2.52	5.11	0.16	17.00	21.94	0.27	0.013	100.69	86	7.6	47	8	45
	Cpx11 2	53.59	0.26	0.37	2.10	4.82	0.15	17.52	21.79	0.28	0.009	100.88	87	10.6	48	8	44
	Cpx11 3	50.63	0.65	0.18	4.53	7.24	0.18	15.17	21.45	0.33	0.000	100.35	79	2.5	43	12	45
	Cpx11 4	50.45	0.88	0.01	4.00	9.43	0.30	14.71	20.44	0.29	0.004	100.50	74	0.2	42	15	43
	Cpx12 1	52.57	0.44	0.09	2.71	7.39	0.20	16.48	20.69	0.27	0.003	100.85	80	2.3	46	12	42
XP-81	Cpx12 2	49.21	1.17	0.02	6.04	10.12	0.30	13.37	19.40	0.64	0.045	100.28	70	0.2	39	17	43
	1 1	52.75	0.32	0.72	2.91	5.66	0.18	16.85	20.89	0.35	0.009	100.62	84	14.3	47	9	43
	1 2	52.39	0.45	0.33	2.78	7.43	0.22	16.51	20.07	0.39	0.000	100.55	80	7.4	46	12	42
	1 3	52.23	0.51	0.09	2.52	8.60	0.26	16.93	18.55	0.38	0.004	100.08	78	2.2	47	14	39
	2 1	49.32	0.78	0.12	6.79	8.32	0.19	14.60	19.50	0.64	0.000	100.26	76	1.1	43	14	43
	2 2	52.93	0.30	0.24	3.04	6.29	0.17	17.25	20.14	0.49	0.000	100.84	83	5.0	48	10	42
	3 1	53.27	0.25	0.31	2.43	5.98	0.19	17.59	20.05	0.38	0.005	100.45	84	7.8	49	10	41
	3 2	51.53	0.63	0.12	3.20	8.30	0.24	15.91	20.16	0.40	0.000	100.49	77	2.4	45	13	42
	4 1	51.53	0.65	0.18	3.04	8.11	0.22	16.23	20.13	0.32	0.017	100.41	78	3.8	45	13	42
	4 2	52.83	0.31	0.59	2.93	5.69	0.16	16.98	20.85	0.42	0.002	100.74	84	11.8	47	9	43
	6 1	51.40	0.80	0.02	3.11	9.82	0.30	15.31	19.19	0.51	0.012	100.45	74	0.4	43	16	41
	6 2	52.08	0.41	0.54	3.76	6.34	0.17	16.67	20.06	0.48	0.003	100.51	82	8.7	47	10	43
	6 3	52.14	0.61	0.04	2.57	8.81	0.27	16.49	19.19	0.42	0.009	100.53	77	1.1	46	14	40
	7 1	53.16	0.32	0.44	2.39	5.43	0.14	17.02	21.72	0.33	0.003	100.94	85	11.0	47	9	44
	7 2	51.52	0.69	0.27	3.57	7.89	0.22	15.88	19.92	0.45	0.026	100.41	78	4.9	45	13	42
	7 3	50.31	0.73	0.22	4.61	8.51	0.21	15.31	19.76	0.45	0.000	100.10	76	3.1	44	14	42
	8 1	50.79	0.62	0.39	4.67	7.25	0.19	15.70	20.61	0.37	0.000	100.58	79	5.2	45	12	43
	8 2	50.97	0.51	0.62	4.30	6.70	0.16	16.01	20.43	0.34	0.000	100.05	81	8.9	46	11	43
	8 3	51.11	0.65	0.15	3.31	8.61	0.21	16.05	19.33	0.45	0.003	99.86	77	2.9	45	14	41
	8 4	51.10	0.69	0.12	2.96	8.39	0.19	15.90	20.11	0.38	0.002	99.84	77	2.6	45	14	42
XP-84	1 1	52.42	0.47	0.70	2.63	5.04	0.12	16.45	22.73	0.29	0.012	100.87	85	15.2	46	8	46
	2 1	51.09	0.70	0.28	3.37	7.62	0.22	15.70	20.54	0.34	0.010	99.86	79	5.3	44	12	43
	3 1	51.46	0.72	0.12	2.58	7.96	0.24	16.04	20.60	0.43	0.002	100.15	78	3.1	45	13	43
	4 1	50.94	0.73	0.39	4.17	7.81	0.23	16.04	19.94	0.41	0.005	100.66	79	5.9	45	13	42
	4 2	50.41	0.89	0.07	4.23	9.37	0.28	15.62	19.03	0.52	0.001	100.40	75	1.0	44	15	41
	7 1	52.71	0.34	0.36	2.20	5.26	0.15	17.07	21.66	0.19	0.004	99.95	85	9.9	48	8	44
	7 2	50.58	0.81	0.25	3.72	8.44	0.24	15.46	20.24	0.41	0.000	100.14	77	4.4	44	14	43
	7 3	51.49	0.65	0.23	2.85	7.96	0.21	16.20	20.18	0.31	0.008	100.09	78	5.2	45	13	42
	7 4	50.52	0.90	0.33	3.84	8.13	0.24	15.47	20.52	0.37	0.001	100.31	77	5.4	44	13	43
	9 1	52.01	0.39	0.45	2.81	6.02	0.19	15.57	20.87	0.21	0.004	98.52	82	9.7	45	10	45
	9 2	52.10	0.59	0.17	2.51	7.78	0.24	16.65	19.97	0.34	0.001	100.35	79	4.5	46	13	41
	10 1	51.33	0.80	0.27	3.02	8.08	0.23	15.58	20.73	0.32	0.010	100.35	77	5.7	44	13	43
	10 2	50.13	0.80	0.50	4.45	7.89	0.21	15.46	20.30	0.41	0.007	100.14	78	6.9	44	13	43
XP-85	Px1	49.34	0.89	0.07	4.57	8.43	0.20	14.29	21.01	0.40	0.005	99.19	75	1.0	41	14	45
	Px1r	51.37	0.59	0.04	2.89	8.14	0.24	15.87	19.94	0.39	0.004	99.47	78	0.9	45	13	42
	Px2	50.12	0.99	0.03	3.73	8.83	0.24	14.80	20.76	0.42	0.003	99.92	75	0.5	42	14	44
	Px2r	50.76	0.89	0.03	3.19	9.07	0.25	15.11	20.31	0.42	0.008	100.02	75	0.6	43	15	43
	Px3	50.42	0.88	0.04	3.24	8.32	0.23	14.86	20.79	0.42	0.002	99.19	76	0.8	42	14	44
	Px4	51.85	0.58	0.02	2.45	7.65	0.23	15.96	20.18	0.45	0.038	99.37	79	0.6	45	12	43
	Px5	49.46	1.31	0.06	4.77	9.62	0.24	14.68	20.46	0.44	0.000	101.03	73	0.8	41	16	43
	Px6	52.06	0.33	0.35	2.73	5.51	0.12	16.11	21.92	0.34	0.003	99.47	84	7.9	45	9	46
	Px6m	54.51	0.22	0.66	1.86	4.44	0.12	17.68	22.40	0.28	0.002	102.16	88	19.3	48	7	45
	Px6r	50.91	0.71	0.02	2.89	8.21	0.24	15.45	20.50	0.37	0.002	99.30	77	0.6	44	13	43
	Px7	50.43	0.88	0.05	3.66	8.25	0.21	14.88	21.11	0.38	0.000	99.85	76	0.8	42	13	44
	Px8	50.24	0.89	0.10	3.77	8.53	0.22	14.99	20.85	0.40	0.005	99.99	76	1.7	42	14	44
XP-86	Px9	50.49	0.77	0.13	3.99	7.44	0.17	14.94	21.58	0.40	0.004	99.90	78	2.1	42	12	45
	Px10	51.88	0.37	0.27	3.32	6.00	0.15	15.83	21.83	0.34	0.003	100.00	82	5.3	45	10	46
	Px1	50.26	0.63	0.66	4.37	6.47	0.16	15.44	20.91	0.35	0.002	99.25	81	9.1	45	11	45
	Px1r	51.25	0.74	0.13	2.47	7.98	0.24	15.81	19.81	0.44	0.002	98.86	78	3.3	45	13	42
	Px2	50.72	0.85	0.22	2.64	8.09	0.22	15.58	19.86	0.45	0.004	98.62	77	5.2	44	13	42
	Px2m	51.93	0.36	0.87	2.55	5.03	0.13	16.36	21.61	0.39	0.003	99.22	85	18.6	46	8	45
	Px2r	50.03	0.82	0.22	3.35	7.80	0.22	15.17	20.31	0.40	0.001	98.32	78	4.2	44	13	43
XP-86	Px2c	51.46	0.54	0.09	2.69	7.17	0.21	16.04	20.93	0.33	0.000	99.45	80	2.1	45	12	43
	Px3	51.54	0.67	0.23	2.79	7.18	0.20	15.65	20.92	0.37	0.000	99.55	80	5.3	44	12	44

продолжение таблицы 3...

Образец	Зерно	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
XP-86	Px4	51.15	0.50	0.18	2.87	6.90	0.21	15.74	20.60	0.30	0.000	98.46	80	4.1	45	11	44
	Px4r	51.08	0.46	0.37	3.56	6.52	0.18	15.93	20.31	0.41	0.009	98.82	81	6.5	46	11	43
	Px5	51.15	0.74	0.15	2.22	8.36	0.27	15.73	19.46	0.35	0.005	98.43	77	4.2	45	14	41
	Px6r	51.36	0.36	0.74	2.84	5.34	0.15	16.02	20.80	0.40	0.004	98.00	84	15.0	46	9	45
	Px7	51.83	0.25	0.31	2.24	5.91	0.20	16.26	21.06	0.34	0.000	98.40	83	8.4	46	10	44
	Px7r	49.52	1.03	0.03	3.34	9.53	0.29	14.56	19.10	0.47	0.005	97.87	73	0.6	42	16	42
	Px8	51.88	0.37	0.52	2.44	5.31	0.15	16.07	21.85	0.38	0.000	98.97	84	12.6	45	9	46
	Px9	50.94	0.80	0.13	2.57	8.40	0.25	15.60	19.97	0.37	0.000	99.02	77	3.2	44	14	42
	Px10	52.86	0.25	0.71	1.82	4.83	0.15	17.24	21.04	0.35	0.000	99.25	86	20.7	48	8	44
	Px11	50.63	0.84	0.09	2.58	8.93	0.31	15.98	18.67	0.37	0.000	98.41	76	2.3	46	15	40
	Px11r	51.21	0.46	0.23	3.33	6.75	0.19	15.97	20.01	0.41	0.003	98.57	81	4.5	46	11	43
	Px12	51.21	0.76	0.12	2.94	6.74	0.21	15.79	20.58	0.42	0.000	98.79	81	2.7	45	11	44
	Px12r	49.97	0.90	0.17	3.63	8.42	0.23	14.38	19.63	0.64	0.004	97.97	75	3.1	42	14	44
XP-87	1 1	51.23	0.56	0.27	3.71	6.95	0.22	16.13	20.34	0.38	0.002	99.79	81	4.7	46	11	43
	1 2	52.43	0.55	0.11	2.22	7.79	0.27	16.63	19.99	0.32	0.006	100.31	79	3.3	46	13	41
	2 1	51.75	0.50	0.22	3.28	7.21	0.18	16.19	20.53	0.39	0.000	100.25	80	4.3	45	12	43
	2 2	51.63	0.63	0.33	3.21	7.31	0.22	16.28	20.32	0.32	0.006	100.25	80	6.5	46	12	42
	2 3	51.90	0.58	0.17	2.56	8.29	0.26	16.39	19.81	0.39	0.000	100.36	78	4.3	46	13	41
	2 4	50.60	0.71	0.18	3.24	8.16	0.24	15.51	20.37	0.39	0.014	99.41	77	3.6	44	13	43
	3 1	51.32	0.57	0.32	3.67	7.43	0.23	16.05	20.24	0.41	0.001	100.24	79	5.5	45	12	43
	3 2	52.02	0.55	0.16	2.52	8.26	0.30	16.65	19.36	0.40	0.016	100.21	78	4.0	46	13	40
	4 1	52.70	0.49	0.18	2.12	7.83	0.26	17.20	19.38	0.26	0.006	100.41	80	5.3	48	13	40
	5 1	52.29	0.40	0.51	2.73	5.70	0.16	15.99	22.08	0.27	0.000	100.13	83	11.2	45	9	46
	6 1	52.35	0.33	0.50	3.10	5.57	0.16	16.84	20.92	0.34	0.008	100.11	84	9.8	47	9	44
	6 2	52.57	0.30	0.65	2.61	5.19	0.19	17.24	20.95	0.36	0.010	100.05	86	14.3	48	8	43
	6 3	51.33	0.63	0.09	3.07	8.92	0.29	16.47	18.87	0.43	0.011	100.08	77	2.0	46	14	39
	7 1	52.86	0.37	0.23	2.39	5.32	0.15	16.84	21.75	0.29	0.008	100.19	85	6.1	47	9	45
	7 2	51.74	0.60	0.13	2.80	7.92	0.25	16.20	20.28	0.39	0.000	100.31	78	3.0	45	13	42
	8 1	51.89	0.48	0.29	3.37	6.41	0.18	16.17	21.14	0.36	0.003	100.30	82	5.5	46	10	44
	8 2	50.78	0.76	0.16	3.28	8.57	0.25	15.85	19.91	0.37	0.000	99.93	77	3.2	45	14	42
	9 1	50.90	0.73	0.16	3.31	8.48	0.25	15.79	20.09	0.34	0.004	100.06	77	3.2	44	14	42
	11 1	51.99	0.41	0.46	3.45	6.03	0.16	16.14	21.49	0.38	0.006	100.51	83	8.2	45	10	45
	11 2	50.49	0.52	0.37	4.44	7.23	0.17	15.45	20.86	0.52	0.004	100.06	79	5.4	44	12	44
	11 3	53.39	0.26	0.44	2.05	4.68	0.15	17.18	21.97	0.36	0.010	100.48	87	12.5	48	8	45
	11 4	53.38	0.25	0.38	1.91	4.65	0.15	17.26	21.88	0.33	0.010	100.18	87	11.9	48	7	45
	11 5	52.12	0.54	0.09	2.32	8.05	0.26	16.55	19.99	0.35	0.004	100.27	79	2.6	46	13	41
XP-107	Cpx1 1	51.42	0.90	0.04	3.26	9.08	0.25	15.06	19.88	0.40	0.012	100.29	75	0.9	43	15	42
	Cpx1 2	51.50	0.56	0.28	4.14	6.61	0.14	15.67	20.80	0.43	0.010	100.12	81	4.4	45	11	44
	Cpx1 3	50.51	1.00	0.05	3.82	8.87	0.24	15.21	20.20	0.46	0.006	100.35	75	0.9	43	14	43
	Cpx2 1	51.03	0.91	0.11	3.63	8.29	0.21	15.05	20.70	0.41	0.005	100.34	76	1.9	43	14	44
	Cpx2 2	52.56	0.74	0.10	2.10	7.91	0.24	15.91	20.52	0.55	0.007	100.63	78	2.9	44	13	43
	Cpx3 1	53.06	0.37	0.46	2.68	5.90	0.16	16.57	20.88	0.42	0.006	100.52	83	10.4	47	10	44
	Cpx3 2	53.90	0.26	0.65	1.77	4.90	0.12	17.29	21.41	0.44	0.007	100.75	86	19.9	48	8	44
	Cpx3 3	52.35	0.71	0.04	2.29	8.45	0.28	16.26	19.54	0.40	0.004	100.32	77	1.0	46	14	41
	Cpx4 1	50.40	1.05	0.12	4.15	8.94	0.21	14.96	20.50	0.45	0.000	100.79	75	1.9	42	15	43
	Cpx4 2	50.83	1.06	0.15	3.91	8.87	0.23	14.87	20.49	0.45	0.005	100.86	75	2.5	42	14	43
	Cpx4 3	51.20	1.00	0.04	3.44	8.92	0.26	15.29	20.09	0.38	0.008	100.61	75	0.7	43	15	42
	Cpx5 1	51.88	0.90	0.02	2.89	9.08	0.26	15.98	19.34	0.38	0.008	100.72	76	0.3	45	15	40
	Cpx6 1	51.07	0.79	0.02	3.79	8.72	0.24	15.52	19.51	0.48	0.008	100.13	76	0.3	44	14	42
	Cpx7 1	51.08	0.92	0.13	3.66	8.69	0.22	14.99	19.74	0.53	0.000	99.94	75	2.2	43	14	43
	Cpx7 2	54.01	0.29	0.22	2.00	5.72	0.15	17.31	20.78	0.35	0.000	100.83	84	6.9	48	9	43
	Cpx7 3	52.32	0.73	0.05	2.44	8.31	0.24	15.83	20.04	0.38	0.000	100.33	77	1.4	45	13	42
	Cpx8 1	51.38	0.56	0.23	4.28	7.90	0.20	15.31	20.22	0.44	0.003	100.52	78	3.5	44	13	43
	Cpx8 2	51.27	0.89	0.12	3.66	8.35	0.20	15.45	20.18	0.48	0.035	100.61	77	2.2	44	14	43
	Cpx8 3	51.31	0.85	0.04	3.20	8.61	0.24	15.41	20.13	0.45	0.001	100.24	76	0.9	43	14	42
	Cpx9 1	51.98	0.79	0.01	2.71	8.37	0.27	16.50	19.50	0.44	0.003	100.57	78	0.2	46	13	41
	Cpx9 2	53.11	0.36	0.20	2.65	6.21	0.17	17.15	20.65	0.38	0.000	100.85	83	4.7	48	10	43
	Cpx9 3	52.40	0.69	0.04	2.43	8.34	0.24	16.12	19.87	0.33	0.001	100.45	78	1.1	45	13	41
	Cpx10 1	51.42	0.94	0.05	3.39	8.66	0.23	15.39	20.42	0.40	0.004	100.90	76	1.0	43	14	43

продолжение таблицы 3...

Образец	Зерно	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
XP-107	Cpx11 1	52.73	0.53	0.04	2.44	7.46	0.21	15.87	20.71	0.49	0.007	100.49	79	1.1	44	12	43
	Cpx11 2	52.01	0.72	0.06	2.66	8.21	0.23	15.73	20.37	0.39	0.005	100.37	77	1.5	44	13	43
	Cpx11 3	53.95	0.22	0.67	1.98	4.66	0.12	17.41	21.51	0.33	0.000	100.85	87	18.6	48	7	44
	Cpx11 4	52.46	0.70	0.04	2.51	8.24	0.26	16.24	20.06	0.35	0.002	100.85	78	1.1	45	13	41
	Cpx11 5	50.82	0.96	0.13	3.97	8.69	0.20	14.78	20.59	0.42	0.006	100.56	75	2.2	42	14	44
	Cpx11 6	51.25	0.95	0.01	3.32	8.74	0.27	15.29	20.17	0.38	0.006	100.38	76	0.3	43	14	42
	Cpx12 1	54.60	0.20	0.51	1.30	3.67	0.10	17.77	22.36	0.26	0.005	100.76	90	20.8	49	6	45
	Cpx12 2	52.13	0.77	0.04	2.85	8.45	0.26	15.92	19.75	0.39	0.000	100.55	77	0.9	45	14	41
	Cpx13 1	50.85	1.06	0.01	3.74	8.80	0.25	15.01	20.26	0.37	0.000	100.35	75	0.2	43	14	43
	Cpx13 2	52.06	0.72	0.05	2.74	8.17	0.24	15.99	19.99	0.38	0.001	100.34	78	1.1	45	13	42
	Cpx13 3	53.73	0.32	0.21	1.99	5.53	0.16	17.18	21.03	0.28	0.007	100.42	85	6.6	48	9	43
	Cpx14 1	51.29	0.92	0.03	3.22	8.93	0.25	15.55	19.86	0.39	0.000	100.45	76	0.6	44	15	42
XP-108	Cpx14 2	51.09	0.80	0.14	3.92	7.87	0.19	15.31	20.56	0.42	0.007	100.31	78	2.4	44	13	44
	Cpx14 3	50.93	0.81	0.08	4.59	9.06	0.24	15.24	19.19	0.55	0.012	100.68	75	1.2	44	15	41
	1 1	51.86	0.55	0.22	3.17	6.90	0.16	15.99	21.42	0.39	0.007	100.65	81	4.5	45	11	44
	1 2	51.66	0.70	0.03	2.53	8.35	0.21	15.66	20.81	0.40	0.000	100.36	77	0.9	44	13	43
	1 3	50.54	0.99	0.10	3.68	8.56	0.19	14.81	21.09	0.44	0.000	100.39	76	1.8	42	14	44
	1 4	52.54	0.38	0.63	3.00	5.04	0.11	16.82	21.82	0.43	0.003	100.78	86	12.4	47	8	45
	2 1	52.21	0.66	0.08	2.34	8.00	0.21	15.92	20.65	0.38	0.000	100.44	78	2.3	44	13	43
	2 2	51.38	0.79	0.08	2.97	8.63	0.20	15.49	20.87	0.41	0.000	100.82	76	1.9	43	14	43
	2 3	51.25	0.82	0.03	3.12	8.99	0.23	15.37	20.20	0.50	0.000	100.50	75	0.6	43	14	42
	2 4	50.49	1.09	0.03	3.31	9.55	0.24	15.04	20.23	0.48	0.018	100.47	74	0.5	42	15	42
	3 1	52.13	0.42	0.24	3.07	5.97	0.13	15.98	22.07	0.44	0.000	100.43	83	5.0	45	10	46
	3 2	51.29	0.74	0.09	3.07	8.33	0.19	15.62	20.73	0.43	0.000	100.48	77	1.9	44	13	43
	3 3	51.33	0.76	0.10	3.12	8.78	0.20	15.68	20.19	0.42	0.012	100.59	76	2.1	44	14	42
	4 1	51.25	0.86	0.18	3.42	7.67	0.16	15.46	21.33	0.36	0.006	100.69	78	3.4	43	12	44
	4 2	50.17	0.90	0.20	4.48	8.34	0.17	14.67	21.22	0.49	0.001	100.65	76	2.9	42	14	45
	5 1	50.66	0.74	0.18	4.17	7.08	0.12	14.95	22.60	0.31	0.002	100.82	79	2.9	42	11	47
	6 1	51.14	0.87	0.08	3.22	8.35	0.18	15.42	21.16	0.37	0.005	100.78	77	1.6	43	13	44
	7 1	51.59	0.71	0.05	2.65	8.61	0.20	15.75	20.43	0.42	0.002	100.42	77	1.3	44	14	42
	7 2	51.15	0.60	0.25	3.94	6.75	0.12	15.36	21.80	0.38	0.000	100.35	80	4.2	43	11	46
	8 1	51.77	0.80	0.01	2.60	8.64	0.19	15.67	20.67	0.40	0.008	100.74	76	0.3	44	14	43
XP-109	9 1	53.02	0.22	0.65	2.46	4.29	0.09	16.89	22.45	0.29	0.005	100.36	88	15.0	47	7	46
	9 2	51.78	0.71	0.06	2.51	8.36	0.19	15.61	20.81	0.37	0.000	100.38	77	1.5	44	13	43
	10 1	49.95	1.07	0.13	4.06	8.85	0.18	14.54	20.99	0.43	0.011	100.19	75	2.1	41	14	44
	12 1	53.77	0.18	0.64	1.57	4.00	0.08	17.18	22.71	0.27	0.009	100.40	88	21.6	48	6	46
	13 1	52.02	0.69	0.07	2.23	8.23	0.19	15.86	20.95	0.38	0.004	100.61	77	2.0	44	13	43
	Cpx1 1	51.77	0.83	0.08	3.95	7.80	0.21	15.69	19.71	0.66	0.000	100.71	78	1.4	45	13	43
	Cpx1 2	50.81	0.96	0.04	4.04	8.38	0.20	14.83	20.87	0.41	0.004	100.53	76	0.7	42	14	44
	Cpx1 3	52.89	0.56	0.36	2.74	6.41	0.16	16.29	21.43	0.53	0.000	101.37	82	8.1	45	10	45
	Cpx1 4	52.10	0.78	0.05	2.82	8.26	0.23	15.87	20.15	0.40	0.003	100.66	77	1.2	45	13	42
	Cpx1 5	51.22	0.93	0.11	3.60	8.32	0.23	15.20	20.52	0.43	0.003	100.56	76	2.0	43	14	43
	Cpx1 6	53.78	0.24	0.90	2.10	4.33	0.11	17.44	21.44	0.41	0.000	100.76	88	22.3	49	7	44
	Cpx1 7	51.34	0.92	0.04	3.43	8.69	0.22	15.51	20.19	0.43	0.000	100.77	76	0.8	44	14	42
	Cpx2 1	52.69	0.66	0.12	2.98	8.44	0.25	16.26	19.49	0.47	0.000	101.36	77	2.7	45	14	41
	Cpx2 2	52.96	0.41	0.37	2.82	6.59	0.17	16.58	20.76	0.39	0.000	101.06	82	8.0	46	11	43
	Cpx2 3	50.90	0.93	0.06	3.68	8.90	0.23	15.42	20.14	0.40	0.008	100.66	76	1.0	43	14	42
	Cpx3 1	52.43	0.67	0.09	2.51	8.40	0.24	16.07	20.03	0.36	0.000	100.79	77	2.3	45	14	42
	Cpx3 2	51.52	0.55	0.40	4.45	6.67	0.14	15.87	20.85	0.37	0.000	100.82	81	5.7	45	11	44
	Cpx3 3	51.89	0.86	0.05	2.86	8.46	0.24	15.76	20.27	0.39	0.000	100.77	77	1.0	44	14	42
	Cpx4 1	53.88	0.28	0.22	2.23	5.14	0.15	17.33	21.60	0.30	0.000	101.12	86	6.2	48	8	44
	Cpx4 2	51.91	0.74	0.07	2.84	8.50	0.28	16.10	19.95	0.41	0.007	100.79	77	1.6	45	14	41
	Cpx5 1	51.01	0.95	0.12	3.68	8.75	0.23	15.19	20.34	0.40	0.000	100.68	76	2.1	43	14	43
	Cpx6 1	52.00	0.72	0.12	3.23	7.48	0.20	16.35	20.37	0.36	0.000	100.81	80	2.3	46	12	42
	Cpx6 2	51.27	0.94	0.03	3.17	8.62	0.24	15.37	20.45	0.38	0.005	100.46	76	0.6	43	14	43
	Cpx7 1	50.84	1.04	0.07	3.67	8.76	0.24	15.36	20.21	0.37	0.007	100.56	76	1.3	43	14	42
	Cpx8 1	53.08	0.37	0.62	2.71	5.39	0.13	16.87	21.28	0.39	0.004	100.84	85	13.3	47	9	44
	Cpx8 2	50.99	0.95	0.08	3.54	8.85	0.25	15.45	20.18	0.40	0.002	100.70	76	1.5	43	14	42

окончание таблицы 3...

Образец	Зерно	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
XP-109	Cpx9 1	54.02	0.26	0.57	2.12	4.48	0.10	17.54	21.51	0.34	0.005	100.92	87	15.2	49	7	44
	Cpx9 2	50.87	0.75	0.37	4.48	7.36	0.17	15.23	21.56	0.36	0.020	101.17	79	5.2	43	12	45
	Cpx9 3	51.11	0.81	0.07	4.08	7.92	0.18	15.38	20.89	0.40	0.001	100.83	78	1.1	43	13	44
	Cpx10 1	53.63	0.32	0.26	2.23	5.59	0.16	17.36	21.00	0.40	0.008	100.93	85	7.2	48	9	43
	Cpx10 2	52.38	0.43	0.35	3.55	6.11	0.15	16.44	20.94	0.44	0.002	100.79	83	6.2	46	10	44
	Cpx10 3	53.08	0.38	0.25	2.66	5.85	0.17	17.05	21.00	0.33	0.002	100.76	84	6.0	47	9	43
	Cpx10 4	52.25	0.74	0.02	2.44	8.41	0.25	16.08	20.11	0.37	0.020	100.65	77	0.4	45	14	42
	Cpx11 1	54.36	0.25	0.51	1.53	4.16	0.15	17.68	21.92	0.33	0.000	100.90	88	18.3	49	7	45
	Cpx12 1	54.60	0.14	0.15	1.46	4.02	0.13	18.29	21.78	0.30	0.000	100.87	89	6.4	50	6	44
	Cpx12 2	51.07	0.90	0.12	3.94	9.36	0.25	15.12	19.52	0.46	0.000	100.74	74	2.0	43	15	42
	Cpx13 1	50.99	0.93	0.10	3.81	8.59	0.23	14.93	20.55	0.47	0.004	100.61	76	1.7	42	14	44
	Cpx13 2	51.03	0.67	0.32	4.43	6.67	0.15	15.31	21.81	0.33	0.009	100.73	80	4.6	43	11	46
	Cpx13 3	51.42	0.91	0.03	3.30	8.65	0.24	15.39	20.46	0.42	0.008	100.79	76	0.5	43	14	43
	Cpx14 1	51.84	0.80	0.20	3.00	7.62	0.23	15.63	20.72	0.48	0.005	100.51	79	4.4	44	12	44
	Cpx14 2	53.75	0.26	0.41	2.37	4.79	0.14	17.33	21.50	0.41	0.000	100.95	87	10.5	48	8	44
	Cpx14 3	52.47	0.70	0.01	2.30	8.27	0.26	16.40	19.79	0.33	0.000	100.53	78	0.2	46	13	41
	Cpx15 1	50.88	1.03	0.01	3.92	9.11	0.27	15.31	19.36	0.48	0.021	100.35	75	0.1	44	15	41
	Cpx16 1	52.93	0.38	0.74	3.16	4.86	0.15	16.98	21.18	0.39	0.004	100.77	86	13.6	48	8	44
	Cpx16 2	51.24	0.94	0.05	3.49	8.61	0.22	15.19	20.24	0.43	0.005	100.41	76	1.0	43	14	43
	Cpx16 3	52.57	0.78	0.02	2.15	9.17	0.32	16.40	19.03	0.42	0.006	100.87	76	0.7	46	15	40
	Cpx17 1	51.54	0.82	0.09	3.54	8.07	0.21	15.61	20.27	0.60	0.009	100.75	78	1.7	44	13	43
	Cpx17 2	54.14	0.25	0.37	1.59	4.21	0.11	17.63	22.11	0.29	0.000	100.69	88	13.6	49	7	45
	Cpx17 3	53.53	0.33	0.53	2.40	5.41	0.14	16.92	21.51	0.37	0.000	101.15	85	13.0	47	9	44
	Cpx17 4	50.96	1.03	0.11	3.72	8.73	0.21	15.05	20.61	0.52	0.000	100.92	75	1.9	42	14	44
	Cpx17 5	53.66	0.28	0.44	2.42	5.02	0.14	17.16	21.49	0.36	0.002	100.97	86	10.9	48	8	44
	Cpx17 6	51.90	0.84	0.01	3.08	9.06	0.29	16.14	19.03	0.38	0.021	100.75	76	0.3	45	15	40
	Cpx18 1	54.64	0.22	0.50	1.41	4.07	0.11	17.69	22.20	0.31	0.003	101.16	89	19.1	49	6	45
	Cpx18 2	51.48	0.85	0.06	3.61	8.33	0.23	15.47	20.25	0.41	0.004	100.70	77	1.2	44	14	43
	Cpx18 3	53.52	0.41	0.32	1.98	5.62	0.17	16.80	21.92	0.25	0.003	100.97	84	9.7	46	9	45
	Cpx18 4	51.53	0.81	0.04	3.17	7.95	0.22	15.32	21.43	0.44	0.003	100.91	77	0.9	43	13	45
	Cpx19 1	54.10	0.23	0.68	1.78	4.17	0.11	17.38	22.30	0.31	0.003	101.06	88	20.5	48	7	45
	Cpx19 2	51.53	0.80	0.10	2.92	8.34	0.22	15.48	20.47	0.38	0.000	100.24	77	2.2	44	14	43
	Cpx19 3	53.66	0.28	0.53	2.43	4.98	0.14	17.59	21.08	0.37	0.000	101.07	86	12.6	49	8	43
	Cpx19 4	52.20	0.74	0.04	2.60	8.49	0.25	16.00	20.02	0.37	0.000	100.71	77	1.1	45	14	42
	Cpx19 5	50.81	1.12	0.05	3.77	9.30	0.26	15.24	19.93	0.41	0.000	100.88	74	0.8	43	15	42
XP-110	Px1	50.75	0.72	0.19	3.12	8.15	0.22	15.95	20.11	0.37	0.000	99.58	78	3.9	45	13	42
	Px2	51.73	0.61	0.15	2.37	7.80	0.23	16.73	19.88	0.35	0.002	99.86	79	4.2	46	13	41
	Px3	51.26	0.56	0.22	3.66	7.67	0.19	15.83	20.30	0.42	0.006	100.11	79	3.9	45	12	43
	Px5	50.16	0.82	0.15	3.35	8.42	0.23	15.41	19.97	0.40	0.000	98.90	77	2.8	44	14	42
	Px5c	50.09	0.88	0.06	3.34	8.58	0.21	15.42	19.78	0.40	0.000	98.77	76	1.3	44	14	42
	Px5r	51.88	0.59	0.13	2.05	7.80	0.24	16.77	19.57	0.32	0.004	99.34	79	3.9	47	13	41
	Px6	49.94	0.81	0.17	3.57	8.36	0.22	15.50	20.04	0.37	0.005	98.98	77	3.0	44	14	42
	Px7a	51.09	0.67	0.22	2.94	7.64	0.22	15.98	20.76	0.35	0.001	99.85	79	4.7	45	12	43
	Px8	50.48	0.81	0.21	3.35	8.08	0.21	15.43	20.50	0.40	0.004	99.48	77	4.0	44	13	43
	Px9	51.91	0.65	0.06	2.35	8.64	0.24	16.40	20.00	0.35	0.003	100.59	77	1.6	45	14	41
	Px10	53.56	0.24	0.38	1.89	5.55	0.17	17.61	20.94	0.30	0.000	100.62	85	11.9	49	9	43

Примечание: элементы определены методом ВДС и приведены в мас.%; с – центр; m – середина; r – край зерна; n – количество анализов; Mg# = 100*MgO / (MgO + FeO); Cr# = 100*Cr₂O₃ / (Cr₂O₃ + Al₂O₃); En – энстатит; Fs – ферросилит; Wo – волластонит.

Плагноклаз образует вкрапленники и идиоморфные зерна в основной массе. Состав его An₄₂₋₉₂Ab₇₋₅₃Ort₀₋₆ изменяется от андезина до анортита. Плагноклаз содержит примеси BaO, FeO и MgO (Табл. 4; Рис. 11).

Таблица 4. Состав полевых шпатов из базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский.

Образец	Зерно	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MgO	BaO	Сумма	Ab	An	Ort
XP-1	1w	51.01	29.04	1.19	12.64	4.27	0.31	0.05	0.01	0.01	98.53	23	76	1
	1b	53.09	27.65	1.09	11.11	5.35	0.50	0.07	0.02	0.12	99.00	30	68	2
	2w	51.87	28.53	1.22	12.19	4.64	0.31	0.05	0.00	0.06	98.87	25	74	1
	2b	57.07	25.07	0.92	7.83	7.04	0.81	0.11	0.02	0.12	99.00	43	53	3
	3w	50.78	29.27	1.24	12.72	4.19	0.27	0.06	0.01	0.03	98.57	23	76	1
	4w	51.10	28.74	1.03	12.56	4.41	0.34	0.06	0.00	0.03	98.26	24	75	1
	5w	50.86	29.21	1.13	12.69	4.31	0.30	0.05	0.04	0.01	98.59	23	76	1
	6w	51.38	28.73	1.21	12.26	4.50	0.32	0.05	0.01	0.03	98.51	25	74	1
	7w	50.29	29.42	1.10	13.15	4.08	0.24	0.04	0.01	0.00	98.34	22	77	1
	7b	55.96	25.59	0.97	8.63	6.58	0.63	0.11	0.07	0.06	98.59	40	58	3
	8w	50.01	28.98	1.08	12.74	4.23	0.26	0.05	0.01	0.02	97.37	23	76	1
	9w	51.07	28.82	1.16	12.56	4.50	0.30	0.05	0.01	0.06	98.54	24	75	1
	9b	59.67	23.28	0.86	5.57	7.22	1.37	0.14	0.02	0.20	98.33	51	43	6
	10w	50.91	28.86	1.06	12.65	4.31	0.30	0.04	0.00	0.03	98.16	23	76	1
XP-2	11w	50.10	29.12	1.09	12.96	4.06	0.27	0.07	0.02	0.02	97.71	22	77	1
	11b	55.96	25.47	1.04	8.51	6.27	0.60	0.11	0.02	0.09	98.06	39	59	2
	Pl1 1	51.67	28.18	1.17	12.06	4.50	0.34	0.06	0.12	0.05	98.13	25	74	1
	Pl1 2	53.25	26.62	1.18	10.38	5.44	0.53	0.09	0.09	0.05	97.62	32	66	2
	Pl1 3	50.52	28.78	0.96	12.89	4.18	0.31	0.06	0.13	0.03	97.85	22	76	1
	Pl2 1	54.90	26.58	1.15	9.79	6.10	0.57	0.12	0.04	0.06	99.30	35	63	2
	Pl5 1	52.72	27.46	1.09	11.06	4.90	0.51	0.12	0.11	0.05	98.01	28	70	2
XP-4	Pl5 2	50.76	28.82	1.11	12.73	4.31	0.30	0.06	0.14	0.04	98.27	23	76	1
	Pl5 3	51.58	28.29	1.03	12.19	4.65	0.31	0.06	0.15	0.06	98.31	25	74	1
	1w	55.49	26.63	0.87	9.52	5.84	0.68	0.09	0.10	0.05	99.26	35	63	3
	1g	50.63	30.09	0.99	13.32	3.83	0.27	0.06	0.08	0.03	99.29	20	79	1
	1b	54.55	27.23	1.22	10.36	5.68	0.56	0.08	0.07	0.01	99.75	32	65	2
	2w	49.33	30.75	1.00	14.35	3.27	0.19	0.05	0.07	0.01	99.02	17	82	1
	2b	49.78	30.47	0.97	14.06	3.49	0.23	0.05	0.05	0.03	99.12	18	81	1
	4w	49.48	30.59	1.11	14.25	3.10	0.22	0.03	0.05	0.02	98.86	16	83	1
	4g	49.91	30.03	1.20	13.94	3.44	0.27	0.08	0.09	0.04	99.00	18	81	1
	4ww	50.70	29.80	1.09	13.26	3.82	0.29	0.05	0.06	0.05	99.12	20	79	1
	4b	50.58	29.94	1.22	13.47	3.58	0.27	0.06	0.08	0.01	99.20	19	80	1
	5w	47.08	31.32	1.48	15.09	2.30	0.15	0.03	0.74	0.00	98.18	12	87	1
	5g	49.42	30.08	1.30	13.65	3.52	0.36	0.08	0.06	0.03	98.49	19	80	1
	6w	55.98	26.32	1.13	9.21	6.09	0.66	0.11	0.05	0.06	99.61	36	61	3
	6b	48.76	31.04	1.20	14.59	3.09	0.20	0.05	0.24	0.07	99.24	16	83	1
	7w	48.96	31.11	0.91	14.69	3.10	0.17	0.02	0.09	0.00	99.05	16	83	1
	7b	50.90	29.68	0.87	13.09	4.04	0.25	0.05	0.06	0.00	98.94	22	77	1
	8w	50.60	28.71	1.20	12.50	3.85	0.31	0.05	0.15	0.02	97.39	22	77	1
	8b	47.43	31.69	0.96	15.68	2.54	0.13	0.03	0.04	0.02	98.51	13	87	0
	9w	46.65	32.69	0.96	16.39	2.07	0.12	0.01	0.01	0.03	98.93	10	89	0
	9b	52.11	28.55	1.06	12.11	4.55	0.33	0.05	0.15	0.03	98.94	25	74	1
	10w	50.77	29.57	1.16	12.97	3.79	0.29	0.06	0.08	0.02	98.70	21	78	1
	10b	52.82	28.18	1.10	11.61	4.86	0.37	0.07	0.15	0.02	99.20	27	72	1
	11	53.76	27.53	1.15	10.85	5.33	0.45	0.09	0.12	0.06	99.32	30	68	2
	9 1	49.03	29.45	1.22	13.40	3.36	0.26	0.04	0.32	0.04	97.12	18	81	1
	9 2	52.63	28.45	1.01	11.66	5.08	0.37	0.07	0.06	0.02	99.35	28	71	1
	9 3	53.75	27.51	1.01	10.96	5.32	0.42	0.06	0.11	0.03	99.17	30	68	2
	9 4	53.71	27.77	1.03	11.05	5.20	0.41	0.07	0.09	0.02	99.34	29	69	2
	9 5	53.44	27.83	0.99	11.17	5.16	0.40	0.07	0.12	0.06	99.22	29	69	1
	9 6	53.48	27.71	1.01	11.14	5.15	0.39	0.08	0.11	0.04	99.12	29	69	1
	9 7	52.50	28.45	1.01	11.92	4.61	0.35	0.06	0.09	0.03	99.03	26	73	1
	9 8	53.12	28.03	1.02	11.36	5.05	0.37	0.05	0.13	0.03	99.15	28	70	1
	9 9	52.10	28.77	0.98	12.18	4.66	0.32	0.04	0.08	0.05	99.17	25	73	1
	9 10	47.05	31.77	0.94	15.69	2.33	0.14	0.04	0.01	0.00	97.98	12	88	0
	9 11	47.09	32.33	0.94	15.97	2.44	0.13	0.03	0.03	0.02	98.99	12	87	0
	9 12	52.14	28.82	0.96	12.22	4.73	0.33	0.05	0.08	0.05	99.37	26	73	1
	9 13	52.33	28.92	1.06	12.02	4.66	0.35	0.06	0.08	0.05	99.52	26	73	1
	9 14	52.52	28.45	1.14	11.99	4.83	0.39	0.08	0.15	0.05	99.59	26	72	1

продолжение таблицы 4...

Образец	Зерно	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MgO	BaO	Сумма	Ab	An	Ort
XP-30	7	56.10	25.31	0.89	7.52	6.71	0.98	0.09	0.04	0.29	97.93	43	53	4
	8	54.31	26.80	0.73	9.31	6.28	0.54	0.04	0.00	0.15	98.15	37	61	2
	9	54.74	25.18	0.99	8.15	6.55	1.49	0.11	0.04	0.19	97.43	40	54	6
XP-75	PI1 1	56.42	25.74	0.55	8.62	6.34	0.49	0.06	0.01	0.04	98.27	39	59	2
	PI1 2	55.39	26.74	0.61	9.72	5.96	0.61	0.07	0.03	0.08	99.21	35	63	2
	PI1 3b	58.49	24.13	0.49	6.90	7.59	0.57	0.03	0.04	0.01	98.26	49	49	2
	PI1 3w	63.69	19.13	0.33	0.88	3.97	10.39	0.08	0.01	0.60	99.09	34	8	58
	PI1 4	57.71	25.09	0.65	7.62	7.16	0.73	0.09	0.04	0.05	99.15	45	52	3
	PI1 5	55.73	26.26	0.60	9.15	6.42	0.52	0.09	0.02	0.04	98.83	38	60	2
	PI1 6	55.97	26.32	0.58	9.02	6.41	0.58	0.07	0.02	0.04	99.00	38	59	2
	PI1 7	55.93	26.14	0.64	8.98	6.29	0.85	0.09	0.03	0.11	99.05	37	59	3
	PI1 8	58.85	24.20	0.45	6.81	7.47	1.00	0.07	0.04	0.09	98.98	48	48	4
	PI1 8w	53.04	27.89	0.45	11.17	5.22	0.42	0.05	0.02	0.03	98.28	29	69	2
	PI1 8c	52.97	27.97	0.56	11.33	4.87	0.52	0.00	0.03	0.06	98.31	27	71	2
	PI1 9b	57.93	24.69	0.60	7.39	6.76	0.84	0.10	0.02	0.07	98.39	44	53	4
	PI1 9w	63.67	19.09	0.39	0.85	3.18	11.50	0.10	0.02	0.23	99.02	27	8	65
	PI1 10w	64.10	18.93	0.41	0.79	3.44	11.33	0.12	0.05	0.23	99.40	29	7	63
	PI1 10b	58.68	24.17	0.46	6.93	7.09	0.93	0.06	0.02	0.05	98.39	46	50	4
	PI1 11w	48.69	30.90	0.52	14.66	3.24	0.16	0.03	0.03	0.03	98.26	17	83	1
	PI1 11b	55.48	26.12	0.50	9.13	5.77	0.50	0.10	0.28	0.07	97.97	36	62	2
	PI1 12	57.20	25.33	0.54	8.14	6.80	0.67	0.10	0.02	0.06	98.87	42	55	3
	PI1 13c	51.21	29.17	0.50	12.59	4.40	0.30	0.08	0.03	0.02	98.29	24	75	1
	PI1 13m	54.84	26.80	0.49	9.91	5.86	0.51	0.09	0.04	0.05	98.57	34	64	2
	PI1 13r	57.70	25.10	0.49	7.81	7.02	0.60	0.09	0.02	0.01	98.84	44	54	2
	PI1 14c	50.98	29.23	0.46	12.86	4.12	0.29	0.03	0.02	0.00	97.98	22	77	1
	PI1 14m	59.24	24.00	0.41	6.46	7.53	1.01	0.08	0.03	0.08	98.82	49	47	4
	PI1 14r	54.36	27.09	0.47	10.28	5.56	0.49	0.09	0.02	0.02	98.39	32	66	2
	PI18 1	55.98	26.24	0.72	9.01	6.34	0.60	0.11	0.04	0.06	99.10	38	60	2
	PI18 2b	54.65	26.65	0.47	9.83	5.76	0.56	0.09	0.02	0.06	98.10	34	64	2
	PI18 3	54.86	26.49	0.48	9.66	5.86	0.66	0.07	0.05	0.05	98.18	35	63	3
	PI18 4g	47.92	31.51	0.55	15.43	2.87	0.15	0.02	0.02	0.01	98.49	14	85	0
	PI18 4b	56.69	25.66	0.91	8.44	6.66	0.69	0.10	0.10	0.04	99.29	40	57	3
	PI18 5	54.78	26.75	0.47	9.86	5.81	0.58	0.08	0.05	0.05	98.44	34	64	2
XP-78	1w	50.10	30.59	0.66	13.86	3.53	0.27	0.05	0.02	0.05	99.12	19	81	1
	1g	52.84	28.51	0.78	11.57	4.89	0.43	0.05	0.04	0.06	99.16	27	71	2
	1b	51.34	29.60	0.71	12.58	4.26	0.35	0.05	0.01	0.01	98.93	23	76	1
	2w	51.83	28.69	1.00	12.13	4.51	0.36	0.07	0.05	0.06	98.70	25	74	1
	2g	52.65	28.04	1.00	11.62	4.96	0.34	0.08	0.00	0.04	98.73	28	71	1
	3w	52.19	28.53	0.95	11.98	4.76	0.38	0.07	0.08	0.03	98.95	26	73	1
	3g	53.76	27.65	0.94	10.70	5.27	0.46	0.08	0.08	0.00	98.94	30	68	2
	4w	48.30	30.71	0.98	14.78	2.92	0.18	0.04	0.06	0.03	97.99	15	84	1
	4b	56.17	25.61	0.80	8.38	6.29	0.52	0.07	0.03	0.13	98.00	40	58	2
	5w	47.26	31.72	0.79	15.74	2.53	0.14	0.01	0.04	0.00	98.23	13	87	0
	5g	52.41	27.91	0.95	11.41	4.98	0.37	0.06	0.04	0.01	98.15	28	71	1
	6w	48.78	29.48	1.85	13.96	3.42	0.26	0.16	0.39	0.01	98.30	18	81	1
	6g	51.42	28.81	0.85	12.49	4.28	0.31	0.04	0.07	0.04	98.31	23	75	1
	6ww	48.83	30.54	0.84	14.30	3.26	0.20	0.05	0.06	0.00	98.07	17	82	1
	6b	52.02	28.30	0.83	11.79	4.65	0.37	0.05	0.04	0.03	98.08	26	73	1
	7b	52.57	27.85	0.69	11.32	4.97	0.40	0.04	0.03	0.03	97.91	28	71	1
	7w	47.89	31.09	0.88	15.10	2.83	0.17	0.04	0.02	0.04	98.06	14	85	1
	8w	52.94	27.75	0.93	11.10	5.23	0.35	0.06	0.03	0.03	98.41	30	69	1
	9w	48.15	31.47	0.71	15.25	2.88	0.16	0.02	0.05	0.03	98.71	14	85	1
	9b	53.17	27.82	0.69	11.05	5.08	0.45	0.05	0.03	0.04	98.38	29	69	2
	9ww	49.98	29.72	0.81	13.24	3.93	0.27	0.06	0.04	0.04	98.09	21	78	1
	10w	48.48	30.55	0.90	14.58	3.15	0.20	0.04	0.03	0.01	97.94	16	83	1
	10b	52.94	27.89	0.85	11.26	4.98	0.42	0.04	0.04	0.09	98.51	28	70	2
XP-79	PI 1 1	50.93	30.06	0.86	13.60	3.92	0.21	0.04	0.11	-	99.72	21	79	1
	PI 1 2	57.49	25.00	1.13	7.92	6.84	0.66	0.13	0.23	-	99.39	43	55	3
	PI 2 1	50.58	30.08	0.84	13.55	3.94	0.18	0.06	0.04	-	99.27	21	79	1
	PI 2 2	51.74	29.41	0.92	12.31	4.54	0.26	0.06	0.05	-	99.29	25	74	1
	PI 3 1	50.90	30.08	0.92	13.47	3.86	0.25	0.05	0.03	-	99.56	20	79	1
	PI 3 2	52.23	29.43	0.84	12.31	4.66	0.27	0.07	0.07	-	99.89	25	74	1
	PI 3 3	54.39	27.72	0.92	10.70	5.56	0.36	0.09	0.06	-	99.80	32	67	1

продолжение таблицы 4...

Образец	Зерно	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MgO	BaO	Сумма	Ab	An	Ort
XP-79	Pl 4 1	51.46	29.39	0.98	12.81	4.47	0.27	0.06	0.06	-	99.48	24	75	1
	Pl 4 2	58.72	23.37	1.22	7.49	7.05	1.00	0.18	0.58	-	99.61	44	52	4
	Pl 5 1	52.12	28.93	0.98	12.22	4.62	0.31	0.10	0.04	-	99.31	25	74	1
	Pl 5 2	56.01	26.63	1.01	9.24	6.31	0.56	0.12	0.05	-	99.93	37	60	2
	Pl 6 1	49.69	31.05	0.50	14.27	3.66	0.16	0.03	0.00	-	99.35	19	81	1
	Pl 6 2	53.47	28.91	0.40	11.56	5.12	0.23	0.02	0.03	-	99.74	28	71	1
	Pl 7 1	51.41	29.43	0.96	12.60	4.35	0.29	0.07	0.01	-	99.12	24	75	1
	Pl 7 2	55.92	26.72	0.95	9.59	6.32	0.48	0.10	0.07	-	100.15	37	62	2
XP-80	Pl 8 1	52.13	29.19	1.16	12.32	4.51	0.28	0.08	0.04	-	99.69	25	74	1
	Pl 8 2	55.72	26.09	1.58	9.15	6.21	0.46	0.15	0.43	-	99.78	37	61	2
	Pl 1 2	51.48	28.16	1.18	12.08	4.55	0.30	0.06	0.04	0.02	97.87	25	74	1
	Pl 1 3	52.76	27.53	1.06	11.18	5.05	0.36	0.05	0.01	0.00	98.02	29	70	1
	Pl 1 4	52.05	28.21	1.09	12.06	4.54	0.38	0.07	0.02	0.07	98.49	25	74	1
XP-81	Pl 1 5	49.83	29.39	1.25	13.59	3.79	0.22	0.04	0.00	0.03	98.14	20	79	1
	Pl 1 6	52.80	28.03	0.88	11.56	5.24	0.32	0.07	0.02	0.05	98.96	29	70	1
	1 1	53.65	27.85	1.19	11.38	3.81	0.30	0.09	0.11	0.01	98.39	23	76	1
	2 1	53.65	28.08	1.13	11.35	3.81	0.28	0.07	0.13	0.04	98.54	23	76	1
	4 1	52.89	28.30	1.08	11.70	3.77	0.25	0.08	0.09	0.00	98.16	22	77	1
	5 1	53.31	28.38	1.09	11.79	3.63	0.26	0.07	0.09	0.02	98.64	22	77	1
	6 1	53.55	28.24	0.94	11.58	4.03	0.28	0.06	0.12	0.00	98.80	24	75	1
	7 1	58.14	25.34	1.11	7.64	6.12	0.65	0.13	0.04	0.07	99.24	41	56	3
	7 2	55.19	27.16	1.52	10.10	4.98	0.44	0.11	0.08	0.04	99.63	30	68	2
	8 1	53.90	27.45	1.26	10.90	4.48	0.31	0.09	0.12	0.01	98.52	27	72	1
XP-84	9 1	53.26	27.95	1.29	11.35	4.38	0.30	0.08	0.10	0.01	98.72	26	73	1
	10 1	52.91	28.23	1.40	11.53	4.34	0.29	0.10	0.09	0.00	98.88	25	74	1
	1 1	53.75	28.66	0.48	11.08	2.72	0.30	0.08	0.03	0.07	97.17	18	81	1
	1 2	52.05	29.49	1.17	12.58	1.87	0.23	0.07	0.06	0.03	97.53	12	87	1
	2 1	53.59	28.68	1.20	11.81	2.56	0.28	0.09	0.10	0.03	98.34	16	83	1
	3 1	52.32	29.23	0.93	12.47	2.12	0.24	0.07	0.09	0.05	97.51	13	86	1
	3 2	53.46	28.59	1.14	11.66	2.65	0.28	0.07	0.08	0.04	97.96	17	82	1
	3 3	52.24	29.34	1.17	12.35	2.28	0.26	0.09	0.06	0.04	97.83	14	85	1
	4 1	52.81	29.04	1.08	12.29	2.45	0.24	0.09	0.13	0.04	98.17	15	84	1
	5 1	52.70	28.83	1.13	12.21	2.58	0.23	0.08	0.13	0.03	97.93	16	83	1
	6 1	54.66	27.63	1.26	10.45	3.52	0.40	0.09	0.04	0.04	98.10	23	75	2
	7 1	49.89	30.35	1.06	13.92	1.93	0.20	0.06	0.01	0.02	97.43	11	88	1
	7 2	48.98	31.58	0.74	14.96	1.31	0.12	0.02	0.04	0.01	97.77	7	92	0
	7 3	53.05	28.76	1.19	11.82	3.07	0.29	0.09	0.04	0.03	98.34	19	80	1
	7 5	58.31	25.03	0.90	7.45	5.24	1.18	0.15	0.01	0.08	98.34	37	58	5
XP-85	8 1	52.11	29.30	1.01	12.71	2.82	0.22	0.08	0.10	0.04	98.38	17	83	1
	9 1	52.56	28.14	1.25	11.64	3.51	0.31	0.10	0.04	0.01	97.56	21	78	1
	10 1	52.03	28.61	1.16	11.76	3.18	0.32	0.09	0.00	0.04	97.19	19	79	1
	1w	52.21	28.51	0.86	12.16	4.63	0.31	0.05	0.05	0.05	98.82	25	74	1
	1g	52.44	28.17	1.03	11.79	4.87	0.31	0.05	0.12	0.05	98.84	27	72	1
	2w	53.49	27.08	1.09	10.75	5.44	0.46	0.09	0.12	0.04	98.56	31	67	2
	2g	58.16	23.92	0.74	6.16	7.01	1.26	0.13	0.04	0.22	97.64	48	46	6
	5w	47.74	31.75	0.83	15.75	2.62	0.14	0.02	0.04	0.03	98.91	13	87	0
	5g	51.25	29.03	0.91	12.70	4.44	0.25	0.06	0.06	0.05	98.76	24	75	1
	5b	53.01	26.54	1.76	10.68	5.01	0.40	0.10	0.81	0.04	98.35	29	69	2
	6	52.22	28.57	1.01	12.37	4.43	0.30	0.07	0.08	0.02	99.06	24	75	1
	7m	52.86	27.54	0.96	11.23	5.11	0.36	0.06	0.10	0.04	98.24	29	70	1
	7mm	51.25	29.19	0.92	12.85	4.19	0.25	0.05	0.08	0.05	98.81	23	77	1
	7r	52.36	28.29	0.93	11.88	4.81	0.33	0.07	0.09	0.03	98.78	26	72	1
	9w	47.17	31.89	0.76	15.68	2.57	0.13	0.02	0.04	0.03	98.28	13	87	0
	9b	52.73	28.13	0.93	11.52	5.01	0.34	0.07	0.11	0.01	98.83	28	71	1
	10c	51.16	28.82	0.97	12.52	4.28	0.29	0.07	0.09	0.02	98.21	23	76	1
	10m	46.65	32.30	0.86	16.37	2.21	0.09	0.02	0.02	0.01	98.53	11	89	0
	10r	50.77	29.06	0.95	13.04	4.16	0.24	0.06	0.12	0.00	98.40	22	77	1
	11c	52.27	27.65	0.99	11.60	4.90	0.35	0.07	0.08	0.04	97.95	27	71	1
	11m	51.72	27.98	1.01	12.07	4.61	0.29	0.07	0.13	0.05	97.92	25	74	1
	11mm	50.51	29.03	0.93	12.90	4.24	0.25	0.04	0.11	0.03	98.06	23	76	1
	11r	53.01	27.26	1.20	10.95	5.19	0.38	0.09	0.09	0.04	98.21	30	69	1

продолжение таблицы 4...

Образец	Зерно	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MgO	BaO	Сумма	Ab	An	Ort
XP-86	1w	51.30	28.96	0.63	12.61	4.46	0.25	0.03	0.08	0.05	98.36	24	75	1
	1g	53.90	26.80	0.80	10.21	5.57	0.40	0.08	0.11	0.02	97.88	33	66	2
	1ww	52.38	27.53	0.82	11.42	4.84	0.38	0.07	0.09	0.00	97.53	27	71	1
	2b	54.22	26.01	0.89	9.61	5.65	0.44	0.09	0.13	0.04	97.07	34	64	2
	2w	51.30	28.75	0.66	12.45	4.48	0.28	0.06	0.03	0.05	98.07	24	75	1
	2g	54.35	26.40	1.00	9.87	5.77	0.43	0.10	0.08	0.03	98.04	34	64	2
	3	52.64	28.03	0.90	11.44	4.90	0.37	0.09	0.04	0.02	98.43	28	71	1
	4w	50.67	29.61	0.70	13.14	4.14	0.23	0.05	0.05	0.00	98.58	22	77	1
	X4b	53.85	27.11	0.88	10.53	5.57	0.38	0.07	0.11	0.01	98.51	32	67	1
	4bb	53.37	27.28	0.90	10.74	5.31	0.38	0.06	0.07	0.06	98.17	30	68	1
	5	55.23	26.58	0.99	9.73	5.92	0.49	0.07	0.09	0.05	99.13	35	63	2
	6	55.64	26.36	1.19	9.30	6.08	0.51	0.11	0.10	0.02	99.30	36	62	2
	7	52.69	27.88	0.67	11.36	4.35	0.96	0.04	0.07	0.02	98.03	25	72	4
	8	54.14	26.74	0.79	10.36	5.47	0.37	0.07	0.10	0.07	98.09	32	67	1
	9b	53.38	27.50	0.79	11.13	5.16	0.31	0.06	0.06	0.03	98.43	29	70	1
	9w	49.88	30.21	0.59	13.70	3.66	0.18	0.03	0.05	0.00	98.31	19	80	1
	9bb	53.04	27.52	0.90	11.16	5.18	0.35	0.07	0.11	0.04	98.37	29	70	1
	10c	51.58	29.01	0.70	12.43	4.38	0.24	0.04	0.05	0.05	98.50	24	75	1
	10m	55.17	26.28	0.89	9.66	5.85	0.45	0.10	0.13	0.05	98.56	35	63	2
	10mm	51.30	29.77	0.68	13.35	4.03	0.37	0.03	0.06	0.04	99.63	21	78	1
	10r	54.91	26.61	0.92	9.96	5.28	0.88	0.08	0.09	0.09	98.81	31	65	3
	11	53.71	27.46	1.05	10.95	5.49	0.62	0.09	0.06	0.05	99.47	30	67	2
	12m	53.79	26.91	0.91	10.36	5.39	0.43	0.08	0.10	0.04	98.01	31	67	2
	12r	53.99	26.86	1.02	10.41	5.58	0.43	0.09	0.04	0.05	98.48	32	66	2
XP-87	1 1	53.25	28.89	1.02	12.24	1.18	0.22	0.06	0.09	0.03	96.98	8	91	1
	2	52.63	29.29	0.98	12.59	1.27	0.21	0.07	0.08	0.04	97.16	8	91	1
	3	53.71	27.97	1.10	11.44	1.79	0.27	0.08	0.09	0.05	96.51	12	87	1
	4	52.30	29.40	0.97	12.67	1.23	0.25	0.06	0.18	0.03	97.09	8	91	1
	5	54.03	27.91	1.08	11.31	2.25	0.29	0.09	0.09	0.05	97.10	15	84	1
	8	53.72	28.44	1.13	11.88	2.12	0.27	0.07	0.11	0.05	97.80	14	85	1
	9	52.58	29.26	1.00	12.63	1.62	0.19	0.06	0.09	0.02	97.45	10	89	1
	10	53.45	28.35	1.13	11.73	2.12	0.26	0.07	0.12	0.05	97.29	14	85	1
XP-107	PI1 1	51.87	28.33	0.91	12.14	4.28	0.37	0.06	0.03	0.04	98.03	24	75	1
	PI1 2	52.22	28.19	0.95	12.26	4.65	0.37	0.07	0.05	0.03	98.78	25	73	1
	PI1 3	52.55	27.59	0.97	11.29	4.89	0.45	0.09	0.09	0.05	97.97	28	71	2
	PI1 4	52.11	28.04	0.98	11.90	4.54	0.42	0.06	0.12	0.05	98.21	25	73	2
	PI11 1	54.19	26.98	0.72	10.27	5.49	0.54	0.06	0.04	0.02	98.31	32	66	2
	PI11 2	53.33	27.35	0.95	11.11	5.06	0.45	0.08	0.06	0.00	98.39	29	70	2
	PI11 3	52.46	27.65	1.17	11.60	4.74	0.43	0.09	0.11	0.03	98.28	27	72	2
	PI11 4	53.45	27.30	0.96	11.11	5.20	0.47	0.08	0.11	0.04	98.73	29	69	2
	PI11 5	53.15	27.41	0.97	11.19	4.98	0.46	0.07	0.10	0.02	98.34	28	70	2
	PI11 6	53.03	27.60	0.93	11.38	4.95	0.48	0.08	0.07	0.06	98.58	28	71	2
	PI11 7	53.24	27.40	0.95	11.15	5.13	0.46	0.07	0.07	0.01	98.47	29	69	2
	PI11 8	53.16	27.19	1.02	11.01	5.06	0.46	0.09	0.07	0.02	98.08	29	69	2
	PI11 9c	53.16	27.20	0.93	10.98	5.14	0.49	0.07	0.08	0.01	98.04	29	69	2
	PI11 9r	53.96	27.07	1.00	10.53	5.58	0.52	0.10	0.07	0.05	98.86	32	66	2
	PI11 10c	53.03	27.69	1.00	11.32	4.89	0.44	0.08	0.08	0.01	98.53	28	71	2
	PI11 10r	53.26	27.38	0.95	11.11	5.19	0.47	0.07	0.07	0.02	98.52	29	69	2
	PI11 11	53.62	27.36	0.96	10.82	4.99	0.49	0.08	0.09	0.06	98.47	29	69	2
XP-108	1 1	51.75	28.02	0.96	11.72	5.44	0.43	0.08	0.09	0.00	98.48	29	69	2
	1 2	48.95	30.20	0.87	14.08	4.22	0.25	0.04	0.12	0.03	98.76	21	78	1
	1 3	51.70	28.25	0.93	11.88	5.46	0.43	0.05	0.04	0.03	98.77	29	70	1
	2 1	56.66	25.36	0.91	8.22	7.70	0.83	0.11	0.31	0.06	100.15	44	52	3
	3 1	53.12	27.27	1.12	10.75	6.18	0.53	0.10	0.05	0.05	99.17	34	65	2
	5 1	51.92	28.11	1.00	11.86	5.87	0.43	0.08	0.05	0.03	99.33	30	68	1
	6 1	52.46	26.76	1.35	10.21	6.61	0.63	0.16	0.04	0.06	98.27	36	62	2
	7 1	51.61	27.94	0.95	11.74	6.05	0.41	0.08	0.07	0.04	98.90	31	67	1
	7 2	48.55	30.31	0.85	14.06	4.92	0.26	0.05	0.03	0.01	99.04	24	75	1
	7 3	52.06	27.72	0.99	11.34	6.45	0.47	0.08	0.07	0.03	99.21	33	65	2
	8 1	51.35	27.31	0.96	11.32	6.44	0.46	0.09	0.11	0.03	98.06	33	65	2
	8 2	48.04	30.64	0.81	14.54	5.03	0.22	0.05	0.02	0.00	99.36	24	76	1
	8 3	52.75	27.28	1.03	10.80	6.81	0.50	0.08	0.08	0.03	99.35	36	63	2

окончание таблицы 4...

Образец	Зерно	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MgO	BaO	Сумма	Ab	An	Ort
XP-108	13 1	46.47	31.52	0.78	15.59	4.73	0.18	0.04	0.01	0.00	99.32	21	78	1
	13 3	50.60	27.72	1.05	11.72	6.93	0.46	0.07	0.07	0.04	98.66	34	64	2
	14 1	47.83	30.30	0.99	14.24	5.60	0.28	0.05	0.00	0.01	99.31	26	73	1
	14 2	50.78	25.99	1.73	10.32	7.18	0.66	0.08	0.80	0.03	97.56	38	60	2
	17	51.00	27.78	1.23	11.65	7.40	0.44	0.08	0.07	0.01	99.65	36	63	1
XP-109	P11 2	55.27	26.09	0.93	9.29	6.04	0.61	0.08	0.07	0.07	98.45	36	61	2
	P11 3	64.86	19.29	0.53	0.83	6.69	6.97	0.21	0.02	0.01	99.41	55	7	38
	P11 4	58.01	24.39	0.78	6.81	7.27	0.84	0.15	0.05	0.08	98.36	47	49	4
	P11 5c	53.92	26.99	0.98	10.54	5.45	0.52	0.09	0.11	0.05	98.64	31	67	2
	P11 5r	53.77	26.93	0.99	10.59	5.23	0.53	0.09	0.09	0.05	98.28	30	68	2
	P11 6	53.52	27.15	0.97	10.90	5.25	0.48	0.09	0.06	0.01	98.44	30	68	2
	P11 9c	53.19	27.25	1.07	11.27	5.06	0.46	0.09	0.10	0.03	98.51	28	70	2
	P11 9r	52.98	27.30	0.99	11.24	4.95	0.48	0.06	0.08	0.03	98.12	28	70	2
	P11 10r	53.25	27.17	0.98	10.94	5.20	0.50	0.10	0.11	0.02	98.26	30	69	2
	P11 10c	49.42	30.24	0.83	14.22	3.48	0.22	0.06	0.04	0.05	98.57	18	81	1
	P19 1c	52.82	27.48	0.97	11.32	5.04	0.42	0.08	0.08	0.03	98.23	28	70	2
	P19 1r	53.26	27.44	0.98	11.25	5.06	0.44	0.08	0.08	0.04	98.63	28	70	2
	P19 2c	50.46	29.50	0.94	13.59	4.04	0.28	0.05	0.07	0.04	98.97	21	78	1
	P19 2r	53.88	27.02	1.02	10.68	5.28	0.51	0.08	0.11	0.01	98.57	30	68	2
	P19 3	53.20	27.51	0.94	11.22	5.13	0.45	0.07	0.11	0.02	98.66	29	70	2
	P19 4	53.21	27.19	0.96	11.05	5.26	0.48	0.07	0.08	0.03	98.31	30	69	2
	P113 1c	53.30	27.47	0.96	11.18	5.27	0.45	0.08	0.12	0.06	98.88	29	69	2
	P113 1r	53.82	27.13	0.98	10.85	5.46	0.52	0.09	0.07	0.02	98.93	31	67	2
	P113 2c	52.90	27.71	0.97	11.38	4.98	0.45	0.09	0.09	0.00	98.57	28	70	2
	P113 2m	53.45	27.11	0.96	10.94	5.27	0.49	0.07	0.07	0.03	98.38	30	68	2
	P113 2r	51.51	28.61	1.02	12.43	4.32	0.32	0.09	0.07	0.01	98.37	24	75	1
	P113 3	53.33	27.34	1.04	11.09	5.14	0.46	0.10	0.08	0.00	98.59	29	69	2
	P113 4	53.36	27.15	0.97	10.95	5.32	0.50	0.08	0.09	0.04	98.46	30	68	2
	P113 5c	52.75	27.24	0.94	11.25	4.95	0.45	0.08	0.06	0.05	97.79	28	70	2
	P113 5r	52.99	27.63	0.95	11.36	4.94	0.44	0.08	0.11	0.05	98.56	28	71	2
	P117 1	59.05	23.92	0.78	6.10	7.62	1.28	0.19	0.07	0.17	99.17	50	44	6
	P117 2	57.65	24.60	0.90	7.38	7.10	0.89	0.13	0.05	0.12	98.82	45	51	4
	P117 3w	53.38	27.43	0.96	10.87	5.29	0.45	0.08	0.08	0.05	98.57	30	68	2
	P117 5	54.15	27.00	0.93	10.47	5.53	0.51	0.09	0.07	0.06	98.80	32	66	2
	P117 7	49.14	30.29	0.78	14.49	3.22	0.15	0.04	0.06	0.03	98.19	17	83	1
	P117 8	52.86	27.52	0.90	11.46	4.91	0.42	0.07	0.10	0.05	98.28	27	71	2
	P117 9	51.93	28.22	0.97	12.09	4.43	0.38	0.06	0.11	0.02	98.21	25	74	1
	P117 10c	49.01	30.67	0.80	14.71	3.11	0.17	0.04	0.06	0.05	98.61	16	83	1
	P117 10r	52.65	27.89	0.97	11.68	4.74	0.42	0.07	0.09	0.04	98.55	26	72	2
	P118 1c	53.07	27.64	0.97	11.45	4.96	0.43	0.08	0.11	0.03	98.75	28	71	2
	P118 1m	53.22	27.51	0.94	11.09	5.25	0.45	0.08	0.10	0.01	98.64	29	69	2
	P118 1r	52.89	27.56	1.04	11.29	4.93	0.46	0.07	0.11	0.06	98.40	28	70	2
	P118 2c	49.13	30.70	0.83	14.66	3.14	0.20	0.03	0.06	0.00	98.75	16	83	1
	P118 2r	53.32	27.42	0.98	11.20	5.02	0.48	0.06	0.07	0.03	98.57	28	70	2
	P118 3	53.10	27.09	1.27	10.73	5.03	0.52	0.09	0.43	0.03	98.28	29	69	2
	P118 4	53.71	26.85	0.94	10.69	5.34	0.55	0.08	0.07	0.05	98.27	30	67	2
	P118 5	54.26	26.79	0.99	10.47	5.56	0.54	0.10	0.10	0.01	98.81	32	66	2
	P118 6	53.31	27.37	0.95	11.10	5.09	0.46	0.06	0.15	0.04	98.53	29	69	2
	P118 7	52.54	27.74	0.96	11.64	4.94	0.41	0.05	0.09	0.02	98.41	27	71	1
	P118 8	52.98	27.75	1.00	11.44	4.97	0.45	0.06	0.12	0.03	98.80	28	71	2
	P115 1	53.69	27.12	1.08	10.90	5.19	0.44	0.07	0.11	0.02	98.62	30	69	2
	P115 2	52.73	27.82	0.95	11.62	4.83	0.38	0.07	0.10	0.01	98.52	27	72	1
	P116 1	52.60	27.73	1.04	11.65	4.93	0.46	0.09	0.16	0.06	98.72	27	71	2
	P116 2	55.10	26.43	0.83	9.46	6.21	0.54	0.09	0.06	0.06	98.77	36	61	2
	P116 4	59.53	23.37	0.72	5.64	7.87	1.27	0.13	0.03	0.11	98.66	53	42	6
XP-110	1	52.37	28.16	1.07	11.98	4.43	0.34	0.06	0.12	0.00	98.54	25	74	1
	2	52.79	28.24	1.17	11.90	4.59	0.30	0.08	0.09	0.01	99.17	26	73	1
	3	53.07	27.44	1.21	11.02	5.29	0.32	0.08	0.09	0.03	98.55	30	69	1
	4	53.20	27.92	1.11	11.61	4.83	0.32	0.05	0.17	0.03	99.24	27	72	1
	5	52.54	27.94	1.06	11.71	4.52	0.33	0.07	0.12	0.02	98.31	26	73	1
	6	51.12	28.94	1.08	12.91	4.14	0.26	0.07	0.08	0.03	98.62	22	77	1
	7	52.74	27.57	1.11	11.41	5.03	0.36	0.09	0.11	0.03	98.44	28	71	1
	8	53.11	27.73	1.11	11.46	4.97	0.35	0.08	0.18	0.01	98.99	28	71	1
	9	51.64	29.05	1.04	12.68	4.31	0.25	0.05	0.07	0.05	99.14	23	76	1
	10	52.13	28.26	1.14	12.06	4.57	0.30	0.06	0.15	0.03	98.71	25	74	1
	11	53.52	27.82	1.10	11.14	5.26	0.38	0.08	0.12	0.05	99.47	29	69	1

Примечание: элементы определены методом ВДС и приведены в мас.%; c – центр; m, mm – середина; r – край; w – белая; wg – светло-серая; g – серая; b – темно-серая зона минерала; Ab – альбит; An – анортит; Ort – ортоклаз.

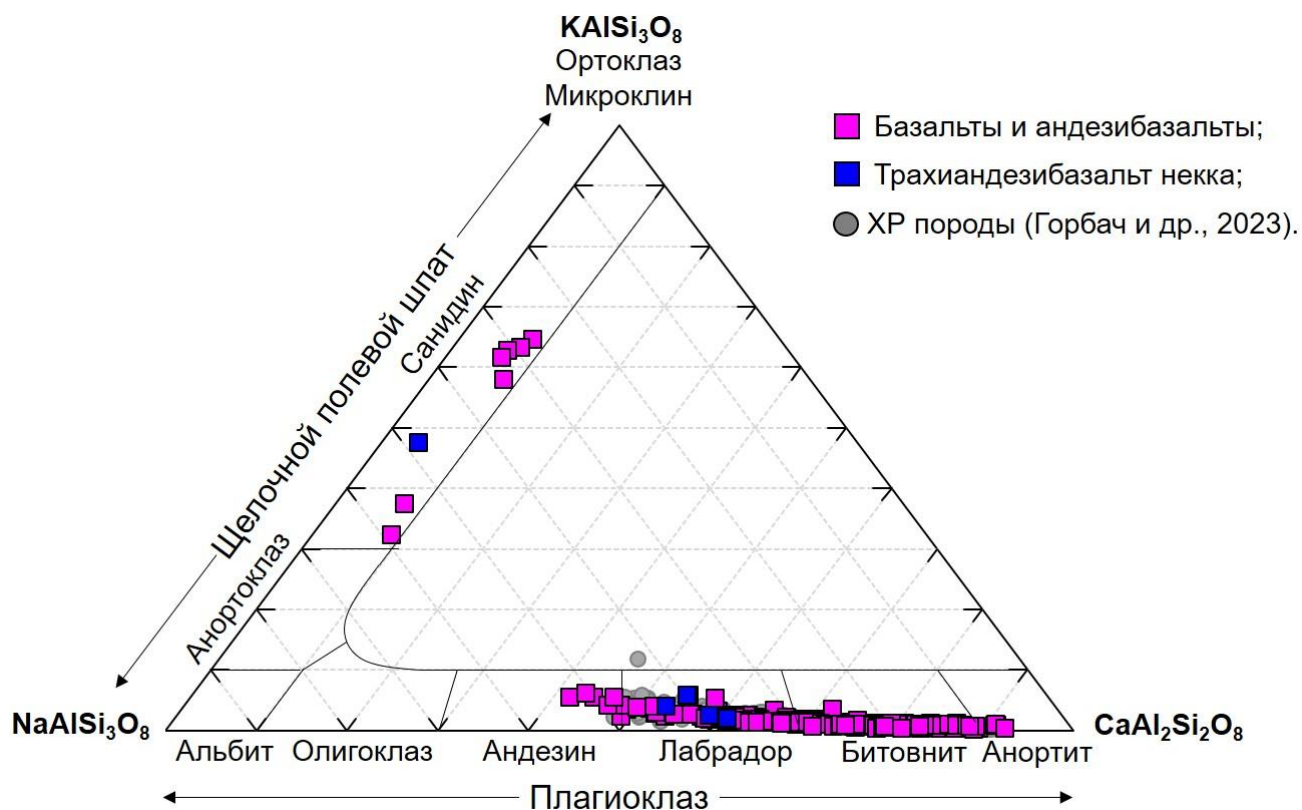


Рисунок 11. Состав полевых шпатов из эффузивных пород вулкана Харчинский. Для сравнения приведены составы плаггиоклаза из пород зоны моногенных конусов Харчинского озера (ХР породы), по данным (Горбач и др., 2023).

Щелочной полевой шпат образует тонкие краевые зоны в нескольких кристаллах плаггиоклаза. Его состав $An_{27-59}Ab_{6-9}Ort_{32-65}$ отвечает санидину (Табл. 4; Рис. 11).

Вкрапленники *флогопита* обнаружены только в трахиандезибазальте некка. Флогопит образует зерна размером до 1 мм и встречается в сростках с амфиболом. Значения $Mg\#$ изменяются от 79 до 86. Флогопит содержит примеси TiO_2 до 2.1, F до 0.8, Cl до 0.01, Na_2O до 0.7, Cr_2O_3 до 0.2, MnO до 0.1 и CaO до 0.04 мас.% (Табл. 5). При этом содержания Cr_2O_3 и SiO_2 увеличиваются, а TiO_2 , Al_2O_3 , MnO и F уменьшаются с ростом $Mg\#$ (Рис. 12). Концентрации щелочных элементов не показывают отчетливой корреляции с магнезиальностью.

Вкрапленники *амфибола* присутствуют в трахиандезибазальте некка. Он плеохроирует в бурых тонах и встречается в виде крупных (до 1 мм) зерен. Состав амфибола заметно варьирует $Mg\# = 66 - 80$ и отвечает преимущественно паргаситу (Рис. 13). Он содержит примеси TiO_2 до 2.0, Na_2O до 3.2, K_2O до 1.3,

Cr_2O_3 до 0.2 и MnO до 0.1 мас.%. (Табл. 6). При этом содержания Cr_2O_3 и SiO_2 увеличиваются, а TiO_2 , Al_2O_3 и MnO уменьшаются с ростом Mg\# (Рис. 13). Концентрации CaO и щелочных элементов не показывают отчетливой корреляции с магнезиальностью. Ранее похожие составы амфибола из пород вулкана Харчинский приводились в работе (Горбач и др., 2023).

Таблица 5. Состав вкрапленников флогопита из трахиандезибазальта некка вулкана Харчинский.

Phl	Mg#	SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl	H_2O расч	Сумма
5ц	85.31	39.27	1.60	0.14	14.64	6.77	0.02	22.05	0.000	0.63	8.77	0.61	0.004	4.12	98.63
5к	80.98	38.68	1.97	0.09	15.25	8.60	0.09	20.55	0.000	0.62	8.76	0.38	0.002	4.54	99.53
6	84.66	40.12	1.55	0.13	14.94	7.16	0.07	22.17	0.000	0.64	8.85	0.52	0.004	4.31	100.46
7	85.00	39.98	1.58	0.14	13.80	6.79	0.03	21.59	0.000	0.47	7.30	0.27	0.001	4.12	96.06
8	85.28	39.26	1.67	0.20	15.22	6.77	0.05	22.00	0.000	0.57	8.56	0.35	0.003	4.54	99.18
10	83.54	39.32	1.78	0.04	14.45	7.65	0.05	21.78	0.000	0.74	9.08	0.57	0.004	4.16	99.61
11	85.82	39.96	1.64	0.12	14.51	6.56	0.05	22.28	0.000	0.62	9.23	0.56	0.008	4.17	99.71
12	82.30	39.59	1.96	0.10	14.80	8.15	0.02	21.27	0.000	0.72	9.07	0.38	0.005	4.45	100.51
13	79.25	39.96	2.00	0.06	14.71	9.41	0.05	20.16	0.004	0.69	8.93	0.84	0.003	3.90	100.72
14	81.07	38.84	1.84	0.06	14.26	8.51	0.04	20.45	0.000	0.62	8.79	0.37	0.003	4.28	98.07
15	79.28	38.46	1.84	0.12	15.18	9.28	0.09	19.93	0.000	0.67	8.90	0.79	0.005	4.08	99.35
16	81.58	38.49	2.06	0.07	14.54	8.22	0.05	20.42	0.000	0.64	9.08	0.85	0.008	3.85	98.29
17	84.07	39.87	1.70	0.12	13.96	7.33	0.08	21.71	0.041	0.47	7.88	0.27	0.000	4.22	97.65
18	79.40	38.64	1.85	0.10	15.08	9.35	0.05	20.24	0.019	0.60	8.89	0.78	0.007	4.05	99.64
19	82.13	39.69	1.98	0.08	14.79	8.13	0.05	20.97	0.000	0.61	9.11	0.33	0.005	4.50	100.25

Примечание: элементы определены методом ВДС и приведены в мас.%; ц – центр; к – край зерна.

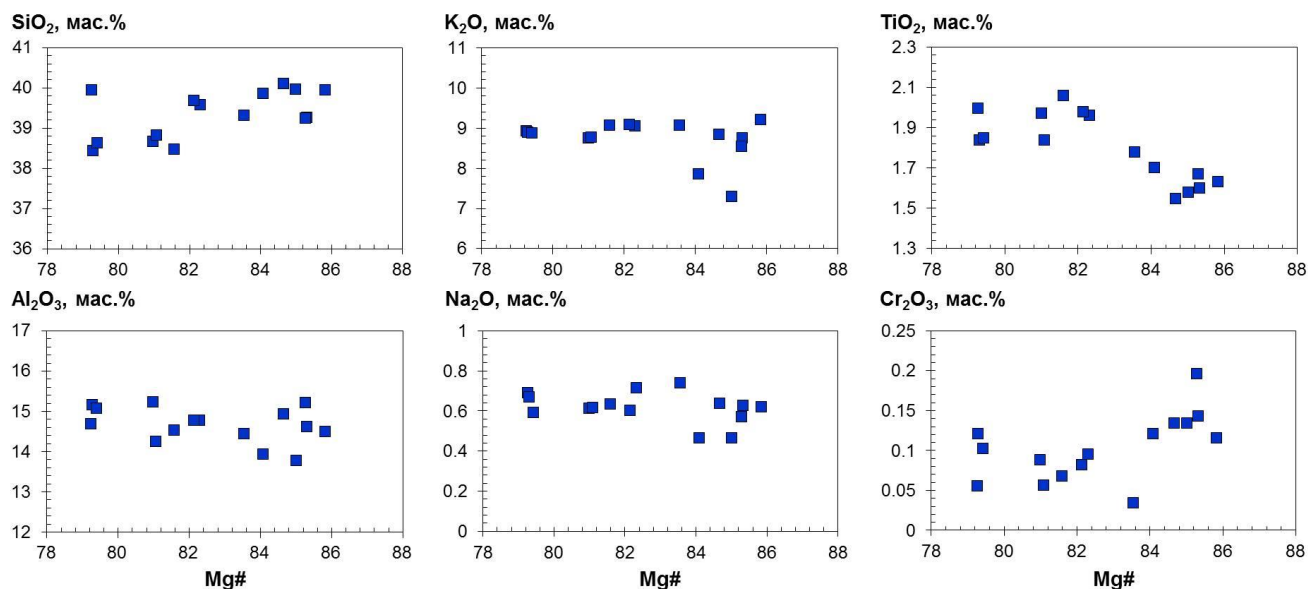


Рисунок 12. Состав вкрапленников флогопита из трахиандезибазальта некка вулкана Харчинский.

Таблица 6. Состав вкрапленников амфибола из трахиандезибазальта вулкана Харчинский.

ХР-30	n		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Сумма	Mg#	P, κбар
1 1	1	ц	44.32	1.64	10.50	0.07	10.07	0.11	17.03	11.51	3.00	0.98	0.02	99.25	75	5
1 2	1	к	43.67	1.83	10.87	0.06	10.29	0.11	16.60	11.67	3.07	1.05	0.02	99.24	74	6
2 1	1	ц	45.82	1.17	10.08	0.18	8.84	0.09	17.94	11.32	2.80	1.07	0.01	99.31	78	5
2 2	1	с	44.78	1.55	10.43	0.09	9.98	0.11	17.20	11.53	2.96	0.99	0.01	99.62	75	5
2 3	1	к	44.64	1.46	10.42	0.15	9.97	0.10	17.20	11.57	2.93	1.07	0.01	99.52	75	5
3 1	1		44.26	1.46	10.88	0.09	10.16	0.10	16.90	11.58	2.88	1.10	0.02	99.44	75	6
4 1	1		44.10	1.86	10.73	0.04	10.30	0.11	16.74	11.75	3.08	1.06	0.01	99.80	74	5
5 1	1	ц	45.28	1.48	10.78	0.12	9.43	0.09	17.35	11.39	2.86	0.60	0.01	99.40	77	5
5 2	2	с	44.82	1.53	11.29	0.14	9.94	0.12	16.69	11.48	2.91	0.60	0.01	99.52	75	6
5 4	2	к	46.00	1.42	10.23	0.21	8.09	0.07	18.43	11.50	2.94	0.70	0.01	99.60	80	5
7 1	1	ц	43.26	1.59	11.20	0.00	12.47	0.12	15.01	11.50	2.92	1.17	0.01	99.26	68	6
7 2	2	с	44.03	1.53	11.01	0.11	10.46	0.10	16.69	11.61	2.99	1.08	0.02	99.65	74	6
7 4	1	к	43.02	2.01	11.32	0.03	10.48	0.12	16.19	11.68	3.07	1.05	0.03	99.00	73	6
8 1	1	ц	42.81	2.05	11.44	0.04	10.53	0.11	16.06	11.93	3.02	1.05	0.03	99.08	73	6
8 2	1	к	43.59	1.68	11.21	0.09	10.36	0.11	16.58	11.64	3.04	1.03	0.02	99.36	74	6
10 1	1	ц	42.58	1.78	11.54	0.08	13.00	0.15	14.51	11.57	2.97	1.33	0.01	99.52	67	6
10 2	1	с	44.37	1.66	10.85	0.06	9.99	0.09	16.83	11.57	3.03	1.16	0.01	99.61	75	6
10 3	1	к	44.13	1.73	10.68	0.08	10.19	0.11	16.83	11.63	2.98	1.04	0.02	99.43	75	5
11 1	1	ц	43.70	1.71	11.12	0.03	10.55	0.12	16.57	11.65	2.99	0.98	0.03	99.45	74	6
11 2	1	с	45.11	1.45	10.37	0.01	10.08	0.10	17.33	11.19	2.94	0.95	0.01	99.53	75	5
11 3	1	к	43.37	1.73	11.27	0.06	10.45	0.12	16.50	11.68	3.07	1.00	0.02	99.27	74	6
12 1	1	ц	43.96	1.49	10.96	0.06	11.91	0.12	15.59	11.36	2.96	1.13	0.01	99.53	70	6
12 2	1	с	45.64	1.27	10.08	0.14	8.94	0.08	18.09	11.29	2.96	0.92	0.01	99.43	78	5
12 3	1	к	43.73	1.70	11.09	0.07	10.40	0.12	16.49	11.64	3.08	1.05	0.02	99.39	74	6
13 1	1	ц	44.23	1.57	10.85	0.02	10.41	0.10	16.77	11.50	2.95	1.04	0.01	99.47	74	6
13 2	1	к	43.80	1.71	10.90	0.12	10.31	0.11	16.76	11.62	3.09	1.06	0.02	99.49	74	6
14 1	1		43.30	1.73	11.21	0.04	11.01	0.11	16.19	11.65	2.98	0.99	0.02	99.24	72	6
15 1	1	ц	45.15	1.35	10.01	0.06	10.36	0.12	17.02	11.53	2.83	1.02	0.02	99.46	75	5
15 2	1	к	44.38	1.42	10.57	0.10	10.14	0.11	17.04	11.45	2.94	1.07	0.02	99.24	75	5
16 1	1	ц	42.45	1.66	12.86	0.00	13.00	0.13	14.21	11.70	3.10	0.70	0.01	99.81	66	7
16 2	1	к	45.30	1.38	9.88	0.04	9.80	0.09	18.02	11.37	3.06	0.93	0.01	99.89	77	5
17 1	1		44.90	1.34	10.16	0.05	10.15	0.11	17.16	11.44	2.86	0.98	0.01	99.17	75	5
18 1	1		44.07	1.40	10.75	0.17	10.86	0.12	16.45	11.63	2.84	1.04	0.01	99.34	73	6
19 1	1		44.03	1.67	10.89	0.06	10.24	0.12	16.68	11.55	3.00	1.05	0.03	99.32	74	6
20 1	1	ц	44.43	1.58	10.73	0.04	10.71	0.11	16.67	11.46	2.95	1.04	0.01	99.73	74	5
20 2	1	с	43.51	1.68	11.21	0.04	10.63	0.11	16.47	11.64	3.04	1.03	0.02	99.40	73	6
20 3	1	к	43.45	1.77	11.28	0.05	10.59	0.13	16.50	11.57	3.18	1.08	0.03	99.63	74	6
21 1	1	ц	44.35	1.68	11.04	0.00	9.79	0.08	17.01	11.32	3.08	1.17	0.01	99.52	76	6
21 2	2	с	45.13	1.42	10.50	0.02	9.72	0.09	17.26	11.37	2.93	1.27	0.00	99.72	76	5
21 4	1	к	43.17	1.52	11.62	0.04	11.84	0.15	15.55	11.65	3.03	0.95	0.03	99.56	70	6
22 1	1		45.03	1.51	10.48	0.02	9.98	0.10	17.42	11.29	3.06	0.99	0.01	99.89	76	5
23 1	1		44.76	1.37	10.50	0.20	10.11	0.11	17.34	11.54	2.96	1.08	0.02	99.98	75	5
24 1	1	ц	45.48	1.23	10.22	0.15	9.60	0.11	17.60	11.37	2.81	0.98	0.01	99.55	77	5
24 2	1	к	43.78	1.88	10.83	0.02	10.24	0.12	16.77	11.64	3.01	1.03	0.03	99.36	74	6
25 1	1	ц	44.17	1.68	10.67	0.05	10.23	0.10	16.97	11.60	2.97	1.03	0.02	99.49	75	5
25 2	1	с	45.28	1.29	10.26	0.04	9.97	0.11	17.59	11.34	2.86	0.95	0.01	99.70	76	5
25 3	1	к	45.00	1.32	10.53	0.05	11.27	0.13	16.51	11.39	2.74	0.99	0.01	99.95	72	5
26 1	1	ц	43.51	1.67	11.61	0.01	10.81	0.12	16.12	11.49	3.07	0.99	0.02	99.43	73	6
26 2	1	с	45.14	1.41	10.33	0.13	9.75	0.10	17.35	11.56	2.83	0.98	0.01	99.58	76	5
26 3	1	к	44.04	1.67	10.82	0.15	10.16	0.10	16.85	11.62	3.03	1.10	0.01	99.56	75	6
27 1	1	ц	45.14	1.46	11.06	0.13	10.21	0.10	16.27	11.05	2.96	1.18	0.01	99.58	74	6
27 2	1	к	45.35	1.44	10.18	0.04	9.65	0.11	17.74	11.40	3.02	0.93	0.01	99.86	77	5
35	1		44.34	1.40	10.69	0.03	10.84	0.13	16.51	11.60	2.89	0.94	0.02	99.40	73	5

Примечание: элементы определены методом ВДС и приведены в мас.%; ц – центр; с – середина; к – край зерна; n – количество анализов; P рассчитывалось по (Hollister et al., 1987).

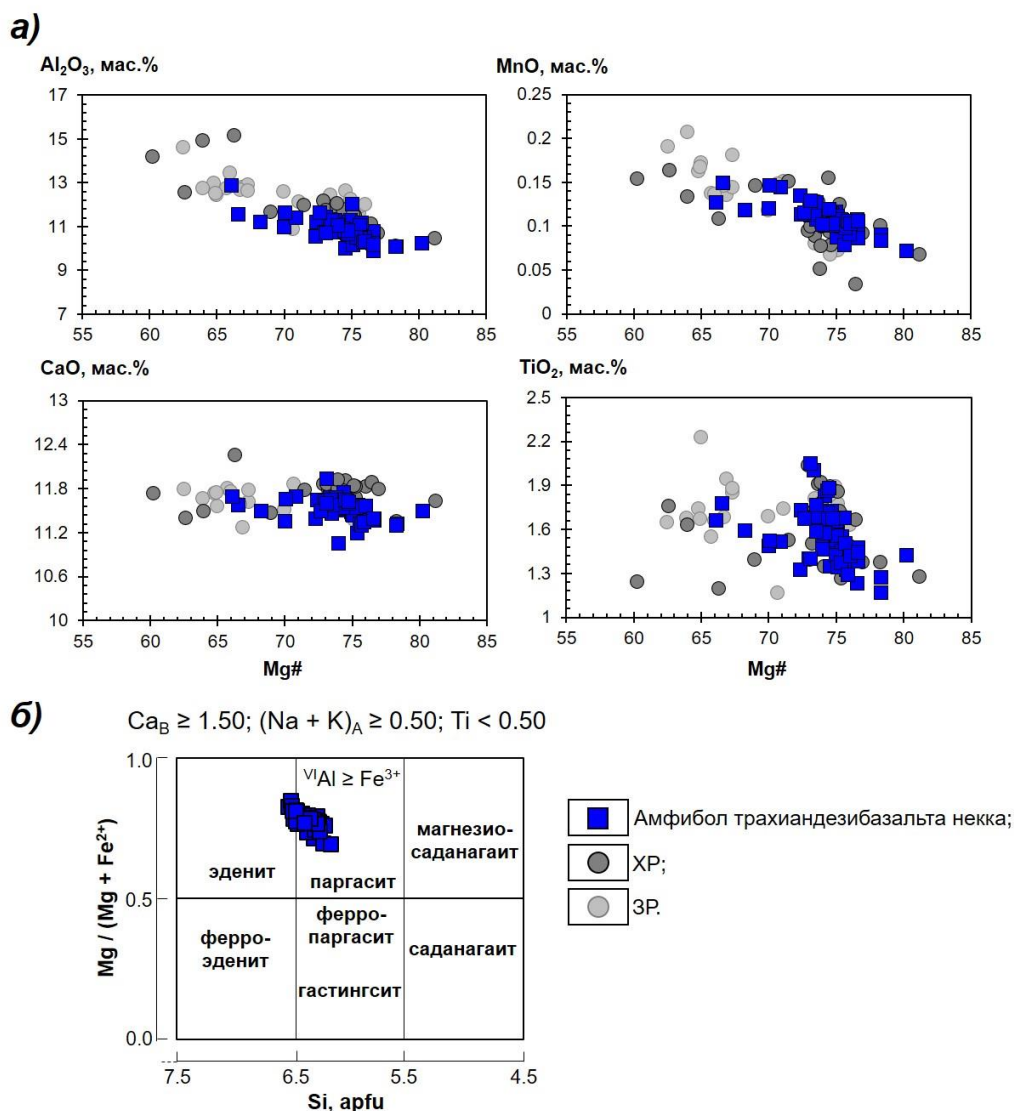


Рисунок 13. Состав амфибола из трахиандезитбазальта вулкана Харчинский. Для сравнения приведены составы амфибола из пород вулканов Заречный (ЗР) и Харчинский (ХР), по данным (Горбач и др., 2023).

Оксидные минералы в эффузивных породах представлены хромитом (Рис. 5з), магнетитом (Рис. 5в) и ильменитом (Табл. 7).

Хромит образует крупные (до 500 мкм) субизометричные микрофенокристаллы, а также округлые включения в центральных зонах вкрапленников оливина. Значения $Mg\# = 11 - 52$ и $Cr\# = 49 - 85$ заметно варьируют. Хромит содержит примеси MgO до 13.3, TiO_2 до 5.8, V_2O_3 до 0.6, ZnO до 0.4, MnO до 0.5 и NiO до 0.3 мас.%. При этом содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 , NiO и ZnO увеличиваются, а MnO и V_2O_3 уменьшаются с ростом $Mg\#$ (Табл. 7).

Ксеномофный *ильменит* встречается нечасто. Обычно он присутствует в срастании с магнетитом в виде включений в силикатных минералах (Табл. 7).

Таблица 7. Состав оксидных минералов из базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский.

Образец		Cr ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	NiO	ZnO	V ₂ O ₅	Сумма	Mg#	Cr#
Хромит													
XP-1	XP-1 1	35.98	47.52	3.20	4.18	5.46	0.51	0.09	0.22	0.28	97.45	17	85
	XP-1 2	40.51	38.95	3.56	5.66	7.67	0.44	0.32	0.19	0.26	97.55	26	83
	XP-1 3	45.84	34.02	1.74	6.32	8.68	0.49	0.24	0.19	0.20	97.74	31	83
	XP-1 9	47.18	31.93	0.37	10.07	7.59	0.40	0.13	0.28	0.12	98.06	30	76
	XP-1 10	44.69	32.53	0.41	10.36	7.79	0.45	0.21	0.45	0.14	97.03	30	74
XP-84	XP 84 1	46.92	27.57	0.48	11.81	10.56	0.18	0.20	0.09	0.07	97.97	41	73
	XP 84 2	44.18	21.74	0.44	14.18	13.31	0.16	0.19	0.10	0.15	96.73	52	68
	XP 84 3	44.91	27.99	0.59	13.65	10.04	0.22	0.14	0.13	0.17	97.97	39	69
	XP 84 4	41.12	33.23	0.46	9.71	9.28	0.23	0.13	0.17	0.15	96.07	33	74
	XP 84 5	42.91	32.37	0.55	11.36	9.41	0.24	0.13	0.17	0.20	97.90	34	72
	XP 84 7	27.11	44.70	1.82	12.73	8.44	0.24	0.15	0.09	0.30	95.80	25	59
XP-85	XP85 2	45.34	32.40	0.81	11.21	8.61	0.27	0.08	0.14	0.18	99.09	32	73
	XP85 4	42.58	30.50	0.71	12.82	9.63	0.26	0.08	0.19	0.28	97.27	36	69
	XP85 5	41.32	27.95	1.12	15.36	11.28	0.23	0.10	0.18	0.27	97.87	42	64
	XP 85 10	30.59	37.61	0.91	16.74	10.21	0.23	0.16	0.12	0.23	98.13	33	55
XP-87	XP 87 4a	34.65	42.81	0.95	9.51	7.64	0.25	0.10	0.10	0.23	96.29	24	71
	XP 87 4	34.79	42.58	0.92	9.46	7.60	0.24	0.11	0.10	0.21	96.08	24	71
	XP 87 5	35.27	40.44	0.93	9.64	9.03	0.21	0.11	0.10	0.21	96.53	28	71
	XP 87 6	34.66	42.70	0.94	9.52	8.25	0.24	0.11	0.09	0.22	96.91	26	71
	XP 87 7	33.61	41.85	0.92	9.31	7.92	0.23	0.11	0.12	0.22	94.70	25	71
	XP 87 9	33.96	39.98	1.01	12.67	8.96	0.23	0.12	0.13	0.22	97.36	29	64
	XP 87 10	33.81	39.33	1.00	12.81	9.31	0.22	0.13	0.13	0.21	97.04	30	64
	XP 87 11	37.40	35.77	0.90	12.56	9.75	0.21	0.12	0.13	0.18	97.09	33	67
	XP 87 12	37.22	35.75	0.91	12.45	9.65	0.21	0.12	0.11	0.19	96.69	32	67
	XP 87 13	29.62	41.25	1.19	13.55	9.43	0.18	0.15	0.11	0.21	95.78	29	59
	XP 87 16	40.05	35.51	0.86	9.81	8.86	0.22	0.11	0.14	0.18	95.87	31	73
XP-107	XP107 8	21.59	60.65	0.60	6.52	5.19	0.26	0.06	0.09	0.20	95.21	13	69
	XP107 9	21.98	59.54	0.60	6.69	5.80	0.28	0.07	0.08	0.19	95.32	15	69
	XP107 12	39.81	34.65	0.81	12.43	8.74	0.22	0.11	0.13	0.20	97.21	31	68
	XP107 13	21.54	57.40	1.29	7.18	5.93	0.30	0.08	0.10	0.26	94.32	16	67
XP-110	XP 110 1	40.54	36.75	0.39	10.35	7.91	0.28	0.12	0.23	0.16	96.80	28	72
	XP-110 5	44.86	33.16	0.62	11.23	9.03	0.35	0.12	0.18	0.09	99.63	33	73
Магнетит													
XP-1	XP-1 4	8.12	69.32	9.13	2.99	4.33	0.45	0.23	0.09	0.78	95.44	10	65
	XP-1 6	2.14	80.96	6.21	1.92	1.66	0.36	0.13	0.12	0.75	94.24	4	43
	XP-1 7	1.38	84.06	4.94	1.24	1.14	0.25	0.11	0.11	1.16	94.40	2	43
	XP-1 11	5.45	73.56	8.36	2.07	3.74	0.41	0.14	0.09	0.59	94.42	8	64
XP-4	XP-4 1	0.29	78.64	6.61	4.51	4.78	0.43	0.00	0.08	0.49	95.84	10	4
	XP-4 2	0.07	79.00	9.16	3.24	3.44	0.61	0.00	0.05	0.52	96.08	7	1
	XP-4 3	0.14	79.09	7.23	4.53	4.09	0.50	0.05	0.09	0.44	96.16	8	2
	XP-4 4	0.27	79.36	9.45	2.64	3.09	0.63	0.01	0.08	0.54	96.08	6	7
	XP-4 5	0.15	77.85	9.24	2.69	3.16	0.62	0.29	0.27	0.51	94.77	7	4
	XP-4 6	0.18	78.28	6.76	4.82	4.64	0.42	0.02	0.08	0.46	95.66	10	2
	XP-4 7	0.20	78.98	8.25	3.70	3.65	0.57	0.04	0.06	0.51	95.95	8	4
	XP-4 8	0.39	79.79	6.89	3.84	3.64	0.49	0.04	0.05	0.43	95.56	8	6
	XP-4 9	0.37	79.12	6.65	4.31	4.01	0.48	0.05	0.07	0.46	95.52	8	6
	XP-4 10	0.22	79.23	9.69	2.23	3.07	0.62	0.03	0.06	0.52	95.68	6	6
XP-78	XP-78 1	0.75	77.44	5.32	8.35	4.01	0.36	0.08	0.11	0.56	96.98	8	6
	XP-78 2	1.12	67.65	5.54	17.32	4.50	0.36	0.07	0.03	0.51	97.11	11	4
	XP-78 2r	1.30	69.09	6.71	11.59	3.64	0.39	0.01	0.05	0.52	93.30	9	7
	XP-78 3	0.34	77.26	13.50	2.71	2.20	0.60	0.02	0.08	0.86	97.58	5	8
	XP-78 4	1.20	76.46	8.58	5.45	2.77	0.52	0.02	0.11	0.56	95.68	6	13
	XP-78 5	0.15	76.59	12.73	1.93	1.39	0.62	0.03	0.05	0.71	94.21	3	5
	XP-78 6	0.24	78.59	13.39	1.31	1.22	0.63	0.00	0.12	0.67	96.17	3	11
	XP-78 7	0.14	77.33	8.77	4.74	3.31	0.47	0.01	0.06	0.61	95.45	7	2
	XP-78 8	0.17	78.17	7.03	5.81	2.62	0.40	0.02	0.07	0.60	94.88	6	2
	XP-78 9	0.25	77.03	12.65	2.43	1.75	0.61	0.03	0.06	0.79	95.61	4	6
	XP-78 10	0.06	81.40	11.47	1.06	0.80	0.58	0.03	0.09	0.69	96.18	2	4

продолжение таблицы 7...

Образец		Cr ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	NiO	ZnO	V ₂ O ₃	Сумма	Mg#	Cr#
Магнетит													
XP-80	XP80 4	17.08	60.90	1.29	7.10	6.22	0.29	0.07	0.09	0.24	93.37	15	62
	XP80 5	12.41	65.19	1.48	7.33	6.00	0.28	0.07	0.08	0.33	93.27	14	53
XP-84	XP 84 6	11.99	64.68	4.52	7.33	5.12	0.33	0.16	0.08	0.42	94.72	12	52
XP-85	XP-85 1	1.10	77.61	9.66	4.23	2.21	0.51	0.04	0.05	0.55	95.98	5	15
	XP-85 2	1.69	76.08	6.14	6.76	3.77	0.40	0.02	0.10	0.46	95.41	8	14
	XP-85 3	1.07	77.21	9.37	4.47	2.28	0.50	0.00	0.09	0.58	95.57	5	14
	XP-85 4	2.41	77.37	6.16	3.94	3.39	0.52	0.07	0.04	0.44	94.33	7	29
	XP-85 5	0.83	76.44	12.18	2.99	1.84	0.38	0.04	0.10	0.67	95.46	4	16
	XP-85 6	0.84	76.11	10.72	3.54	2.48	0.53	0.08	0.07	0.66	95.02	5	14
	XP-85 7	1.88	76.06	6.36	6.58	3.98	0.38	0.07	0.11	0.39	95.81	9	16
	XP-85 8	1.06	77.43	11.88	2.60	1.79	0.58	0.05	0.07	0.71	96.17	4	21
	XP-85 9	1.02	78.46	11.76	2.27	1.75	0.59	0.00	0.08	0.73	96.66	4	23
	XP 85 1	15.43	59.48	4.33	7.41	7.95	0.21	0.23	0.08	0.43	96.02	19	58
	XP 85 6	2.85	64.67	8.80	8.25	8.14	0.29	0.08	0.07	0.70	93.94	18	19
	XP 85 7	1.60	72.93	5.83	6.09	6.22	0.28	0.07	0.04	0.50	93.93	13	15
	XP 85 8	3.17	71.95	4.70	6.96	5.75	0.26	0.07	0.04	0.50	93.49	12	23
	XP 85 9	8.99	65.83	3.77	9.91	4.69	0.27	0.12	0.08	0.43	94.18	11	38
XP-86	XP-86 1	7.43	66.33	6.68	8.30	5.74	0.34	0.18	0.07	0.54	95.61	13	38
	XP-86 2	15.98	60.95	4.21	8.22	5.90	0.40	0.15	0.08	0.30	96.20	15	57
	XP-86 3	11.03	64.58	5.26	7.56	6.01	0.38	0.19	0.06	0.50	95.56	14	49
	XP-86 4	10.83	65.74	5.05	6.56	5.65	0.38	0.19	0.07	0.54	95.01	13	53
	XP-86 5	10.31	68.40	4.51	6.32	5.58	0.39	0.17	0.09	0.63	96.39	13	52
	XP-86 6	15.40	62.25	5.71	6.62	6.31	0.40	0.12	0.10	0.44	97.36	15	61
	XP-86 7	14.68	62.91	5.73	6.33	6.05	0.39	0.13	0.17	0.50	96.89	15	61
	XP-86 8	14.53	61.91	5.81	6.85	6.22	0.40	0.13	0.10	0.39	96.34	15	59
XP-107	XP107 7	17.75	63.43	0.69	7.09	4.62	0.29	0.07	0.08	0.27	94.41	11	63
	XP107 14	17.90	59.09	2.44	9.28	5.39	0.29	0.08	0.11	0.34	95.02	14	56
	XP107 10	9.10	66.25	5.46	6.22	6.61	0.27	0.10	0.05	0.42	94.56	15	50
	XP107 16	2.01	71.75	7.04	5.07	6.43	0.28	0.06	0.05	0.57	93.39	14	21
XP-110	XP-110 1	5.27	81.14	0.32	2.13	4.14	0.82	0.09	0.06	0.45	94.42	8	62
	XP-110 3	10.72	72.60	0.52	6.09	5.08	0.36	0.16	0.11	0.22	95.86	11	54
	XP-110 6	3.21	87.17	0.21	0.59	1.66	0.59	0.10	0.03	0.51	94.06	3	79
	XP-110 7	0.89	86.58	0.35	0.73	3.21	0.87	0.13	0.00	0.45	93.20	6	45
	XP-110 9	1.34	86.48	0.50	0.56	2.92	0.84	0.11	0.03	0.42	93.18	6	62
	XP-110 11	2.91	83.58	0.29	0.80	3.81	0.98	0.09	0.01	0.47	92.94	8	71
Ильменит													
XP-1	XP-1 8	0.49	52.18	39.56	0.13	3.07	0.46	0.04	0.01	0.36	96.29	9	71
XP-78	XP-78 11	0.04	47.04	45.71	0.56	2.63	0.98	0.01	0.00	0.14	97.12	9	5
XP-85	XP-85 10	0.03	56.56	33.48	0.09	0.85	0.70	0.01	0.10	0.50	92.30	3	16
	XP-85 11	0.05	42.43	43.45	0.63	1.50	0.86	0.01	0.03	0.16	89.13	6	5
XP-110	XP-110 2	0.79	38.63	49.16	1.30	5.39	0.12	0.00	0.00	0.35	95.75	20	29
	XP-110 8	0.75	46.11	41.16	0.88	5.03	0.26	0.06	0.07	0.39	94.69	16	36
	XP-110 10	0.32	38.75	48.97	0.88	4.92	0.16	0.00	0.00	0.36	94.35	18	20
	XP-110 12	0.45	35.75	51.86	0.82	5.68	0.20	0.00	0.01	0.36	95.13	22	27

Магнетит образует самостоятельные зерна и их сростки в основной массе, а также встречается в качестве включений в силикатных минералах. Иногда он образует срастания с ильменитом. Значения Mg# = 2 – 19 и Cr# = 1 – 79 заметно варьируют. Магнетит содержит примеси TiO₂ до 13.5, Al₂O₃ до 17.3, Cr₂O₃ до 15.4, MgO до 8.1, V₂O₃ до 1.2 и MnO до 1.0 мас.% (Табл. 7).

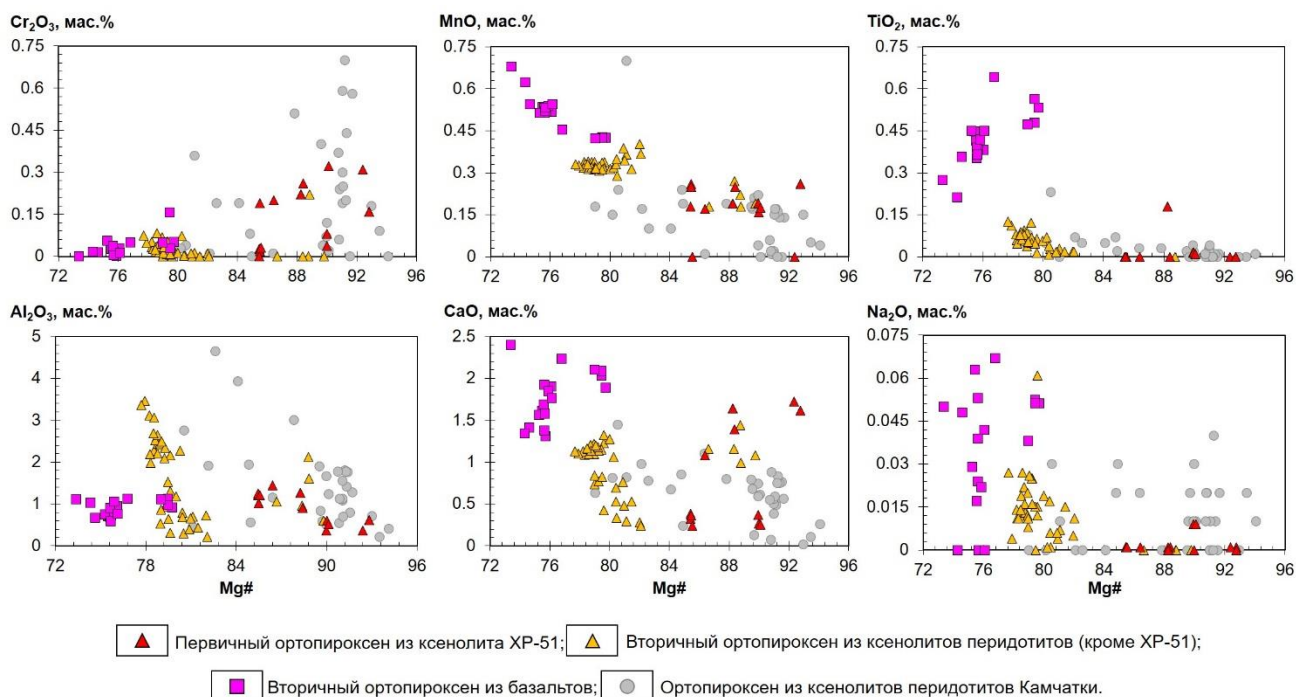


Рисунок 14. Состав ортопироксена, окружающего оливин в базальтах и андезибазальтах вулкана Харчинский. Для сравнения приведены составы первичного ортопироксена из ксенолита лерцолита XP-51 и вторичного ортопироксена из ксенолитов перидотитов, а также ортопироксена из ксенолитов перидотитов вулканов Авачинский, Ключевской, Шивелуч и Бакенинг (Колосков и др., 2001).

Таблица 8. Химический состав ортопироксена из ксенолитов и базальтов вулкана Харчинский.

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
XP-1	53.80	0.48	0.158	1.12	13.05	0.43	28.27	2.03	0.05	99.39	79	8.61	76	20	4
	54.45	0.53	0.052	0.92	13.01	0.42	28.63	1.89	0.05	99.96	80	3.65	76	20	4
	54.08	0.56	0.030	0.98	13.12	0.42	28.45	2.09	0.05	99.78	79	2.02	76	20	4
	53.68	0.47	0.050	1.11	13.39	0.42	28.21	2.11	0.04	99.48	79	2.92	75	21	4
	53.09	0.64	0.050	1.12	14.36	0.45	26.61	2.24	0.07	98.63	77	2.90	73	23	5
XP-75	55.17	0.45	0.026	0.71	16.07	0.54	27.70	1.62	0.06	102.33	75	2.39	72	24	3
	55.06	0.41	0.027	0.73	15.92	0.53	27.61	1.69	0.02	102.00	76	2.42	73	24	3
	54.98	0.38	0.030	0.95	15.63	0.52	27.85	1.90	0.04	102.28	76	2.07	73	24	4
	55.26	0.38	0.014	0.72	16.01	0.52	27.95	1.31	0.00	102.17	76	1.29	73	24	2
	55.38	0.35	0.026	0.68	16.04	0.51	27.89	1.38	0.02	102.27	76	2.51	73	24	3
	55.11	0.36	0.015	0.67	16.59	0.54	27.34	1.41	0.05	102.08	75	1.47	72	25	3
	55.02	0.45	0.056	0.75	16.27	0.51	27.75	1.57	0.03	102.40	75	4.78	72	25	3
	54.67	0.39	0.037	0.91	15.82	0.52	27.51	1.92	0.04	101.81	76	2.67	72	24	4
	54.68	0.42	0.003	1.06	15.71	0.54	27.68	1.85	0.02	101.96	76	0.19	73	24	4
	55.05	0.36	0.004	0.58	15.89	0.53	27.68	1.58	0.05	101.72	76	0.46	73	24	3
XP-80	54.62	0.27	0.001	1.11	16.96	0.68	26.19	2.40	0.05	102.28	73	0.06	69	26	5
	54.69	0.21	0.017	1.03	16.95	0.62	27.46	1.34	0.00	102.32	74	1.09	72	26	3
	55.16	0.45	0.013	0.76	15.60	0.54	27.85	1.77	0.00	102.15	76	1.13	73	24	3

Примечание: элементы определены методом ВДС и приведены в мас.%.

Вторичный *ортопироксен* обнаружен в нескольких образцах. Он образует мелкие (до 20 мкм) ксеноморфные зерна и каймы (Рис. 5в; 6в), приуроченные к вкрапленникам оливина. Его состав $\text{En}_{69-76}\text{Fs}_{20-26}\text{Wo}_{2-5}$ (Рис. 9), $\text{Mg\#} = 73-80$, Cr\#

до 9. Ортопироксен содержит примеси CaO до 2.2, TiO₂ до 0.6, MnO до 0.7, Na₂O до 0.1 и Cr₂O₃ до 0.2 мас.%, а также до 120 ppm K₂O (Табл. 8). При этом содержания TiO₂ и Cr₂O₃ увеличиваются, а MnO и SiO₂ уменьшаются с ростом Mg# (Рис. 14). Концентрации CaO, Al₂O₃, K₂O и Na₂O не показывают отчетливой корреляции с магнезиальностью (Рис. 14; Табл. 8).

4.2. Состав пород: петрохимия и геохимия

Лавовые потоки вулкана Харчинский представлены базальтами и андезибазальтами нормальной щелочности Na₂O + K₂O = 3.2 – 4.6 мас.% (Рис. 15; Табл. 9). По соотношению FeO_t/MgO (Miyashiro, 1974) большинство изученных пород относится к известково-щелочной серии (Рис. 15; Табл. 9). Содержания Al₂O₃ в большинстве образцов не превышают 16.5 мас.% (Табл. 9), что позволяет отнести эти породы к низкоглинозёмистым базальтам по (Kuno, 1960; Магматические..., 1983). И только составы двух образцов ХР-75 и ХР-80 попадают в поле высокоглиноземистых базальтов (Рис. 15; Табл. 9). Значения MgO/Al₂O₃ изменяются от 0.4 до 1.1, хотя в большинстве образцов это отношение превышает 0.6, что позволяет относить их к высокомагнезиальным породам, согласно (Flerov, Bogoyavlenskaya, 1983). По соотношению CaO и щелочей (Macdonald et al., 2000; Gill, 1981) породы относятся к низкокальциевой и умереннокалиевой сериям (Рис. 15). По мере увеличения концентраций кремния в базальтах возрастают содержания натрия и алюминия. Магнезиальность изученных пород варьирует от 54 до 73 при содержании MgO от 6.0 до 13.7 мас.%. При этом более магнезиальные образцы также обогащены Cr₂O₃ и NiO (Рис. 15; Табл. 9).

В целом, составы магнезиальных базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский похожи на аналогичные породы с других вулканов Камчатки и Курильских островов (Горшков, 1967; Федорченко и др., 1989; Волынец и др., 1994; Волынец и др., 1999; Кузьмин и др., 2023; Горбач и др., 2023; Volynets, 1994; Volynets et al., 2000; Khubunaya et al., 2007; Portnyagin et al., 2015) (Рис. 15).

Лавы вулкана Харчинский обогащены крупноионными литофильными (Rb, Ba, Cs) элементами и Sr и обеднены высокочargedными (Nb, Ta, Zr и Ti)

элементами (Рис. 16). Изученные породы обладают максимальными для камчатских пород отношениями $(\text{Ba/La})_N = 4.6 - 5.6$, $(\text{Th/La})_N = 0.7 - 1.1$, $(\text{Ba/Th})_N = 4.9 - 7.2$ и $(\text{Sr/Nd})_N = 2.0 - 2.8$ (Табл. 9). Базальты также обогащены легкими редкоземельными элементами $(\text{La/Yb})_N = 2.1 - 4.5$ (Рис. 16; Табл. 9). Ранее похожий редкоэлементный состав базальтов вулкана Харчинский отмечался в (Волынец и др., 1999; Горбач и др., 2023; Siegrist et al., 2021).

Порода некка представлена трахиандезибазальтом $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.8$ мас. % (Рис. 15; Табл. 9). Трахиандезибазальт так же, как и базальты относится к известково-щелочной, низкоглиноземистой, низкокальциевой и высокомагнезиальной ($\text{Mg\#} = 70$, $\text{MgO/Al}_2\text{O}_3 = 0.7$) сериям. Однако по сравнению с лавами порода некка обогащена K_2O и обеднена Cr_2O_3 (Рис. 15). Помимо этого трахиандезибазальт некка отличается от лав и в целом базальтов Курило-Камчатской дуги максимальными содержаниями наиболее несовместимых элементов $(\text{La/Yb})_N = 12$ (Рис. 16). Для породы некка также характерны повышенные по отношению к другим вулканам ЦКД значения $(\text{Ba/La})_N = 4.7$, $(\text{Th/La})_N = 1.5$, $(\text{Ba/Th})_N = 3.2$ и $(\text{Sr/Nd})_N = 1.9$ и более высокие содержания некоторых высокочarged элементов, например, Th и Zr (Табл. 9). На спектрах распределения несовместимых элементов трахиандезибазальт обладает типичными для островодужных пород характеристиками, когда наблюдаются положительная по Sr и отрицательные по Th, Nb-Ta, Zr и Ti аномалии. Это согласуется с данными, приведенными в (Волынец и др., 1999; Горбач и др., 2023; Siegrist et al., 2021) (Рис. 32).

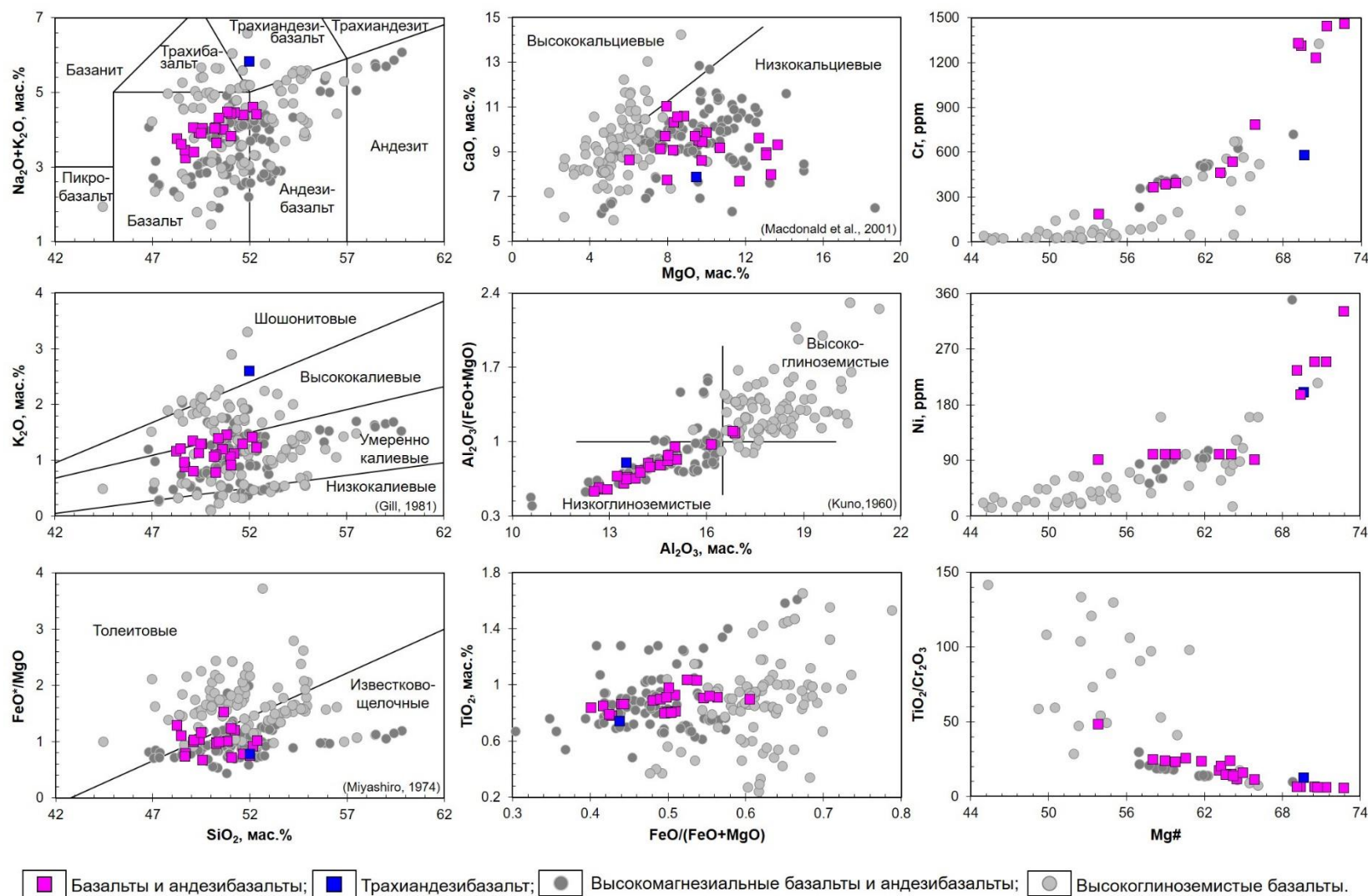


Рисунок 15. Содержания главных элементов в базальтах и андезибазальтах вулкана Харчинский. Высокомагнезиальные и высокоглиноземистые базальты и андезибазальты с вулканов Камчатки: Заречный, Ключевской, Толбачик, Шивелуч, Авачинский, зоны моногенных конусов Харчинского озера; вулканов Курильских островов: Меньший Брат, Алаид, Брат Чирпоев, Атсонопури, Головнина, Кетой, Тятя, Райкоке и некоторых других (Горшков, 1967; Федорченко и др., 1989; Волынец и др., 1994; Волынец и др., 1999; Кузьмин и др., 2023; Горбач и др., 2023; Volynets, 1994; Volynets et al., 2000; Khubunaya et al., 2007; Portnyagin et al., 2015), а также вулканов Алеутской дуги (Gust, Perfit, 1987) и вулкана Суфриер из Малой Антильской дуги (Heath et al., 1998).

Таблица 9. Химический состав изученных базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский.

Образец	ХР-30	ХР-1	ХР-2	ХР-4	ХР-75	ХР-76	ХР-77	ХР-78	ХР-79	ХР-80	ХР-81	ХР-82	ХР-83	ХР-84	ХР-85	ХР-86	ХР-87	ХР-88	ХР-107	ХР-108	ХР-109	ХР-110
	Некк	Дайка	Дайка	Дайка	Дайка	Дайка	Дайка	Дайка	Лава	Лава	Лава	Лава	Лава	Лава	Дайка	Дайка	Лава	Лава	Лава	Лава	Лава	Дайка
SiO ₂	51.96	51.63	48.21	49.36	51.19	49.07	51.01	49.53	50.60	52.12	51.01	48.65	48.62	49.09	50.23	52.33	50.24	48.44	50.80	49.47	50.37	50.16
TiO ₂	0.74	0.78	0.86	0.91	0.81	0.90	0.81	0.92	0.83	0.90	0.89	0.85	0.86	0.79	0.93	0.80	0.80	0.90	1.03	0.98	1.03	0.91
Al ₂ O ₃	13.52	13.56	12.84	15.07	16.89	13.81	16.16	14.57	12.67	16.82	13.96	12.52	12.93	13.45	14.80	15.03	13.96	13.52	14.20	13.23	14.82	14.26
FeOt	7.37	8.74	10.27	10.25	7.93	11.52	8.29	10.32	8.91	9.23	9.24	9.77	10.40	9.37	9.17	7.82	9.96	10.28	9.36	9.81	9.14	9.36
MnO	0.12	0.15	0.18	0.16	0.14	0.19	0.15	0.18	0.15	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.13	0.16	0.17	0.16	0.16	0.13	0.16
MgO	9.48	11.71	13.06	7.94	7.63	9.60	8.29	8.32	13.33	6.03	9.99	13.66	13.08	12.71	8.85	7.96	9.78	10.68	8.49	9.77	7.88	9.42
CaO	7.88	7.68	8.97	11.03	9.12	9.50	9.06	10.33	8.00	8.63	9.86	9.32	8.84	9.61	10.60	7.74	9.47	9.18	10.57	8.60	9.70	9.71
Na ₂ O	3.23	3.10	2.61	2.80	3.34	2.71	3.36	2.75	2.81	3.19	2.92	2.35	2.48	2.60	2.96	3.18	2.86	2.41	3.02	2.60	2.93	2.97
K ₂ O	2.60	1.29	1.16	1.13	1.12	1.35	1.07	1.29	1.19	1.42	0.92	0.88	0.97	0.80	1.10	1.23	0.78	1.21	1.46	1.30	1.39	1.07
P ₂ O ₅	0.39	0.22	0.23	0.22	0.23	0.22	0.22	0.22	0.22	0.29	0.17	0.17	0.19	0.16	0.19	0.22	0.17	0.23	0.27	0.26	0.26	0.20
BaO	0.15	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.07	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04
SO ₃	2.56	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	1.03	0.03	0.03	1.38	0.03	0.84	0.93	0.03	0.03	0.03	0.74	1.17	1.42	1.26	0.03	1.03
V ₂ O ₅	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Cr ₂ O ₃	0.06	0.12	0.13	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.15	0.02	0.08	0.14	0.13	0.13	0.05	0.07	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.07
NiO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	0.65	-0.56	0.29	-0.15	0.23	-0.47	0.66	-0.10	-0.35	-0.25	-0.21	0.41	0.14	-0.39	-0.10	1.90	0.54	1.78	-0.33	2.14	0.94	0.61
Сумма	99.0	99.5	100.1	100.0	99.7	99.8	100.2	99.6	99.6	99.7	100.1	100.2	100.1	99.6	100.1	99.4	100.0	100.1	100.2	99.5	99.8	100.1
Mg#	70	70	69	58	63	60	64	59	73	54	66	71	69	71	63	64	64	65	62	64	61	64
La	23.9	8.90	-	6.73	-	-	8.43	-	7.66	9.77	6.08	5.82	6.43	4.36	6.77	7.87	6.39	6.46	7.23	8.02	7.12	6.34
Ce	54.3	21.0	-	15.9	-	-	20.5	-	17.7	22.8	15.2	14.6	16.5	10.8	15.5	18.9	15.7	15.7	18.0	19.3	17.2	15.4
Pr	8.20	3.01	-	2.52	-	-	3.28	-	2.90	3.58	2.44	2.47	2.60	1.80	2.58	2.88	2.52	2.64	2.97	3.20	2.69	2.58
Nd	35.6	14.5	-	12.2	-	-	14.6	-	13.4	15.9	11.5	11.2	12.4	9.2	12.4	13.6	11.7	11.8	13.9	14.5	13.6	12.1
Sm	6.88	3.74	-	3.24	-	-	4.07	-	3.25	3.98	3.05	2.91	3.38	2.60	3.28	3.33	3.29	3.11	3.38	3.57	3.78	3.11
Eu	1.76	1.06	-	1.00	-	-	1.23	-	0.93	1.19	0.94	0.93	0.96	0.82	1.07	0.90	0.93	0.93	1.01	0.98	1.07	0.96
Gd	5.47	3.02	-	2.96	-	-	4.13	-	3.12	4.38	3.12	3.03	3.62	2.77	3.42	2.95	3.15	3.31	3.89	3.84	3.51	3.20
Tb	0.68	0.45	-	0.48	-	-	0.66	-	0.42	0.72	0.51	0.48	0.54	0.45	0.51	0.48	0.52	0.51	0.60	0.57	0.57	0.51
Dy	3.31	2.69	-	2.72	-	-	3.63	-	2.55	3.97	2.83	2.70	3.13	2.70	2.98	2.83	2.96	2.84	3.25	3.31	3.04	2.93
Ho	0.59	0.51	-	0.54	-	-	0.75	-	0.48	0.85	0.60	0.60	0.63	0.51	0.57	0.54	0.63	0.60	0.66	0.66	0.60	0.60
Er	1.60	1.45	-	1.64	-	-	2.16	-	1.33	2.38	1.61	1.60	1.78	1.45	1.62	1.51	1.79	1.63	1.94	1.91	1.65	1.76
Tm	0.22	0.23	-	0.24	-	-	0.33	-	0.20	0.38	0.24	0.23	0.25	0.23	0.24	0.22	0.25	0.25	0.28	0.28	0.23	0.26
Yb	1.44	1.40	-	1.52	-	-	1.99	-	1.24	2.35	1.49	1.47	1.60	1.48	1.55	1.38	1.57	1.60	1.75	1.69	1.50	1.57
Lu	0.22	0.21	-	0.22	-	-	0.29	-	0.18	0.35	0.22	0.22	0.23	0.22	0.23	0.20	0.24	0.24	0.25	0.25	0.21	0.24
ΣREE	144	62	-	52	-	-	66	-	55	73	50	48	54	39	53	58	52	52	59	62	57	51
Rb	32.4	18.6	-	16.9	-	-	18.9	-	12.4	22.2	10.7	12.9	17.6	8.4	14.4	17.5	15.2	18.1	16.9	17.8	15.2	13.7
Sr	1054	583	-	531	-	-	608	-	583	590	407	453	485	360	530	540	514	426	465	451	479	453
Y	17.6	14.2	-	14.9	-	-	22.0	-	13.8	24.4	15.8	16.4	17.9	14.5	15.1	14.1	17.5	17.6	18.8	19.3	16.1	16.6
Zr	132	88	-	63	-	-	87	-	72	90	74	66	74	61	69	96	76	71	80	100	82	75
Nb	1.50	2.19	-	1.57	-	-	1.22	-	1.57	2.80	1.22	0.97	1.04	1.08	1.11	1.87	4.91	1.18	1.32	1.97	1.58	1.79
Cs	0.39	0.22	-	0.19	-	-	0.43	-	0.15	0.22	0.11	0.14	0.36	0.15	0.19	0.64	1.58	0.50	0.14	0.32	0.30	0.22
Ba	1139	446	-	334	-	-	426	-	436	497	298	297	317	226	336	432	338	301	376	385	344	324
Hf	3.60	2.32	-	1.90	-	-	2.35	-	2.01	2.45	2.00	1.83	2.06	1.83	2.00	2.59	2.08	2.02	2.29	2.74	2.34	2.11
Ta	0.12	0.13	-	0.08	-	-	0.12	-	0.11	0.18	0.11	0.09	0.09	0.09	0.09	0.14	0.39	0.09	0.12	0.15	0.11	0.12
Th	4.35	1.08	-	0.68	-	-	0.71	-	0.80	1.14	0.54	0.51	0.54	0.39	0.69	1.05	0.63	0.57	0.71	0.75	0.69	0.81
U	2.08	0.72	-	0.36	-	-	0.45	-	0.51	0.72	0.39	0.33	0.36	0.27	0.45	0.66	0.54	0.36	0.48	0.51	0.51	0.42
(Ba/La) _N	4.7	4.9	-	4.9	-	-	5.0	-	5.6	5.0	4.8	5.0	4.8	5.1	4.9	5.4	5.2	4.6	5.1	4.7	4.8	5.0
(Ba/Th) _N	3.2	5.1	-	5.9	-	-	7.2	-	6.6	5.3	6.8	7.1	7.2	7.1	5.9	5.0	6.6	6.4	6.4	6.3	6.1	4.9
(Sr/Nd) _N	1.9	2.6	-	2.8	-	-	2.7	-	2.8	2.4	2.3	2.6	2.5	2.5	2.7	2.5	2.8	2.3	2.1	2.0	2.3	2.4
(La/Yb) _N	11.9	4.5	-	3.2	-	-	3.0	-	4.4	3.0	2.9	2.8	2.9	2.1	3.1	4.1	2.9	2.9	3.0	3.4	3.4	2.9
MgO/Al ₂ O ₃	0.7	0.9	1.0	0.5	0.5	0.7	0.5	0.6	1.1	0.4	0.7	1.1	1.0	0.9	0.6	0.5	0.7	0.8	0.6	0.7	0.5	0.7
	HMB	HMB	HMB	MB	НАВ	HMB	MB	MB	HMB	НАВ	HMB	HMB	HMB	HMB	MB	MB	HMB	HMB	MB	HMB	MB	HMB

Примечание: главные элементы приведены в мас.% и определены методом РФА; редкие элементы приведены в ppm и определены методом ICP-MS; прочерк – не анализировалось; HMB – высокомагнезиальные базальты; MB – магнезиальные базальты; НАВ – высокоглиноземистые базальты, согласно (Flerov, Bogoyavlenskaya, 1983; Kuno, 1960).

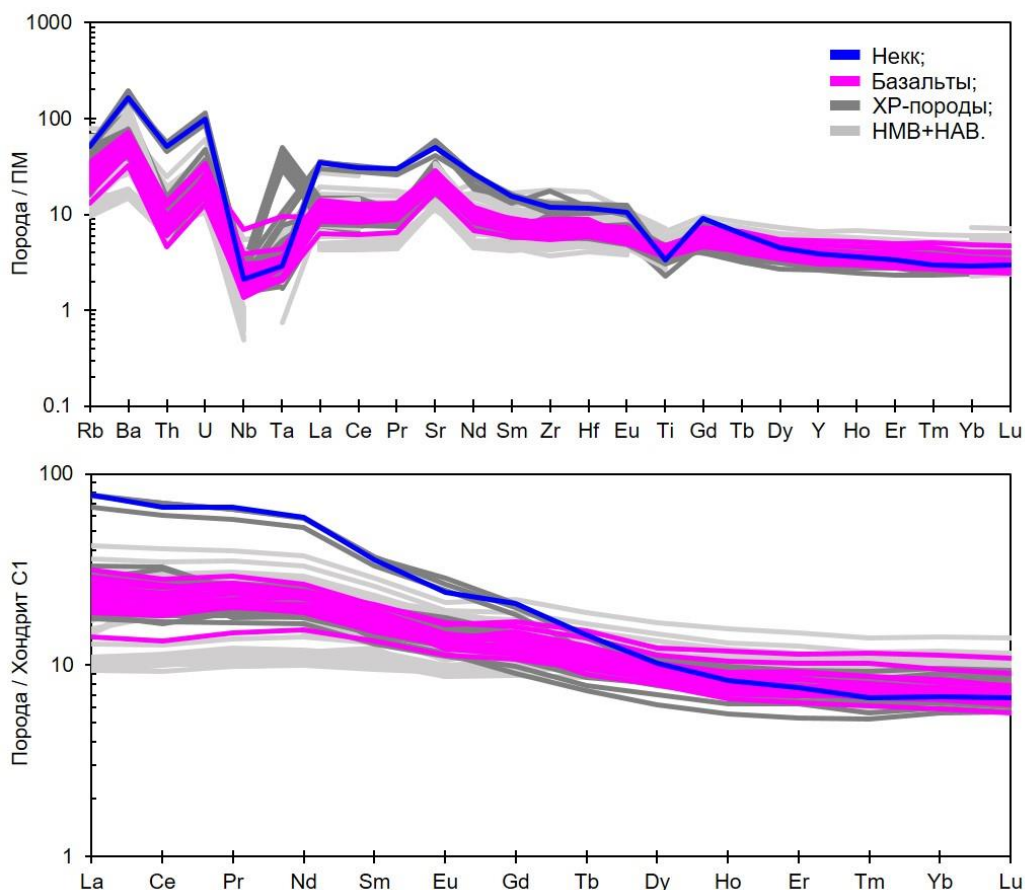


Рисунок 16. Распределение несовместимых и редкоземельных элементов в базальтах, андезибазальтах и трахиандеибазальте вулкана Харчинский. Нормирование проведено на состав примитивной мантии (Sun., McDonough, 1989) и хондрита C1 (Boynnton, 1984). Для сравнения приведены составы базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский (ХР-породы), по данным (Волюнец и др., 1999; Горбач и др., 2023; Siegrist et al., 2021), а также высокомагнезиальных и высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов (НМВ+НАВ) вулканов Курило-Камчатской дуги: Заречный, Шивелуч, Толбачик, Ключевской, Красный мыс, Горелый, Меньший Брат, по данным (Кузьмин и др., 2023; Горбач и др., 2023; Volynets et al., 2000; Khubunaya et al., 2007; Portnyagin et al., 2015; Nekrylov et al., 2022).

4.3. Расплавные включения во вкрапленниках базальтов

Вкрапленники оливина содержат первичные расплавные включения. Чаще всего включения присутствуют в оливинах второго и третьего типа. Они встречаются поодиночке в центральных и краевых зонах минерала-хозяина (Рис. 17а) или образуют компактные группы, не приуроченные к зонам роста (здесь и далее *азональные группы*). Флюидные включения не обнаружены. В плане расплавные включения имеют округлую до овальной формы. Размеры их варьируют от 10 до 150 мкм. Включения, как правило, частично (Рис. 17б) или полностью раскристаллизованные, тёмные в проходящем свете, что затрудняет диагностику минералов. Согласно фотография в обратно-рассеянных электронах,

расплавные включения содержат стекло, газовый пузырь и кристаллические фазы (Рис. 17б; в). Среди кристаллических фаз были обнаружены авгит, титаномагнетит, амфибол, реже барит, пирротин, халькопирит и бурая Сг-шпинель.

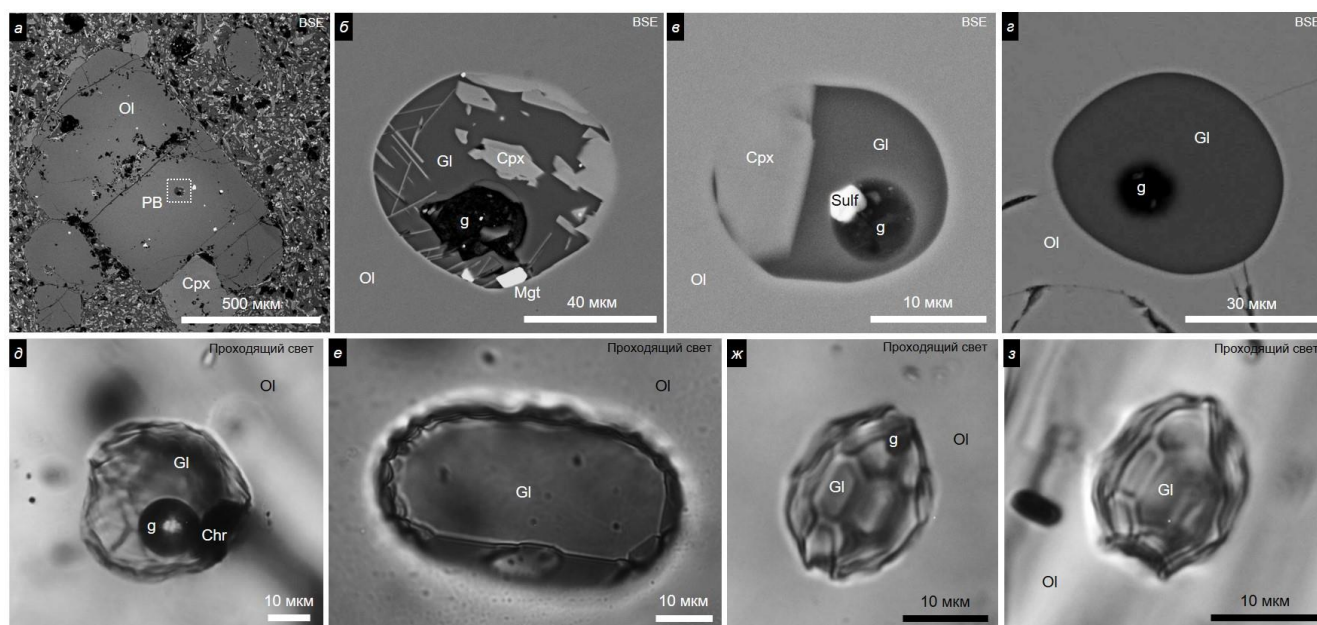


Рисунок 17. Расплавные включения во вкрапленниках оливина второго и третьего типа из базальтов вулкана Харчинский: а) расположение РВ в оливине-хозяине; б) увеличенное изображение частично раскристаллизованного непрогретого РВ с рис.33а с фазовым составом: стекло (Gl) + газовый пузырь (g) + Срх + Ti-Mgt; в) непрогретое РВ с сульфидной глобулой; г) непрогретое стекловатое РВ; д) прогретое РВ с типичным фазовым составом: Gl + g + рудная фаза (Chr ?); е) частично выведенное на поверхность экспериментально закаленное (стекловатое после прогрева) РВ; ж) прогретое РВ с пузырьком; з) не вскрытое экспериментально закаленное РВ.

В процессе прогрева во включениях наблюдалось плавление дочерних кристаллических фаз в интервале температур 1100 – 1200°C. Однако растворения газового пузыря и полной гомогенизации включений достичь не удалось даже при максимально возможной для микротермокамеры температуре 1350°C (Рис. 18). Это может быть связано с потерей летучих компонентов, содержащихся в расплаве, при подъеме магмы к поверхности и в процессе извержения (Portnyagin et al., 2008; Mironov et al., 2015). Для достижения наиболее полного переплавления дочерних кристаллов и растворения отложившегося на стенках включения вещества, родственного минералу-хозяину, был выполнен массовый прогрев включений без визуального контроля. После прогрева в большинстве

включений сохраняется газовый пузырек (Рис. 17ж), часто в присутствии рудной фазы, представленной, вероятно, ксеногенным хромитом (Рис. 17д). Редко встречаются полностью стекловатые включения (Рис. 17е; з).

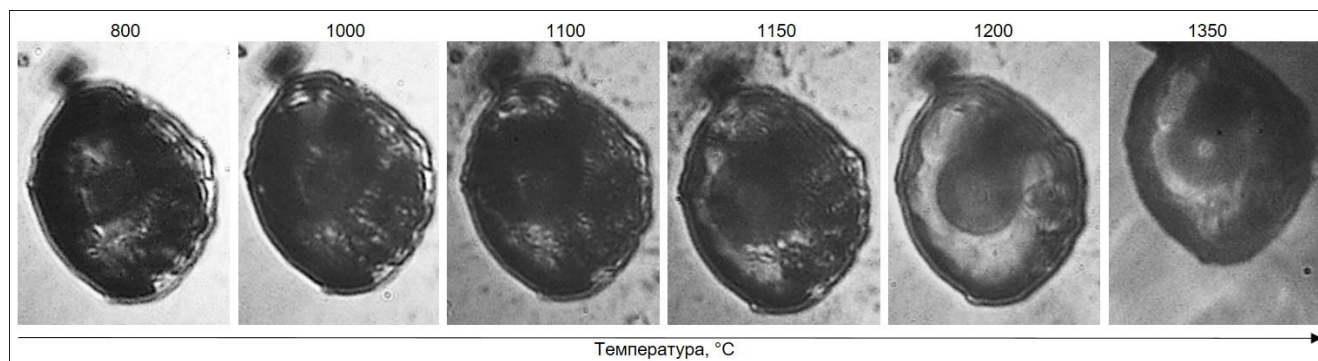


Рисунок 18. Фазовые переходы (плавление дочерних фаз и стекла) в процессе прогрева расплавленного включения.

Содержания главных и примесных элементов в стеклах прогретых расплавленных включений в оливине характеризуются широкими вариациями состава (Табл. 10). Измеренный состав стекол большинства включений является низкоглиноземистым и низкокальциевым. При этом с повышением количества SiO_2 в нем увеличиваются содержания MgO и Cr_2O_3 , концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO и MnO уменьшаются, а содержания щелочей остаются практически постоянными.

Измеренные составы стекол включений использовались для восстановления составов захваченных оливином расплавов. Для этого результаты рентгеноспектрального микроанализа пересчитывались с учетом постзахватного переуравновешивания SiO_2 , воды, FeO и MgO в программе Petrolog3 (Danyushevsky, Plechov, 2011) и по алгоритмам (Portnyagin et al., 2019). При этом состав некоторых включений не удалось скорректировать по (Portnyagin et al., 2019).

Реконструированные захваченные расплавы имеют низкомагнезиальный, низкоглиноземистый, низкокальциевый состав (Рис. 19; Табл. 10). По сравнению со стеклами включений эти расплавы обеднены SiO_2 . По сравнению с валовым составом пород захваченные расплавы обогащены TiO_2 и MnO и содержат сопоставимые концентрации Al_2O_3 и щелочей.

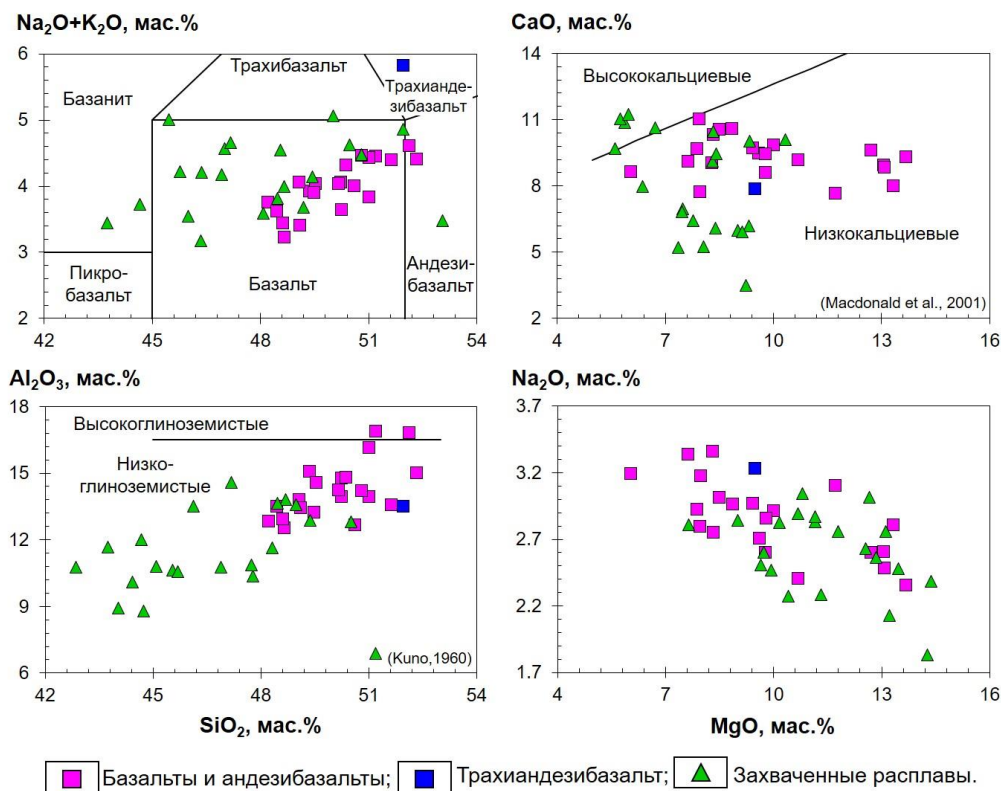


Рисунок 19. Состав реконструированных захваченных расплавов в сравнении с валовым составом пород.

Вкрапленники клинопироксена содержат первичные расплавные включения. Обычно они образуют азональные группы, реже встречаются одиночно (Рис. 20). Флюидные включения не обнаружены. Расплавные включения размером до 40 мкм, как правило, стекловатые (стекло и газовый пузырь), реже в них присутствует кристалл Тi-магнетита. В плане включения имеют неправильную вытянутую форму часто с признаками аномальности, такими как разное соотношение дочерних фаз (Рис. 20г; д). Аномальность включений в клинопироксене обусловлена расшнурованием, произошедшим, вероятно, после герметизации их содержимого. Расшнурование – это постзахватное изменение, приводящее к разделению одной вакуоли на несколько включений, сопровождающееся неравномерным распределением вещества в них. Этим, вероятно, объясняются широкие вариации состава остаточных (непрогретых) стекол включений в клинопироксене (ЭДС, мас.%): SiO_2 60.1-69.1; Al_2O_3 14.0-20.8; Na_2O 3.8-6.9; K_2O 2.5-2.9; FeO 0.5-0.7; MgO 0.1-0.8; CaO 2.6-3.6; TiO_2 0.3; P_2O_5 0.5; SO_3 0.2 и Cl 0.1. Такие аномальные включения непригодны для

прогрева, потому что их температуры гомогенизации не соответствуют условиям захвата. По этой причине они не могут использоваться для интерпретации.

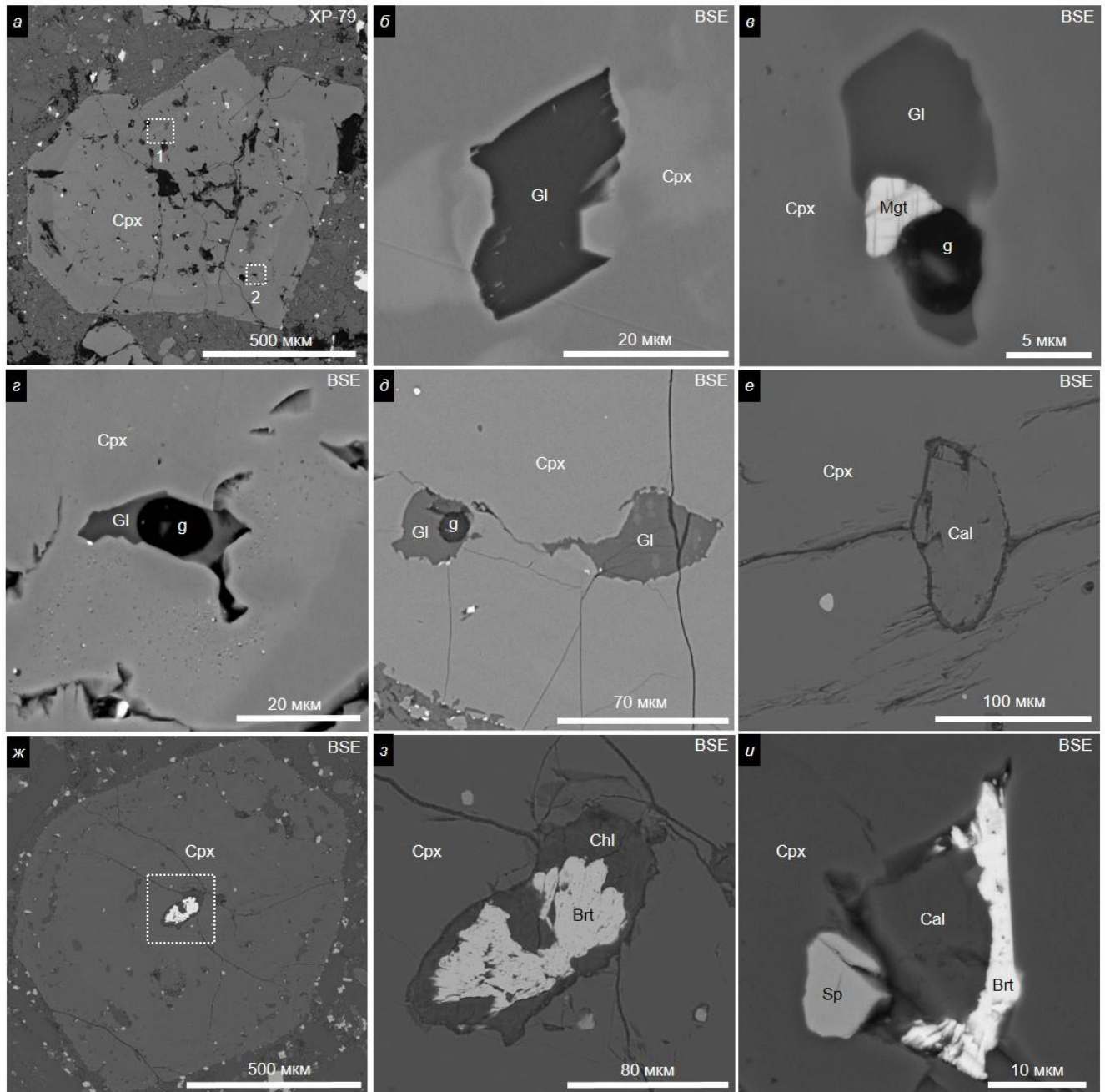


Рисунок 20. Расплавные включения и минеральные обособления во вкрапленниках клинопироксена из базальтов вулкана Харчинский: а) расположение РВ в кристалле Срх; б) увеличенное изображение стекловатого включения с участка 1 фотографии 36а; в) увеличенное изображение включения, содержащего магнетит, с участка 1 фотографии 36а; г) увеличенное изображение расшнурованного включения с участка 2 фотографии 36а; д) расшнурованные РВ в Срх с разным фазовым составом; е) включение кристалла кальцита; ж) расположение минерального обособления во вкрапленнике Срх; з) увеличенное изображение обособления хлорита с баритом с фотографии 36ж; и) минеральное обособление в Срх, содержащее кальцит, барит и шпинель.

Таблица 10. Состав стекол расплавных включений во вкрапленниках оливина из магнезиальных базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский.

Включение	ОI тип	Размер РВ (мкм)	n	Измеренный состав стекол экспериментально закаленных расплавных включений														Дополнительные данные для расчетов		
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	SO ₃	Cl	Сумма	FeO _{мх}	FeO=f(CaO/Al ₂ O ₃)	FeO _{final}
ХР-84 8	2	40	2	52.29	0.24	7.27	15.11	0.25	11.18	9.89	2.41	0.88	0.18	0.26	0.12	0.94	101.04	78	16.25	16.25
ХР-84 10	2	50	1	47.78	1.03	14.90	7.24	0.08	11.84	12.48	3.43	1.15	0.21	0.25	0.12	0.95	101.45	89	10.72	10.72
ХР-84 11	2	35	1	47.27	1.40	17.40	9.21	0.13	9.76	10.99	2.96	0.94	0.21	0.19	0.11	0.95	101.53	90	8.56	9.21
ХР-85 3	3	30	1	45.84	1.16	12.54	19.95	0.33	7.83	6.35	3.05	1.26	0.22	0.18	0.16	0.92	99.76	77	7.24	19.95
ХР-85 5	3	20	1	44.65	1.60	13.78	20.93	0.34	4.56	7.08	3.51	1.47	0.23	0.17	0.23	0.95	99.50	77	7.31	20.93
ХР-85 6	3	40	2	49.74	1.35	12.53	9.93	0.18	10.85	9.66	2.78	1.54	0.26	0.17	0.11	0.82	99.92	82	10.02	10.02
ХР-85 7	3	15	1	42.82	1.32	16.56	16.01	0.22	5.81	10.67	2.94	1.21	0.38	0.16	0.21	0.91	99.23	82	8.69	16.01
ХР-85 9	3	70	1	41.09	1.39	12.02	18.31	0.19	10.63	10.60	2.51	1.05	0.32	0.18	0.18	0.86	99.32	82	11.20	18.31
ХР-85 10	3	15	1	43.95	1.94	13.70	18.49	0.34	4.61	7.82	3.64	1.49	0.39	0.20	0.21	0.88	97.66	77	7.91	18.49
ХР-85 11	3	15	1	44.49	1.88	13.79	18.72	0.32	4.65	7.76	3.75	1.55	0.37	0.19	0.21	0.91	98.59	77	7.83	18.72
ХР78 1	3	100	3	42.76	1.00	15.49	11.12	0.14	10.68	11.37	2.92	1.20	0.21	0.16	0.20	0.73	97.98	84	9.63	11.12
ХР78 4	3	100	2	43.02	1.05	15.79	11.34	0.14	9.88	11.93	2.86	1.19	0.21	0.15	0.22	0.74	98.51	84	9.86	11.34
ХР78 6	3	60	1	43.12	0.85	12.65	18.47	0.35	8.68	7.07	2.63	1.08	0.19	0.14	0.17	0.72	96.11	73	7.79	18.47
ХР78 8	3	45	1	41.21	0.96	11.72	24.39	0.49	8.06	6.05	2.47	0.96	0.20	0.15	0.17	0.70	97.53	72	7.34	24.39
ХР78 9	3	50	1	41.61	0.90	11.80	23.01	0.47	8.35	5.99	2.54	0.94	0.19	0.15	0.16	0.69	96.80	72	7.25	23.01
ХР80 1	2	60	2	46.75	0.94	12.48	16.86	0.26	9.00	5.90	3.17	0.96	0.24	0.19	0.15	0.66	97.57	80	6.88	16.86
ХР80 3	2	150	3	46.93	1.52	11.80	16.80	0.27	9.66	4.66	3.09	1.45	0.23	0.19	0.12	0.63	97.34	77	6.06	16.80
ХР80 6	2	45	1	46.28	1.89	12.37	18.41	0.35	7.62	5.24	3.17	1.38	0.28	0.18	0.11	0.62	97.92	77	6.36	18.41
ХР107 1а	2	75	1	48.52	0.90	14.56	8.71	0.14	10.04	10.69	3.27	1.24	0.20	0.23	0.16	0.66	99.33	85	9.63	9.63
ХР87 1	2	55	1	46.61	1.15	16.22	8.63	0.13	9.92	10.18	3.37	1.49	0.30	0.18	0.18	0.64	99.01	86	8.51	8.63
ХР107 5	2	15	1	43.36	1.42	11.17	24.02	0.45	6.06	3.77	3.77	1.64	0.25	0.17	0.16	0.57	96.81	74	5.45	24.02
ХР-84 2	2	30	1	46.02	1.03	13.48	17.49	0.29	9.79	7.63	2.22	0.86	0.17	0.18	0.11	0.95	100.22	80	7.86	17.49
ХР-84 3	2	40	2	50.58	1.30	9.99	16.73	0.31	10.67	5.55	2.63	1.26	0.29	0.18	0.11	0.91	100.52	80	7.76	16.73
ХР-85 4	3	20	1	46.23	1.20	12.62	19.97	0.35	7.85	6.34	2.49	1.25	0.22	0.18	0.16	0.92	99.76	77	7.19	19.97
ХР-85 12	3	35	1	56.79	0.10	9.86	13.06	0.25	12.85	3.36	2.88	0.22	0.09	0.21	0.12	0.75	100.52	79	5.49	13.06
ХР-87 2	2	15	1	52.92	0.74	11.30	15.05	0.25	8.94	5.05	2.91	1.26	0.22	0.22	0.15	0.86	99.87	81	6.61	15.05
ХР-87 8	2	15	1	54.38	0.66	11.26	11.97	0.20	12.15	3.92	2.82	1.40	0.20	0.22	0.15	0.81	100.13	84	5.57	11.97
ХР-87 1	2	25	1	53.64	1.03	13.87	10.27	0.15	9.71	5.68	3.36	1.41	0.23	0.20	0.16	1.02	100.73	85	6.22	10.27
ХР78 10	3	70	1	43.39	0.81	12.57	19.43	0.37	9.34	6.27	2.56	0.99	0.21	0.14	0.17	0.68	96.91	73	7.16	19.43
ХР85 2	3	150	2	52.42	0.53	14.23	12.47	0.32	10.18	4.15	2.52	0.71	0.10	0.14	0.11	0.56	98.43	79	4.97	12.47
ХР107 1	2	65	1	44.90	0.97	12.17	20.04	0.33	8.39	5.36	2.96	1.26	0.21	0.18	0.15	0.58	97.51	73	6.54	20.04
ХР107 4	2	55	1	45.20	1.19	12.96	19.76	0.33	7.65	4.93	3.36	1.50	0.25	0.17	0.16	0.57	98.04	74	5.91	19.76
ХР107 8	2	40	1	45.37	1.52	11.21	21.11	0.37	8.06	4.86	2.97	1.47	0.25	0.19	0.11	0.52	98.02	75	6.47	21.11
ХР107 9	2	25	1	48.02	1.25	11.74	18.66	0.36	8.05	3.89	3.52	1.59	0.26	0.22	0.15	0.54	98.25	75	5.39	18.66
ХР107 11	2	15	1	50.36	1.19	12.60	13.86	0.26	8.75	2.61	3.42	2.51	0.33	0.17	0.12	0.52	96.71	75	4.08	13.86
ХР107 13	2	15	2	52.23	1.33	12.35	12.47	0.24	8.83	3.39	3.21	2.54	0.32	0.13	0.11	0.50	97.65	75	4.79	12.47
ХР107 17	2	10	2	50.28	1.18	12.16	14.92	0.29	8.61	2.61	3.29	2.42	0.34	0.15	0.11	0.50	96.85	75	4.16	14.92

продолжение таблицы 10...

Включение	Состав захваченного расплава после учета Fe-Mg-обмена и кристаллизации оливина на стенках включения в программе Petrolog3 (Danushevsky, Plechov, 2011)													Содержание воды по (Gavrilenko et al., 2016)
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	T, °C	H ₂ O
XP-84 8	52.50	0.25	7.64	5.23	11.55	0.26	8.26	10.39	2.53	0.93	0.19	0.27	1206	2.73
XP-84 10	46.47	0.97	14.03	3.03	7.98	0.08	10.94	11.75	3.23	1.08	0.20	0.24	1288	1.48
XP-84 11	46.71	1.35	16.73	2.23	7.36	0.13	10.80	10.56	2.85	0.90	0.20	0.18	1280	2.77
XP-85 3	45.86	1.12	12.13	6.72	13.91	0.32	9.24	6.14	2.95	1.22	0.21	0.17	1246	-
XP-85 5	44.22	1.40	12.08	7.46	14.30	0.30	9.32	6.20	3.08	1.29	0.20	0.15	1248	-
XP-85 6	51.33	1.54	14.27	2.83	7.47	0.21	5.95	11.00	3.17	1.75	0.30	0.19	1148	5.18
XP-85 7	43.17	1.23	15.47	4.78	11.71	0.21	9.08	9.97	2.75	1.13	0.36	0.15	1231	2.28
XP-85 9	41.67	1.45	12.57	6.21	12.71	0.20	9.85	11.08	2.62	1.10	0.34	0.19	1246	2.05
XP-85 10	44.75	1.84	12.96	6.94	12.43	0.32	7.95	7.40	3.44	1.41	0.37	0.19	1216	1.06
XP-85 11	44.87	1.76	12.93	6.98	12.44	0.30	7.95	7.27	3.52	1.45	0.35	0.18	1218	0.95
XP78 1	44.40	1.15	17.81	3.17	8.26	0.16	6.82	13.07	3.36	1.38	0.24	0.18	1164	5.35
XP78 4	44.31	1.17	17.53	3.20	8.45	0.16	7.05	13.25	3.18	1.32	0.23	0.17	1169	4.75
XP78 6	45.76	0.98	14.53	6.65	12.42	0.40	6.50	8.12	3.02	1.24	0.22	0.16	1166	2.78
XP78 8	42.30	0.98	12.02	9.61	15.94	0.50	8.57	6.20	2.53	0.98	0.21	0.15	1214	-
XP78 9	43.43	0.98	12.82	8.80	14.92	0.51	7.88	6.51	2.76	1.02	0.21	0.16	1201	-
XP80 1	48.18	0.97	12.88	5.17	12.32	0.27	9.42	6.09	3.27	0.99	0.25	0.20	1259	0.14
XP80 3	49.21	1.71	13.23	5.66	11.71	0.30	7.39	5.23	3.47	1.63	0.26	0.21	1225	-
XP80 6	47.38	1.93	12.62	6.30	12.75	0.36	8.22	5.34	3.23	1.41	0.29	0.18	1234	-
XP107 1a	49.45	0.96	15.59	2.52	7.35	0.15	7.24	11.45	3.50	1.33	0.21	0.25	1190	4.02
XP87 1	47.98	1.28	18.00	2.24	6.60	0.14	6.54	11.30	3.74	1.65	0.33	0.20	1173	5.47
XP107 5	44.16	1.33	10.49	9.61	15.60	0.42	9.37	3.54	3.54	1.54	0.24	0.16	1262	-
XP-84 2	46.14	1.03	13.43	4.91	13.08	0.29	10.10	7.60	2.21	0.86	0.17	0.18	1252	-
XP-84 3	50.98	1.35	10.34	5.14	12.06	0.32	9.55	5.75	2.72	1.31	0.30	0.19	1261	-
XP-85 4	46.17	1.15	12.06	6.33	14.28	0.34	9.66	6.06	2.38	1.20	0.21	0.17	1249	-
XP-85 12	59.21	0.12	11.29	3.41	9.98	0.29	7.96	3.85	3.30	0.25	0.10	0.24	1262	0.32
XP-87 2	53.20	0.74	11.27	4.37	11.19	0.25	9.41	5.04	2.90	1.26	0.22	0.15	1272	0.43
XP-87 8	56.03	0.73	12.39	3.27	8.99	0.22	8.96	4.31	3.10	1.54	0.22	0.24	1287	0.00
XP-87 1	54.22	1.07	14.40	2.69	7.84	0.16	8.33	5.90	3.49	1.46	0.24	0.21	1267	1.71
XP78 10	45.60	0.92	14.31	6.84	13.27	0.42	7.06	7.14	2.91	1.13	0.24	0.16	1185	1.12
XP85 2	54.77	0.59	15.82	2.86	9.89	0.36	7.41	4.61	2.80	0.79	0.00	0.11	1233	1.80
XP107 1	46.58	1.05	13.17	7.26	13.43	0.36	7.36	5.80	3.20	1.36	0.23	0.20	1206	-
XP107 4	46.34	1.24	13.48	7.23	13.25	0.34	7.51	5.13	3.50	1.56	0.26	0.18	1220	-
XP107 8	46.29	1.55	11.40	7.70	14.18	0.38	8.61	4.94	3.02	1.49	0.25	0.19	1238	-
XP107 9	49.25	1.31	12.29	6.62	12.64	0.38	7.59	4.07	3.68	1.66	0.27	0.23	1238	-
XP107 11	53.78	1.38	14.65	4.78	9.54	0.30	5.06	3.03	3.98	2.92	0.38	0.20	1222	-
XP107 13	55.39	1.54	14.29	4.15	8.67	0.28	4.60	3.92	3.71	2.94	0.37	0.15	1199	-
XP107 17	53.34	1.35	13.86	5.14	10.29	0.33	5.66	2.98	3.75	2.76	0.39	0.17	1230	-

продолжение таблицы 10...

Включение	Состав захваченного расплава после учета Fe-Mg-обмена и кристаллизации оливина на стенках включения в программе Petrolog3 (Danushevsky, Plechov, 2011), а также реконструкции содержаний H ₂ O и SiO ₂ по (Portnyagin et al., 2019) без T корректировки на содержание воды									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
XP-84 8	53.05	0.25	7.69	16.36	0.26	8.32	10.47	2.55	0.93	0.11
XP-84 10	49.20	0.83	11.99	9.15	0.06	9.35	10.04	2.76	0.93	5.69
XP-84 11	48.07	1.29	16.01	8.97	0.12	10.33	10.11	2.72	0.87	1.51
XP-85 3	46.37	1.13	12.25	20.15	0.32	9.33	6.20	2.98	1.23	0.03
XP-85 5	45.77	1.36	11.68	20.32	0.29	9.02	6.00	2.97	1.25	1.35
XP-85 6	51.95	1.52	14.10	9.89	0.20	5.87	10.87	3.13	1.73	0.75
XP-85 7	46.00	1.13	14.14	14.64	0.19	8.30	9.11	2.51	1.03	2.94
XP-85 9	46.34	1.24	10.73	15.63	0.17	8.41	9.46	2.24	0.94	4.84
XP-85 10	47.01	1.73	12.19	17.56	0.30	7.48	6.96	3.24	1.33	2.21
XP-85 11	47.17	1.65	12.11	17.55	0.28	7.46	6.82	3.29	1.36	2.30
XP78 1	48.66	0.97	15.03	9.38	0.14	5.76	11.04	2.83	1.16	5.03
XP78 4	48.47	0.99	14.87	9.61	0.13	5.98	11.24	2.69	1.12	4.89
XP78 6	46.93	0.96	14.24	18.04	0.39	6.37	7.96	2.96	1.22	0.93
XP78 8	43.76	0.96	11.76	24.06	0.49	8.39	6.07	2.48	0.96	1.05
XP78 9	44.66	0.96	12.63	22.49	0.50	7.76	6.41	2.72	1.01	0.85
XP80 1	49.43	0.94	12.51	16.47	0.26	9.14	5.91	3.18	0.96	1.20
XP80 3	50.01	1.70	13.17	16.72	0.30	7.36	5.20	3.45	1.62	0.46
XP80 6	48.54	1.89	12.37	18.06	0.35	8.06	5.24	3.17	1.38	0.93
XP107 1a	50.81	0.89	14.47	8.93	0.14	6.72	10.63	3.25	1.23	2.93
XP87 1	50.47	1.09	15.43	7.39	0.12	5.60	9.68	3.21	1.42	5.59
XP107 5	45.46	1.31	10.33	23.89	0.42	9.23	3.49	3.49	1.52	0.88
XP-84 2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP-84 3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP-85 4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP-85 12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP-87 2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP-87 8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP-87 1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP78 10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP85 2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP107 1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP107 4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP107 8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP107 9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP107 11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP107 13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XP107 17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

окончание таблицы 10...

Включение	Состав реконструированных расплавов в равновесии с болеем магнезиальным оливином-хозяином при заданных значениях Fo и P, рассчитанные в программе Petrolog3 (Danyushevsky, Plechov, 2011) с использованием модели минерал-расплав (Danyushevsky, 2001)													Заданные условия	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	Fo _{mx+m}	P, кбар
XP-84 8	51.19	0.22	6.88	5.58	11.51	0.27	11.32	9.39	2.28	0.83	0.17	0.24	0.10	81	12
XP-84 10	47.78	0.72	10.35	2.26	7.26	0.07	14.37	8.71	2.38	0.80	0.17	0.22	4.91	91	12
XP-84 11	47.19	1.18	14.59	2.15	7.06	0.12	13.45	9.24	2.48	0.79	0.19	0.18	1.38	91	12
XP-85 3	45.09	1.00	10.81	6.57	14.09	0.32	12.55	5.49	2.63	1.09	0.19	0.15	0.03	80	13
XP-85 5	44.43	1.17	10.08	6.35	14.49	0.30	12.85	5.20	2.56	1.08	0.17	0.13	1.17	80	13
XP-85 6	50.51	1.38	12.80	2.82	7.84	0.21	9.01	9.89	2.84	1.57	0.27	0.18	0.68	85	13
XP-85 7	44.68	0.96	12.00	3.88	11.36	0.20	13.21	7.77	2.13	0.87	0.31	0.13	2.49	85	13
XP-85 9	44.73	1.01	8.78	4.31	11.92	0.19	14.27	7.79	1.83	0.77	0.28	0.16	3.96	85	13
XP-85 10	45.55	1.51	10.65	5.50	12.82	0.31	11.15	6.10	2.83	1.16	0.32	0.17	1.93	80	13
XP-85 11	45.70	1.44	10.57	5.52	12.82	0.29	11.16	5.97	2.87	1.19	0.31	0.16	2.01	80	13
XP78 1	48.70	0.89	13.82	1.99	8.31	0.15	9.73	10.18	2.60	1.07	0.19	0.15	2.21	87	0.5
XP78 4	48.47	0.91	13.65	2.03	8.47	0.14	9.94	10.35	2.47	1.03	0.19	0.14	2.20	87	0.5
XP78 6	46.13	0.91	13.51	5.87	12.85	0.39	7.63	7.55	2.81	1.16	0.18	0.13	0.88	76	0.5
XP78 8	42.85	0.88	10.77	8.17	16.45	0.48	10.40	5.57	2.27	0.88	0.18	0.14	0.96	75	0.5
XP78 9	43.74	0.89	11.65	7.62	15.51	0.49	9.64	5.92	2.51	0.93	0.18	0.14	0.78	75	0.5
XP80 1	47.73	0.82	10.85	4.85	12.19	0.27	13.11	5.16	2.76	0.83	0.22	0.18	1.04	83	13
XP80 3	48.32	1.50	11.62	5.28	12.27	0.31	10.81	4.60	3.04	1.43	0.23	0.19	0.41	80	13
XP80 6	46.89	1.65	10.77	5.57	13.22	0.35	11.78	4.58	2.76	1.20	0.25	0.16	0.81	80	13
XP107 1a	48.48	0.70	11.31	3.46	8.98	0.22	17.12	3.44	2.42	1.20	0.17	0.20	2.29	90	13
XP87 1	46.95	0.83	11.72	2.95	9.11	0.21	16.75	3.35	2.36	1.17	0.17	0.20	4.25	90	11
XP107 5	44.03	1.13	8.93	8.19	16.17	0.42	12.65	3.03	3.02	1.31	0.21	0.14	0.76	77	13
XP-84 2	45.40	0.92	12.05	5.36	12.70	0.29	13.36	6.85	1.98	0.77	0.15	0.16	-	83	12
XP-84 3	49.65	1.20	9.21	5.61	11.76	0.32	13.08	5.15	2.42	1.17	0.27	0.17	-	83	12
XP-85 4	45.33	1.03	10.75	6.47	14.21	0.34	12.92	5.42	2.12	1.07	0.19	0.15	-	80	13
XP-85 12	57.62	0.11	10.42	4.30	9.58	0.29	10.52	3.57	3.05	0.23	0.09	0.22	-	82	13
XP-87 2	51.75	0.66	10.12	5.03	10.77	0.25	12.80	4.55	2.60	1.13	0.20	0.14	-	84	11
XP-87 8	54.36	0.66	11.14	4.00	8.55	0.22	12.57	3.91	2.79	1.38	0.20	0.22	-	87	11
XP-87 1	51.19	0.88	11.88	2.85	7.84	0.16	14.38	4.92	2.88	1.20	0.20	0.18	1.44	90	11
XP78 10	45.20	0.87	13.53	6.39	13.89	0.42	8.75	6.76	2.75	1.07	0.23	0.15	-	76	0.5
XP85 2	53.49	0.54	14.56	3.53	9.77	0.36	10.09	4.26	2.58	0.73	0.00	0.10	-	82	13
XP107 1	45.74	0.95	11.89	6.86	14.20	0.37	10.25	5.25	2.89	1.23	0.21	0.18	-	76	13
XP107 4	45.54	1.12	12.17	6.77	14.00	0.35	10.45	4.64	3.16	1.41	0.23	0.16	-	77	13
XP107 8	45.36	1.37	10.09	7.21	14.78	0.38	12.03	4.38	2.67	1.32	0.22	0.17	-	78	13
XP107 9	48.18	1.18	11.10	6.48	13.12	0.38	10.58	3.69	3.32	1.50	0.24	0.21	-	78	13
XP107 11	52.60	1.28	13.54	4.85	10.12	0.31	7.58	2.81	3.68	2.70	0.35	0.19	-	78	13
XP107 13	54.22	1.44	13.33	4.31	9.20	0.29	6.87	3.66	3.46	2.74	0.35	0.14	-	78	13
XP107 17	52.06	1.24	12.70	5.21	10.85	0.34	8.39	2.74	3.44	2.53	0.36	0.16	-	78	13
Состав реконструированного путем обратной фракционной кристаллизации расплава в наиболее примитивном базальте XP-79															
XP-79	51.05	0.84	12.78	2.57	6.68	0.15	13.45	8.07	2.83	1.20	0.22	0.15	-	1.5	

Примечание: элементы приведены в мас.% и определены методом ВДС; все расчеты выполнены при фугитивности кислорода NNO + 1.0 лог.ед.; Fo_{mx} – форстерит минерала-хозяина; FeO_{final} – железо, использованное для расчета в программе Petrolog3; n – количество анализов; m – количество Fo, добавленное к минералу-хозяину при реконструкции первичного расплава; прочерк – не может быть рассчитано; серым отмечены содержания воды для Fo_{<85}, когда возможно появление Са-содержащих фаз (например, Срх), способных исказить результат расчета; жирным выделены составы первичных расплавов в оливине Fo_{≥85} (см. Рис. 42).

Кроме того, во вкрапленниках клинопироксена из образцов ХР-75, ХР-108 и ХР-109 были обнаружены кристаллические включения барита и кальцита часто в ассоциации с хлоритом (Рис. 20ж; з; и). Похожие минеральные обособления ранее отмечались в ксенолитах вулкана Харчинский. Это может указывать на то, что ядра некоторых вкрапленников клинопироксена в базальтах являются ксеногенными и образовались при дезинтеграции ксенолитов.

4.4. Результаты моделирования в программе Petrolog3

Помимо описанного выше учета Fe-Mg-обмена в расплавных включениях программа Petrolog3 (Danyushevsky, Plechov, 2011) использовалась также для проверки равновесности вкрапленников оливина с породой, в которой они присутствуют. Для этого использовалась опция «кристаллизация», валовые составы пород и среднее значение фугитивности кислорода $\text{NNO}+1.0$ для изученных образцов. Температура равновесия оливин-расплав учитывалась по (Ford et al., 1983).

Было показано, что наиболее ранним минералом базальтов является оливин. При близких или слегка меньших температурах начинает кристаллизоваться Cr-шпинель. Клинопироксен и плагиоклаз начинают образовываться при температурах на 50 – 200 и более градусов ниже.

После этого производился подбор значений давления, при которых состав моделируемого ликвидусного оливина совпадал с наиболее магнезиальными значениями F_o для каждого конкретного образца. В результате этого выяснилось, что наиболее магнезиальные составы вкрапленников оливина хорошо воспроизводятся в двух интервалах давлений. Для образцов ХР-1, ХР-76, ХР-78, ХР-79 и ХР-108, в которых наибольшие значения F_o варьируют от 78 в ХР-108 до 91 в ХР-79, равновесие оливина с расплавом достигается при давлениях 0.1 – 1.5 кбар. Для образцов ХР-2, ХР-84 и ХР-87, в которых наибольшие значения F_o изменяются от 86 в ХР-87 до 89 в ХР-2 и ХР-84, равновесие достигается при значениях давления 11 – 13 кбар. Для образцов ХР-75, ХР-80, ХР-85, ХР-109 и ХР-110 (наибольшие значения F_o варьируют от 80 в ХР-80 и ХР-110 до 72 в ХР-75) моделируемые составы оливина оказываются более магнезиальными по

сравнению с присутствующими в породе. Их составы предполагают, что помимо кристаллизации при давлениях 4 – 14 кбар необходимо предварительное фракционирование от 9 до 12% расплава.

4.5. Обсуждение полученных данных

Оливин образует вкрапленники в изученных породах, зерна в основной массе, а также встречается в качестве включений в клинопироксене. Наиболее магнезиальный оливин, к которому относятся первый тип и центральные зона второго типа вкрапленников, содержит включения Cr-шпинели, другие минералы в нем не обнаружены. На основе минералого-петрографических особенностей пород можно считать, что такой оливин является одним из наиболее ранних минералов. Он образовывался одновременно или после Cr-шпинели. Таким образом, оливин и шпинель рассматриваются автором в качестве наиболее ранней, предположительно ликвидусной ассоциации для большинства изученных образцов.

Вкрапленники оливина. На основе морфологии вкрапленников было выделено три петрографических типа оливина. При моделировании составы вкрапленников оливина первого типа хорошо воспроизводятся при заданном давлении 11 кбар. Это указывает на их равновесность с породой. Учитывая их идиоморфность и результаты моделирования, оливины первого типа можно принять за автокристы, согласно классификации (Jerram, Martin, 2008). Несмотря на то, что оливины второго типа менее идиоморфные, составы их наиболее магнезиальных центральных зон хорошо согласуются с результатами моделирования, что может указывать на их равновесность с породой. Это позволяет считать, что они представлены преимущественно автокристами (Рис. 21). Антекристы, если и присутствуют среди них, имеют близкий состав, не позволяющий их отличить. Таким образом, наиболее магнезиальные оливины, вероятно, являются ликвидусными. В то же время более железистые краевые зоны второго типа и вкрапленники третьего типа отражают длительную эволюцию оливина, а их составы указывают на одновременное образование с клинопироксеном или даже плагиоклазом. При этом часть вкрапленников, состав

которых не воспроизводится при моделировании путем изменения RTf_{O_2} -параметров, может быть связана с захватом кристаллов, образованных в более дифференцированных магмах, менее дифференцированными. Такие оливины могут представлять собой антекристы и/или ксенокристы, согласно классификации (Jerram, Martin, 2008). Это возможно при импульсном поступлении однотипных магм в разные части питающей системы вулкана. В целом, присутствие неравновесных минеральных ассоциаций в камчатских базальтах не является редкостью. Они обнаружены, например, в породах Ключевского вулкана (Арискин и др., 1995) и базальтах Шивелуча (Волынец и др., 1994). Считается, что это может быть связано с механическим перемешиванием минеральных фаз и расплавов, отвечающих разным этапам эволюции сходных по химизму магм из разных частей подводящей системы (Хубуня и др., 1993; Kersting, Arculus, 1994). Следует также отметить, что некоторые оливины ($Fo_{>87}$), содержащие $CaO < 0.10$ и $NiO > 0.38$ мас.%, близки по составу к оливинам из глубинных ксенолитов Камчатки (Щербаков, Плечов, 2010; Bryant et al., 2007; Ishimaru et al., 2007; Ionov et al., 2013) и Гренады (Parkinson et al., 2003), и по аналогии с оливинами из магнезиальных базальтов вулкана Суфриер из Малых Антиль (Pichavant, Macdonald, 2007) могут оказаться ксенокристами, вероятно, захваченными из магматических кумулатов и мантийных пород при разрушении стенок подводящих каналов магмой, движущейся к поверхности. Некоторое количество зерен с такими составами оливинов найдено и среди образцов, описанных в (Горбач и др., 2023). Отмеченные там вкрапленники с высокими номерами Fo_{87-92} так же могут оказаться ксеногенными. Таким образом, в базальтах вулкана Харчинский наблюдается совмещение разных по происхождению зерен оливина.

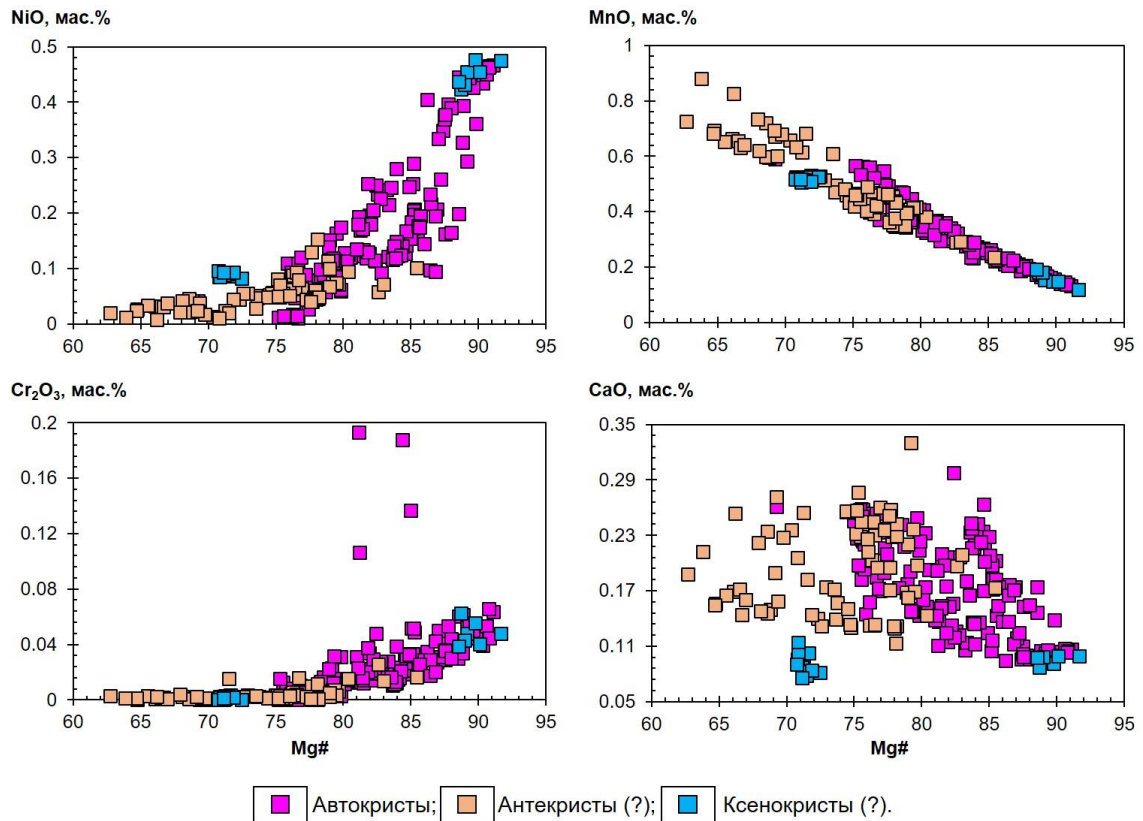


Рисунок 21. Составы разных морфологических типов оливина из базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский, согласно классификации (Jerram, Martin, 2008).

Содержание Mg в расплаве. Состав вкрапленников оливина позволяет оценить магнезиальность равновесного с ним расплава. Если принять, что расплав, из которого кристаллизовался оливин, в дальнейшем не испытывал влияния ассимиляции и контаминации, то он должен соответствовать валовому составу породы. Учитывая то, что оливин является одним из наиболее ранних минералов, а коэффициент распределения Fe-Mg между оливином и расплавом слабо зависит от температуры и состава и является почти постоянным для базальтовых систем $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{Ol-Melt}} = 0.30 \pm 0.03$ (Putirka, 2008; Roeder, Emslie, 1970), путем несложных построений на (Рис. 38) можно оценить магнезиальность расплава по содержанию Fe-минала в оливине.

Минералого-петрографические особенности указывают на то, что вкрапленники оливина первого и второго типов можно считать автокристами. Они характеризуются широкими вариациями состава. Наиболее магнезиальный оливин Fo₉₁ обнаружен в образце ХР-79, где он мог бы находиться в равновесии с расплавом, похожим на валовый состав породы. Магнезиальность этого расплава

$Mg\# \approx 76$ (Рис. 22), что сопоставимо с магнезиальностью содержащей его породы $Mg\# = 73$.

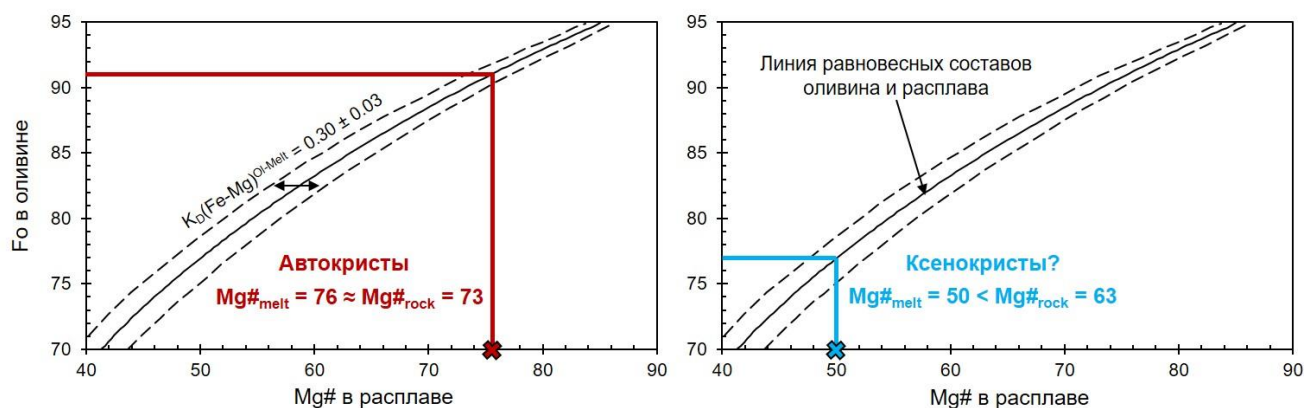


Рисунок 22. Оценка магнезиальности расплава по Fo-миналу в оливине с учетом коэффициента распределения Fe-Mg между оливином и равновесным расплавом, согласно (Roeder, Emslie, 1970; Rhodes et al., 1979).

По мере кристаллизации оливина магнезиальность расплава и вкрапленников постепенно уменьшается. Центральные зоны вкрапленников оливина второго типа образовывались из расплава с $Mg\# = 70$, что так же сопоставимо с магнезиальностью содержащих его пород $Mg\# = 71$. Тонкие краевые зоны вкрапленников второго типа неравновесны с валовым составом породы. Согласно оценке по кривой K_D , краевые зоны могли образоваться из более дифференцированного расплава с $Mg\# = 52$. Такие продвинутые по составу расплавы могли возникать на поздней стадии при кристаллизации основной массы и, вероятно, отражают неравновесный рост вследствие быстрого охлаждения. В то же время, постепенное повышение железистости и в целом наличие плавной зональности от ядер к краю может указывать на смешение с более эволюционировавшим расплавом, поступающим из камеры, в которой магма имела более высокую степень дифференциации.

Часть вкрапленников третьего типа, обнаруженная в образцах ХР-75 и ХР-85, в которых наиболее магнезиальный оливин имеет состав Fo_{77} , так же образовывалась из более дифференцированного расплава $Mg\# \approx 50$ (Рис. 22), что ниже магнезиальности содержащих их пород $Mg\# = 63$. Следовательно, они могут иметь антекристовую и/или ксенокристовую природу.

Таким образом, базальты и андезибазальты вулкана Харчинский являются результатом кристаллизационной дифференциации высокомагнезиального $Mg\# \approx 76$ базитового расплава, магнезиальность которого постепенно уменьшалась до $Mg\# = 52$. Этим объясняются широкие колебания составов вкрапленников оливина. При этом в некоторых породах наблюдается совмещение различных по происхождению зерен оливина, что указывает на смешение порций магмы, претерпевших различную степень дифференциации и, вероятно, из различных частей подводящей системы вулкана.

Состав оливина и состав источника. На основе петрографических особенностей пород и результатов моделирования доминирующим минералом ликвидусной ассоциации является оливин. По содержанию примесных элементов в наиболее магнезиальном ($Fo_{\geq 86}$) оливине можно оценить состав источника, из которого образовывались основные расплавы. Считается, что содержания Ni и Mn в расплаве чувствительны к составу источника, и оливин наследует эти характеристики (Sobolev et al., 2007). При этом содержание Ni в мантийных выплавках контролируется преимущественно количеством оливина в рестите. Вследствие этого, плавление перидотита приводит к появлению расплавов с низким содержанием Ni, в то время как высокие концентрации Ni в расплаве обусловлены плавлением безоливинового протолита, в качестве которого рассматривается пироксенит. Содержания Ni и Mn в наиболее магнезиальном оливине (Табл. 2) из пород вулкана Харчинский показывают, что основным источником вещества при образовании первичных расплавов являлся перидотит. Попадание точек на линию смешения (Рис. 23), вероятно, связано с примесью безоливинового компонента (Sobolev et al., 2007). В качестве безоливинового компонента могли выступать как пироксениты мантийного клина, так и пироксениты нижней части островодужной коры (Jull, Kelemen, 2001; Некрылов и др., 2018).

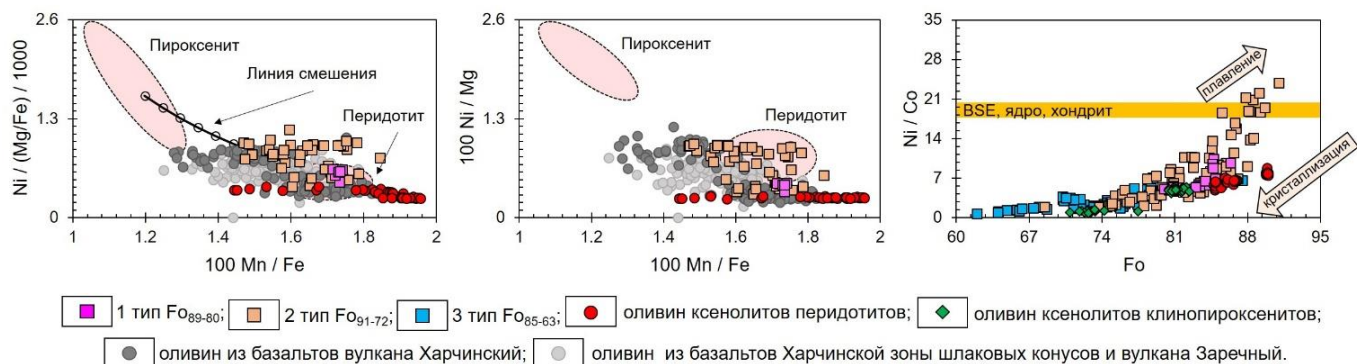


Рисунок 23. Состав источника исходя из содержания примесных элементов в наиболее магнезиальных ($Fo_{>85}$) вкрапленниках оливина. Диаграммы и области составов перидотита и пироксенита приведены, согласно (Sobolev et al., 2007). BSE (Bulk Silicate Earth) – состав силикатной оболочки Земли. Составы оливина из высокомагнезиальных базальтов вулканов Харчинский и Заречный, а также из пород зоны шлаковых конусов Харчинского озера приведены, по данным (Горбач и др., 2023).

Параметры кристаллизации. Близиквидусный парагенезис оливина и Сг-шпинели предоставляет возможность оценить фугитивность кислорода на ранних стадиях кристаллизации магм по модели (Ballhaus et al., 1991; 1994) с проверкой равновесности оливина и шпинели по алгоритму (Николаев и др., 2016). Полученные значения фугитивности кислорода (Рис. 24) варьируют от 0.4 до 1.5 лог.ед. выше буфера Ni-NiO (в среднем $NNO + 1.0$) и соответствуют высокоокисленным условиям, характерным для субдукционных обстановок. Полученные оценки фугитивности кислорода близки соответствующим параметрам для других вулканов Курило-Камчатской (Кузьмин и др., 2023; Volynets et al., 2023) и Малой Антильской (Heath et al., 1998) островных дуг.

Оценка температуры кристаллизации ликвидусных минералов проводилась по двум геотермометрам для возможности сравнения и проверки получаемых результатов. Расчеты температур равновесия оливина с расплавом по модели (Ford et al., 1983) проводились с помощью программы Petrolog3 (Danyushevsky, Plechov, 2011) при заданном окислительно-восстановительном потенциале, отвечающем буферу $NNO + 1.0$. Согласно (Крашенинников и др., 2017), выбранная модель может быть использована для расчета равновесия оливина-расплав в мантийных условиях и дает удовлетворительные результаты. Оцененные температуры кристаллизации оливина варьируют от 1150 до 1290°C. Следует отметить, что при расчете не учитывалось содержание воды, поэтому

оценки температур кристаллизации водосодержащих расплавов могут быть завышены.

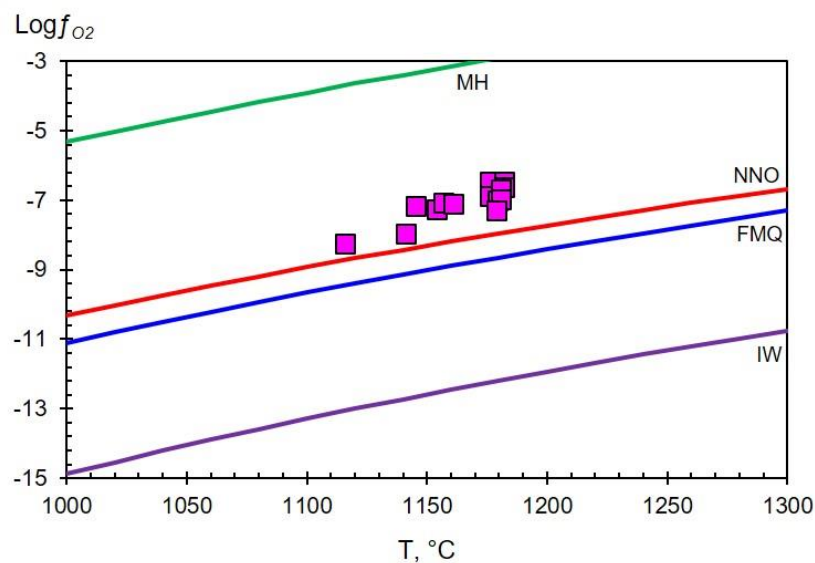


Рисунок 24. Окислительно-восстановительные условия кристаллизации оливина из магнезиальных базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский. NNO – никель-оксид никеля; FMQ – фаялит-магнетит-кварц; MH – магнетит-гематит; IW – железо-вюстит.

Дополнительно температура оценивалась с помощью модели (Coogan et al., 2014), основанной на распределении Al между оливином и шпинелью, которое не чувствительно к содержанию воды в расплаве. Полученные по этой модели температурные значения кристаллизации ликвидусной ассоциации варьируют в диапазоне от 1115 до 1185°C, что ожидаемо несколько ниже оценок по (Ford et al., 1983). Таким образом, температуры, оцененные двумя независимыми геотермометрами, хорошо дополняют друг с друга. Однако, принимая во внимание, что расплавы базальтов вулкана Харчинский содержали воду, мы считаем, что оценки температур по (Coogan et al., 2014) наиболее близки к температурам кристаллизации ликвидусного оливина.

Для магнезиальных базальтов и андезибазальтов равновесие оливина с расплавом, отвечающим валовому составу породы, согласно моделированию с использованием программы Petrolog3, оказалось возможным в двух интервалах давлений: 0.1 – 1.5 и 11 – 13 кбар.

Для трахиандезибазальта некая оценка давления кристаллизации вкрапленников амфибола по содержанию алюминия в нем (Hollister et al., 1987) варьируют от 5 до 7 кбар.

Летучие компоненты. Для оценки содержаний воды в исходных расплавах применялась модель (Gavrilenko et al., 2016), основанная на зависимости коэффициента распределения CaO между расплавом и оливином от концентрации H_2O . Наиболее достоверными оценками содержаний воды по этой модели следует считать значения, полученные для расплавных включений из наиболее магнезиального оливина, когда маловероятно появление таких Ca-содержащих фаз, как клинопироксен или плагиоклаз. Поэтому диапазон концентраций H_2O по (Gavrilenko et al., 2016) мы ограничиваем составом оливина-хозяина $Fo_{\geq 85}$. Согласно этой модели, содержание воды в реконструированных по включениям захваченных расплавах сильно варьирует, изменяясь от 1.5 – 2.8 мас.% во включениях из Fo_{89-90} до 4.0 – 5.5 мас.% во включениях из Fo_{85-86} (Табл. 10).

Для учета влияния диффузионной потери воды из включений на оценку ее содержаний в захваченном расплаве применялась методика (Portnyagin et al., 2019). Однако расчеты удалось провести только для ограниченного числа стекол включений. Это может быть связано с тем, что стекла не претерпели потерю SiO_2 и/или косвенно указывает на присутствие в изученных породах антекристов и/или ксенокристов оливина, что ограничивает применение данной методики. Для тех оливинов, где расчет оказался возможен, содержания воды достигают 5.7 мас.% (Табл. 10). В целом, диапазон вариаций полученных содержаний близок интервалу по (Gavrilenko et al., 2016). Однако содержания для конкретных включений иногда заметно отличаются друг от друга (Табл. 10).

С помощью рамановской спектроскопии и согласно результатам криометрических экспериментов, в газовых пузырях некоторых расплавных включений была обнаружена малоплотная (0.19 г/см^3) углекислота без значимой примеси других газов.

Содержание серы в реконструированных захваченных расплавах не превышает 0.1 мас.%, что ниже концентрации насыщения базальтов (Рис. 25), согласно экспериментальным данным (Mathez, 1976; Haughton, 1974).

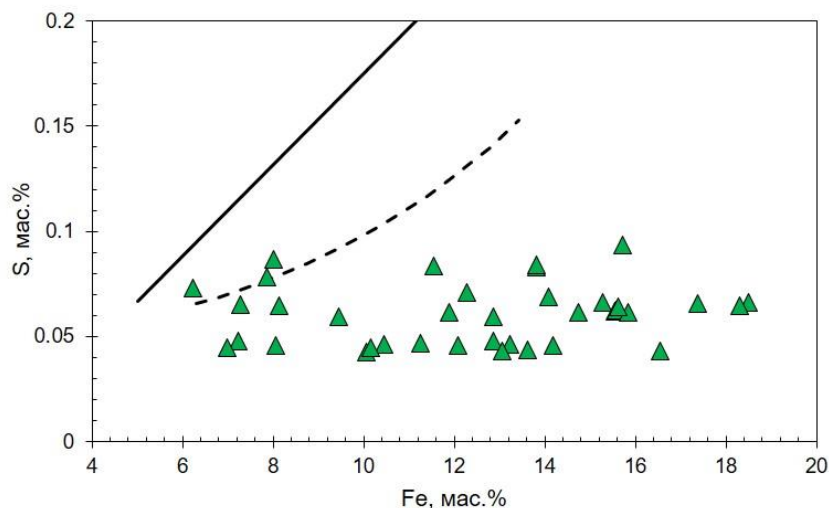


Рисунок 25. Содержание серы в стекле экспериментально закаленных РВ в оливине из базальтов вулкана Харчинский. Сплошная линия – линия насыщения базальтового расплава серой (Mathez, 1976), пунктирная линия – экспериментальная кривая насыщения базальтового расплава при $T=1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 1 атм (Haughton, 1974).

Первичные расплавы. Для реконструкции состава первичных расплавов использовались стекла пяти расплавных включений из наиболее магнезиальных $\text{Fo}_{\geq 85}$ вкрапленников оливина первого и второго типа. Чтобы получить состав первичных расплавов, реконструированные составы захваченных во включения расплавов уравнивались с Fo_{90-91} . Расчеты проводились при заданном давлении с учетом содержаний воды по (Danyushevsky, 2001) (Табл. 10).

Магнезиальность рассчитанных таким способом составов первичных расплавов для пород вулкана Харчинский (Табл. 10; Рис. 26) в равновесии с Fo_{91} составляет $\text{Mg\#} \approx 73$, что сопоставимо с приведенными выше оценками $\text{Mg\#} \approx 76$ по составу оливина. Реконструированные первичные расплавы имеют высокомагнезиальный, низкоглиноземистый и низкокальциевый базитовый состав. По содержанию K_2O они относятся к умеренно калиевой серии. По сравнению с валовым составом пород реконструированные первичные расплавы обогащены MgO и Cr_2O_3 , деплетированы SiO_2 , Al_2O_3 и MnO , и в то же время они содержат сопоставимые с породами концентрации K_2O , Na_2O и TiO_2 (Табл. 10;

Рис. 26). Содержания CaO в первичных расплавах заметно варьируют. Это связано с тем, что в выборку могли попасть вкрапленники оливина с высокой магнезиальностью, которые кристаллизовались одновременно с клинопироксеном. Можно ожидать, что содержание CaO в исходных расплавах сопоставимо с его концентрациями в валовых составах базальтов, на что указывают два включения в Fo_{89-90} (Табл. 10).

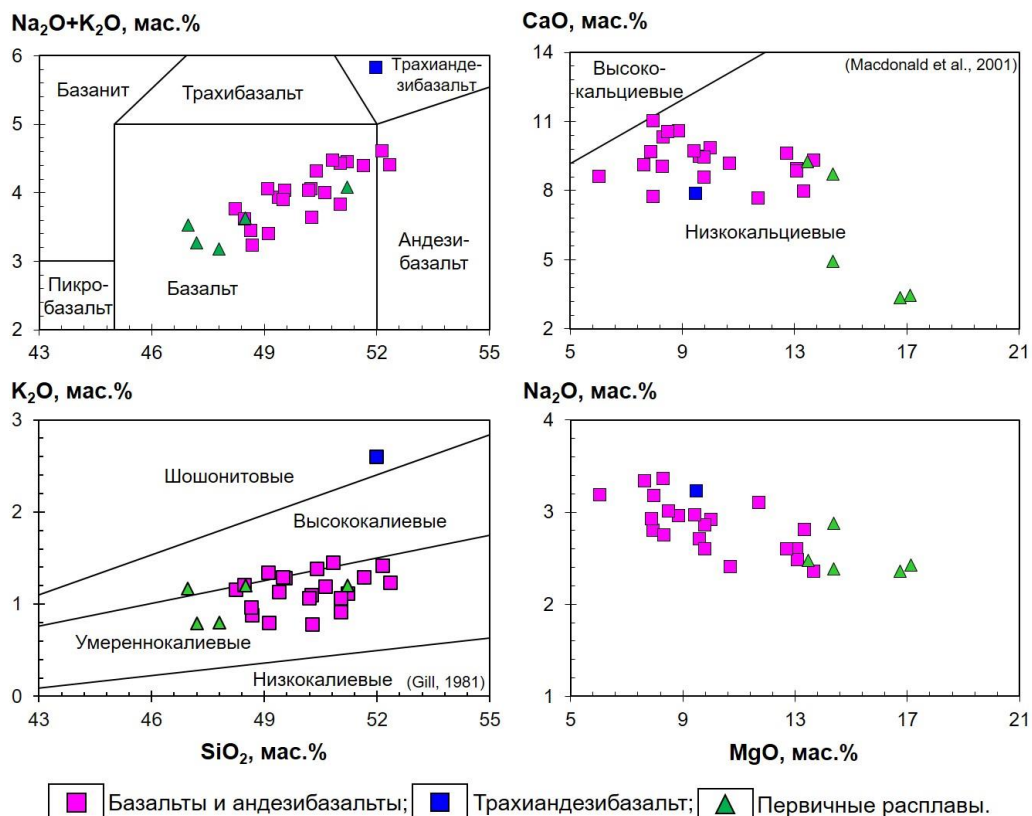


Рисунок 26. Состав реконструированных первичных расплавов в сравнении с валовым составом пород.

Помимо этого, в программе Petrolog3 (Danyushevsky, Plechov, 2011) была выполнена обратная фракционная кристаллизация. В качестве наиболее примитивного образца, согласно критериям (Tatsumi, Eggins, 1995), был выбран образец ХР-79. Реконструированный по нему расплав имеет высокомагнезиальный ($\text{Mg\#} = 73$), низкоглиноземистый, низкокальциевый базальтовый состав (Табл. 10). Полученный состав расплава похож на первичный расплав, оцененный с помощью расплавного включения ХР-84 10 в Fo_{89} , отличаясь от него только обогащением SiO_2 .

Таким образом, изученные в данной работе лавы высокомагнезиальных базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский, по-видимому, являются продуктами кристаллизационной дифференциации исходного высокомагнезиального, низкоглиноземистого и низкокальциевого базитового расплава. Зарождение этого расплава происходило в мантии, на что указывают составы породообразующих минералов: оливин Fo_{91} , клинопироксен $Mg\# = 90$ и хромит $Cr\# = 0.6$. Порции этого расплава в подводящей системе вулкана подвергались дифференциации в нескольких промежуточных камерах, расположенных на глубинах, соответствующих давлениям 0.1 – 1.5 и 11 – 13 кбар в окисленных условиях $NNO+0.4 - NNO+1.5$. Считается, что примитивные высокомагнезиальные базальты извлекаются из мантийного источника относительно сухими (около 2% воды). Реакция оливина с расплавом с образованием ортопироксеновых кайм возможна, если содержание воды в расплаве не превышает 3.5 мас.% (Pichavant, Macdonald, 2007). При больших концентрациях воды, как и при повышении значений фугитивности кислорода ортопироксен в базитовом расплаве нестабилен, и вместо него образуются клинопироксен и/или амфибол (Martel et al. 1999; Pichavant et al. 2002). По данным изучения расплавных включений, исходные расплавы содержали 1.8 – 2.5 мас. % H_2O . Однако содержания воды до 5.5 мас.% во включениях в более железистом оливине указывают на то, что в ходе упомянутых выше процессов дифференциации вода могла накапливаться в расплаве. Существенные содержания воды в захваченных расплавах подтверждаются появлением среди дочерних минералов амфибола. В свою очередь при дегазации, водный флюид мог принимать участие в образовании вторичной минерализации, наподобие той, которая наблюдается в перидотитовых и клинопироксенитовых кумулатах вулкана Харчинский, которые описаны в следующей главе.

Полученные при изучении базальтов и андезибазальтов данные, а также результаты изучения включений во вкрапленниках оливина позволяют сформулировать *первое защищаемое положение*:

Ликвидусная ассоциация магнезиальных базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский представлена оливином и хромистой шпинелью, которые кристаллизовались в окисленных условиях $\text{NNO}+0.4 - \text{NNO}+1.5$ при температуре $1115 - 1185^\circ\text{C}$ из высокомагнезиального ($\text{Mg}\# \approx 76$), низкоглиноземистого и низкокальциевого базитового расплава, содержащего $1.8 - 2.5$ мас.% воды.

Полученные оценки давлений позволяют сформулировать *второе защищаемое положение*:

Высокомагнезиальные базальтовые магмы вулкана Харчинский кристаллизовались, по крайней мере, на двух глубинных уровнях, соответствующих давлениям $0.1 - 1.5$ и $11 - 13$ кбар, в то время как камера трахиандезибазальтов нека находилась на глубине, отвечающей давлению $5 - 7$ кбар.

ГЛАВА 5. КСЕНОЛИТЫ ГЛУБИННЫХ ПОРОД ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ

При подъеме к поверхности магмы могут захватывать обломки тех пород, через которые они проходили, и выносить их с глубин, недоступных для непосредственного изучения. Такие фрагменты, именуемые ксенолитами, могут иметь различное происхождение и размеры. Однако островодужные магмы обычно выносят на поверхность ксенолиты, сложенные преимущественно мафитовыми минералами. Часто они представлены кумулятивными породами, проливающими свет на историю фракционирования магм (Macdonald et al., 2000; Stamper et al., 2014). Мантийные ксенолиты, сохранившие глубинные магматические особенности без поздних изменений, встречаются реже (Satsukawa et al., 2017). И, несмотря на это, и те, и другие представляют собой ценный источник информации о составе мантийного клина. С этой точки зрения уникальным предметом исследований является вулкан Харчинский, центральный хребтик которого изобилует разнообразными ксенолитами (Рис. 27).



Рисунок 27. Центральный хребет или некк (сверху) и некоторые ксенолиты глубинных пород в нем (снизу). Фотографии сделаны сотрудником ИГМ СО РАН к.г.-м.н. Д.В. Кузьминым. В качестве масштабной линейки выступает геологический молоток.

5.1. Петрография ксенолитов

Макроскопически ксенолиты представлены породами серого цвета с фанеритовой структурой и массивной, реже полосчатой текстурой. При микроскопическом исследовании видно, что количественные соотношения главных породообразующих минералов, представленных оливином, клинопироксеном, различными по составу оксидными минералами, реже ортопироксеном заметно варьируют (Рис. 28). В некоторых ксенолитах обнаружены существенные количества амфибола, магнетита и плагиоклаза. Среди акцессорных минералов присутствуют титанит и ильменит. Минералы, как правило, однородные, без четко выраженной зональности. Форма зерен варьирует от изометричных до угловатых. Границы зерен обычно ровные, реже слабокриволинейные, иногда формируют тройные сочленения, что, вероятно, указывает на перекристаллизацию в условиях, близких к равновесию. Кристаллы шпинелидов располагаются между более крупными зернами силикатных минералов, а также в качестве включений в центральных зонах оливина. Практически весь амфибол окружен опацитовыми каймами, сложенными клинопироксеном, плагиоклазом и магнетитом.

Согласно (Петрографический кодекс..., 2009), модальный состав ксенолитов соответствует семействам ультраосновных и основных ультрамафитов (Табл. 11). Изученные породы представлены перидотитами и клинопироксенитами. Ксенолиты перидотитов соответствуют первому типу, а ксенолиты клинопироксенитов – второму типу, согласно (Frey, Prinz, 1978).

Большинство ксенолитов обладает гипидиоморфной, мелко-среднезернистой структурой. Размеры зерен варьируют от первых мкм до 5 мм. Структура анхимономинеральных пород (дунит, некоторые клинопироксениты) панидиоморфная. В некоторых образцах амфибол образует пойкилитовую структуру.

Интерстиции в ксенолитах и трещины заполнены тонкозернистым агрегатом, сложенным хлоритом, плагиоклазом, баритом, апатитом, Ti-магнетитом и некоторыми другими минералами (Рис. 29). Размер этих

обособлений варьирует от образца к образцу, в целом, длина прожилков иногда достигает первых мм, их ширина не превышает первых сотен мкм. Зерна минералов в таком агрегате часто угловатые, замысловатой формы. Их размеры различаются по разным направлениям и не превышают первых мкм.

Таблица 11. Модальный состав изученных ксенолитов вулкана Харчинский.

Образец	Порода	Главные минералы	Второстепенные и аксессуарные минералы	Минералы вторичного парагенезиса*
ХР-11	Клинопироксеновый дунит	Оливин	Клинопироксен, хромит	Хлорит, плагиоклаз, барит, щелочной полевой шпат, апатит, ортопироксен, ангидрит, Ti-магнетит, пирит, бадделеит (?), Zr-содержащий ильменит
ХР-14	Шпинель-амфиболовый верлит	Клинопироксен, оливин	Амфибол, хромит, ортопироксен, магнетит	Хлорит, апатит, магнетит, барит, Ti-магнетит, шпинель (?), плагиоклаз, щелочной полевой шпат, Zr-содержащий ильменит, борнит (?), бадделеит (?), герцинит
ХР-38	Шпинелевый верлит	Оливин, клинопироксен	Хромит, магнетит	Хлорит, ортопироксен, барит, щелочной полевой шпат, плагиоклаз, апатит, амфибол
ХР-51	Шпинелевый лерцолит	Оливин, ортопироксен	Клинопироксен, хромит	Хлорит, барит, флогопит, Ti-магнетит, клинопироксен, щелочной полевой шпат
ХР-23	Амфиболовый клинопироксенит	Клинопироксен	Амфибол, Ti-магнетит	Хлорит, ортопироксен, барит, плагиоклаз, щелочной полевой шпат
ХР-29	Плагиоклаз-амфибол-магнетитовый клинопироксенит	Клинопироксен	Амфибол, плагиоклаз, Ti-магнетит	Хлорит, барит, щелочной полевой шпат, титанит, ильменит, магнетит, пирит
ХР-36	Оливин-плагиоклаз-магнетитовый клинопироксенит	Клинопироксен	Амфибол, оливин, плагиоклаз, магнетит	Хлорит, плагиоклаз, барит, апатит, щелочной полевой шпат, гранат, эпидот, волластонит, герцинит
ХР-62	Оливиновый клинопироксенит	Клинопироксен	Оливин, Sr-содержащий магнетит	Хлорит, плагиоклаз, щелочной полевой шпат, апатит
ХР-63	Клинопироксенит	Клинопироксен	Ti-магнетит	Хлорит, плагиоклаз, амфибол, щелочной полевой шпат, магнетит, ильменит

*Минералы вторичного парагенезиса указаны в порядке убывания их количества в образцах.

К *перидотитам* отнесены четыре ксенолита, в составе которых присутствует оливин (Табл. 11). Они представлены клинопироксеновым дунитом ХР-11, шпинель-амфиболовым верлитом ХР-14, шпинелевым верлитом ХР-38 и шпинелевым лерцолитом ХР-51.

Клинопироксеновый дунит ХР-11 содержит примерно 90% оливина, 5% клинопироксена, 5% составляют крупные (до 500 мкм) выделения хромита и других акцессорных и вторичных минералов (Рис. 28а). Порода обладает протогранулярной структурой. Иногда оливин трещиноват. Некоторые его зерна обладают волнистым погасанием. Кристаллы, как правило, незональные. Несколько зерен хромита имеют кавернозную краевую зону, которая обогащена Al_2O_3 и Cr_2O_3 и обеднена FeO по сравнению с ядрами. Ксенолит рассечен хлоритовым прожилком шириной до 100 мкм (Рис. 29г-ж), содержащим плагиоклаз, щелочной полевой шпат, барит, апатит, ортопироксен, Zr-фазу (бадделеит, Vdu ?) и ангидрит, замещаемый баритом (Рис 30а). Интерстиции, окружающие зерна оливина и хромита, заполнены агрегатом тех же вторичных минералов.

Шпинель-амфиболовый верлит ХР-14 содержит примерно 40% оливина, 30% клинопироксена, 10% ортопироксена, 15% амфибола и 5% акцессорных и вторичных минералов (Рис. 28б). Ксеноморфные зерна оливина заметно трещиноваты. Зерна ортопироксена, как правило, группируются вокруг оливина. Некоторые зерна клинопироксена замещаются амфиболом (Рис. 30г). Шпинелиды представлены хромитом и редкими зернами герцинита, которые замещаются магнетитом (Рис. 30б). Зерна амфибола, содержащие другие минералы, формируют пойкилитовую структуру. В интерстициях и прожилках развиты ассоциации, состоящие из хлорита, плагиоклаза, бадделеита (?), Zr-содержащего ильменита (Рис. 29в), ортопироксена, щелочного полевого шпата, апатита, барита и борнита (?). Эти ассоциации обычно расположены рядом с зернами амфибола.

Ксенолит ХР-38 представляет собой шпинелевый верлит, рассеченный дунитовым прожилком. Верлит содержит примерно 35% оливина, 60% клинопироксена и 5% хромита и вторичных минералов (Рис. 28в). Верлит обладает гипидиоморфной структурой, а дунит из прожилка – панидиоморфной. Зерна хромита размером до 250 мкм иногда зональные.

Шпинелевый лерцолит ХР-51 содержит примерно 45% оливина, 35% ортопироксена, 15% клинопироксена и 5% хромита и вторичных минералов (Рис.

28г). Структура породы панидиоморфная, равномернoзернистая. Хромит образует крупные (до 300 мкм) зерна. Единичные зерна ортопироксена по краям замещаются клинопироксеном (Рис. 30е). Вторичные обособления расположены между крупными зернами породообразующих минералов (Рис. 30з). Они содержат хлорит, барит, апатит и единичные зерна флогопита.

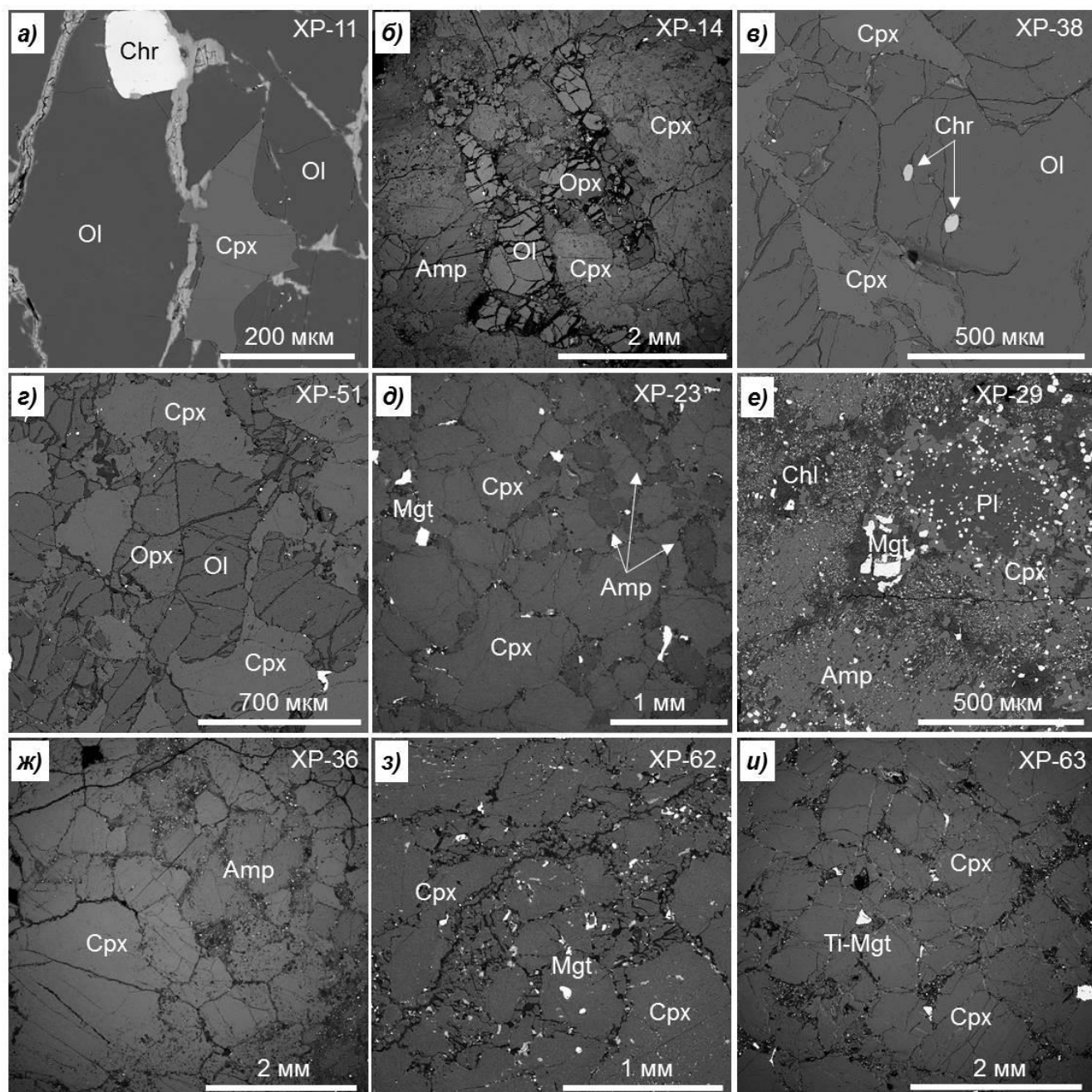


Рисунок 28. Первичный парагенезис изученных ксенолитов перидотитов (а-г) и клинопироксенитов (д-и) вулкана Харчинский.

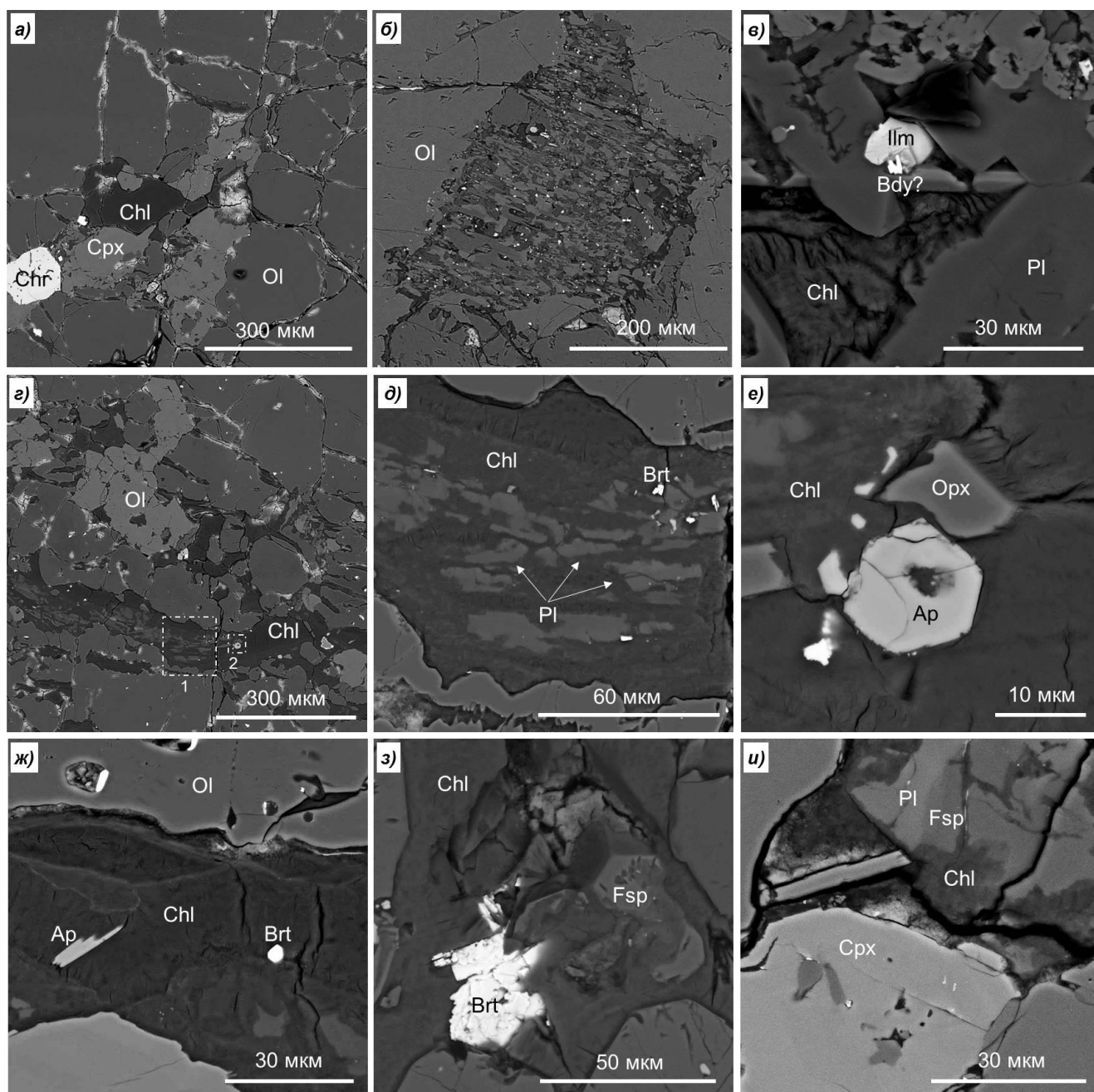


Рисунок 29. Вторичный парагенезис изученных ксенолитов вулкана Харчинский: а) крупное хлоритовое обособление в ксенолите перидотита; б) вторичное обособление в клинопироксените; в) хлоритовый прожилок с бадделеитом (?); г) хлоритовый прожилок в ксенолите ХР-11; д) увеличенное изображение участка 1 (см. Рис. 7г) со щелочным полевым шпатом из хлоритового прожилка; е) увеличенное изображение участка 2 (см. Рис. 7г) с апатитом из хлоритового прожилка; ж) хлоритовый прожилок с апатитом и баритом; з) крупное зерно барита в хлоритовом прожилке со щелочным полевым шпатом; и) хлоритовый прожилок с плагиоклазом и щелочным полевым шпатом.

Клинопироксениты представлены анхимономинеральными ХР-63, оливиновыми ХР-62, оливин-плагиоклаз-магнетитовыми ХР-36, плагиоклаз-амфибол-магнетитовыми ХР-29 и амфиболовыми ХР-23 разновидностями (Рис. 28д-и; Табл. 11). Ксенолиты пироксенитов микроскопически похожи друг на друга.

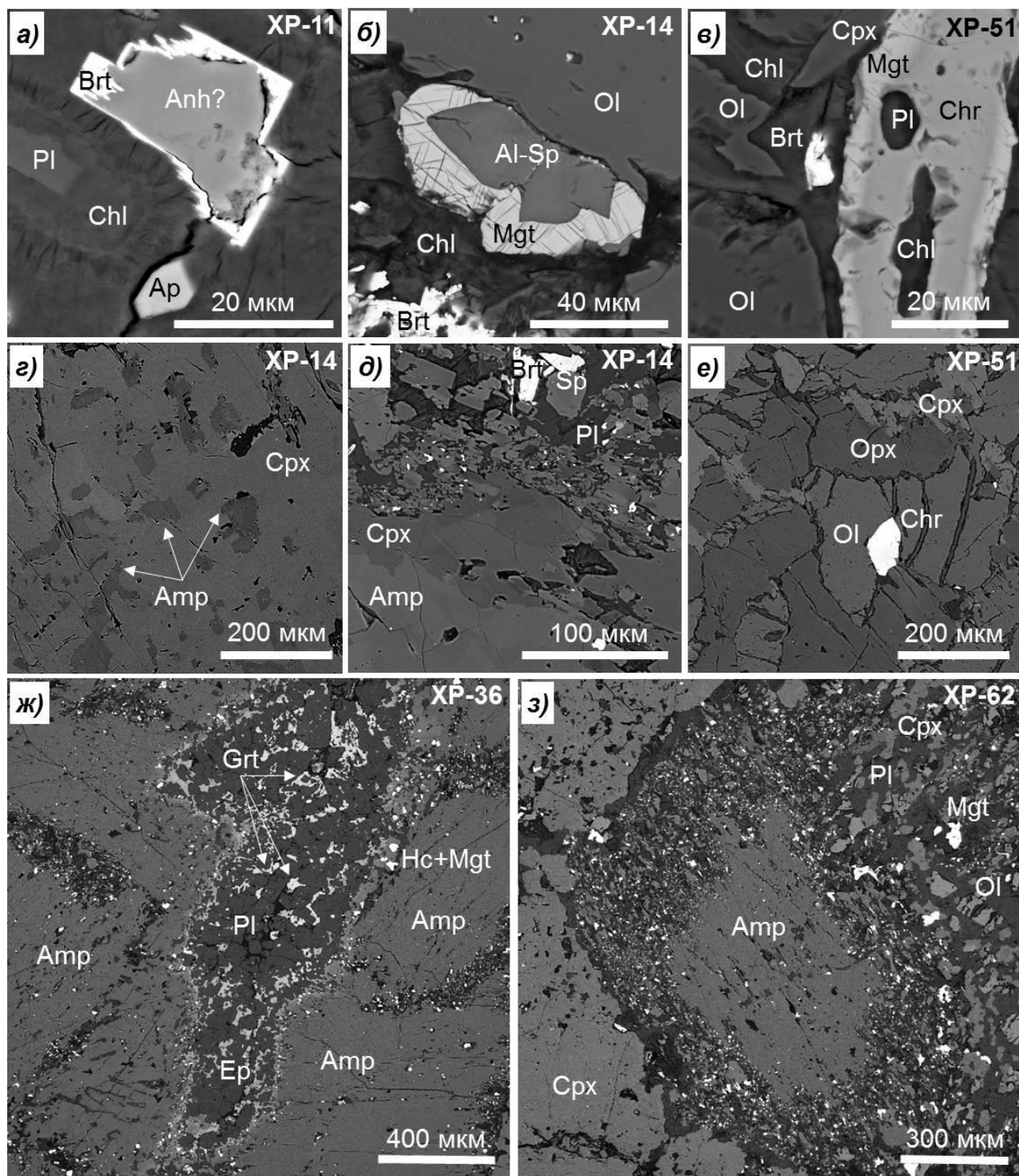


Рисунок 30. Интерстициальные обособления и псевдоморфные замещения минералов в них, обнаруженные в изученных ксенолитах вулкана Харчинский: а) псевдоморфоза барита по ангидриту (?); б) замещение герцинита магнетитом; в) замещение хромита магнетитом; г) уралитизация (замещение клинопироксена амфиболом); д) замещение амфибола клинопироксеном; е) замещение ортопироксена клинопироксеном; ж) линзообразное обособление с гранатом и эпидотом; з) опацитовая кайма вокруг амфибола.

Однако образец ХР-29 отличается наличием большого количества (>10%) плагиоклаза и магнетита (Рис. 28е). В ксенолите ХР-36 также обнаружено

линзообразное обособление с зональным строением и размером до 2 мм (Рис. 30ж). Оно сложено плагиоклазом, гранатом, эпидотом, магнетитом с реликтами герцинита, хлоритом, в меньшей степени баритом и волластонитом. Интерстициальные обособления в пироксенитах (Рис. 29б) не превышают 80 мкм и часто приурочены к амфиболу. Они содержат хлорит, плагиоклаз, барит, щелочной полевой шпат, титанит, ильменит и Ti-магнетит со структурами распада твердых растворов.

5.2. Минералогия

При тщательном петрографическом изучении выяснено, что изученные ксенолиты Харчинского вулкана представлены перидотитами и клинопироксенитами. При этом были выделены две слагающие их ассоциации. Темноцветные минералы, такие как оливин, клинопироксен, амфибол, а также ортопироксен и плагиоклаз в двух образцах, являются породообразующими, и в дальнейшем называются автором минералами первичного парагенезиса. Минералы, входящие в состав прожилков и интерстициальных обособлений, вероятно, образуются в результате наложенных процессов и иногда замещают первичные минералы, поэтому они отнесены автором к вторичному парагенезису.

Первичный парагенезис. Составы породообразующих минералов приведены в Таблицах 12 – 19.

Оливин образует идиоморфные до округлых и угловатых зерна, варьирующие по размеру и количеству. Он обнаружен только в 6 образцах: во всех ксенолитах перидотитов, а также в двух образцах клинопироксенитов (ХР-36 и ХР-62). Кристаллы оливина часто рассечены многочисленными трещинками, в которых присутствует большое количество мелких (до 20 мкм) вторичных флюидных включений, за исключением ксенолита ХР-11. Кроме того, оливин содержит кристаллические включения клинопироксена, магнетита и хромшпинелида. В изученных ксенолитах по составу отчетливо выделяются три группы оливинов (Рис. 31; Табл. 12). При этом оливины разных групп не встречаются в пределах одного образца.

Первая группа представлена наиболее магнезиальным оливином Fo_{89-90} . Он обнаружен только в дуните ХР-11 (Рис. 31; Табл. 12). Для данной группы характерны минимальные содержания MnO , CaO и Al_2O_3 (1835 – 1930; 110 – 310 и 20 – 80 ppm соответственно). Составы оливина первой группы близки оливинам из мантийных ксенолитов вулканов Шивелуч (Bryant et al., 2007), Безымянный (Щербаков, Плечов, 2010; Ionov et al., 2013) и Авачинский (Ishimaru et al., 2007; Тимина и др., 2012; 2015). Низкие концентрации Ca при высоких значениях $Mg\# = 90$ в оливине из ксенолита ХР-11 хорошо согласуются с составами оливина из мантийных ксенолитов (Simkin, Smith, 1970). В то же время необычными являются низкие содержания 1255 – 1350 ppm NiO , которые не коррелируют с $Mg\#$, как это типично для оливина магматических пород.

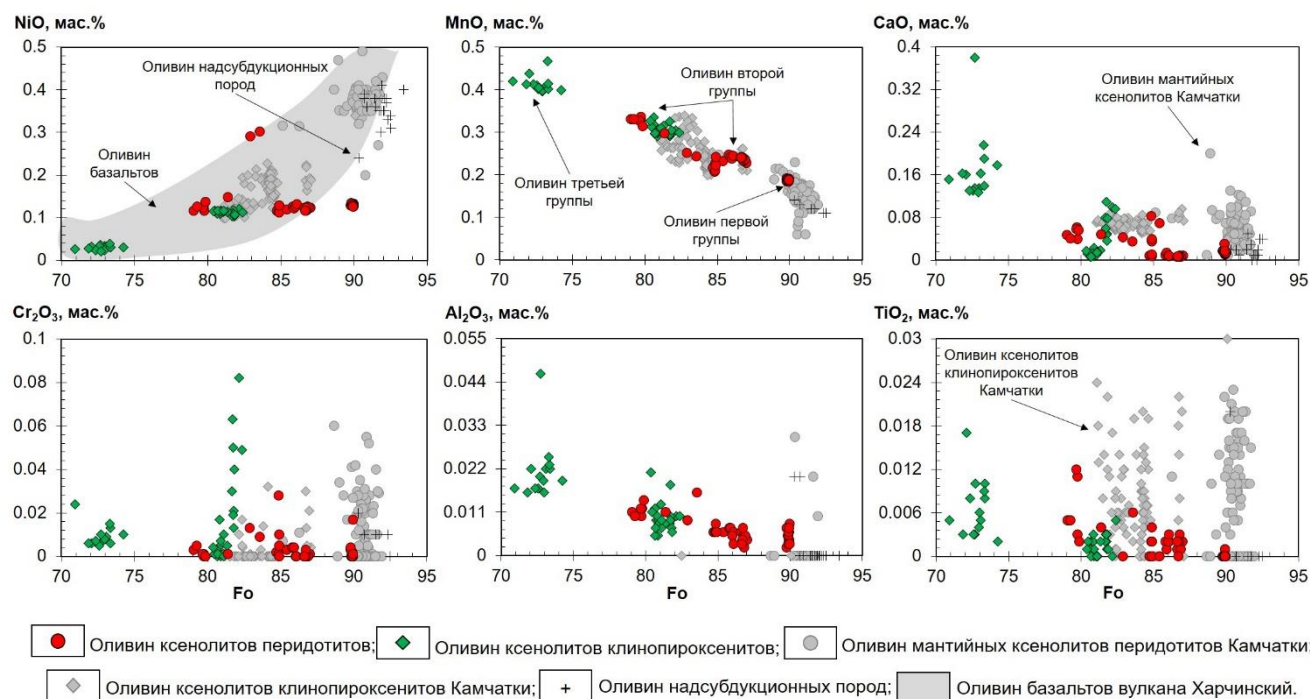


Рисунок 31. Состав оливина из ксенолитов перидотитов и клинопироксенитов вулкана Харчинский. Для сравнения приведены составы оливина из ксенолитов вулканов Авачинский (Тимина и др., 2012; 2015; Ishimaru et al., 2007), Шивелуч (Bryant et al., 2007), Безымянный (Щербаков, Плечов, 2010; Ionov et al., 2013) и надсубдукционных пород (Ishii et al., 1992; Pearce et al., 2000).

Вторая группа включает оливины с Fo_{79-87} , которые разбиваются на более магнезиальную и более железистую подгруппы. К магнезиальной подгруппе Fo_{84-87} относятся зерна оливина из верлита ХР-38 и лерцолита ХР-51. К железистой

Таблица 12. Химический состав оливина из ксенолитов вулкана Харчинский.

Образец	n	Группа	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Сумма	Fe	100*Mn/Fe	100Ni/Mg	100*Ca/Fe	Ni/(Mg/Fe)/1000	Ni/Co
Перидотиты																			
ХР-11	3	1	40.77	0.001	0.001	0.006	9.79	0.19	49.11	0.014	0.130	0.017	100.03	89.6	1.94	0.27	0.14	0.26	7.69
	3		40.90	0.001	0.002	0.004	9.81	0.19	49.09	0.011	0.128	0.017	100.16	89.6	1.94	0.26	0.11	0.26	7.58
	3		40.76	0.000	0.000	0.008	9.78	0.19	49.06	0.012	0.133	0.017	99.95	89.6	1.91	0.27	0.12	0.27	7.85
	3		40.75	0.000	0.003	0.007	9.96	0.18	49.03	0.017	0.129	0.016	100.10	89.4	1.85	0.26	0.17	0.26	8.00
	3		40.79	0.000	0.004	0.002	9.95	0.19	49.04	0.017	0.135	0.018	100.14	89.4	1.94	0.28	0.17	0.27	7.62
	3		40.39	0.000	0.000	0.004	9.78	0.18	48.90	0.018	0.131	0.016	99.42	89.6	1.88	0.27	0.18	0.26	8.11
	3		40.38	0.000	0.000	0.003	9.76	0.19	48.90	0.018	0.131	0.017	99.40	89.6	1.95	0.27	0.18	0.26	7.74
	3		40.40	0.000	0.000	0.003	9.79	0.19	48.69	0.013	0.130	0.017	99.23	89.5	1.95	0.27	0.13	0.26	7.69
	3		40.29	0.000	0.000	0.005	9.84	0.19	48.79	0.015	0.130	0.016	99.28	89.5	1.93	0.27	0.15	0.26	8.05
	3		40.70	0.000	0.000	0.005	9.81	0.19	48.87	0.031	0.129	0.015	99.75	89.5	1.90	0.26	0.32	0.26	8.84
	3		40.69	0.000	0.000	0.003	9.85	0.19	49.07	0.014	0.132	0.017	99.96	89.5	1.90	0.27	0.14	0.27	7.80
	3		40.79	0.000	0.000	0.006	9.79	0.19	48.88	0.018	0.129	0.016	99.82	89.6	1.91	0.26	0.18	0.26	8.00
	3		40.66	0.000	0.001	0.003	9.70	0.19	48.70	0.014	0.126	0.017	99.40	89.6	1.96	0.26	0.14	0.25	7.47
ХР-14	3	2	40.88	0.000	0.017	0.007	9.79	0.19	49.03	0.018	0.126	0.016	100.07	89.6	1.92	0.26	0.18	0.25	7.76
	3		39.05	0.005	0.003	0.011	19.62	0.33	41.50	0.047	0.116	0.022	100.70	78.6	1.69	0.28	0.24	0.55	5.20
	3		39.16	0.011	0.001	0.010	18.97	0.33	41.85	0.062	0.125	0.024	100.54	79.3	1.74	0.30	0.33	0.56	5.22
	3		39.70	0.000	0.013	0.009	16.23	0.25	44.12	0.043	0.290	0.018	100.68	82.4	1.56	0.66	0.26	1.07	15.72
	3		37.79	0.003	0.000	0.012	18.76	0.34	41.44	0.040	0.117	0.025	98.53	79.3	1.79	0.28	0.21	0.53	4.75
	3		38.32	0.012	0.001	0.012	18.90	0.33	41.54	0.059	0.124	0.023	99.32	79.2	1.73	0.30	0.31	0.56	5.35
	3		39.15	0.004	0.001	0.011	17.53	0.30	42.95	0.048	0.148	0.022	100.17	80.9	1.70	0.34	0.27	0.60	6.87
	3		39.82	0.006	0.009	0.016	15.59	0.24	44.45	0.035	0.303	0.017	100.49	83.0	1.56	0.68	0.22	1.06	17.87
	3		39.29	0.002	0.000	0.014	18.98	0.31	42.23	0.056	0.138	0.023	101.05	79.4	1.66	0.33	0.29	0.62	5.96
	3		39.12	0.005	0.005	0.010	19.49	0.33	41.79	0.041	0.126	0.022	100.93	78.8	1.70	0.30	0.21	0.59	5.82
	3		40.08	0.002	0.004	0.007	13.58	0.25	46.04	0.010	0.126	0.018	100.11	85.4	1.82	0.27	0.07	0.37	7.14
	3		40.00	0.001	0.004	0.007	13.45	0.24	45.94	0.014	0.122	0.019	99.79	85.5	1.80	0.27	0.10	0.36	6.33
	ХР-38		3	2	39.93	0.004	0.010	0.006	14.46	0.24	45.58	0.040	0.128	0.020	100.42	84.5	1.68	0.28	0.28
3		40.24	0.002		0.000	0.006	13.38	0.24	46.37	0.008	0.128	0.020	100.39	85.7	1.80	0.28	0.06	0.37	6.41
3		39.88	0.002		0.000	0.005	13.40	0.24	46.24	0.009	0.126	0.020	99.93	85.7	1.78	0.27	0.07	0.36	6.27
3		40.11	0.003		0.000	0.003	13.29	0.25	46.08	0.009	0.131	0.019	99.89	85.7	1.85	0.28	0.07	0.38	6.81
3		40.33	0.002		0.001	0.004	12.45	0.23	46.77	0.009	0.123	0.018	99.94	86.7	1.83	0.26	0.07	0.33	6.64
3		40.30	0.001		0.000	0.002	12.68	0.23	46.86	0.007	0.126	0.019	100.23	86.5	1.83	0.27	0.06	0.34	6.52
3		40.28	0.001		0.000	0.006	12.88	0.24	46.72	0.007	0.123	0.021	100.28	86.3	1.87	0.26	0.05	0.34	5.90
3		40.39	0.003		0.000	0.005	12.73	0.23	46.91	0.009	0.118	0.018	100.42	86.4	1.84	0.25	0.07	0.32	6.67
3		40.18	0.001		0.000	0.005	12.63	0.24	46.94	0.006	0.125	0.019	100.14	86.5	1.87	0.27	0.05	0.34	6.47
3		39.95	0.002		0.000	0.007	12.75	0.24	46.74	0.006	0.123	0.019	99.84	86.4	1.88	0.26	0.05	0.33	6.38
3		40.10	0.000		0.003	0.004	12.70	0.24	46.49	0.006	0.117	0.018	99.69	86.4	1.91	0.25	0.05	0.32	6.61
3		40.33	0.002		0.000	0.003	12.83	0.24	46.71	0.008	0.117	0.018	100.27	86.3	1.88	0.25	0.06	0.32	6.61
ХР-51		3	2		40.08	0.000	0.002	0.006	14.62	0.22	45.47	0.009	0.117	0.020	100.54	84.4	1.48	0.26	0.06
	3	39.95		0.002	0.028	0.006	14.42	0.21	45.26	0.083	0.113	0.023	100.08	84.4	1.44	0.25	0.58	0.36	4.91
	3	40.17		0.002	0.001	0.006	14.48	0.21	45.56	0.008	0.115	0.022	100.57	84.6	1.45	0.25	0.06	0.37	5.16
	3	40.03		0.000	0.005	0.008	14.42	0.23	45.42	0.035	0.112	0.020	100.28	84.5	1.57	0.25	0.24	0.36	5.62
	3	39.83		0.000	0.003	0.006	13.90	0.23	45.64	0.070	0.119	0.022	99.83	85.0	1.67	0.26	0.50	0.36	5.33
3	40.07	0.002	0.000	0.006	14.51	0.22	45.71	0.011	0.129	0.021	100.68	84.5	1.53	0.28	0.08	0.41	6.22		
Клинопрокситы																			
ХР-36	3	3	38.80	0.006	0.008	0.016	24.99	0.40	37.84	0.135	0.033	0.028	102.25	72.5	1.59	0.09	0.54	0.22	1.16
	3		38.80	0.003	0.006	0.020	25.11	0.40	37.47	0.135	0.036	0.026	102.00	72.2	1.60	0.10	0.54	0.24	1.38
	3		39.10	0.005	0.009	0.022	24.97	0.40	38.03	0.163	0.032	0.027	102.76	72.5	1.62	0.08	0.65	0.21	1.20
	3		38.71	0.003	0.005	0.017	25.30	0.41	37.57	0.130	0.033	0.027	102.20	72.1	1.62	0.09	0.51	0.22	1.23
	3		38.65	0.017	0.006	0.022	25.76	0.44	37.28	0.160	0.032	0.027	102.39	71.5	1.70	0.09	0.62	0.22	1.20
	3		38.83	0.008	0.007	0.017	25.58	0.41	37.55	0.130	0.023	0.025	102.58	71.9	1.62	0.06	0.51	0.16	0.92
	3		38.55	0.004	0.008	0.019	24.87	0.40	37.61	0.127	0.023	0.026	101.64	72.4	1.60	0.06	0.51	0.15	0.89
	3		38.54	0.003	0.006	0.016	25.80	0.41	36.95	0.163	0.028	0.026	101.95	71.3	1.60	0.08	0.63	0.20	1.09
	3		38.61	0.005	0.024	0.017	26.71	0.42	36.55	0.152	0.026	0.028	102.55	70.4	1.57	0.07	0.57	0.19	0.95
	3		38.71	0.010	0.010	0.046	24.97	0.40	37.32	0.380	0.020	0.024	101.90	72.0	1.62	0.05	1.52	0.14	0.84
	3		39.12	0.010	0.006	0.022	24.74	0.40	38.23	0.139	0.031	0.028	102.73	72.9	1.62	0.08	0.56	0.20	1.10
	3		38.98	0.002	0.010	0.019	23.84	0.40	38.56	0.178	0.031	0.024	102.05	73.7	1.68	0.08	0.75	0.19	1.25
	3		38.89	0.008	0.013	0.023	24.63	0.41	38.05	0.190	0.031	0.026	102.27	72.8	1.68	0.08	0.77	0.20	1.17
ХР-62	3	2	38.77	0.009	0.015	0.025	24.68	0.47	38.05	0.216	0.039	0.028	102.31	72.7	1.89	0.10	0.88	0.25	1.40
	3		38.85	0.007	0.066	0.081	20.91	0.46	40.38	0.238	0.034	0.029	101.05	76.8	2.20	0.08	1.14	0.17	1.15
	3		39.85	0.002	0.000	0.012	18.38	0.32	43.01	0.007	0.111	0.023	101.71	80.3	1.72	0.26	0.04	0.47	4.83
	3		39.79	0.002	0.004	0.009	18.25	0.30	42.89	0.009	0.112	0.022	101.38	80.4	1.62	0.26	0.05	0.48	5.05
	3		40.27	0.000	0.000	0.009	18.42	0.31	43.72	0.008	0.114	0.021	102.87	80.5	1.67	0.26	0.04	0.48	5.34
	3		39.79	0.002	0.001	0.005	18.18	0.29	43.08	0.010	0.109	0.023	101.49	80.5	1.60	0.25	0.06	0.46	4.75
	3		39.69	0.000	0.001	0.013	17.92	0.31	43.00	0.010	0.114	0.024	101.08	80.7	1.72	0.27			

подгруппе Fo₇₉₋₈₃ относятся оливины из верлита ХР-14 и клинопироксенита ХР-62 (Рис. 31). Несмотря на различия в минеральном составе образцов, содержания примесных элементов в оливине второй группы близки концентрациям микроэлементов в оливине первой группы (Табл. 12). Состав оливина второй группы похож на некоторые вкрапленники оливина второго типа базальтов вулкана Харчинский, отличаясь от них меньшими содержаниями CaO, Al₂O₃ и Cr₂O₃ (Рис. 7).

К третьей группе относятся оливины с наиболее железистыми составами Fo₇₀₋₈₂ из плагиоклаз-амфибол-магнетитового клинопироксенита ХР-36 (Рис. 31; Табл. 12). Для оливина третьей группы характерны максимальные концентрации MnO, CaO и Al₂O₃ и минимальные – NiO (3965 – 4670; 1270 – 3800, 160 – 810 и 205 – 390 ppm соответственно). Состав оливина третьей группы похож на некоторые вкрапленники оливина третьего типа базальтов вулкана Харчинский (Рис. 7).

Отличительной особенностью изученных оливинов являются низкие содержания примесных компонентов, в частности никеля, для которого отсутствует корреляция его содержания со значениями Mg# (Рис. 31).

Первичный *ортопироксен* присутствует в лерцолите ХР-51. По составу он варьирует от энстатита до бронзита En₈₄₋₉₀Fs₇₋₁₅Wo₀₋₃ (Рис. 14; 32; Табл. 13). Значения Mg# = 85 – 93 положительно коррелируют с содержанием Fo в сосуществующем оливине.

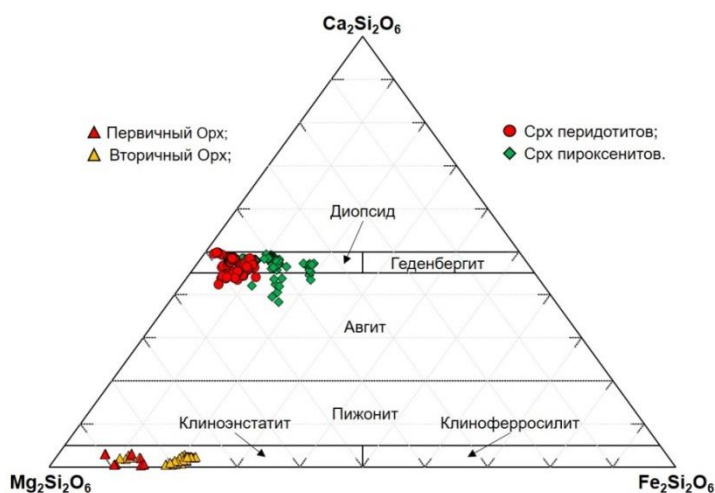


Рисунок 32. Состав пироксенов из ксенолитов вулкана Харчинский на Ca-Fe-Mg-диаграмме (Morimoto, 1989).

Таблица 13. Химический состав ортопироксена из ксенолитов и базальтов вулкана Харчинский.

Образец	Метод	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
Первичный ортопироксен ксенолитов																
ХР-51	ВДС	57.45	0.01	0.04	0.37	6.77	0.19	34.00	0.37	0.009	99.22	90	6.4	89	10	1
		57.29	0.02	0.08	0.60	6.71	0.16	33.83	0.26	0.000	98.95	90	8.2	89	10	0
		57.15	0.01	0.32	0.52	6.62	0.17	33.74	0.26	0.009	98.79	90	29.4	89	10	1
		57.42	0.00	0.16	0.62	4.88	0.26	35.17	1.61	0.001	100.12	93	14.8	90	7	3
		56.07	0.00	0.20	1.44	9.12	0.17	32.47	1.08	0.001	100.55	86	8.5	84	14	2
		57.42	0.00	0.31	0.36	5.12	0.00	34.77	1.72	0.001	99.70	92	36.6	89	7	3
		56.24	0.00	0.26	0.91	7.68	0.25	32.78	1.39	0.001	99.51	88	16.1	86	12	3
		56.78	0.18	0.22	1.27	7.83	0.19	32.93	1.64	0.001	101.04	88	10.4	85	12	3
		56.07	0.00	0.03	1.21	9.82	0.18	32.29	0.32	0.001	99.92	85	1.4	85	15	1
		55.54	0.00	0.02	1.02	9.78	0.25	32.24	0.36	0.001	99.21	85	1.2	85	15	1
		57.16	0.00	0.00	1.25	9.97	0.26	32.80	0.38	0.001	101.82	85	0.0	84	15	1
		55.94	0.00	0.03	1.21	9.75	0.00	32.35	0.24	0.001	99.52	86	1.7	85	14	0
		57.42	0.00	0.16	0.62	4.88	0.26	35.17	1.61	0.000	100.12	93	14.8	90	7	3
		56.78	0.18	0.22	1.27	7.83	0.19	32.93	1.64	0.000	101.04	88	10.4	85	12	3
		55.54	0.00	0.19	1.02	9.78	0.25	32.24	0.36	0.000	99.38	85	11.1	85	15	1
Вторичный ортопироксен ксенолитов																
ХР-11	ЭДС	57.08	-	0.00	2.12	7.55	0.22	33.37	1.44	0.000	101.78	89	0.0	86	11	3
		54.81	-	0.22	1.61	7.41	0.18	32.92	0.99	0.000	98.14	89	8.4	87	11	2
		55.99	-	0.00	0.96	7.76	0.27	32.97	1.16	0.000	99.11	88	0.0	86	12	2
		57.36	-	0.00	0.60	6.95	0.19	34.18	1.08	0.000	100.36	90	0.0	88	10	2
		54.81	-	0.22	1.61	7.41	0.18	32.92	0.99	0.000	98.14	89	8.4	87	11	2
		55.99	-	0.00	0.96	7.76	0.27	32.97	1.16	0.000	99.11	88	0.0	86	12	2
ХР-14	ВДС	57.36	-	0.00	0.60	6.95	0.19	34.18	1.08	0.000	100.36	90	0.0	88	10	2
		54.29	0.06	0.02	2.27	13.57	0.34	27.81	1.10	0.011	99.47	79	0.5	76	21	2
		54.16	0.06	0.02	2.20	13.58	0.34	28.20	1.14	0.014	99.69	79	0.5	77	21	2
		54.77	0.10	0.03	2.44	13.38	0.32	27.82	1.14	0.013	100.01	79	0.7	77	21	2
		55.64	0.06	0.01	1.30	12.98	0.34	28.38	1.23	0.015	99.95	80	0.5	77	20	2
		56.24	0.01	0.00	0.31	13.28	0.32	29.03	0.43	0.012	99.63	80	0.0	78	21	1
		56.55	0.03	0.00	0.30	12.81	0.29	29.58	0.34	0.001	99.90	80	0.4	80	20	1
		55.81	0.04	0.00	0.54	13.62	0.34	28.66	0.74	0.008	99.75	79	0.1	77	21	1
		54.77	0.06	0.03	2.19	13.64	0.34	27.50	1.11	0.011	99.65	78	1.0	76	22	2
		55.15	0.05	0.03	1.98	13.59	0.33	27.52	1.09	0.011	99.75	78	0.9	76	22	2
		53.95	0.09	0.04	2.40	13.38	0.32	28.11	1.22	0.012	99.52	79	1.2	77	21	2
		55.02	0.05	0.01	1.52	13.19	0.34	28.58	1.15	0.015	99.87	79	0.3	77	21	2
		54.16	0.06	0.04	2.16	13.11	0.32	28.65	1.32	0.061	99.88	80	1.1	77	20	3
		53.53	0.08	0.03	2.62	13.74	0.32	28.47	1.21	0.022	100.02	79	0.7	76	21	2
		53.83	0.06	0.07	2.45	13.43	0.31	28.20	1.10	0.020	99.46	79	1.8	77	21	2
		53.44	0.08	0.05	3.11	13.74	0.32	27.65	1.13	0.014	99.53	78	1.1	76	22	2
		53.48	0.09	0.04	3.06	13.62	0.31	27.94	1.16	0.019	99.72	79	0.8	76	21	2
		53.91	0.07	0.05	2.34	13.17	0.31	28.22	1.14	0.025	99.23	79	1.5	77	21	2
		55.24	0.06	0.01	1.18	12.73	0.31	28.53	1.27	0.019	99.35	80	0.7	78	20	3
		52.85	0.11	0.05	3.46	13.91	0.33	27.47	1.10	0.004	99.28	78	0.9	76	22	2
		53.16	0.13	0.08	3.36	13.97	0.33	27.25	1.13	0.027	99.42	78	1.5	75	22	2
		55.76	0.03	0.01	0.69	12.48	0.37	29.99	0.30	0.007	99.62	81	1.2	80	19	1
		53.41	0.07	0.07	2.28	12.82	0.32	29.17	1.06	0.001	99.20	80	2.1	78	20	2
		53.87	0.06	0.08	2.52	13.52	0.32	27.83	1.09	0.027	99.33	79	2.2	76	21	2
		53.76	0.08	0.05	2.64	13.44	0.32	27.89	1.13	0.016	99.33	79	1.1	77	21	2
		55.66	0.02	0.01	0.72	11.96	0.40	30.49	0.28	0.005	99.54	82	1.0	81	18	1
		56.50	0.02	0.00	0.21	11.87	0.37	30.43	0.24	0.011	99.64	82	0.0	81	18	0
		54.15	0.12	0.03	2.09	13.28	0.32	28.34	1.18	0.025	99.52	79	0.9	77	21	2
		53.29	0.08	0.02	2.69	13.63	0.33	27.85	1.17	0.014	99.07	78	0.6	76	21	2
		55.01	0.05	0.01	0.93	13.73	0.32	29.38	0.77	0.016	100.21	79	0.6	78	21	2
		55.27	0.05	0.01	0.87	13.72	0.32	28.93	0.84	0.011	100.02	79	0.9	77	21	2
		55.55	0.05	0.01	0.64	13.43	0.31	29.15	0.82	0.000	99.96	79	0.9	78	21	2
		55.74	0.01	0.00	0.79	12.86	0.33	29.55	0.53	0.017	99.82	80	0.3	79	20	1
		55.36	0.04	0.00	0.68	12.91	0.35	29.72	0.70	0.006	99.76	80	0.2	79	20	1
		55.35	0.02	0.00	0.65	12.74	0.35	30.33	0.48	0.004	99.92	81	0.0	80	19	1
		55.53	0.02	0.01	0.40	12.60	0.39	29.86	0.76	0.006	99.57	81	1.8	79	19	1
		56.17	0.02	0.00	0.43	12.34	0.31	30.35	0.53	0.015	100.17	81	0.0	80	19	1
		53.91	0.05	0.03	2.49	13.42	0.32	28.36	1.20	0.026	99.80	79	0.9	77	21	2
ХР-38	ЭДС	56.07	-	0.00	1.06	8.89	0.18	32.34	1.16	0.000	99.70	87	0.0	85	13	2
		56.07	-	0.00	1.06	8.89	0.18	32.34	1.16	0.000	99.70	87	0.0	85	13	2
		55.00	-	0.41	0.98	9.04	0.40	31.39	1.51	0.000	98.73	86	21.9	83	14	3

Примечание: элементы приведены в мас.%; Mg# = $100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$; Cr# = $100 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$; En – энстатит; Fs – ферросилит; Wo – волластонит; прочерк – не определялся.

Клинопироксен, один из главных породообразующих минералов, присутствует во всех изученных образцах. Он образует субизометричные кристаллы размером до 3 мм в пироксенитах и ксеноморфные зерна в перидотитах. Состав клинопироксена заметно варьирует, формируя четыре группы по магнезиальности, которые также различаются по содержанию TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO и Na_2O (Рис. 32; 33; Табл. 14).

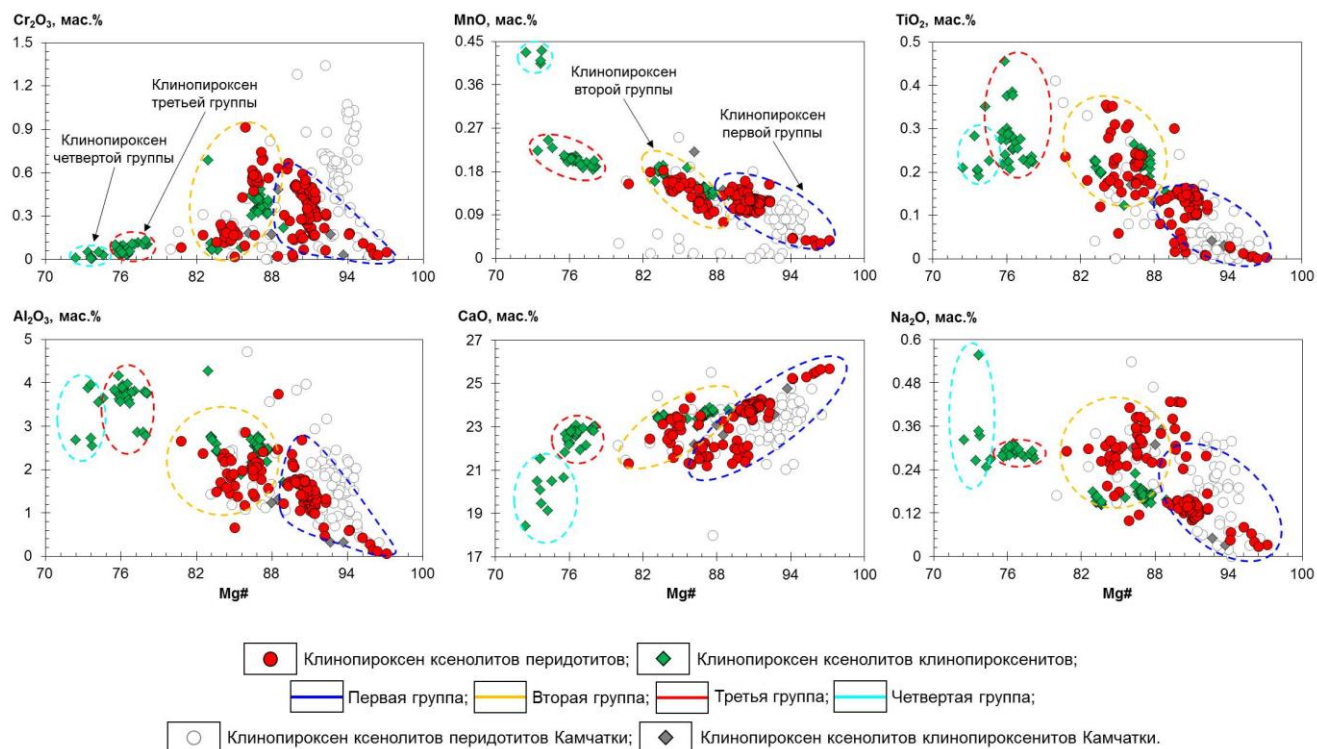


Рисунок 33. Состав клинопироксена из ксенолитов вулкана Харчинский. Для сравнения приведены составы клинопироксенов из ксенолитов перидотитов и клинопироксенитов вулканов Авачинский (Тимина и др., 2015; Ishimaru et al., 2007; Ionov, 2010), Безымянный (Ionov et al., 2013), Шивелуч (Bryant et al., 2007), Ключевской и Бакенинг (Колосков и др., 2001).

К первой группе относятся наиболее магнезиальные клинопироксены ($\text{Mg}\# = 88 - 97$) из перидотитов ХР-11, ХР-38 и ХР-51. Они представлены диопсидом $\text{En}_{46-51}\text{Fs}_{2-11}\text{Wo}_{43-50}$. Наиболее мелкие зерна и краевые зоны единичных кристаллов относятся к авгиту $\text{En}_{47-52}\text{Fs}_{6-8}\text{Wo}_{42-45}$ (Рис. 32). Для клинопироксенов этой группы характерны наибольшие содержания CaO и SiO_2 и наименьшие – TiO_2 , Al_2O_3 , MnO и Na_2O (до 25.7 и 55.8 и до 0.3, 3.8, 0.2 и 0.4 мас.% соответственно) (Табл. 14; Рис. 33). При этом содержания CaO в них уменьшаются, а TiO_2 , Na_2O , MnO и Al_2O_3 – увеличиваются по мере снижения $\text{Mg}\#$.

(Рис. 33). Клинопироксены первой группы имеют состав, похожий на клинопироксены из мантийных ксенолитов вулканов Шивелуч (Bryant et al., 2007), Авачинский (Ishimaru et al., 2007; Тимина и др., 2012; 2015) и Безымянный (Ionov et al., 2013). Состав наиболее магнезиальных клинопироксенов из перидотитов вулкана Харчинский близок клинопироксенам набсудукционных перидотитов (Parkinson, Pearce, 1998). Похожие составы клинопироксенов из ксенолитов вулкана Харчинский описаны в (Siegrist et al., 2019).

Вторая группа включает клинопироксены с $Mg\#$ от 81 до 89. Представители данной группы обнаружены в верлите ХР-14 и клинопироксенитах ХР-23 и ХР-62. Их состав отвечает $En_{43-48}Fs_{6-11}Wo_{43-49}$ (Рис. 32). Содержания CaO в клинопироксенах второй группы увеличиваются, а MnO уменьшаются по мере снижения $Mg\#$ (Рис. 33; Табл. 14). Содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O не показывают какой-либо зависимости от магнезиальности. В единичных зернах клинопироксенов из образца ХР-23 наблюдается узкая краевая зона, в которой содержания FeO и Al_2O_3 выше, а CaO ниже по сравнению с центром. В клинопироксенах второй группы зафиксированы наибольшие содержания Cr_2O_3 до 9120 ppm.

Третья группа образована клинопироксенами из ксенолитов пироксенитов ХР-36 и ХР-63. Их состав отвечает $En_{39-41}Fs_{10-13}Wo_{46-49}$ и $Mg\# = 76 - 81$. Содержания MnO в клинопироксенах третьей группы увеличиваются, а Cr_2O_3 уменьшаются по мере снижения $Mg\#$ (Рис. 33; Табл. 14). Вариации CaO , Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O не показывают какой-либо отчетливой корреляции с магнезиальностью. Для клинопироксенов этой группы характерны наибольшие содержания TiO_2 и Al_2O_3 (до 4865 и 48960 ppm соответственно).

К четвертой группе относятся наиболее железистые ($Mg\# = 66 - 73$) клинопироксены из пироксенита ХР-29. Они представлены авгитом $En_{35-43}Fs_{16-19}Wo_{40-47}$. Для них характерны наибольшие содержания Na_2O и MnO и наименьшие концентрации CaO (до 0.7 и 0.5 и до 21.4 мас.% соответственно) (Рис. 33; Табл. 14).

В целом, содержания CaO , SiO_2 и Cr_2O_3 увеличиваются, а концентрации MnO , Na_2O , Al_2O_3 и TiO_2 уменьшаются с ростом магнезиальности. Клинопироксены из пироксенитов по сравнению с перидотитами обогащены FeO и Al_2O_3 и обеднены SiO_2 и MgO . В ассоциации с наиболее магнезиальными оливинами в ксенолитах встречаются наиболее магнезиальные клинопироксены. Наиболее железистые клинопироксены присутствуют в безоливиновых пироксенитах. Состав клинопироксена из ксенолитов близки некоторым вкрапленникам клинопироксена из базальтов вулкана Харчинский (Рис. 10).

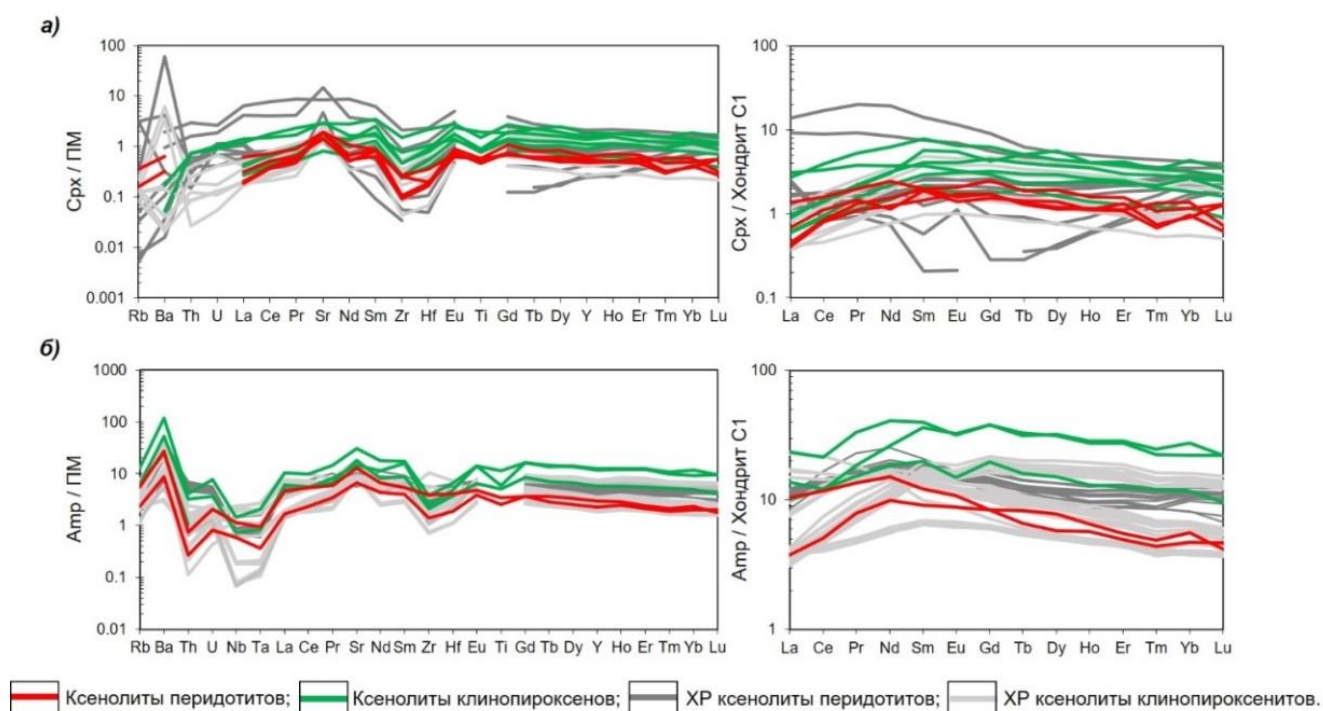


Рисунок 34. Характер распределения несовместимых элементов в минералах ксенолитов вулкана Харчинский: а) в клинопироксене и б) в амфиболе. Нормирование проведено на составы примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) и хондрита C1 (Boynnton, 1984). Для сравнения приведены редкоэлементные составы клинопироксена и амфибола из ксенолитов вулкана Харчинский (ХР), по данным (Siegrist et al., 2019).

Концентрации несовместимых элементов (Табл. 15) в различных зонах зерен клинопироксенов близки независимо от выделенных групп. Для них характерно слабое обеднение LREE (Рис. 34а), значения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ в клинопироксенах составляют 0.3 – 1.2. Для всех исследованных клинопироксенов характерны низкие значения отношения $(\text{Nd}/\text{Yb})_N = 0.9 – 1.8$ при высоких значениях Ti/Eu , изменяющихся от 3885 до 7230.

Таблица 14. Химический состав клинопироксена из ксенолитов вулкана Харчинский.

Образец	Описание	n	Группа	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
Перидотиты																		
XP-11		1	1	54.36	0.01	0.21	0.67	2.77	0.12	18.23	23.42	0.28	100.35	92	18	49	4	46
		1		53.36	0.15	0.13	2.06	3.69	0.14	18.18	21.72	0.43	100.35	90	4	50	6	44
		1		55.18	0.00	0.08	0.28	1.39	0.04	17.86	25.46	0.06	100.35	96	16	48	2	50
		1		55.13	0.01	0.11	0.44	1.58	0.04	17.74	25.32	0.08	100.35	95	14	48	2	50
		1		52.94	0.30	0.14	2.16	3.66	0.13	17.73	22.38	0.31	100.35	90	4.2	49	6	45
		1		55.09	0.01	0.06	0.47	2.70	0.15	18.01	23.68	0.17	100.35	92	8.0	49	4	47
		1		53.46	0.02	0.02	2.09	3.71	0.11	18.09	21.55	0.30	99.35	90	0.5	50	6	44
		1		54.92	0.02	0.06	1.25	3.45	0.15	18.47	21.66	0.28	100.26	91	3.3	51	6	44
		1		53.67	0.08	0.02	2.47	4.05	0.13	17.40	22.19	0.34	100.35	88	0.5	48	6	45
		1		53.91	0.08	0.26	1.72	3.77	0.13	17.85	22.02	0.38	100.13	89	9.3	49	6	45
		1		53.93	0.04	0.03	2.36	3.74	0.13	18.11	21.97	0.35	100.67	90	0.9	50	6	44
		1		51.98	0.14	0.63	3.75	3.81	0.08	16.49	23.28	0.26	100.41	89	10	46	6	48
		1		52.99	0.03	0.14	2.69	3.19	0.10	16.86	24.08	0.14	100.21	90	3.4	47	5	48
		1		53.64	0.06	0.48	1.66	3.64	0.14	18.64	22.06	0.43	100.75	90	16	50	6	44
		1		53.77	0.11	0.62	1.66	3.92	0.15	18.15	21.32	0.43	100.12	89	20	50	6	44
		1		54.42	0.05	0.17	1.06	3.69	0.16	19.18	21.39	0.24	100.36	90	10	52	6	42
		1		54.65	0.09	0.15	1.48	3.48	0.14	18.52	22.14	0.33	100.97	90	6.2	50	5	44
		1		54.84	0.02	0.18	0.61	1.95	0.04	17.70	25.24	0.07	100.65	94	17	48	3	49
		1		54.98	0.03	0.17	0.60	1.97	0.04	17.68	25.27	0.05	100.79	94	16	48	3	49
		1		55.81	0.00	0.05	0.07	0.97	0.04	18.25	25.70	0.03	100.91	97	30	49	2	50
		1		55.63	0.01	0.04	0.15	1.30	0.03	17.82	25.56	0.04	100.58	96	14	48	2	50
		1		55.48	0.00	0.03	0.13	1.20	0.03	17.93	25.65	0.03	100.47	96	13	48	2	50
XP-14	Ц К	1	2	52.14	0.31	0.91	2.86	4.87	0.13	16.63	21.28	0.41	99.54	86	18	47	8	45
		1		53.26	0.30	0.43	1.98	5.19	0.15	17.42	21.36	0.25	100.32	86	13	48	8	43
	Ц К	1		53.31	0.22	0.18	1.82	5.20	0.15	16.15	22.90	0.29	100.21	85	6.3	45	8	47
		1		53.51	0.17	0.20	1.63	4.98	0.16	15.89	23.36	0.30	100.18	85	7.4	44	8	48
		1		52.69	0.35	0.11	2.38	5.47	0.14	16.39	22.26	0.26	100.05	84	3.1	46	9	46
		1		52.55	0.35	0.21	2.27	5.43	0.15	16.08	22.70	0.20	99.93	84	5.7	45	9	46
		1		53.28	0.18	0.18	1.63	5.25	0.16	15.67	23.39	0.31	100.04	84	6.9	44	8	48
		1		52.89	0.35	0.20	2.26	5.19	0.14	15.98	23.21	0.25	100.47	85	5.6	44	8	47
		1		54.03	0.06	0.01	0.66	5.40	0.17	17.24	22.88	0.18	100.62	85	1.4	47	8	45
		1		53.42	0.21	0.17	1.39	4.56	0.13	16.62	23.51	0.12	100.13	87	7.5	46	7	47
		1		53.47	0.15	0.58	1.45	4.55	0.14	16.33	23.12	0.30	100.08	86	21	45	7	47
		1		53.14	0.24	0.08	2.67	6.79	0.15	16.02	21.33	0.29	100.72	81	2.0	45	11	44
		1		53.69	0.29	0.17	1.92	5.48	0.14	16.67	21.58	0.24	100.17	84	5.7	47	9	44
	Ц К	1		52.91	0.28	0.15	2.18	5.26	0.15	15.79	23.34	0.28	100.35	84	4.5	44	8	48
		1		53.38	0.19	0.12	1.46	5.23	0.16	16.24	23.49	0.17	100.44	85	5.4	45	8	47
		1		53.21	0.23	0.14	1.87	5.13	0.16	16.01	23.44	0.27	100.47	85	4.6	44	8	48
		1		53.38	0.19	0.09	1.18	4.73	0.16	16.09	24.37	0.10	100.28	86	5.1	44	8	48
	Ц К	1		52.81	0.18	0.17	2.37	5.93	0.18	15.72	22.47	0.30	100.12	83	4.5	44	10	46
		1		53.66	0.15	0.17	1.38	4.86	0.16	15.81	23.84	0.30	100.32	85	7.5	44	8	49
		1		53.33	0.12	0.12	1.50	5.57	0.18	15.93	23.15	0.26	100.16	84	5.1	44	9	47
		1		52.62	0.31	0.23	2.21	5.43	0.14	16.96	21.93	0.30	100.14	85	6.6	47	9	45
		1		53.13	0.17	0.24	1.72	5.56	0.16	16.31	22.42	0.31	100.01	84	8.6	45	9	46
		1		53.40	0.18	0.18	1.59	5.38	0.16	16.32	22.61	0.32	100.14	84	7.1	45	9	46
		1		53.50	0.23	0.17	1.90	5.18	0.15	16.42	23.06	0.25	100.86	85	5.6	45	8	47
		1		54.26	0.14	0.30	1.37	2.79	0.12	16.99	24.27	0.12	100.35	92	13	47	5	49
XP-38		3	1	53.63	0.16	0.46	1.63	2.97	0.12	16.92	24.08	0.14	100.11	91	16	47	5	48
		3		53.96	0.15	0.38	1.52	2.97	0.12	17.01	23.74	0.13	99.99	91	14	47	5	48
		3		54.09	0.13	0.25	1.32	3.10	0.12	17.16	23.86	0.13	100.17	91	11	47	5	48
		2		54.40	0.12	0.31	1.29	2.52	0.12	16.93	24.08	0.13	99.90	92	14	47	4	49
		3		53.69	0.14	0.47	1.55	2.96	0.12	16.89	24.04	0.14	100.00	91	17	47	5	48
		3		54.65	0.11	0.17	1.02	2.88	0.12	17.03	24.04	0.11	100.13	91	10	47	5	48
		3		53.88	0.15	0.43	1.49	2.83	0.12	16.76	23.91	0.14	99.71	91	16	47	5	49
		3		54.09	0.13	0.28	1.39	3.01	0.12	16.92	23.68	0.13	99.75	91	12	47	5	48
		3		53.94	0.15	0.46	1.54	2.83	0.12	16.79	23.96	0.14	99.92	91	17	47	5	49
		3		53.47	0.14	0.34	1.54	3.06	0.12	17.00	23.77	0.14	99.59	91	13	47	5	48
		3		53.82	0.14	0.27	1.40	3.21	0.12	17.00	23.68	0.14	99.78	90	12	47	5	48
		3		53.78	0.16	0.53	1.74	3.05	0.12	16.58	23.76	0.15	99.87	91	17	47	5	48
		3		52.49	0.23	0.56	2.19	4.70	0.11	17.12	22.13	0.34	99.87	87	15	47	7	45
XP-51	Ц К	3		53.35	0.16	0.48	1.70	3.19	0.10	16.74	23.97	0.13	99.83	90	16	47	5	48
		3		53.89	0.10	0.21	1.05	3.03	0.10	17.28	24.18	0.10	99.93	91	12	47	5	48
		3		52.89	0.18	0.47	1.99	4.69	0.11	16.96	22.03	0.34	99.66	87	14	47	8	45

продолжение таблицы 14...

Образец	Описание	n	Группа	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#	Cr#	En	Fs	Wo
Перидотиты																		
XP-51		3	1	53.56	0.15	0.49	1.62	3.03	0.10	16.69	24.05	0.13	99.83	91	17	46	5	49
		3		53.36	0.15	0.50	1.72	3.31	0.10	16.59	23.74	0.14	99.62	90	16	46	5	48
		3		53.55	0.14	0.44	1.56	3.05	0.10	16.86	24.03	0.13	99.86	91	16	47	5	48
		3		53.03	0.20	0.64	2.17	4.52	0.10	16.97	21.60	0.34	99.57	87	16	48	7	45
	ц к	3		53.77	0.12	0.21	1.20	3.00	0.10	17.17	24.11	0.11	99.78	91	11	47	5	48
		3		53.20	0.17	0.63	1.84	4.57	0.11	17.46	21.78	0.32	100.06	87	19	48	7	44
		3		52.92	0.14	0.52	1.65	3.30	0.10	16.80	23.74	0.14	99.32	90	18	47	5	48
		3		53.45	0.15	0.45	1.64	3.11	0.10	16.93	23.98	0.13	99.93	91	16	47	5	48
		3		54.06	0.11	0.33	1.20	2.85	0.10	17.03	24.20	0.12	100.00	91	16	47	5	48
		3		53.30	0.21	0.55	1.98	4.74	0.11	17.00	21.86	0.34	100.10	86	16	47	8	45
	ц к	3	53.39	0.16	0.51	1.74	3.33	0.10	16.58	23.80	0.14	99.75	90	16	46	5	48	
	ц к	3	52.67	0.21	0.56	2.04	4.68	0.11	17.11	21.92	0.33	99.64	87	16	48	7	45	
				Клинопироксениты														
XP-23		3	2	52.04	0.21	0.10	2.71	5.46	0.19	15.32	23.43	0.15	99.60	83	2.5	43	9	48
		3		52.49	0.20	0.07	2.43	5.38	0.18	15.46	23.51	0.15	99.86	84	1.8	43	9	48
		3		52.08	0.23	0.07	2.72	5.53	0.19	15.38	23.40	0.17	99.75	83	1.6	43	9	48
		2		51.64	0.23	0.07	2.70	5.50	0.18	15.56	23.32	0.15	99.35	83	1.8	44	9	47
		3		52.10	0.20	0.08	2.58	5.47	0.18	15.49	23.42	0.16	99.68	83	2.1	43	9	48
		3		51.99	0.22	0.09	2.76	5.45	0.18	15.35	23.40	0.15	99.59	83	2.1	43	9	48
		3		51.66	0.23	0.11	2.79	5.60	0.18	15.41	23.49	0.17	99.62	83	2.5	43	9	48
		3		52.10	0.20	0.08	2.67	5.46	0.18	15.31	23.51	0.16	99.66	83	1.9	43	9	48
XP-29		3	4	50.09	0.27	0.09	3.88	11.11	0.46	12.20	21.11	0.65	99.86	66	1.5	35	19	46
		2		50.29	0.27	0.00	4.12	11.20	0.48	12.34	20.58	0.66	99.94	66	0.0	36	19	45
		2		50.67	0.26	0.01	4.05	10.96	0.47	12.20	20.75	0.67	100.04	66	0.2	35	19	46
		3		50.33	0.28	0.00	4.04	10.80	0.46	12.22	21.27	0.67	100.06	67	0.1	35	18	47
		3		50.77	0.26	0.01	3.99	10.06	0.43	12.47	21.41	0.62	100.01	69	0.2	36	17	47
		3		51.70	0.20	0.01	2.66	10.02	0.42	15.39	19.34	0.33	100.07	73	0.1	43	16	40
XP-36		3	3	51.60	0.25	0.04	3.74	7.64	0.21	13.97	22.67	0.31	100.42	77	0.6	40	13	48
		3		51.56	0.24	0.03	3.68	8.30	0.21	14.45	21.99	0.28	100.74	76	0.6	41	13	46
		3		51.73	0.29	0.09	3.80	7.90	0.21	14.00	22.28	0.28	100.59	76	1.6	40	13	47
		3		51.31	0.23	0.10	3.78	7.13	0.19	14.21	23.01	0.28	100.23	78	1.8	40	12	48
		3		50.55	0.22	0.06	3.85	7.88	0.20	14.03	22.76	0.29	99.83	76	1.0	40	13	47
	ц к	2		51.25	0.38	0.04	3.72	7.84	0.20	14.11	22.56	0.29	100.39	76	0.8	40	13	47
		1		50.78	0.46	0.04	4.17	7.91	0.20	13.93	22.45	0.30	100.23	76	0.6	40	13	47
	ц к	3		51.89	0.22	0.11	2.84	7.43	0.20	14.54	22.61	0.28	100.13	78	2.6	41	12	47
		1		50.73	0.38	0.07	3.98	7.59	0.20	13.88	22.79	0.31	99.91	77	1.2	40	12	48
		3		51.64	0.27	0.06	3.57	7.70	0.20	14.02	22.57	0.29	100.33	76	1.0	40	13	47
		2		51.21	0.29	0.04	3.89	7.69	0.21	13.77	22.82	0.29	100.19	76	0.7	39	13	48
		3		50.88	0.27	0.10	3.82	7.87	0.20	14.37	21.85	0.29	99.64	76	1.7	41	13	46
XP-62		3	2	52.69	0.23	0.35	2.47	4.13	0.13	16.11	23.74	0.16	100.01	87	8.6	45	7	48
		3		52.54	0.23	0.33	2.43	4.46	0.14	16.14	23.28	0.19	99.73	87	8.3	45	7	48
		3		52.48	0.25	0.42	2.62	4.39	0.14	15.93	23.50	0.19	99.92	87	9.8	45	7	48
		3		52.25	0.19	0.31	2.18	4.11	0.14	16.29	23.68	0.17	99.31	88	8.7	45	7	48
	ц к	2		51.97	0.23	0.35	2.53	4.28	0.14	16.10	23.51	0.17	99.27	87	8.5	45	7	48
		1		52.71	0.15	0.21	1.71	3.72	0.13	16.80	23.80	0.16	99.40	89	7.7	46	6	48
		3		52.51	0.21	0.35	2.41	4.33	0.15	16.23	23.55	0.17	99.91	87	8.8	45	7	48
		3		52.91	0.22	0.35	2.45	4.19	0.13	16.14	23.70	0.16	100.26	87	8.8	45	7	48
	ц к	3		52.89	0.24	0.38	2.51	4.27	0.13	16.01	23.68	0.17	100.28	87	9.3	45	7	48
		1		52.96	0.24	0.32	2.47	4.09	0.14	16.38	23.68	0.17	100.44	88	7.9	45	7	48
		3		52.69	0.23	0.41	2.54	4.33	0.13	16.23	23.55	0.17	100.29	87	9.9	45	7	48
		3		52.43	0.25	0.49	2.72	4.30	0.14	16.13	23.62	0.18	100.26	87	11	45	7	48
	3	52.85	0.22	0.39	2.45	4.04	0.14	16.14	23.77	0.16	100.15	88	9.7	45	7	48		
XP-63		3	3	50.05	0.49	0.04	4.90	6.63	0.16	13.92	23.37	0.16	99.71	79	0.5	40	11	49
		3		50.11	0.45	0.05	4.65	6.70	0.16	13.85	23.18	0.16	99.30	79	0.7	40	11	49
		3		50.35	0.44	0.04	4.67	6.53	0.16	13.89	23.41	0.16	99.64	79	0.6	40	11	49
		3		50.25	0.46	0.04	4.67	6.53	0.16	14.02	23.43	0.16	99.72	79	0.5	40	11	49
		3		50.45	0.43	0.04	4.57	6.41	0.17	14.07	23.40	0.16	99.70	80	0.6	40	11	49
	ц к	3		50.64	0.40	0.04	4.47	6.40	0.16	14.29	23.43	0.15	99.98	80	0.5	41	11	49
		1		50.95	0.42	0.04	4.43	5.98	0.16	14.11	23.58	0.17	99.83	81	0.5	41	10	49
	ц к	3		49.98	0.45	0.04	4.52	6.66	0.16	14.39	23.46	0.16	99.82	79	0.5	41	11	48
	1	50.55	0.36	0.03	3.89	6.30	0.16	14.73	23.63	0.16	99.81	81	0.6	41	10	48		

Примечание: элементы определены методом ВДС и приведены в мас.%; n – количество анализов; ц – центр; к – край.

Таблица 15. Содержания некогерентных элементов в клинопироксене и амфиболе из ксенолитов вулкана Харчинский. Редкоземельный состав рассчитанного по клинопироксену первичного расплава.

	Перидотиты						Клинопироксениты									
	Клинопироксен				Амфибол		Клинопироксен						Амфибол			
	XP-14	XP-38	XP-38	XP-51	XP-14	XP-14	XP-23	XP-23	XP-36	XP-36	XP-62	XP-63	XP-23	XP-23	XP-36	XP-36
Rb	0.000	0.228	0.000	0.100	1.502	3.553	0.000	0.000	0.000	0.069	0.000	0.000	4.006	1.654	8.142	4.047
Sr	29.60	40.80	39.34	40.88	141.1	269.7	30.89	16.94	61.52	35.80	30.69	31.30	305.1	110.7	646.2	375.3
Y	2.52	2.17	2.89	2.36	10.35	13.36	6.16	2.86	8.58	4.87	4.97	6.94	56.23	56.23	54.10	25.76
Zr	2.81	1.02	1.20	3.00	15.78	43.33	5.23	2.62	17.10	17.35	2.99	5.28	28.05	10.72	42.59	24.26
Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.424	0.805	0.000	0.000	0.000	-	0.000	0.000	0.168	0.158	1.027	0.529
Ba	0.46	4.38	0.05	2.26	61.30	192.7	0.16	1.73	0.37	3.89	2.59	0.06	175.2	34.88	829.4	367.9
Hf	0.061	0.050	0.057	0.111	0.588	1.293	0.240	0.125	0.666	0.927	0.162	0.272	1.535	0.567	2.041	1.155
Ta	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.039	0.000	0.000	0.000	-	0.000	0.000	0.000	0.000	0.084	0.034
Th	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.063	0.000	0.000	0.064	0.032	0.000	0.000	0.089	0.123	0.354	0.274
U	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.044	0.000	0.000	0.019	0.014	0.000	0.000	0.000	0.064	0.161	0.078
Pb	0.186	0.129	0.071	0.266	0.359	0.849	0.080	0.079	0.349	0.275	0.095	0.030	1.469	0.700	7.942	2.112
Ti	743	605	744	680	3357	4433	1158	605	1960	1129	1143	2524	7711	3436	14923	6690
Ni	86	100	102	83	211	313	114	61	49	29	109	56	533	245	270	89
La	0.214	0.127	0.141	0.425	1.160	3.234	0.279	0.184	0.842	0.553	0.193	0.305	3.110	1.332	7.275	4.225
Ce	0.907	0.649	0.686	1.278	4.100	9.518	1.204	0.730	3.161	2.032	0.769	1.138	9.661	4.208	17.33	9.850
Pr	0.177	0.133	0.160	0.243	0.957	1.658	0.269	0.140	0.643	0.340	0.190	0.259	2.250	0.853	4.044	1.861
Nd	0.685	0.748	0.916	1.471	5.956	9.066	1.896	0.889	3.777	2.276	1.338	1.810	15.69	5.010	24.47	11.03
Sm	0.366	0.285	0.386	0.388	1.772	2.372	0.798	0.425	1.512	0.826	0.571	1.117	7.052	1.358	7.793	3.850
Eu	0.103	0.127	0.151	0.118	0.646	0.795	0.298	0.130	0.474	0.178	0.227	0.407	2.391	0.574	2.336	1.097
Gd	0.397	0.441	0.638	0.443	2.176	2.172	1.153	0.454	1.622	0.777	0.836	1.096	9.824	1.817	9.809	5.096
Tb	0.067	0.063	0.089	0.062	0.311	0.391	0.191	0.093	0.244	0.146	0.141	0.240	1.477	0.321	1.559	0.760
Dy	0.448	0.388	0.619	0.368	1.871	2.498	1.191	0.521	1.817	0.910	0.936	1.424	10.36	2.085	10.06	4.855
Ho	0.081	0.081	0.114	0.084	0.412	0.470	0.253	0.101	0.294	0.182	0.190	0.296	2.035	0.417	1.975	0.933
Er	0.278	0.226	0.327	0.233	1.035	1.155	0.629	0.273	0.867	0.601	0.521	0.785	5.996	1.208	5.788	2.659
Tm	0.024	0.022	0.035	0.044	0.142	0.158	0.094	0.039	0.111	0.061	0.065	0.110	0.799	0.175	0.727	0.389
Yb	0.192	0.202	0.244	0.288	0.991	1.164	0.572	0.241	0.909	0.578	0.383	0.676	5.735	1.019	4.638	2.460
Lu	0.041	0.020	0.042	0.023	0.150	0.134	0.082	0.029	0.114	0.072	0.052	0.090	0.709	0.140	0.715	0.308
ΣREE	3.98	3.51	4.55	5.47	21.68	34.79	8.91	4.25	16.39	9.52	6.41	9.75	77.08	78.08	98.52	49.37
Ba/La	2.15	34.49	0.35	5.32	52.84	59.58	0.57	9.40	0.44	7.05	13.42	0.20	56.35	26.18	114.0	87.07
Sr/Nd	43	55	43	28	24	30	16	19	16	16	23	17	19	22	26	34
(La/Yb) _N	0.80	0.45	0.41	1.06	0.84	1.99	0.35	0.55	0.66	0.69	0.36	0.32	0.39	0.94	1.13	1.23

продолжение таблицы 15...

	Рассчитанный состав расплава												
	Перидотиты					Клинопироксениты							
	XP-14	XP-38	XP-38	XP-38	XP-51	XP-23	XP-23	XP-23	XP-36	XP-36	XP-36	XP-62	XP-63
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	230.68	318.01	306.61	294.17	318.64	240.79	132.07	239.07	479.51	279.03	483.60	239.19	243.95
Y	5.394	4.642	6.180	5.411	5.042	13.197	6.123	6.065	18.364	10.428	8.625	10.633	14.867
Zr	40.81	16.20	17.99	15.810	50.71	82.78	40.89	55.21	280.9	140.6	148.49	48.19	80.85
Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	670.27	6445.3	73.89	55.60	3329.4	228.02	2545.7	696.27	549.24	5724.4	1727.7	3807.3	82.0
Hf	0.615	0.195	0.543	0.499	1.105	1.738	1.060	0.920	5.640	3.622	2.635	1.376	2.348
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	2.587	1.794	0.980	0.758	3.698	1.108	1.094	2.018	4.852	3.819	4.559	1.319	0.413
Ti	1935	1576	1938	1877	1770	3015	1576	2181	5103	2941	2610	2975	6574
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	3.986	2.363	2.629	2.874	7.936	5.210	3.441	4.689	15.713	10.308	17.922	3.609	5.699
Ce	10.576	7.562	7.999	6.535	14.898	14.036	8.505	11.442	36.840	23.681	31.164	8.957	13.266
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	1.953	1.520	2.061	1.838	2.074	4.259	2.268	1.526	8.072	4.409	3.875	3.049	5.962
Sm	0.353	0.435	0.519	0.447	0.405	1.024	0.445	0.485	1.630	0.610	0.826	0.780	1.397
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	0.184	0.183	0.259	0.239	0.189	0.571	0.229	0.255	0.665	0.412	0.397	0.430	0.669
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	0.719	0.583	0.846	0.707	0.603	1.626	0.704	0.784	2.241	1.552	1.255	1.346	2.030
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.446	0.470	0.569	0.540	0.670	1.331	0.561	0.636	2.113	1.344	1.291	0.892	1.573
Lu	0.094	0.047	0.097	0.063	0.054	0.189	0.066	0.097	0.264	0.167	0.149	0.120	0.207
ΣREE	18.310	13.164	14.979	13.243	26.829	28.246	16.220	19.912	67.538	42.483	56.879	19.183	30.802
Ba/La	168.2	2728	28.11	19.3	419.5	43.77	739.9	148.5	34.95	555.3	96.4	1055	14.4
Sr/Nd	118.1	209.2	148.8	160.1	153.6	56.5	58.2	156.7	59.4	63.3	124.8	78.5	40.9
(La/Yb) _N	6.42	3.61	3.32	3.82	8.50	2.81	4.40	5.29	5.34	5.50	9.96	2.90	2.60

Примечание: примесные и редкие элементы определены методом LA-ICP-MS и приведены в ppm; прочерк – не рассчитывалось в связи с отсутствием данных о коэффициентах распределения; жирным выделено три состава расплава, оцененных по наиболее магнезиальному клинопироксену.

На диаграмме в координатах $Al^{IV} - TiO_2$ эти клинопироксены формируют единый тренд вдоль линии островодужных кумулатов (Loucks, 1996). Похожий характер распределения редких элементов в клинопироксенах из ксенолитов вулкана Харчинский отмечался в (Siegrist et al., 2019).

Амфибол присутствует в большинстве образцов. Он плеохроирует в бурых тонах и встречается в виде ксеноморфных зерен и реликтов, окруженных опацитовыми каймами (Рис. 30з), которые сложены агрегатом плагиоклаза, клинопироксена и магнетита. Чем крупнее зерно амфибола, тем шире кайма, которая иногда достигает 200 мкм. Иногда амфибол замещает клинопироксен (Рис. 30г). В ксенолитах пироксенитов амфибол, как правило, встречается в больших количествах и образует более крупные зерна. Состав амфибола отвечает

эдениту в перидотитах и паргаситу в клинопироксенитах (Рис. 35; Табл. 16). По магнезиальности также можно выделить три группы амфиболов (Рис. 35).

Первая группа представлена наиболее магнезиальными амфиболами с $Mg\# = 86 - 88$, обнаруженными в верлите ХР-38 и лерцолите ХР-51. Для этой группы характерны наибольшие содержания СаО до 13.2 мас. %.

Ко второй группе относятся амфиболы с $Mg\# = 64 - 86$, обнаруженные в перидотитах ХР-14 и ХР-51 и клинопироксенитах ХР-23, ХР-36, ХР-62 и ХР-63 (Рис. 35; Табл. 16). Для этой группы характерны наибольшие содержания Cr_2O_3 и наименьшие TiO_2 и щелочей (до 1.3 и 4.9 мас. % соответственно). Состав амфибола второй группы близок вкрапленникам амфибола из трахиандезибазальта нека вулкана Харчинский, отличаясь от него только меньшими содержаниями TiO_2 .

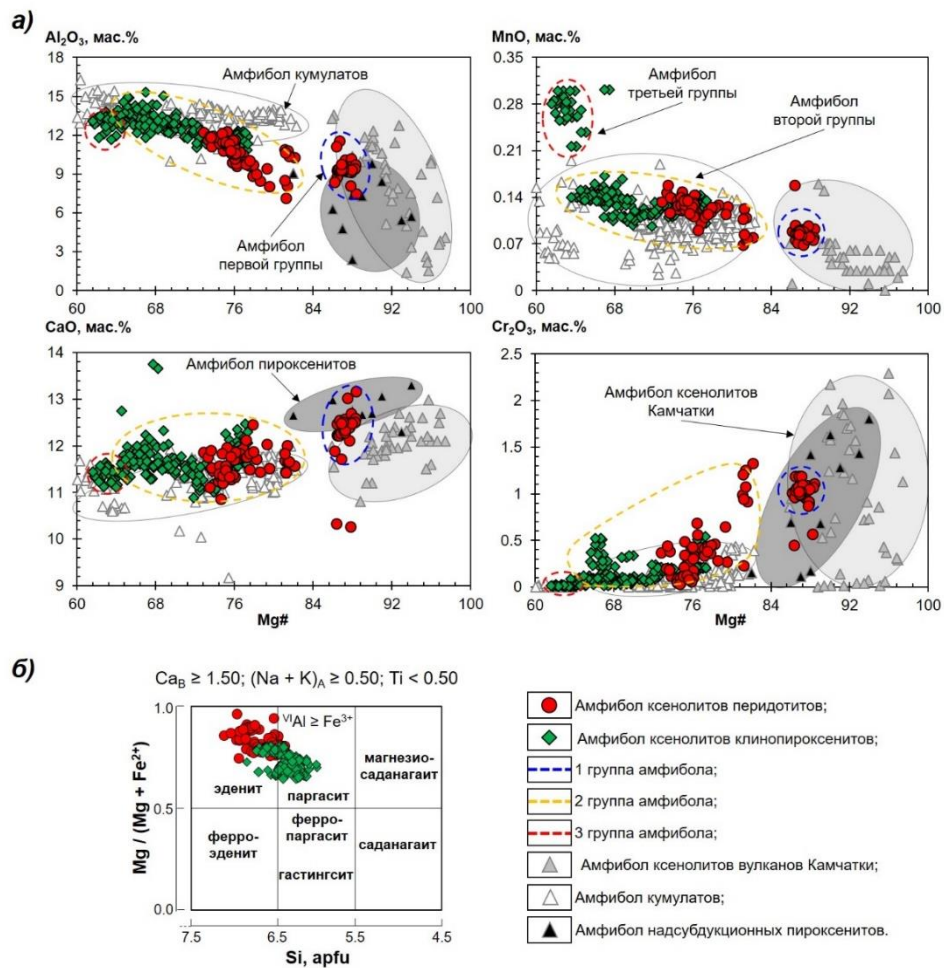


Рисунок 35. Вариации состава амфибола из ксенолитов вулкана Харчинский: а) содержания петрогенных элементов; б) номенклатура амфибола согласно классификации (Leake et al., 1997). Для сравнения приведены составы амфибола из ксенолитов вулканов Авачинский (Ionov, 2010; Ishimaru, Arai, 2015), Безымянный (Ionov et al., 2013), Шивелуч (Bryant et al., 2007) и Харчинский (Siegrist et al., 2021), островодужных кумулатов (Daczko et al., 2012) и надсубдукционных пироксенитов (Berly et al., 2006).

Таблица 16. Химический состав амфибола из ксенолитов вулкана Харчинский.

Образец	Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Сумма	Mg#	P, кбар
XP-14	2	Перидотиты													
		48.49	0.74	8.04	0.27	8.15	0.13	17.76	11.52	1.72	0.35	0.00	97.17	80	3
		48.22	0.78	8.45	0.29	8.53	0.13	17.58	11.44	1.59	0.35	0.00	97.37	79	3
		49.83	0.69	7.12	0.23	7.63	0.12	18.49	11.43	1.40	0.30	0.00	97.25	81	2
		44.40	0.87	11.59	0.15	9.45	0.13	16.48	11.28	2.45	0.56	0.00	97.36	76	6
		44.81	0.64	11.25	0.14	9.28	0.11	16.50	11.80	2.07	0.53	0.00	97.13	76	6
		44.12	0.69	11.98	0.04	9.91	0.14	16.46	11.20	2.23	0.52	0.00	97.29	75	7
		45.93	0.91	10.00	0.41	8.83	0.11	16.79	11.76	1.81	0.58	0.00	97.12	77	5
		44.31	0.87	11.80	0.04	9.84	0.13	16.07	11.40	2.25	0.51	0.00	97.23	74	6
		44.54	1.52	11.84	0.18	9.56	0.12	14.95	11.91	1.96	0.53	0.01	97.11	74	7
		43.69	1.23	12.05	0.14	9.55	0.14	16.18	11.37	2.19	0.53	0.00	97.06	75	7
		47.42	0.85	8.99	0.46	8.50	0.13	17.14	11.71	1.63	0.38	0.00	97.21	78	4
		46.46	0.96	9.79	0.33	9.17	0.14	16.41	11.77	1.92	0.49	0.00	97.46	76	5
		45.81	0.86	10.19	0.30	9.24	0.13	16.44	11.85	2.01	0.59	0.00	97.41	76	5
		45.51	0.81	10.63	0.25	9.40	0.12	16.37	11.72	1.85	0.70	0.00	97.35	76	5
		46.72	0.92	9.66	0.43	8.57	0.12	16.61	11.84	1.72	0.46	0.00	97.05	78	4
		44.56	0.50	11.56	0.11	9.85	0.12	16.68	11.40	2.23	0.73	0.00	97.74	75	6
		44.91	0.45	11.46	0.10	9.82	0.13	16.33	11.36	2.23	0.67	0.00	97.47	75	6
		45.61	0.91	10.51	0.18	9.31	0.12	16.58	11.81	2.08	0.55	0.00	97.67	76	5
		43.96	1.59	12.25	0.49	9.05	0.13	15.40	11.96	2.06	0.52	0.00	97.42	75	7
		46.89	1.18	9.44	0.65	7.93	0.12	17.06	12.03	1.65	0.39	0.00	97.33	79	4
		44.47	1.07	12.11	0.04	9.50	0.13	15.74	11.84	2.10	0.49	0.00	97.48	75	7
		44.97	1.29	11.10	0.43	9.01	0.11	15.98	11.71	1.94	0.55	0.01	97.10	76	6
		46.90	1.23	9.70	0.45	8.50	0.13	16.81	11.88	1.66	0.30	0.00	97.56	78	4
		44.45	1.34	11.63	0.10	9.23	0.13	16.44	11.33	2.22	0.53	0.00	97.39	76	6
		44.86	0.75	11.54	0.13	9.54	0.13	16.45	11.40	2.20	0.57	0.00	97.55	75	6
		44.36	0.87	11.19	0.34	9.48	0.12	16.13	11.53	1.89	0.76	0.00	96.68	75	6
		44.56	0.49	11.37	0.21	9.62	0.13	16.28	11.57	2.02	0.62	0.00	96.88	75	6
		45.68	0.86	10.60	0.30	9.05	0.11	16.15	11.87	2.41	0.50	0.01	97.52	76	5
		46.36	1.04	9.75	0.34	8.59	0.11	16.30	12.12	1.96	0.21	0.00	96.78	77	5
		44.56	1.07	10.06	0.39	8.86	0.12	17.15	11.49	2.33	0.67	0.01	96.70	78	5
		48.12	0.77	8.08	1.26	7.13	0.11	17.48	12.01	1.91	0.02	0.00	96.90	81	3
		47.66	0.82	8.54	1.21	7.28	0.11	17.52	11.84	2.13	0.02	0.00	97.13	81	3
		44.34	0.87	11.62	0.06	9.36	0.13	16.50	11.38	2.40	0.56	0.00	97.21	76	6
		44.57	0.60	11.44	0.12	9.67	0.14	16.34	11.48	2.22	0.71	0.00	97.29	75	6
		44.62	0.56	11.32	0.13	9.67	0.14	16.67	11.34	2.34	0.69	0.00	97.46	75	6
		45.38	0.51	10.79	0.08	9.45	0.12	16.42	11.77	2.11	0.69	0.00	97.31	76	6
		44.87	1.20	11.14	0.45	5.38	0.16	19.07	10.33	2.33	0.68	0.00	95.62	86	6
		45.13	0.95	9.88	0.13	9.47	0.13	16.66	11.35	2.56	1.05	0.00	97.30	76	5
		44.34	1.19	11.82	0.09	9.33	0.13	15.92	11.34	2.74	0.55	0.00	97.46	75	7
		45.08	1.03	11.06	0.08	9.45	0.12	15.74	11.56	2.42	0.54	0.00	97.07	75	6
		46.01	0.94	10.82	0.08	9.38	0.15	15.68	11.51	2.29	0.52	0.00	97.38	75	6
		45.07	1.12	10.88	0.09	9.03	0.13	15.85	11.69	2.89	0.67	0.01	97.42	76	6
		46.28	1.17	9.64	0.38	8.61	0.12	16.59	11.79	2.23	0.35	0.00	97.17	77	4
		47.47	1.05	8.87	0.37	8.38	0.12	16.50	12.46	2.06	0.03	0.00	97.30	78	4
		44.51	0.95	11.95	0.12	9.71	0.14	15.35	11.46	2.61	0.61	0.00	97.42	74	7
		46.42	1.01	9.61	0.41	8.73	0.13	15.67	11.72	1.99	0.50	0.00	96.19	76	5
		45.76	1.32	10.36	0.69	8.71	0.12	15.84	11.89	2.07	0.52	0.00	97.27	76	5
		43.60	1.67	12.21	0.37	9.80	0.13	14.74	11.87	2.60	0.57	0.00	97.56	73	7
		44.91	0.57	11.63	0.20	9.98	0.15	15.37	11.76	2.26	0.70	0.00	97.53	73	6
		46.68	1.09	9.87	0.43	8.94	0.13	15.70	11.90	2.18	0.44	0.00	97.34	76	5
		44.58	0.98	11.12	0.38	9.74	0.14	15.29	11.54	2.35	0.75	0.00	96.88	74	6
		44.26	1.08	11.87	0.44	9.24	0.16	14.34	11.11	2.36	0.57	0.00	95.43	73	7
		44.07	0.78	11.57	0.06	9.89	0.14	16.09	11.24	2.67	0.63	0.00	97.14	74	6
		44.38	0.73	11.59	0.08	9.70	0.13	15.93	11.33	2.62	0.58	0.00	97.06	75	6
		45.03	0.70	11.56	0.05	9.44	0.12	15.54	10.86	2.56	0.60	0.00	96.46	75	6
		44.13	0.71	11.44	0.08	9.66	0.13	16.20	11.40	2.56	0.60	0.00	96.90	75	6
		44.16	0.75	11.35	0.10	9.77	0.12	16.01	11.58	3.00	0.58	0.00	97.41	74	6
		45.32	1.34	10.50	0.42	8.61	0.10	16.03	11.94	1.97	0.44	0.00	96.69	77	5
		45.14	1.47	10.72	0.56	8.65	0.09	15.81	11.83	1.93	0.46	0.00	96.67	77	6
XP-38	1	48.78	0.45	8.77	1.19	5.14	0.08	18.38	12.47	1.97	0.06	0.00	97.27	86	3
		49.28	0.50	9.38	1.19	4.55	0.08	16.82	12.47	1.85	0.06	0.00	96.18	87	4
		48.58	0.53	9.24	1.03	4.83	0.09	18.44	12.37	2.16	0.07	0.00	97.33	87	4
		46.09	0.54	8.39	1.01	5.53	0.09	19.25	11.89	2.19	0.08	0.00	95.06	86	3
		47.72	0.52	9.43	0.98	4.83	0.09	18.71	12.40	2.20	0.08	0.00	96.95	87	4
		47.63	0.51	9.29	0.96	4.80	0.09	18.73	12.47	2.28	0.07	0.00	96.82	87	4
		47.76	0.52	9.37	1.04	4.93	0.09	18.74	12.48	2.07	0.08	0.00	97.08	87	4
		48.10	0.54	9.15	0.89	4.61	0.08	18.67	12.70	2.31	0.07	0.00	97.11	88	4
		47.40	0.58	10.20	0.92	4.55	0.08	18.46	12.51	2.48	0.08	0.00	97.26	88	5
		47.74	0.52	9.55	1.09	4.77	0.08	19.07	12.39	2.36	0.10	0.00	97.68	88	4

продолжение таблицы 16...

Образец	Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	ОН	Сумма	Mg#	P, кбар
		Перидотиты														
XP-38	1	47.88	0.51	9.20	1.03	4.83	0.09	18.96	13.03	2.45	0.07	0.00	2.00	100.05	87	4
		47.41	0.52	9.36	0.98	5.02	0.09	18.81	12.35	2.24	0.06	0.00	2.00	98.84	87	4
		47.84	0.66	7.49	1.11	4.61	0.09	19.67	13.16	2.07	0.14	0.00	2.00	98.86	88	2
		48.25	0.50	9.18	1.04	4.84	0.09	19.23	12.11	2.08	0.06	0.00	2.00	99.38	88	4
		47.84	0.49	9.67	1.19	4.89	0.08	18.46	12.49	1.83	0.06	0.00	2.00	99.00	87	4
		47.77	0.52	9.38	1.04	5.20	0.09	18.60	12.22	2.00	0.06	0.00	2.00	98.86	86	4
		47.83	0.45	8.09	0.87	4.98	0.10	20.01	10.27	1.62	0.05	0.00	2.00	96.28	88	3
		47.69	0.52	9.41	1.07	5.15	0.09	18.70	12.22	2.00	0.07	0.00	2.00	98.91	87	4
		47.74	0.52	9.31	1.08	5.05	0.09	18.65	12.27	2.01	0.07	0.00	2.00	98.79	87	4
		47.92	0.53	9.30	1.03	4.97	0.09	18.83	12.34	2.17	0.07	0.00	2.00	99.24	87	4
		47.61	0.53	9.72	1.07	4.41	0.08	18.65	12.58	2.22	0.06	0.00	2.00	98.94	88	4
		47.48	0.52	9.39	1.05	4.88	0.09	18.65	12.28	2.48	0.06	0.00	2.00	98.90	87	4
		47.97	0.53	9.42	1.10	4.84	0.09	18.52	12.34	2.18	0.09	0.00	2.00	99.06	87	4
		47.78	0.53	9.40	0.57	4.48	0.08	18.83	12.51	2.18	0.08	0.00	2.00	98.43	88	4
		47.86	0.50	9.31	1.05	4.61	0.08	18.77	12.49	2.14	0.08	0.00	2.00	98.91	88	4
		47.84	0.52	9.30	1.02	4.99	0.08	18.83	12.51	2.06	0.05	0.00	2.00	99.21	87	4
		47.66	0.51	9.33	1.00	5.07	0.09	18.83	12.48	2.18	0.07	0.00	2.00	99.21	87	4
47.54	0.54	9.76	1.02	5.07	0.08	18.74	11.72	2.44	0.24	0.00	2.00	99.14	87	4		
XP-51	2	44.50	0.98	10.91	0.99	7.21	0.07	17.32	11.69	2.40	1.04	0.00	2.00	99.10	81	6
		44.67	0.94	10.82	1.08	7.21	0.08	17.67	11.65	2.40	1.03	0.00	2.00	99.54	81	6
		44.86	0.94	10.29	1.33	6.92	0.08	17.82	11.57	2.51	0.82	0.00	2.00	99.14	82	5
		45.05	1.04	10.36	0.92	7.05	0.08	17.48	11.66	2.44	0.88	0.00	2.00	98.96	82	5
		45.58	1.03	10.64	0.94	7.13	0.08	17.26	11.45	2.36	0.96	0.00	2.00	99.42	81	5
	1	50.22	0.46	11.57	1.04	4.80	0.07	17.50	12.24	2.58	0.09	0.00	2.00	102.57	87	6
		47.51	0.57	9.33	1.02	5.05	0.09	18.38	12.55	2.34	0.08	0.00	2.00	98.91	87	4
		46.82	0.45	10.10	0.98	4.83	0.07	18.51	12.57	2.57	0.08	0.00	2.00	98.99	87	5
47.40	0.52	9.26	0.96	5.15	0.10	18.34	12.24	1.92	0.07	0.01	1.99	97.95	86	4		
		Клинопироксениты														
XP-23	2	44.29	0.77	11.11	0.21	10.02	0.11	15.59	11.12	2.44	0.76	0.00	2.00	98.42	74	6
		43.69	0.74	11.28	0.19	10.07	0.11	15.86	11.18	2.50	0.79	0.00	2.00	98.42	74	6
		45.56	0.58	11.41	0.25	9.11	0.13	15.56	11.96	1.87	0.16	0.00	2.00	98.57	75	6
		43.98	0.72	11.30	0.19	10.01	0.13	15.45	11.55	2.19	0.79	0.00	2.00	98.32	73	6
		44.77	0.68	11.32	0.20	8.72	0.13	16.13	11.73	2.29	0.36	0.00	2.00	98.33	77	6
		43.14	0.73	11.81	0.21	10.40	0.12	15.31	11.38	2.61	0.51	0.00	2.00	98.23	72	7
		44.52	0.57	11.93	0.51	8.41	0.12	15.36	12.25	2.16	0.22	0.00	2.00	98.05	76	7
		42.19	1.07	12.11	0.34	11.28	0.11	14.46	11.51	2.73	0.68	0.01	1.99	98.48	70	7
		44.27	0.81	11.31	0.17	10.22	0.13	15.55	11.62	2.19	0.22	0.00	2.00	98.49	73	6
		45.33	0.64	11.48	0.22	8.69	0.13	15.64	12.09	1.67	0.14	0.00	2.00	98.02	76	6
		45.24	0.61	11.63	0.22	8.63	0.14	15.68	11.96	1.94	0.15	0.00	2.00	98.20	76	6
		42.61	0.76	12.39	0.24	10.45	0.12	14.97	11.57	2.45	0.60	0.01	1.99	98.15	72	7
		43.43	0.67	11.97	0.24	9.05	0.13	16.07	11.68	2.40	0.80	0.00	2.00	98.44	76	7
		43.55	0.70	11.05	0.11	10.78	0.12	15.65	11.15	2.47	0.76	0.00	2.00	98.33	72	6
		46.50	0.58	11.57	0.20	8.12	0.13	15.23	12.18	2.07	0.04	0.00	2.00	98.60	77	6
		43.59	0.68	11.36	0.16	10.67	0.13	15.49	11.23	2.49	0.65	0.00	2.00	98.47	72	6
		45.41	0.59	11.41	0.15	9.00	0.14	15.21	12.25	1.85	0.11	0.01	1.99	98.11	75	6
		43.97	0.70	11.61	0.17	9.19	0.13	15.76	11.59	2.41	0.93	0.00	2.00	98.46	75	6
		44.14	0.59	11.32	0.24	9.11	0.11	15.92	12.01	2.56	0.28	0.00	2.00	98.29	76	6
		44.70	0.77	11.44	0.21	9.98	0.11	15.84	11.00	2.44	0.76	0.00	2.00	99.25	74	6
		44.10	0.74	11.61	0.19	10.03	0.11	16.11	11.07	2.50	0.79	0.00	2.00	99.25	74	6
		45.97	0.58	11.73	0.25	9.07	0.13	15.80	11.85	1.87	0.16	0.00	2.00	99.41	76	6
		44.40	0.72	11.63	0.19	9.98	0.13	15.69	11.44	2.19	0.79	0.00	2.00	99.15	74	6
		45.19	0.68	11.65	0.20	8.68	0.13	16.37	11.62	2.29	0.36	0.00	2.00	99.16	77	6
		43.56	0.73	12.13	0.21	10.37	0.12	15.56	11.26	2.61	0.51	0.00	2.00	99.06	73	7
		44.94	0.57	12.25	0.51	8.38	0.12	15.61	12.13	2.16	0.22	0.00	2.00	98.89	77	7
		42.62	1.07	12.44	0.34	11.25	0.11	14.70	11.39	2.73	0.68	0.00	2.00	99.32	70	7
		44.69	0.81	11.63	0.17	10.18	0.13	15.80	11.51	2.19	0.22	0.00	2.00	99.32	73	6
		45.76	0.64	11.81	0.22	8.65	0.13	15.88	11.97	1.67	0.14	0.00	2.00	98.86	77	6
		45.67	0.61	11.96	0.22	8.60	0.14	15.92	11.84	1.94	0.15	0.00	2.00	99.04	77	7
		43.04	0.76	12.72	0.24	10.42	0.12	15.21	11.45	2.45	0.60	0.01	1.99	98.99	72	7
		43.86	0.67	12.30	0.24	9.02	0.13	16.31	11.56	2.40	0.80	0.00	2.00	99.28	76	7
		43.98	0.70	11.38	0.11	10.74	0.12	15.89	11.03	2.47	0.76	0.00	2.00	99.17	72	6
		46.93	0.58	11.89	0.20	8.09	0.13	15.47	12.05	2.07	0.04	0.00	2.00	99.45	77	6
		44.03	0.68	11.69	0.16	10.64	0.13	15.73	11.11	2.49	0.65	0.00	2.00	99.31	72	6
		45.85	0.59	11.73	0.15	8.96	0.14	15.44	12.13	1.85	0.11	0.01	1.99	98.96	75	6
		44.41	0.70	11.94	0.17	9.15	0.13	16.00	11.47	2.41	0.93	0.00	2.00	99.30	76	7
		44.58	0.59	11.65	0.24	9.08	0.11	16.15	11.89	2.56	0.28	0.00	2.00	99.14	76	6
		46.44	0.71	12.17	0.15	8.77	0.13	15.83	11.99	1.90	0.27	0.00	2.00	100.34	76	7

продолжение таблицы 16...

Образец	Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	OH	Сумма	Mg#	P, кбар
Клинопироксениты																
XP-23	2	43.28	0.96	12.35	0.21	10.47	0.13	15.49	11.54	2.98	0.74	0.00	2.00	100.15	73	7
		46.35	0.68	12.18	0.21	8.20	0.13	15.51	12.46	2.74	0.32	0.00	2.00	100.78	77	7
		46.77	0.59	11.34	0.20	8.37	0.14	16.06	12.29	2.01	0.18	0.00	2.00	99.95	77	6
		46.34	0.66	12.06	0.19	8.61	0.14	15.55	12.35	1.94	0.23	0.00	2.00	100.05	76	7
		46.06	0.62	11.80	0.21	8.65	0.13	15.73	12.00	2.18	0.07	0.00	2.00	99.45	76	6
XP-29	3	41.34	1.22	13.54	0.00	13.33	0.26	13.10	11.48	2.65	0.74	0.00	2.00	99.67	64	8
		41.77	1.18	13.33	0.03	13.63	0.29	12.83	11.35	2.51	0.60	0.00	2.00	99.51	63	8
		41.83	0.87	13.49	0.01	13.56	0.22	13.57	11.17	2.78	0.18	0.00	2.00	99.67	64	8
		42.17	1.04	13.32	0.01	12.98	0.24	13.58	11.27	2.65	0.35	0.00	2.00	99.61	65	8
		42.15	1.27	13.17	0.01	13.74	0.29	12.77	11.25	3.05	0.41	0.00	2.00	100.10	62	8
		41.43	1.25	12.66	0.01	13.52	0.28	13.24	11.44	2.88	0.56	0.00	2.00	99.28	64	8
		42.33	1.29	11.95	0.01	13.62	0.30	13.56	11.11	2.70	0.51	0.01	1.99	99.38	64	7
		43.23	1.20	12.10	0.01	13.63	0.30	12.87	11.12	3.11	0.41	0.01	1.99	99.96	63	7
		41.84	1.28	12.95	0.02	13.58	0.27	13.21	11.35	2.69	0.55	0.00	2.00	99.74	63	8
		43.00	1.61	12.11	0.02	11.74	0.30	13.64	11.28	3.31	0.71	0.01	1.99	99.71	67	7
		41.94	1.19	13.80	0.01	13.47	0.26	12.81	11.46	2.66	0.50	0.00	2.00	100.09	63	9
		41.99	1.19	13.38	0.01	13.99	0.28	12.86	11.33	2.60	0.44	0.00	2.00	100.07	62	8
		40.96	1.22	13.22	0.00	13.37	0.26	12.84	11.58	2.65	0.74	0.00	2.00	98.85	63	8
		41.39	1.18	13.01	0.03	13.66	0.29	12.57	11.45	2.51	0.60	0.00	2.00	98.69	62	8
		41.45	0.87	13.17	0.01	13.60	0.22	13.32	11.27	2.78	0.18	0.00	2.00	98.85	64	8
		41.78	1.04	13.00	0.01	13.02	0.24	13.32	11.38	2.65	0.35	0.00	2.00	98.78	65	8
		41.76	1.27	12.85	0.01	13.78	0.29	12.51	11.35	3.05	0.41	0.00	2.00	99.27	62	8
		41.04	1.25	12.34	0.01	13.56	0.28	12.99	11.55	2.88	0.56	0.00	2.00	98.45	63	7
		41.93	1.29	11.63	0.01	13.66	0.30	13.30	11.22	2.70	0.51	0.01	1.99	98.56	63	7
		42.84	1.20	11.78	0.01	13.66	0.30	12.61	11.22	3.11	0.41	0.01	1.99	99.14	62	7
		41.45	1.28	12.63	0.02	13.62	0.27	12.96	11.45	2.69	0.55	0.00	2.00	98.91	63	8
		42.59	1.61	11.79	0.02	11.78	0.30	13.39	11.39	3.31	0.71	0.01	1.99	98.88	67	7
		41.54	1.19	13.48	0.01	13.51	0.26	12.56	11.57	2.66	0.50	0.00	2.00	99.26	62	8
		41.59	1.19	13.06	0.01	14.03	0.28	12.61	11.44	2.60	0.44	0.00	2.00	99.25	62	8
		41.53	1.50	13.63	0.02	13.56	0.29	12.84	11.53	3.14	0.56	0.00	2.00	100.59	63	8
		41.45	1.10	13.19	0.01	13.28	0.26	13.32	11.43	2.89	0.61	0.00	2.00	99.53	64	8
		41.44	1.45	13.39	0.02	13.56	0.28	12.87	11.56	2.94	0.67	0.00	2.00	100.16	63	8
		42.28	1.20	13.25	0.01	13.93	0.27	12.71	11.31	3.26	0.40	0.00	2.00	100.62	62	8
		42.07	1.28	12.79	0.02	13.30	0.26	13.38	11.41	3.02	0.47	0.00	2.00	100.00	64	8
		42.00	1.31	12.49	0.01	12.91	0.27	13.18	12.75	2.94	0.75	0.00	2.00	100.62	65	7
		41.43	1.37	13.41	0.01	13.68	0.28	13.01	11.63	3.09	0.87	0.00	2.00	100.77	63	8
XP-36	2	44.06	1.02	13.39	0.51	11.47	0.16	12.96	12.04	1.53	0.57	0.01	1.99	99.71	67	8
		44.04	1.02	13.67	0.24	11.88	0.15	13.30	11.64	1.73	0.61	0.01	1.99	100.28	67	8
		44.86	1.01	13.94	0.27	11.10	0.15	11.88	11.60	1.49	0.67	0.01	1.99	98.97	66	9
		43.71	0.89	13.47	0.14	12.05	0.14	13.53	11.82	1.71	0.58	0.01	1.99	100.01	67	8
		43.81	0.90	13.85	0.14	11.44	0.13	13.07	11.81	2.05	0.57	0.01	1.99	99.77	67	9
		43.91	0.81	13.62	0.09	11.89	0.15	13.19	11.60	1.61	0.58	0.01	1.99	99.45	66	8
		43.72	0.85	13.77	0.07	11.90	0.14	12.85	11.69	1.71	0.66	0.01	1.99	99.35	66	9
		43.66	0.87	13.30	0.10	10.98	0.13	14.13	11.74	2.26	0.70	0.01	1.99	99.87	70	8
		44.68	1.10	13.40	0.35	11.70	0.14	13.28	11.71	1.48	0.76	0.01	1.99	100.61	67	8
		44.06	1.20	13.36	0.23	11.54	0.14	13.40	11.97	1.49	0.77	0.01	1.99	100.15	67	8
		43.85	1.15	13.04	0.23	12.02	0.14	13.35	11.89	1.51	0.72	0.01	1.99	99.89	66	8
		43.85	1.16	13.52	0.37	11.78	0.14	12.97	11.78	1.50	0.74	0.01	1.99	99.81	66	8
		44.24	1.05	13.13	0.32	10.73	0.14	13.59	12.03	1.84	0.78	0.01	1.99	99.83	69	8
		43.81	1.10	13.14	0.09	12.17	0.14	13.39	11.84	1.56	0.71	0.01	1.99	99.95	66	8
		44.04	1.04	12.94	0.08	12.32	0.14	13.59	11.72	2.01	0.71	0.01	1.99	100.60	66	8
		43.09	0.67	14.88	0.08	11.71	0.14	12.36	11.71	1.60	0.56	0.01	1.99	98.79	65	10
		41.43	0.72	14.35	0.45	11.81	0.13	13.25	11.78	1.64	0.62	0.01	1.99	98.19	67	9
		44.03	0.65	13.14	0.08	11.86	0.15	13.93	11.30	2.14	0.79	0.01	1.99	100.07	68	8
		44.22	0.70	13.94	0.09	12.12	0.14	13.14	11.70	1.73	0.57	0.01	1.99	100.36	66	9
		44.09	1.34	13.11	0.06	11.96	0.14	12.55	11.57	1.59	0.75	0.01	1.99	99.16	65	8
		43.25	1.52	13.08	0.09	11.98	0.13	13.58	11.73	1.61	0.85	0.01	1.99	99.82	67	8
		43.90	0.85	14.01	0.06	11.98	0.14	12.72	11.33	1.73	0.65	0.01	1.99	99.36	65	9
		43.43	0.95	13.93	0.09	12.65	0.14	12.70	11.34	1.68	0.66	0.01	1.99	99.56	64	9
		43.28	0.98	13.80	0.10	12.24	0.15	12.77	11.52	1.69	0.66	0.01	1.99	99.19	65	9
		43.74	0.96	13.32	0.10	11.58	0.13	13.73	12.05	1.70	0.65	0.01	1.99	99.96	68	8
		43.15	0.99	12.95	0.12	11.45	0.15	13.78	13.66	1.28	0.47	0.01	1.99	99.99	68	7
		43.67	1.23	13.17	0.12	11.66	0.14	12.42	11.61	1.50	0.72	0.01	1.99	98.23	65	8
		43.97	0.94	12.47	0.52	11.66	0.13	13.07	11.90	1.93	0.70	0.02	1.98	99.30	67	7
		42.76	0.59	14.37	0.02	11.63	0.14	13.63	11.57	1.90	0.32	0.01	1.99	98.94	68	9
		40.86	0.61	13.44	0.03	11.94	0.13	14.68	11.54	2.42	0.91	0.01	1.99	98.56	69	8
		41.52	0.67	12.48	0.03	11.66	0.14	15.09	11.47	2.78	0.92	0.01	1.99	98.75	70	7
		43.71	0.97	13.02	0.28	11.39	0.11	13.20	11.84	1.24	1.23	0.01	1.99	98.99	67	8
		43.61	0.77	13.46	0.14	11.76	0.15	13.54	11.59	1.94	0.62	0.01	1.99	99.57	67	8

окончание таблицы 16...

Образец	Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	ОН	Сумма	Mg#	Р, кбар
Клинопироксениты																
ХР-36	2	43.74	0.63	13.54	0.10	11.52	0.14	13.60	11.56	2.16	0.65	0.01	1.99	99.65	68	8
		43.57	0.65	13.78	0.09	11.41	0.15	12.90	11.56	2.40	0.64	0.01	1.99	99.14	67	9
		42.82	0.83	14.19	0.03	12.55	0.14	13.13	11.98	1.93	0.64	0.01	1.99	100.24	65	9
		41.21	1.01	14.24	0.03	12.34	0.16	13.40	11.95	2.70	0.94	0.01	1.99	99.99	66	9
		42.13	0.99	14.92	0.02	12.11	0.15	12.70	11.82	2.06	0.72	0.01	1.99	99.61	65	10
		40.50	0.95	15.33	0.02	11.68	0.17	13.30	12.23	2.71	0.66	0.01	1.99	99.55	67	10
		43.77	1.39	12.48	0.05	11.44	0.14	13.76	11.75	1.80	0.86	0.01	1.99	99.44	68	7
		41.13	0.57	14.34	0.22	11.60	0.16	13.91	11.96	2.97	0.68	0.01	1.99	99.54	68	9
		40.37	0.58	15.01	0.32	11.07	0.17	13.69	12.32	2.98	0.58	0.00	2.00	99.09	69	10
		43.58	0.81	13.47	0.09	11.93	0.15	12.91	11.55	1.61	0.58	0.01	1.99	98.68	66	8
		43.39	0.85	13.62	0.07	11.94	0.14	12.57	11.64	1.71	0.66	0.01	1.99	98.58	65	8
		43.33	0.87	13.15	0.10	11.02	0.13	13.85	11.69	2.26	0.70	0.01	1.99	99.09	69	8
		44.34	1.10	13.25	0.35	11.74	0.14	13.00	11.66	1.48	0.76	0.01	1.99	99.83	66	8
		43.72	1.20	13.21	0.23	11.58	0.14	13.12	11.92	1.49	0.77	0.01	1.99	99.37	67	8
		43.50	1.15	12.88	0.23	12.07	0.14	13.07	11.84	1.51	0.72	0.01	1.99	99.10	66	8
		43.51	1.16	13.36	0.37	11.82	0.14	12.69	11.73	1.50	0.74	0.01	1.99	99.02	66	8
		43.90	1.05	12.97	0.32	10.77	0.14	13.31	11.98	1.84	0.78	0.01	1.99	99.04	69	8
		43.47	1.10	12.99	0.09	12.22	0.14	13.11	11.79	1.56	0.71	0.01	1.99	99.16	66	8
		43.70	1.04	12.79	0.08	12.36	0.14	13.31	11.67	2.01	0.71	0.01	1.99	99.80	66	8
		42.73	0.67	14.56	0.08	11.75	0.14	12.09	11.80	1.60	0.56	0.01	1.99	97.98	65	9
		41.07	0.72	14.03	0.45	11.85	0.13	12.98	11.87	1.64	0.62	0.01	1.99	97.38	66	9
		43.68	0.65	12.82	0.08	11.91	0.15	13.66	11.39	2.14	0.79	0.01	1.99	99.26	67	8
		43.86	0.70	13.63	0.09	12.16	0.14	12.87	11.79	1.73	0.57	0.01	1.99	99.55	65	8
		43.73	1.34	12.79	0.06	12.00	0.14	12.28	11.66	1.59	0.75	0.01	1.99	98.35	65	8
		42.89	1.52	12.76	0.09	12.02	0.13	13.31	11.82	1.61	0.85	0.01	1.99	99.01	66	8
		43.54	0.85	13.69	0.06	12.02	0.14	12.45	11.42	1.73	0.65	0.01	1.99	98.55	65	9
		43.07	0.95	13.61	0.09	12.69	0.14	12.43	11.44	1.68	0.66	0.01	1.99	98.75	64	8
		42.92	0.98	13.49	0.10	12.28	0.15	12.50	11.61	1.69	0.66	0.01	1.99	98.38	64	8
		43.37	0.96	13.00	0.10	11.62	0.13	13.46	12.15	1.70	0.65	0.01	1.99	99.15	67	8
		42.78	0.99	12.63	0.12	11.49	0.15	13.51	13.75	1.28	0.47	0.01	1.99	99.18	68	7
		43.30	1.23	12.85	0.12	11.70	0.14	12.15	11.70	1.50	0.72	0.01	1.99	97.41	65	8
		43.60	0.94	12.16	0.52	11.70	0.13	12.81	12.00	1.93	0.70	0.02	1.98	98.48	66	7
		42.39	0.59	14.05	0.02	11.67	0.14	13.37	11.67	1.90	0.32	0.01	1.99	98.12	67	9
		40.48	0.61	13.12	0.03	11.98	0.13	14.42	11.64	2.42	0.91	0.01	1.99	97.74	68	8
		41.14	0.67	12.16	0.03	11.70	0.14	14.83	11.57	2.78	0.92	0.01	1.99	97.93	69	7
		43.33	0.97	12.70	0.28	11.43	0.11	12.94	11.94	1.24	1.23	0.01	1.99	98.17	67	8
ХР-62		44.35	0.91	10.83	0.54	8.74	0.10	16.70	11.59	2.80	1.03	0.00	2.00	99.60	77	6
ХР-63		44.24	0.70	12.72	0.08	10.31	0.11	15.02	11.50	2.49	0.30	0.01	1.99	99.47	72	7
		42.05	0.84	13.69	0.11	10.98	0.12	14.43	11.68	3.22	0.61	0.00	2.00	99.72	70	8
		42.56	0.89	13.11	0.08	11.02	0.11	14.36	11.73	3.00	0.65	0.00	2.00	99.52	70	8
		42.91	0.79	12.95	0.06	10.54	0.11	14.88	11.62	3.09	0.85	0.00	2.00	99.79	72	8
		42.32	0.84	12.20	0.09	10.79	0.12	15.30	11.69	3.08	0.69	0.00	2.00	99.11	72	7
		42.50	0.92	12.84	0.09	10.86	0.12	14.84	11.58	3.02	0.65	0.00	2.00	99.42	71	8
		43.45	0.86	12.68	0.09	10.93	0.12	14.98	11.57	3.28	0.17	0.01	1.99	100.12	71	7
		42.84	1.62	12.20	0.11	10.84	0.10	15.49	10.88	3.32	1.35	0.01	1.99	100.76	72	7
		43.89	0.90	13.01	0.07	11.10	0.12	14.54	11.46	3.10	0.11	0.00	2.00	100.30	70	8
		42.39	1.48	12.28	0.07	11.48	0.11	14.32	11.52	2.86	0.86	0.01	1.99	99.37	69	7
		42.29	0.91	13.08	0.07	11.32	0.10	14.33	11.50	3.34	0.75	0.01	1.99	99.70	69	8
		43.65	0.77	12.38	0.08	10.84	0.11	14.62	11.77	3.12	0.28	0.01	1.99	99.62	71	7
		42.24	0.97	12.82	0.09	11.85	0.11	14.02	11.58	2.63	0.74	0.01	1.99	99.04	68	8
		42.74	0.92	12.74	0.09	11.70	0.12	13.99	11.64	2.83	0.75	0.01	1.99	99.53	68	8
		42.62	0.75	12.67	0.11	11.65	0.11	14.48	11.64	2.82	0.78	0.01	1.99	99.63	69	7
		42.53	0.89	11.86	0.10	11.05	0.12	15.09	11.30	3.46	0.93	0.01	1.99	99.32	71	7
		42.69	1.59	11.75	0.06	10.80	0.12	15.01	11.46	2.76	1.08	0.00	2.00	99.31	71	7
		41.69	0.96	12.90	0.05	11.46	0.11	14.33	11.66	2.83	1.03	0.01	1.99	99.03	69	8
		42.14	0.92	13.06	0.06	11.24	0.11	14.55	11.58	2.90	0.74	0.01	1.99	99.30	70	8
		41.88	1.44	12.35	0.09	11.31	0.10	14.69	11.58	2.96	0.88	0.01	1.99	99.26	70	7
		42.43	0.83	12.97	0.08	10.86	0.11	14.95	11.50	3.04	0.78	0.01	1.99	99.56	71	8
		41.77	0.84	13.38	0.06	11.14	0.11	14.59	11.64	2.83	0.83	0.01	1.99	99.18	70	8
		41.95	0.98	12.69	0.07	11.47	0.11	14.10	11.48	3.50	1.05	0.01	1.99	99.40	69	8
		43.58	0.84	12.98	0.07	10.68	0.11	15.18	11.37	2.76	0.20	0.00	2.00	99.76	72	8
		41.75	1.11	12.85	0.06	12.01	0.11	14.16	11.53	2.89	1.12	0.00	2.00	99.60	68	8
		42.52	0.95	12.91	0.07	11.27	0.11	14.65	11.59	3.18	0.86	0.01	1.99	100.10	70	8

Примечание: элементы определены методом ВДС и приведены в мас.%; Р рассчитывалось по (Hollister et al., 1987).

Третья группа представлена железистыми амфиболами с Mg# = 62 – 67 из клинопироксенита ХР-29. По магнезиальности эти амфиболы близки амфиболам

из ксенолита ХР-36 второй группы и отличаются от них бóльшими содержаниями MnO 0.2 – 0.3 и Al_2O_3 11.6 – 13.8 мас.% (Рис. 35; Табл. 16).

Содержания Al_2O_3 , FeO , TiO_2 и MnO в амфиболах постепенно увеличиваются от первой группы к третьей (Рис. 35). Аналогично клинопироксену амфибол из пироксенитов по сравнению с перидотитами обогащен FeO и Al_2O_3 и обеднен SiO_2 и MgO . В ассоциации с наиболее магнезиальными клинопироксенами встречаются наиболее магнезиальные амфиболы.

Различные зоны зерен амфибола из ксенолитов ХР-14, ХР-23 и ХР-36 содержат близкие концентрации несовместимых элементов (Табл. 15). Изученные амфиболы показывают обогащение Ba и Pb и обеднение Nb, Th и Zr-Hf (Рис. 34б). Значения $(\text{La/Yb})_N$ варьируют от 0.7 до 1.6. Отношение $(\text{Nd/Yb})_N$ составляет 1.0–2.8. Отношение $\text{Ti/Eu} = 3225 – 6665$ довольно высокое. Амфибол из образца ХР-36 отличается слегка повышенным содержанием REE со слабыми отрицательными аномалиями по Ce и Eu. Ранее похожий характер распределения несовместимых элементов в амфиболах из ксенолитов вулкана Харчинский отмечался в (Siegrist et al., 2019).

Первичный *плаггиоклаз* присутствует в клинопироксенитах ХР-29 и ХР-36. Его крупные ксеноморфные зерна формируют пойкилитовую структуру. Плаггиоклаз имеет основной состав $\text{An}_{88-100}\text{Ab}_{0-12}\text{Or}_{0-3}$. Он содержит примеси FeO и MgO (Табл. 17; Рис. 36).

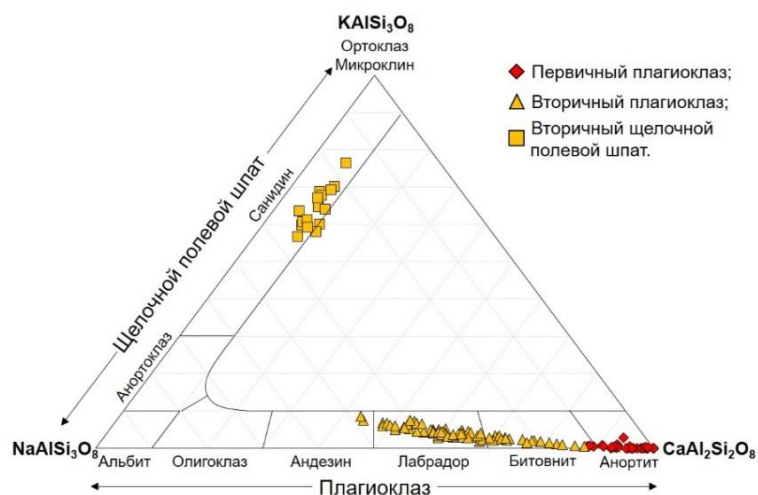


Рисунок 36. Состав плаггиоклаза и щелочного полевого шпата из ксенолитов вулкана Харчинский.

Таблица 17. Представительные составы плагиоклаза и щелочного полевого шпата из ксенолитов вулкана Харчинский.

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MgO	BaO	Сумма	An	Ab	Ort
Первичный плагиоклаз													
XP-29	45.59	34.50	0.75	17.62	1.24	0.33	0.00	0.00	0.00	100.02	93	6	1
	43.32	36.33	0.77	19.45	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	100.25	98	2	0
	45.05	35.31	0.66	17.70	0.93	0.00	0.00	0.45	0.00	100.10	95	5	0
	46.62	34.69	0.72	17.28	1.40	0.10	0.00	0.00	0.00	100.81	93	7	0
	47.56	33.27	0.75	16.06	2.33	0.14	0.17	0.00	0.00	100.28	88	12	0
XP-36	47.07	33.48	1.24	16.55	1.78	0.23	0.00	0.00	0.00	100.34	90	9	1
	47.32	34.07	0.96	16.82	1.77	0.13	0.00	0.00	0.00	101.07	91	9	0
	43.36	37.11	0.46	19.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.78	100	0	0
	44.91	35.18	0.91	18.55	0.85	0.13	0.00	0.00	0.00	100.54	96	4	0
	45.29	35.07	0.98	18.02	1.01	0.00	0.00	0.00	0.00	100.37	95	5	0
Вторичный плагиоклаз													
XP-11	59.39	25.13	0.81	6.53	6.78	1.55	0.00	0.48	0.27	100.95	48	45	7
	58.13	25.24	0.72	7.16	6.31	1.29	0.00	0.00	0.00	98.85	53	42	6
	60.65	23.85	0.58	5.67	6.97	1.89	0.27	0.00	0.00	99.87	43	48	9
XP-14	56.35	25.81	1.76	8.07	5.67	0.94	0.20	1.53	0.00	100.34	59	37	4
	57.38	26.45	0.94	8.76	5.58	1.28	0.12	0.35	0.00	100.85	60	35	5
	58.10	25.05	1.42	7.16	6.13	1.46	0.00	1.28	0.00	100.61	53	41	6
XP-38	57.25	26.49	0.50	8.28	5.85	1.04	0.00	0.15	0.00	99.56	58	37	4
	56.50	26.79	0.51	8.66	5.86	1.08	0.17	0.17	0.00	99.75	59	36	4
	54.90	27.91	0.77	10.73	5.28	0.46	0.00	0.23	0.00	100.28	68	30	2
XP-23	57.33	25.32	1.33	7.74	5.92	1.51	0.00	0.00	0.00	99.14	55	38	6
	52.86	27.45	2.25	10.68	4.12	0.66	0.00	2.31	0.00	100.34	72	25	3
	56.41	27.68	1.11	9.70	5.46	0.98	0.00	0.20	0.00	101.53	64	32	4
XP-29	51.84	28.80	1.33	12.45	4.08	0.64	0.17	0.48	0.00	99.78	75	22	2
	54.62	25.94	1.44	9.95	5.26	1.16	0.37	0.93	0.00	99.66	65	31	4
	56.95	26.49	0.90	8.76	5.81	0.88	0.00	0.18	0.00	99.97	60	36	4
XP-36	54.62	28.81	0.99	11.12	4.69	0.87	0.00	0.25	0.00	101.35	70	27	3
	51.75	30.61	0.93	13.11	3.80	0.55	0.00	0.00	0.00	100.75	78	20	2
	48.29	31.38	0.99	14.69	2.59	0.20	0.00	0.00	0.00	98.14	86	14	1
XP-62	58.34	25.26	0.80	7.33	6.44	1.30	0.00	0.00	0.35	99.82	53	42	6
	58.55	25.00	0.63	7.19	6.00	1.72	0.00	0.00	0.39	99.49	53	40	8
XP-63	48.35	31.55	1.02	14.54	2.24	0.12	0.00	2.50	0.00	100.32	87	12	0
	55.52	27.51	0.58	9.53	5.32	1.02	0.00	0.00	0.00	99.66	64	32	4
	58.90	26.24	0.67	7.84	5.80	2.22	0.00	0.00	0.00	101.66	54	36	9
Щелочной полевой шпат													
XP-11	62.21	19.25	0.67	1.08	3.48	10.68	0.23	0.00	0.00	97.61	10	30	60
	65.02	19.58	0.53	0.77	3.13	11.11	0.00	0.17	1.16	101.45	8	28	65
	66.43	19.78	0.50	0.74	3.83	10.47	0.00	0.00	1.24	102.99	7	33	60
	67.28	19.75	0.59	0.49	3.68	11.18	0.15	0.00	0.45	103.56	5	32	64
	66.30	19.82	0.63	0.69	3.67	10.42	0.00	1.16	1.06	103.74	7	33	61
XP-14	66.28	19.46	0.59	0.85	4.19	10.20	0.20	0.00	0.00	101.78	8	35	57
	63.13	18.67	0.96	0.94	3.03	11.02	0.00	0.43	0.00	98.19	9	27	64

Примечание: элементы определены методом ЭДС и приведены в мас. %.

Оксидные минералы в изученных ксенолитах относятся к шпинелидам и представлены хромитом, герцинитом и магнетитом (Рис. 30б; в; е; Табл. 18; 19).

Хромит встречается только в ксенолитах перидотитов. Он образует крупные (до 500 мкм) субизометричные кристаллы, а также округлые включения в оливине. Для него характерны высокие Cr# = 47 – 75 и низкие Mg# = 12 – 45. В

образцах ХР-11 и ХР-14 в крупных кристаллах хромита ядра обогащены Cr_2O_3 , MgO и Al_2O_3 по сравнению с периферией. Иногда по краям хромит замещается магнетитом (Рис. 30в).

Реликты *герцинита* $\text{Mg\#} = 44 - 57$ присутствуют в верлите ХР-14 и клинопироксенитах ХР-29 и ХР-36. Он всегда окружен магнетитом с закономерными вростками ильменита (Рис. 30б).

Магнетит присутствует повсеместно. Часто он образует самостоятельные зерна и их сростки. Иногда магнетит окружает зерна герцинита, реже хромита, а также встречается в опацитовой кайме вокруг амфибола (Рис. 30б; в; з). Его форма и размеры сильно варьируют даже в пределах одного образца. Значения Mg\# достигают 13. Магнетит содержит примеси TiO_2 , MnO , MgO , Cr_2O_3 и Al_2O_3 (Табл. 18).

Таблица 18. Состав оксидных минералов из ксенолитов вулкана Харчинский.

	Хромит								Cr- содержащий магнетит		Ti-магнетит		Магнетит		
	ХР-11				ХР-38		ХР-51								
		ц	к		ц	к			ХР-62	ХР-23	ХР-11	ХР-36	ХР-29	ХР-36	ХР-63
Cr_2O_3	35.28	42.77	38.70	36.89	26.64	24.73	24.35	26.45	12.51	6.20	0.70	0.47	0.00	0.35	0.57
FeO	45.50	29.24	42.06	44.51	30.45	43.69	49.32	49.40	67.95	76.98	73.42	70.53	81.63	84.63	79.94
TiO_2	0.23	0.57	0.33	0.28	0.66	1.06	2.06	1.67	2.02	2.11	15.67	17.97	4.29	1.61	1.58
Al_2O_3	7.86	14.10	9.50	8.94	27.53	16.95	12.40	11.28	3.63	5.21	0.00	1.17	4.99	3.97	3.99
MgO	7.96	11.81	8.56	8.47	13.93	10.85	8.29	8.26	5.36	3.86	2.14	2.32	2.55	2.26	6.55
MnO	0.50	0.39	0.48	0.59	0.34	0.37	0.46	0.00	0.48	0.25	0.00	0.19	0.52	0.57	0.48
CoO	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.00	0.00	0.00	0.47	0.29	0.41
NiO	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.20
Сумма	97.33	98.88	99.85	99.92	99.55	97.65	96.88	97.06	92.33	94.61	91.93	92.65	94.45	93.86	93.72
Mg#	23.8	41.9	26.6	25.3	44.9	30.7	23.0	23.0	12.3	8.2	4.9	5.5	5.3	4.5	12.7
Cr#	75.1	67.0	73.2	73.5	39.4	49.5	56.8	61.1	69.8	44.4	100.0	21.2	0.0	5.6	8.7

Вторичный парагенезис представлен минералами, обнаруженными в интерстициальных обособлениях и прожилках. Состав некоторых вторичных минералов, размер которых позволяет применять рентгеноспектральные методы анализа, приведен в таблицах 13, 17 и 18.

Хлорит слагает прожилки и интерстициальные обособления, обнаруженные во всех изученных ксенолитах (Рис. 29; Табл. 19). Он встречается совместно с баритом, плагиоклазом, апатитом, ильменитом и другими минералами вторичного парагенезиса. Состав хлорита заметно варьирует и содержит примеси CaO , TiO_2 , Cr_2O_3 и MnO .

Барит присутствует в прожилках и интерстициях в виде мелких (до 100 мкм) ксеноморфных зерен (Рис. 29з; 30в; д). Иногда барит замещает ангидрит (Рис. 30а). Он содержит BaO до 64.5; SrO до 23.4 и SO₃ до 39.1 мас. %.

Полевые шпаты в разных количествах присутствуют практически во всех изученных ксенолитах. Как правило, они приурочены к прожилкам и обособлениям, выполняя интерстиции между другими минералами (Рис. 29; 30; Табл. 17).

Мелкие ксеноморфные зерна вторичного *плагиоклаза* обнаружены в перидотитах ХР-11, ХР-14 и ХР-38 и во всех клинопироксенитах (Рис. 7в; д; и; 8а; ж). По сравнению с первичным плагиоклазом он имеет более кислый состав An₄₃₋₈₇Ab₁₂₋₄₈Ort₀₋₉ и содержит примеси MnO и FeO (Табл. 17). Вторичный плагиоклаз в перидотитах имеет более кислый состав по сравнению с пироксенитами.

Щелочной полевой шпат образует ксеноморфные зерна и обычно встречается в ассоциации с плагиоклазом (Рис. 29и). По составу это санидин Ort₅₇₋₇₇Ab₁₇₋₃₅An₅₋₁₀, содержащий примеси BaO до 1.9, MgO до 1.2 и FeO до 1.5 мас. %.

Вторичный *ортопироксен* обнаружен в нескольких ксенолитах перидотитов. В образцах ХР-11 и ХР-38 ортопироксен образует мелкие (до 10 мкм) ксеноморфные зерна в хлоритовых прожилках и интерстициальных обособлениях (Рис. 29е). Его состав En₈₃₋₈₈Fs₁₀₋₁₄Wo₂₋₃, Mg# = 83 – 90 близок первичному ортопироксену (Рис. 14; 32; Табл. 13). В ксенолите ХР-14 ортопироксен формирует крупные (до 1 мм) округлые зерна, которые группируются вокруг оливина. Его состав отвечает энстатиту En₇₅₋₈₁Fs₁₈₋₂₂Wo₀₋₃, Mg# = 78 – 82, обогащенному FeO по сравнению с первичным ортопироксеном.

Апатит обнаружен в хлоритовых прожилках большинства ксенолитов (Табл. 19; Рис. 29ж). Он образует удлиненные зерна размером 5 – 70 мкм. Химический состав апатита заметно варьирует и содержит примеси Sr, F, Cl, реже REE.

Единичные зерна *флогопита* неправильной формы и размером до 30 мкм были обнаружены в лерцолите ХР-51. Он приурочен к хлоритовому прожилку с Ti-магнетитом (TiO₂ до 14.5 мас. %).

Таблица 19. Состав некоторых минералов вторичного парагенезиса из ксенолитов вулкана Харчинский.

		n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	BaO	SrO	SO ₃	ZrO ₂	V ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Сумма
Chl	XP-11	1	43.58	0.00	10.00	0.00	6.43	0.32	29.48	0.36	0.14	-	-	-	-	-	-	90.31
		1	39.39	0.00	9.58	0.00	4.43	0.39	29.52	0.25	0.00	-	-	-	-	-	-	83.56
	XP-38	1	41.23	0.00	8.03	0.00	9.49	0.36	27.23	0.48	-	-	-	-	-	-	-	86.82
	XP-51	1	36.24	0.00	7.88	0.00	7.46	0.00	27.01	0.42	0.00	-	-	-	-	-	-	79.01
	XP-29	1	39.06	0.00	16.51	0.00	6.68	0.80	23.65	0.60	0.34	-	-	-	-	-	-	87.73
	XP-36	1	39.26	0.00	14.38	0.00	9.21	1.12	25.59	0.55	0.10	-	-	-	-	-	-	90.21
Brt	XP-14	3	2.09	0.00	0.21	0.69	0.93	-	1.04	0.62	-	56.79	4.27	34.02	-	-	-	100.7
	XP-51	1	-	-	-	-	0.32	-	-	-	-	61.69	2.91	34.56	-	-	-	99.48
	XP-29	1	0.32	0.00	0.47	-	0.48	-	0.00	0.31	-	61.20	2.40	32.84	-	-	-	98.02
	XP-36	1	-	-	0.94	-	-	-	0.43	0.66	-	60.44	1.41	33.39	-	-	-	97.27
Phl	XP-51	1	37.55	1.78	14.42	0.94	8.70	0.00	20.36	0.00	8.96	-	-	-	-	-	-	93.22
Ep		1	40.13	0.37	8.96	0.00	22.50	0.25	3.88	22.58	-	-	-	-	-	-	-	98.67
		2	39.57	0.36	10.03	0.00	22.04	0.29	4.03	22.75	-	-	-	-	-	-	-	99.15
Grt	XP-36	2	36.77	1.00	5.66	0.00	23.07	0.39	0.19	31.23	-	-	-	-	-	0.28	-	98.67
		4	35.73	0.96	3.19	0.00	25.87	0.46	0.24	30.73	-	-	-	-	-	0.21	-	97.38
Hc		2	0.12	0.17	54.50	0.18	30.54	0.35	13.62	0.17	-	-	-	-	-	0.00	-	99.89
		1	-	0.12	54.74	0.54	28.65	0.40	15.46	0.24	-	-	-	-	-	0.10	-	100.3
Mgt	XP-14	1	0.26	21.43	0.32	0.61	66.42	0.00	4.18	0.21	-	-	-	-	-	-	-	93.43
Ap*	XP-63	1	2.05	0.00	0.25	0.00	0.58	0.00	0.65	51.28	0.00	0.00	1.25	0.20	-	-	41.73	102.7
Ilm	XP-11	1	-	58.97	1.34	-	29.91	-	8.29	-	-	-	-	-	1.12	-	-	99.63
	XP-29	1	0.00	50.06	0.19	-	42.40	1.28	6.58	0.34	-	-	-	-	-	-	-	100.9
Ttn	XP-29	1	31.34	37.83	1.66	-	1.99	-	-	27.54	-	-	-	-	-	-	-	100.4

*Апатит содержит 1.04 и 3.87 мас.% Cl и F соответственно; прочерк – не определялось.

Редкие зерна *ангидрита*, как правило, замещаемые баритом, были обнаружены в прожилке из ксенолита дунита XP-11 (Рис. 30а). Ангидрит встречается в ассоциации с хлоритом, плагиоклазом, щелочным полевым шпатом, апатитом и некоторыми другими минералами. Он содержит SO₃ до 60.4 и CaO до 40.3 мас.%.

Редкие зерна *пирита* встречаются в образцах XP-11 и XP-29. Они приурочены к хлоритовым прожилкам. Состав пирита близок к идеальному.

Ильменит встречается редко в виде мелких (до 15 мкм) зерен неправильной формы. Он приурочен к интерстициальным обособлениям и хлоритовым прожилкам, обнаруженным в ксенолитах XP-11 и XP-14. Единичные зерна ильменита содержат примесь ZrO₂ (до 1.4 мас.%), а также микронные включения Zr-минерала (Рис. 29в). Часто встречаются ламели ильменита в структурах распада Ti-магнетита (Рис. 30б). Состав зерен и ламелей ильменита обычно близок к идеальному.

Субмикронные зерна *Zr-минерала* (возможно, бадделеит) были обнаружены в ксенолитах XP-11 и XP-14 (Рис. 29в) в качестве включений в ильмените. В

единичном случае этот минерал обнаружен в сростании с Ti-магнетитом (образец ХР-14). Он содержит ZrO_2 до 67.1, HfO_2 до 1.2 и Nb_2O_5 до 2.6 мас. %.

Единичные включения *титаниита* неправильной формы были обнаружены в Ti-магнетите вблизи интерстициального обособления в ксенолите ХР-29 в ассоциации с ильметитом (Табл. 19).

Мелкие (до 10 мкм) ксеноморфные зерна *амфибола* встречаются в интерстициальных обособлениях ксенолитов ХР-38 и ХР-63. По составу они не отличаются от первичного амфибола и, возможно, являются его реликтами.

Магнетит, иногда содержащий до 17 мас. % TiO_2 , встречается во всех изученных ксенолитах и преобладает в клинопироксенитах (Рис. 28; 30; Табл. 19). Он присутствует как в составе интерстициальных обособлений, так и за их пределами. Он присутствует в составе опацитовых кайм, окружающих амфибол. В ксенолитах перидотитов магнетит замещает хромшпинелид, а в клинопироксенитах – герцинит. Обычно вторичный магнетит содержит ламели ильменита.

В ксенолите клинопироксенита ХР-36 было обнаружено линзообразное обособление, сложенное эпидотом, плагиоклазом, гранатом и герценином с магнетитом (Рис. 30ж). Подобный минеральный состав имеют родингиты – продукты Са-метасоматоза ультраосновных пород.

Гранат представлен андрадитом $Adr_{50-88}Alm_{6-15}Sps_1Prp_{1-4}Grs_{2-34}$. Он образует изометричные кристаллы, размер которых не превышает 60 мкм (Рис. 30ж). Они приурочены к центральной части линзообразного обособления и встречаются в ассоциации с плагиоклазом и эпидотом. Некоторые кристаллы граната зональны, зоны различаются по форме, ширине и содержанию Al_2O_3 , СаО и FeO (Табл. 19).

Эпидот образует ксеноморфные зерна размером до 100 мкм (Рис. 30ж; Табл. 19).

5.3. Состав пород: петрохимия и геохимия

Валовые содержания петрогенных и редких элементов в породах ксенолитов приведены в Таблице 20. В большинстве ксенолитов спектры распределения редких элементов (Рис. 37) имеют близкие характеристики, и

только ксенолит ХР-11 отличается от остальных образцов, поэтому далее отдельно описываются ксенолит дунита ХР-11 и восемь остальных ксенолитов.

Клинопироксеновый дунит ХР-11 содержит наименьшее количество 40.2 мас.% SiO_2 при низких содержаниях щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.1$ мас. % и CaO 0.5 мас. % (Рис. 38; Табл. 20). Его состав соответствует семейству ультраосновных пород нормальной щелочности (Петрографический кодекс..., 2009). Значение Mg\# составляет 89 при содержании 47.2 мас.% MgO . Дунит обеднен TiO_2 , Al_2O_3 и MnO (Рис. 38; Табл. 20). Он также характеризуется низкими содержаниями редких элементов (Рис. 37; Табл. 20), при этом наблюдается обогащение LREE $(\text{La/Yb})_N = 8.9$. Такой характер распределения редкоземельных элементов типичен для метасоматизированных шпинелевых перидотитов (Ackerman et al., 2007). Порода обогащена LILE (до 12.8 ppm Ba) и обладает типичными для островодужных пород отношениями $(\text{Ba/La})_N = 3$; $(\text{Th/La})_N = 0.6$ и $(\text{Ba/Th})_N = 5.2$. В то же время $(\text{Sr/Nd})_N = 0.9$ оказалось ниже типичных значений для островодужных перидотитов. Эти значения сопоставимы с соответствующими величинами для ксенолитов перидотитов с вулканов Авачинский и Шивелуч (Ishimaru et al., 2007; Ionov, 2010). Редкоэлементный состав дунита ХР-11 также похож на некоторые ксенолиты Харчинского вулкана, описанные в (Siegrist et al., 2019), отличаясь только отсутствием ярко выраженной отрицательной Ce аномалии.

Для остальных ксенолитов также характерны низкие содержания SiO_2 42.5 – 50.5 при низком содержании щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.2 - 1.8$ и высоких концентрациях CaO 13.1 – 21.1 мас. % (Рис. 38; Табл. 20). Их составы соответствуют семействам ультраосновных и основных пород нормальной щелочности (Петрографический кодекс..., 2009). Значения Mg\# варьируют в интервалах 79 – 86 для перидотитов и 53 – 82 для клинопироксенитов. Содержания TiO_2 составляют 0.1 – 0.8 мас.%. В большинстве образцов концентрации Al_2O_3 невелики (1.7 – 6.6 мас.%), но достигают 15.3 мас.% в ксенолите ХР-29, содержащем породообразующий плагиоклаз. Заметные вариации химического состава пород, вероятно, объясняются широкими

колебаниями модального состава ксенолитов, а также присутствием минералов вторичного парагенезиса, которые были описаны выше.

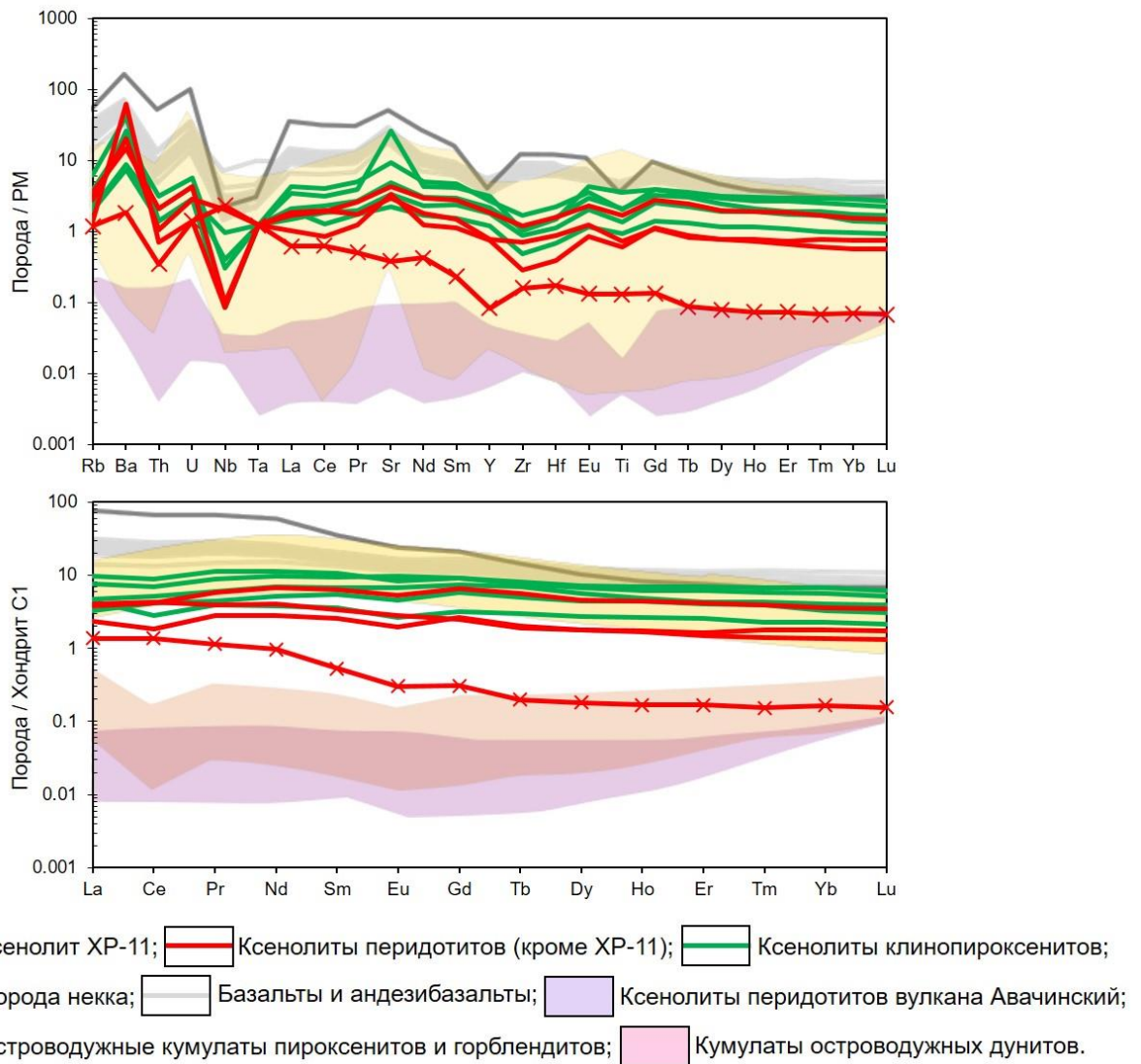


Рисунок 37. Характер распределения несовместимых элементов в породах ксенолитов вулкана Харчинский. Нормирование проведено на составы примитивной мантии (ПМ; Sun, McDonough, 1989) и хондрита C1 (Boynton, 1984). Для сравнения приведены спектры распределения некогерентных элементов в надсубдукционных кумулятивных породах Новой Зеландии (Daczko et al., 2012), Южно-Сандвической дуги (Pearce et al., 2000), Изу-Бонин-Марианской дуги (Parkinson, Pearce, 1998) и Соломоновых островов (Berly et al., 2006), а также ксенолитов перидотитов и пироксенитов вулкана Авачинский (Ishimaru et al., 2007; Ionov, 2010).

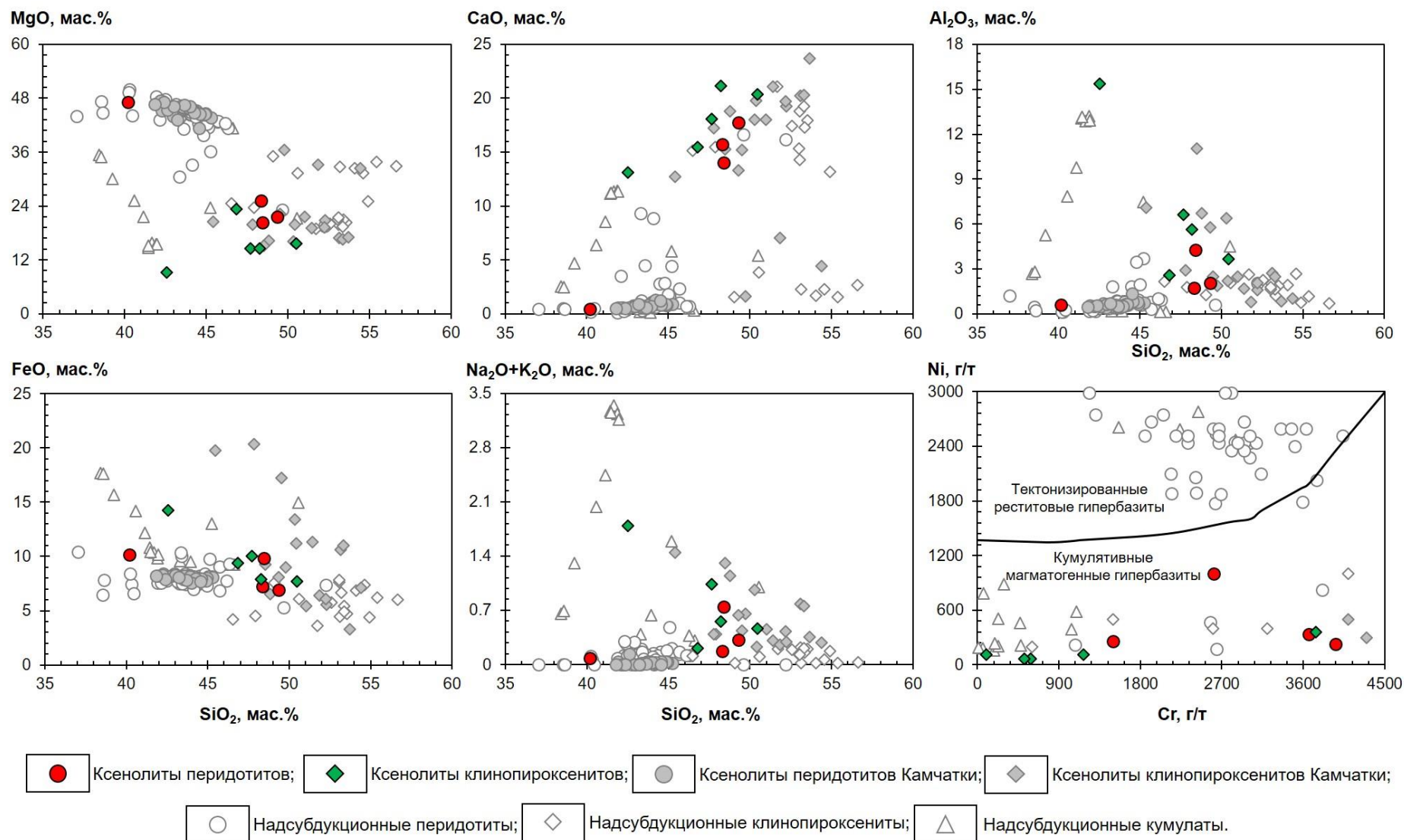


Рисунок 38. Содержание петрогенных элементов в породах ксенолитов вулкана Харчинский. Для сравнения приведены составы надсубдукционных перидотитов, клинопироксенитов и кумулятивных пород Новой Зеландии (Daczko et al., 2012), Южно-Сандвической дуги (Pearce et al., 2000), Изу-Бонин-Марианской дуги (Parkinson, Pearce, 1998), пояса Санбагава (Hattori et al., 2010) и Соломоновых островов (Berly et al., 2006), а также ксенолитов перидотитов и пироксенитов вулканов Авачинский (Ishimaru et al., 2007; Юнов, 2010), Шивелуч (Bryant et al., 2007), Ключевской и Бакенинг (Колосков и др., 2001).

Таблица 20. Химический состав изученных пород ксенолитов вулкана Харчинский.

Образец	Перидотиты				Клинопироксениты				
	XP-11	XP-14	XP-38	XP-51	XP-23	XP-29	XP-36	XP-62	XP-63
SiO ₂	40.15	48.40	48.30	49.30	50.45	42.51	47.65	46.80	48.21
TiO ₂	0.03	0.37	0.13	0.16	0.29	0.78	0.44	0.21	0.46
Al ₂ O ₃	0.62	4.26	1.70	2.05	3.66	15.34	6.64	2.55	5.63
Fe ₂ O ₃	11.29	10.93	8.03	7.67	8.55	15.81	11.16	10.43	8.75
MnO	0.19	0.19	0.15	0.14	0.18	0.28	0.18	0.18	0.15
MgO	47.19	20.29	25.19	21.53	15.58	9.16	14.58	23.23	14.45
CaO	0.46	14.03	15.71	17.75	20.38	13.10	18.07	15.43	21.15
Na ₂ O	0.05	0.59	0.15	0.21	0.34	1.32	0.76	0.16	0.43
K ₂ O	0.03	0.15	0.03	0.11	0.12	0.47	0.27	0.05	0.13
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.02
BaO	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.00
SO ₃	0.03	0.11	0.03	0.07	0.08	0.43	0.23	0.03	0.09
V ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.08	0.04	0.02	0.04
Cr ₂ O ₃	0.26	0.15	0.37	0.40	0.12	0.01	0.06	0.37	0.05
NiO	0.10	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01
ппп	-0.37	0.06	-0.04	0.10	0.12	0.33	0.00	0	0.12
Сумма	100.01	99.63	99.85	99.52	99.87	99.32	99.93	99.56	99.60
Mg#	89	79	86	85	78	53	72	82	77
Al/(Na+K+Ca)<1	0.7	0.2	0.1	0.1	0.1	0.6	0.2	0.1	0.1
Al/(Na+K)≥1	5.4	3.7	6.2	4.4	5.3	5.7	4.3	8.0	6.7
Ca/Al	1.3	6.0	16.8	15.8	10.1	1.6	4.9	11.0	6.8
Na ₂ O/K ₂ O	1.7	3.9	5.6	1.9	2.8	2.8	2.8	3.3	3.3
C.I.	0.9	2.6	2.0	2.4	3.5	6.1	3.7	2.1	3.7
La	0.43	1.17	0.72	1.25	1.01	2.35	2.96	1.37	1.44
Ce	1.11	3.40	1.49	3.47	3.31	5.54	7.14	2.27	4.10
Pr	0.14	0.71	0.34	0.48	0.54	1.08	1.39	0.48	0.74
Nd	0.58	4.01	1.67	2.40	3.10	5.78	6.75	2.27	4.13
Sm	0.10	1.22	0.50	0.66	1.06	1.85	2.07	0.69	1.32
Eu	0.02	0.39	0.14	0.21	0.34	0.71	0.61	0.20	0.50
Gd	0.08	1.67	0.68	0.65	1.50	2.36	2.37	0.83	1.94
Tb	0.01	0.27	0.09	0.09	0.24	0.39	0.36	0.14	0.33
Dy	0.06	1.47	0.57	0.57	1.43	2.30	2.18	0.86	1.82
Ho	0.01	0.31	0.13	0.12	0.31	0.50	0.44	0.19	0.35
Er	0.04	0.88	0.34	0.31	0.85	1.44	1.29	0.53	0.91
Tm	0.01	0.13	0.06	0.05	0.13	0.22	0.19	0.07	0.14
Yb	0.03	0.75	0.38	0.28	0.69	1.40	1.16	0.47	0.85
Lu	0.01	0.11	0.06	0.04	0.10	0.20	0.17	0.07	0.13
ΣREE	2.62	16.5	7.16	10.6	14.6	26.1	29.1	10.4	18.7
Rb	0.75	1.79	0.86	2.23	1.27	3.91	2.44	1.47	1.34
Sr	8.07	91	71	63	70	556	195	47	103
Y	0.38	8.49	3.39	3.50	8.09	14.3	12.3	5.42	10.0
Zr	1.80	13.5	3.18	8.03	9.72	11.4	18.7	5.38	12.3
Nb	1.64	1.44	0.06	0.07	0.68	0.29	0.22	0.06	0.06
Cs	0.10	0.14	0.14	0.11	0.14	0.36	0.14	0.14	0.10
Ba	12.8	143	435	105	52.0	288	139	185	62.1
Hf	0.05	0.50	0.12	0.27	0.35	0.46	0.69	0.21	0.48
Ta	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Th	0.03	0.09	0.06	0.18	0.12	0.12	0.27	0.09	0.18
U	0.03	0.06	0.03	0.09	0.06	0.06	0.12	0.06	0.09
(Ba/La) _N	3.0	12.0	59.7	8.3	5.0	12.0	4.6	13.3	4.3
(Ba/Th) _N	5.2	19.4	88.6	7.1	5.3	29.3	6.3	25.2	4.2
(Th/La) _N	0.6	0.6	0.7	1.2	1.0	0.4	0.7	0.5	1.0
(Sr/Nd) _N	0.9	1.5	2.7	1.7	1.4	6.2	1.9	1.3	1.6
(La/Yb) _N	8.9	1.1	1.4	3.2	1.1	1.2	1.8	2.1	1.2

Примечание: главные элементы приведены в мас.% и определены методом РФА; редкие элементы приведены в ppm и определены методом ICP-MS; ппп – потери при прокаливании; C.I. = (SiO₂+Al₂O₃+0.05)/(MgO+K₂O) – индекс контаминации.

По сравнению с дунитом ХР-11 для данных пород характерны более высокие концентрации всех некогерентных элементов. На спектрах распределения редких элементов (Рис. 37; Табл. 20) в породах ксенолитов проявлено отчётливое обогащение LILE и отмечаются положительная Sr аномалия и отрицательные аномалии по Th, Nb, Ti и Zr-Hf. Большинство элементных отношений в ксенолитах варьирует в значительных пределах: $(\text{Ba/La})_N = 4 - 60$; $(\text{Ba/Th})_N = 4 - 89$; $(\text{Th/La})_N = 0.4 - 1.2$ и $(\text{Sr/Nd})_N = 1.3 - 6.2$. Эти значения обычно выше, чем в ксенолитах перидотитов вулканов Авачинский и Шивелуч (Ishimaru et al., 2007; Ionov, 2010).

На диаграмме в координатах Cr-Ni изученные ксенолиты приурочены к полю кумулятивных магматогенных ультрабазитов, при этом образец ХР-11 отличается более высокими содержаниями никеля (Рис. 38). Спектры распределения REE практически плоские $(\text{La/Yb})_N = 1.1 - 3.2$. У большинства изученных ксенолитов отмечается отрицательная Eu аномалия, и несколько ксенолитов ХР-38, ХР-29, ХР-36 и ХР-62 показывают слабую отрицательную Ce аномалию. Похожие геохимические особенности в ксенолитах вулкана Харчинский отмечены в (Siegrist et al., 2019).

5.4. Включения в минералах ксенолитов

Включения минералообразующих сред были обнаружены в оливине, клинопироксене и амфиболе изученных ксенолитов (Рис. 39; 40). Включения, как правило, образуют цепочки и являются вторичными по происхождению. Их форма и размеры сильно варьируют.

Редкие первичные флюидные включения встречаются в оливине из ксенолита верлита ХР-38 (Рис.40д). Это существенно газовые включения, содержащее углекислоту без значимой примеси других газов. Температура гомогенизации 22.1°C указывает на малую плотность CO_2 , равную 0.2 г/см^3 .

Единственное первичное расплавленное включение было обнаружено в клинопироксене из ксенолита верлита ХР-14. Это одиночное включение размером 15 мкм , содержащее прозрачное стекло и газовый пузырь. При прогреве гомогенизация была достигнута при температуре 1248°C .

В оливине из перидотитов, как правило, присутствуют цепочки расплавных или флюидных включений. Флюидные включения содержат малоплотную (0.01 г/см^3) углекислоту без значимой примеси других газов (Рис. 40е). Расплавные включения содержат стекло, газовый пузырь иногда с сульфидной глобулой, а также дочерние и/или ксеногенные фазы, представленные магнетитом, клинопироксеном, амфиболом и Ni-Cu-Zn-содержащей оксидной фазой (Рис. 39а; б; в). Клинопироксен ($\text{En}_{32}\text{Fs}_{37}\text{Wo}_{31}$, Na_2O до 1.0 мас.%, $\text{Mg\#} = 47$) из включений в оливине представлен авгитом. Он обогащен Al_2O_3 и FeO и обеднен SiO_2 по сравнению с пороодообразующим клинопироксеном. Магнетит сильно варьирует по содержанию FeO , MgO и Al_2O_3 , хотя его состав близок составу зерен магнетита в породе. Стекло непрогретых включений характеризуется высокими содержаниями щелочей и сильно варьирует по составу (ЭДС, мас.%): SiO_2 52.8-65.1; Al_2O_3 12.1-20.7; Na_2O 4.2-8.4; K_2O 3.1-5.5; FeO 0.8-4.2; MgO 0.3-1.9; CaO до 1.1; Cr_2O_3 до 0.6; P_2O_5 до 0.4 и Cl 0.1-0.3. Вариации состава стекол, вероятно, связаны с составом расплава, захваченного минералом в качестве включения, а также количеством и составом дочерних фаз, образовавшихся в нем после захвата.

В клинопироксене из перидотитов присутствуют вторичные включения расплава неправильной формы, которые содержат округлый газовый пузырь и прозрачное силикатное стекло (Рис. 39г; д; е). Согласно КР-спектрам и криометрическим экспериментам, в газовом пузыре присутствует малоплотная углекислота. Наличие колебаний в области 3575 см^{-1} в стекле указывает на присутствие в нем воды (Рис. 40а; б).

В клинопироксене из пироксенитов были обнаружены включения, содержащие малоплотную углекислоту (Рис. 40в) и включения с кальцитом (Рис. 39ж; 40г). Кальцит, вероятно, является продуктом взаимодействия минерала-хозяина с содержимым включения. Кроме того, в нем были встречены кристаллиты плагиоклаза, располагающиеся совместно с раскристаллизованными (?) включениями, дочерние фазы в которых представлены плагиоклазом, баритом и магнетитом (Рис. 39з). Кристаллиты представлены анортитом и по составу

близки зернам плагиоклаза в породе. Дочерний плагиоклаз во включении представлен олигоклазом.

В амфиболе были обнаружены цепочки мелких (до 10 мкм) флюидных и расплавных включений (Рис. 39и). Расплавные включения содержат силикатное стекло и газовый пузырь. Химический состав стекла (ЭДС, мас.%): SiO_2 52.4; Al_2O_3 14.9; Na_2O 3.1; K_2O 1.7; FeO 2.3; MgO 2.3; CaO 3.7; TiO_2 0.2; P_2O_5 0.2 и Cl 0.2. На КР-спектрах стекол включений в амфиболе присутствуют колебания в области 3575 см^{-1} , что указывает на присутствие воды.

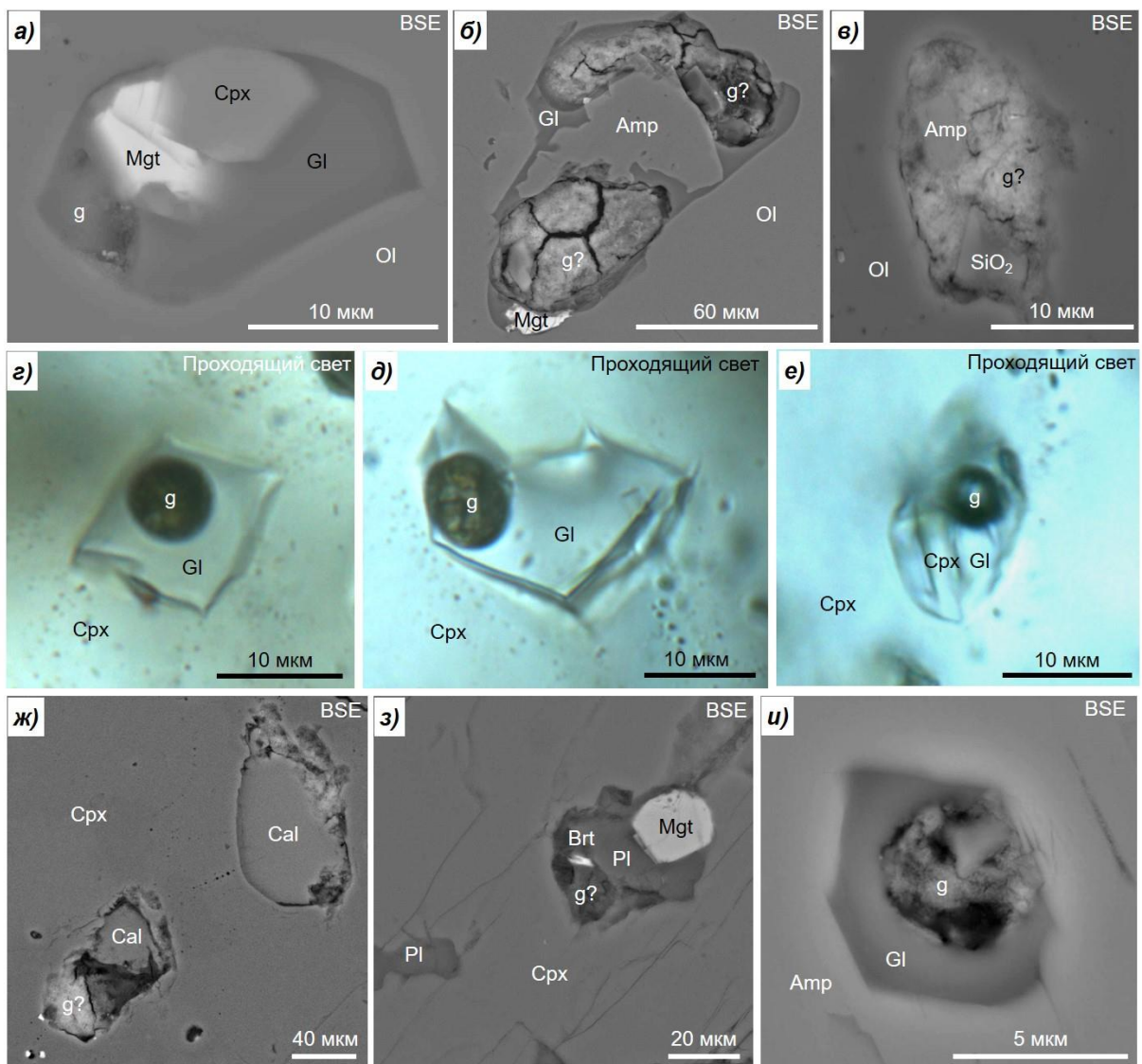


Рисунок 39. Включения в минералах ксенолитов: а) расплавное включение в оливине из дунитового прожилка; б) расплавное включение в оливине из перидотита; в) включение в оливине с кремнеземом; г) и д) стекловатые включения в клинопироксене из перидотитов; е) стекловатое включение в клинопироксене из перидотита с дочерней/ксеногенной фазой; ж) включения в клинопироксене из пироксенита с кальцитом; з) включение в клинопироксене из пироксенита с баритом; и) расплавное включение в амфиболе.

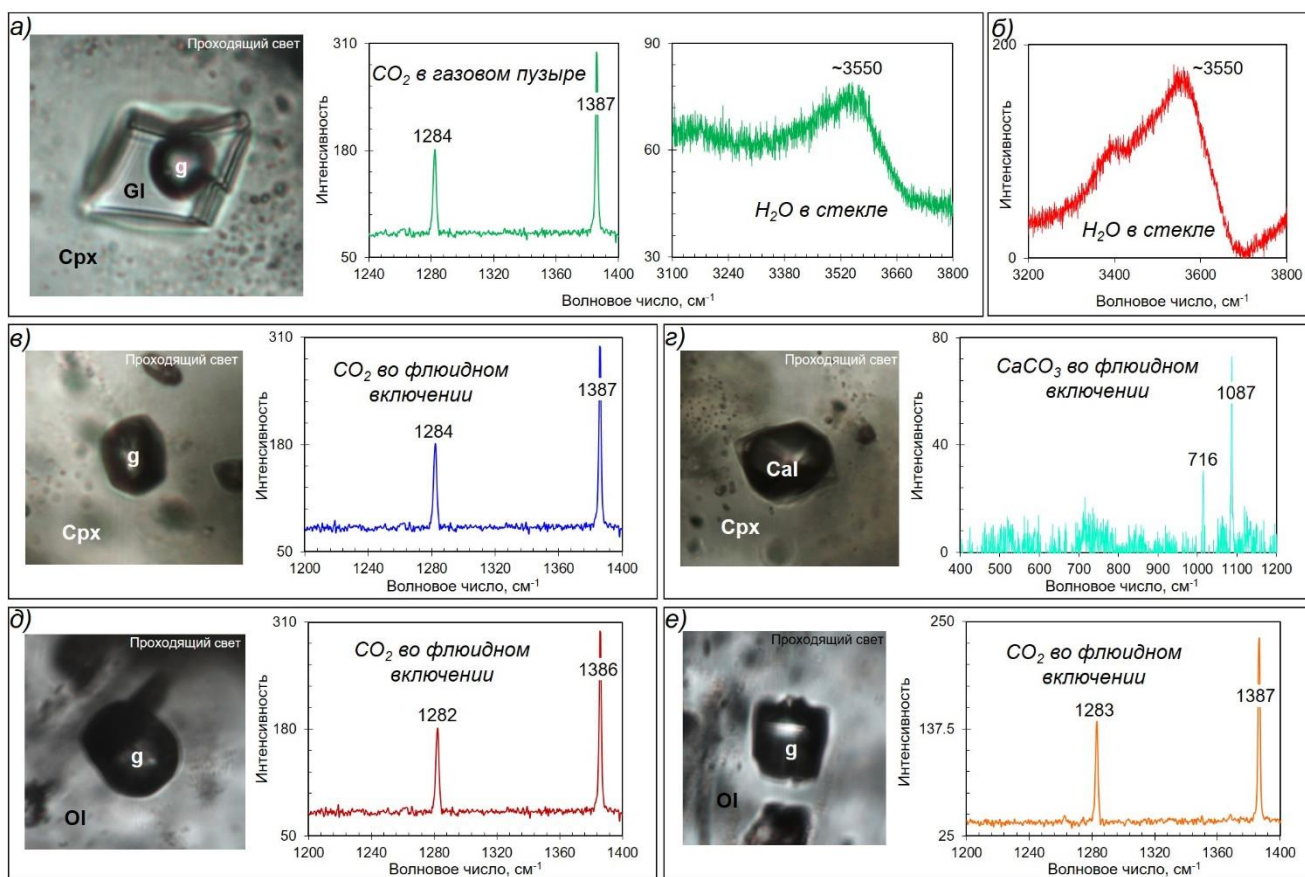


Рисунок 40. Рамановские спектры включений минералообразующих сред в оливине и клинопироксене из ксенолитов: а) расплавленное включение в Срх из перидотита, содержащее углекислоту в газовом пузыре и воду в стекле; б) колебания в области воды в стекле расплавленного включения в клинопироксене (см. Рис. 18д); в) флюидное включение в Срх из пироксенита, содержащее углекислоту; г) флюидное включение в Срх из пироксенита с кальцитом; д) первичное флюидное включение в оливине из перидотита с углекислотой малой плотности 0.2 г/см³; е) вторичное флюидное включение в оливине из перидотита с углекислотой малой плотности 0.01 г/см³.

5.5. Обсуждение полученных данных

Глубинные ксенолиты из нека Харчинского вулкана представлены ультраосновными и основными породами нормальной щелочности. На основании минерального состава изученные ксенолиты отнесены к перидотитам и клинопироксенитам. Особенностью модального состава перидотитов вулкана Харчинский является значительное количество клинопироксена. Он присутствует в составе всех перидотитовых ксенолитов либо в качестве главного, либо второстепенного минерала. Наличие клинопироксена определяет повышенное содержание СаО в породах. Характерной особенностью ксенолитов перидотитов, на которую хотелось бы обратить внимание, является наличие в их составе хромита и железистой алюмошпинели. Магнетит в ксенолитах перидотитов имеет

вторичную природу. Он, вероятно, возникает либо за счет окисления первичных железистых алюмошпинелей, либо кристаллизуется при образовании хлоритовых прожилков и интерстициальных ассоциаций. В составе первичных парагенезисов перидотитов не был обнаружен плагиоклаз. Все выделения плагиоклаза и щелочных полевых шпатов в них приурочены к хлоритовым прожилкам и интерстициальным ассоциациям.

Среди изученных нами ксенолитов перидотитов обнаружена только одна порода с протогранулярной структурой, свойственной мантийным породам. Это дунит ХР-11. В остальных ксенолитах зерна имеют угловатые формы, которые более характерны для пород кумулятивной природы или метасоматизированных мантийных пород (Ishimaru et al., 2007; Шарапов и др., 2017; Siegrist et al., 2019).

Наиболее примитивной породой среди изученных перидотитов является клинопироксеновый дунит ХР-11. Образование дунита в общих чертах может быть объяснено тремя способами. Во-первых, как мономинеральная порода дунит может образовываться благодаря аккумуляции оливина из базитовой магмы. Кумулятивное происхождение рассматривается, например, для дунитов офиолитовых комплексов (Aldanmaz et al., 2009). Считается, что в зонах спрединга (СОХ) также формируются дуниты замещения по перидотитам, которые маркируют многочисленные каналы в ослабленных сдвиговых зонах, по которым происходит миграция мантийных расплавов. Экспериментальные исследования показывают, что дунитовые каналы под СОХ и движение по трещинам могут происходить только на небольших глубинах при давлениях 5.0 – 12.5 кбар (Батанова и др., 2009). При этом следует помнить, что оливиновые кумулаты будут отвечать магмам, кристаллизовавшимся на глубинах не более 30 – 35 км (оливин-толеитовые, оливин-базальтовые) или 40 – 45 км (пикритовые) (Грин, Рингвуд, 1968). Второй предполагаемый способ образования дунитов предложен в работах (Kelemen et al., 1990; Parkinson, Pearce, 1998; Pearce et al., 2000). Он заключается в метасоматическом преобразовании перидотитов (чаще гарцбургитов) за счет воздействия на них фракционировавших расплавов с высоким содержанием воды. Однако в изученных образцах отсутствуют какие-

либо указывающие на это реакционные структуры в оливинах. Третий и, по-видимому, наиболее вероятный в случае вулкана Харчинский способ связан с плавлением мантийного субстрата (Boudier, Nicolas, 1977; Jackson, Ohnenstetter, 1981; Nicolas; Prinzhofer, 1983 и др.). Полагая, что породы надсубдукционной мантии следует рассматривать как остаток после частичного плавления, можно считать, что мантийный клин должен быть сложен преимущественно гарцбургитами. И дуниты, вероятно, представляют собой локальные участки, для которых характерны высокие степени частичного плавления. Для образования дунита степень плавления должна быть не меньше 40% (Asimow, Stolper, 1999), что вполне достижимо в надсубдукционных обстановках за счет значительных количеств воды (Gaetani, Groove, 1998). Как известно, важным индикатором степени частичного плавления в мантийных перидотитах является Cr# шпинели (Dick, Bullen, 1984). При этом высокие значения Cr# (>0.6) типичны для шпинелей надсубдукционных перидотитов (Батанова и др., 2014). Составы оливина Fo₉₀ и хромита Cr# = 0.7 – 0.8 из дунита XP-11 попадают именно в тот участок мантийного массива OSMA, предложенный (Arai, 1994), который соответствует степени плавления 40%, что хорошо согласуется с приведенными экспериментальными данными. В подтверждение того, что ксенолит XP-11 является представителем именно мантийных пород, также выступают сходство составов оливина XP-11 с оливинами мантийных ксенолитов других камчатских вулканов и низкие содержания тяжелых REE в валовом составе породы. Это предположение также согласуется с низким содержанием кальция и других некогерентных элементов, характерных для оливинов мантийных пород (Simkin, Smith, 1970; Sobolev et al., 2007). С другой стороны, ксенолит XP-11 отличается от мантийных ксенолитов Камчатки присутствием клинопироксена, в то время как ксенолиты из пород вулканов Авачинский, Безымянный и Шивелуч представлены в основном гарцбургитами (Щербаков, Плечов, 2010; Тимина и др., 2012; Bryant et al., 2007; Ionov, 2010; Ionov et al., 2013). Образование клинопироксена можно объяснить процессами верлитизации, обусловленными реакцией обогащенного редкими элементами и летучими компонентами расплава или флюида с породами

верхней мантии (Yaxley et al., 1991; Rudnick et al., 1993; Harmer, Gittins, 1998). Эти преобразования имеют место при давлениях 15 – 20 кбар и приводят к растворению ортопироксена, вследствие чего вместо крупнозернистого гарцбургитового протолита формируются более мелкозернистые оливин-клинопироксеновые парагенезисы (верлиты) с более высокими значениями $Mg\#$ в минералах (Yaxley et al., 1998). Эта идея хорошо согласуется с текстурно-структурными особенностями дунита ХР-11.

Отсутствие в изученной коллекции других ксенолитов, позволяющих считать их представителями верхней мантии, не позволяет сделать определенный вывод о разнообразии пород, слагающих верхнюю мантию под вулканами Харчинской группы.

На основании изложенных выше минералого-петрографических особенностей остальных ксенолитов, обилия в них кумулятивных структур, полимодальности составов минералов, а также сходства валового состава пород с кумулятивными гипербазитами субдукционных обстановок можно сделать вывод, что породы изученных ксенолитов, за исключением образца ХР-11, имеют кумулятивное происхождение. Это согласуется с выводами, сделанными относительно происхождения пород, представленных ксенолитами вулкана Харчинский, в работе (Siegrist et al., 2019) на основании сопоставления изотопного и редкоэлементного состава с составом изверженных пород вулкана.

Кумулятивное происхождение также подтверждается составами минералов. Шпинель характеризуется широкими вариациями $Cr\#$, что типично для кумулатов (Barnes, Roeder, 2001). При этом составы оливина и шпинели лежат за пределами мантийного массива OSMA (Arai, 1994) (Рис. 20а), а составы клинопироксенов близки островодужным кумулатам с низкими содержаниями Al_2O_3 . Кроме того, оливины изученных ксенолитов обладают низкими содержаниями NiO , что не характерно для мантийных перидотитов. Практически одинаковые концентрации NiO в изученных оливинах и отсутствие положительной корреляции с MgO могут быть связаны с тем, что Ni предпочтительнее накапливается в сульфидной жидкости (Fleet et al., 1977), поэтому изученные породы, вероятно, являются

кумулятами магм, насыщенных серой. При этом сульфидная жидкость, по-видимому, удалялась, поскольку сульфиды в изученных ксенолитах практически отсутствуют.

Условия образования минералов первичного парагенезиса. Ксенолиты вулкана Харчинский характеризуются отсутствием граната, а также равновесных орто- и клинопироксенов, что накладывает значительные ограничения на выбор минеральных геотермометров и геобарометров. Их минералого-геохимические особенности не позволяют применить обычно используемые при изучении ксенолитов минеральные геотермометры, например, Cr-клинопироксеновый, гранат-клинопироксеновый, Al-ортопироксеновый, двупироксеновый и некоторые другие. С другой стороны, присутствие в ксенолитах перидотитов ассоциации оливина, клинопироксена и Cr-шпинели позволяют применять оливин-шпинелевые и оливин-клинопироксеновый геотермометры.

Для оценки температур использовались оливин-шпинелевые (Ballhaus et al., 1991; 1994; Fabries, 1979) и оливин-клинопироксеновый (Loucks, 1996) геотермометры. Оливин перидотитов с включениями Cr-шпинели по термометру (Ballhaus et al., 1991; 1994) отвечает равновесию при 865 – 995°C при заданном давлении 10 кбар и 875 – 1005°C при 15 кбар. Оливин-Cr-шпинелевые пары по (Fabries, 1979) отвечают температуре 1075 – 1150°C. Оливин-клинопироксеновые пары (Loucks, 1996) перидотитов показывают температуры 1090 – 1140°C. Температурные оценки, рассчитанные по (Ballhaus et al., 1991; 1994), почти на 150°C ниже значений, полученных по (Fabries, 1979). Это, по-видимому, обусловлено быстрым Fe-Mg-обменом между оливином и шпинелью, связанным с более низкой температурой закрытия системы, что сказывается на расчетах по методу (Ballhaus et al., 1991). С другой стороны, температурные оценки по (Fabries, 1979) и по (Loucks, 1996) хорошо согласуются друг с другом.

Для оценки PT-параметров образования минералов интеркумulus использовался плагиоклаз-амфиболовый геотермометр (Holland, Blundy, 1994) и Al-амфиболовый геобарометр.

Амфибол-плагиоклазовый геотермометр (Holland, Blundy, 1994) в ксенолитах дает температурный интервал 780 – 820°C.

Давление, оцененное по содержанию Al в амфиболе с помощью выражения $P = -4.76 + 5.64 \cdot Al_{tot}$ (Hollister et al., 1987), варьирует от 2 до 7 ± 1 в перидотитах и от 6 до 10 ± 1 кбар в клинопироксенитах (Табл. 16). Следует отметить, что давление, оцененное по амфиболовому геобарометру (Hollister et al., 1987) для изученных ксенолитов, сопоставимо с полученными ранее при моделировании значениями давления для базальтов. Оценка давления для ксенолитов перидотитов в 2 кбар близка нижней границе интервала 0.1 – 1.5 кбар для базальтов, а оценка давления в 10 кбар для ксенолитов клинопироксенитов сопоставима с верхней оценкой интервала 11 – 13 кбар для базальтов. Полученные оценки давлений для кумулатов магнезиальных базальтов также близки давлениям 5 – 7 кбар для трахиандезибазальта некка. По-видимому, на одном глубинном уровне в подводящей системе вулкана Харчинский в разное время могли находиться камеры с магмами различных составов.

Оценки фугитивности кислорода для образца ХР-11 сделаны с помощью оливин-шпинелевых пар (Ballhaus et al., 1991). Значения фугитивности кислорода для ХР-11 относительно буфера NNO при давлении 10 кбар попадают в диапазон от 0.3 до 0.6 лог.ед. (Рис. 41).

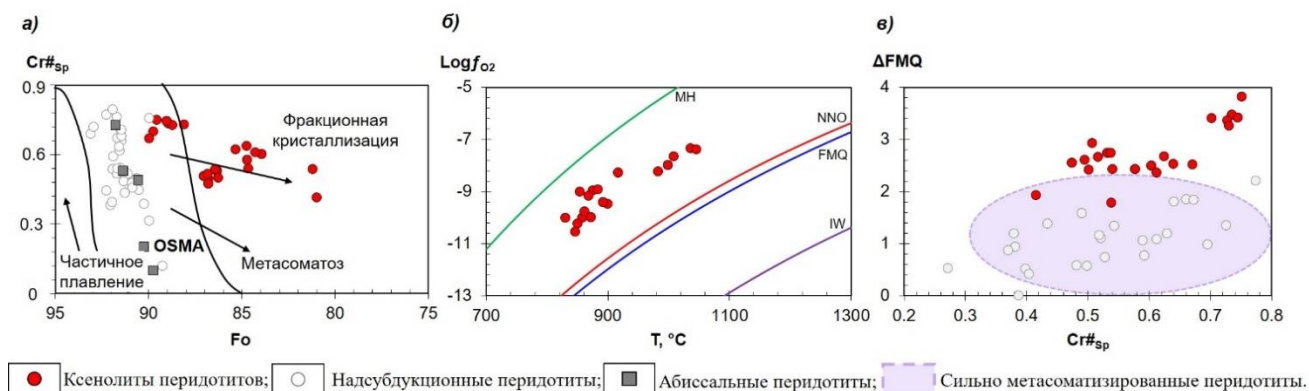


Рисунок 41. Окислительно-восстановительный потенциал для ксенолитов вулкана Харчинский и состав шпинелидов в оливине: а) Cr# шпинелей в зависимости от Fo в оливине относительно массива OSMA, согласно (Arai, 1994); надсубдукционные перидотиты, по данным (Arai, 1994; Pearce et al., 2000); абиссальные перидотиты из (Dick, Bullen, 1984); б) фугитивность кислорода относительно температуры для оливин-шпинелевых пар; в) отклонение от буфера FMQ относительно Cr# шпинелей. Поле сильно метасоматизированных шпинелевых перидотитов из (Ballhaus, 1993); надсубдукционные перидотиты, по данным (Parkinson, Pearce 1998; Parkinson, Arculus, 1999; Pearce et al., 2000).

Оценки фугитивности кислорода для оливин-шпинелевых пар (Ballhaus et al., 1991; 1994) из перидотитов (кроме ХР-11) попадают в диапазон от $\text{NNO}+2.4$ до $\text{NNO}+3.7$ при заданном давлении 10 кбар (давление выбрано в соответствии с полученными оценками по амфиболовому геобарометру). Данные значения соответствуют сильно окисленным условиям надсубдукционных обстановок (Ballhaus, 1993). Полученные значения фугитивностей также близки сильно метасоматизированным перидотитам (Ballhaus, 1993) и надсубдукционным перидотитам (Parkinson, Pearce, 1998; Parkinson, Arculus, 1999; Pearce et al., 2000) (Рис. 41в).

Судя по большому разбросу оценок давлений, образование кумулатов связано с кристаллизацией базитовых магм в разноглубинных промежуточных камерах. Наличие отрицательной Eu аномалии на спектрах распределения REE предполагает участие расплавов, испытавших фракционирование плагиоклаза. Присутствие первичного плагиоклаза в клинопироксенитах ХР-29 и ХР-36 может указывать на малоглубинные условия образования. Максимальные оценки давления в 10 кбар позволяют ограничить глубины образования некоторых кумулатов нижнекоровым уровнем. Полученные оценки давлений указывают на наличие под вулканом Харчинский нескольких уровней промежуточных камер, расположенных в разных частях земной коры. Отчасти такое предположение находит свое подтверждение в результатах исследования подводящих систем вулканов Ключевской группы на Камчатке (Koulakov et al., 2017) и заложено в основу моделей миграции расплавов и флюидов в надсубдукционной литосфере (Добрецов и др., 2012).

Высокие рассчитанные значения фугитивности кислорода, присутствие в прожилках и интерстициях вторичных флогопита, барита, ангидрита, апатита, ильменита и некоторых других минералов указывают на то, что изученные породы испытывали интенсивные наложенные преобразования. В породах ксенолитов несовместимые элементы, вероятно, концентрируются в интеркумулусных амфиболе и плагиоклазе, а также в апатите, титаните, эпидоте и некоторых других минералах хлоритовых прожилков.

Амфибол в ксенолитах глубинных пород является признаком высокой активности летучих. При кристаллизации и плавлении пород основного состава поле максимальной стабильности амфибола в области высоких температур расположено в пределах $\sim 1 - 25$ кбар (Vielzeuf, Schmidt, 2001). Экспериментальные исследования показывают, что амфиболы в мантийных условиях чаще всего образуются в результате метасоматических преобразований. При этом верхние пределы их стабильности по давлению в зависимости от состава метасоматизирующего агента и валового содержания воды в системе могут достигать 30 кбар для кальциевых и натро-кальциевых амфиболов (Wallace, Green, 1991; Wyllie, Wolf, 1993; Mandler, Grove, 2016) и превышать величину 30 кбар для щелочных амфиболов, содержащих К (Konzett, Ulmer, 1999). Таким образом, амфибол может образоваться как в процессах метасоматического преобразования мантийных пород, так и при магматической кристаллизации в широком диапазоне давлений.

По структурно-текстурным особенностям амфибол в ксенолитах вулкана Харчинский отнесен к минералам первичного парагенезиса. Он образует крупные неизометричные зерна эденита в верлитах и паргасита в клинопироксенитах по (Leake et al., 1997), которые, как правило, концентрируются в интрестициях зерен породообразующих минералов. Эти породы интерпретируются нами как кумулаты магматических расплавов. Таким образом, этот амфибол, вероятно, является одним из позднемагматических минералов, образование которого связано с кристаллизацией интеркумулусного расплава. Замещение этого амфибола клинопироксеном и образование опацитовых кайм свидетельствуют о том, что уже после кристаллизации амфибол мог оказаться вне поля своей стабильности и подвергался замещению и разложению. Дестабилизация амфибола могла быть вызвана или повышением температуры выше $\sim 900 - 930^\circ\text{C}$ при давлениях в диапазоне $2.5 - 14$ кбар в ассоциации с высококремнистыми остаточными интеркумулусными расплавами, или снижением давления до величин менее 2.5 кбар в субсолидусных условиях (Ellis, Thompson, 1986). Таким образом, разложение и замещение амфибола можно объяснить перегревом

породы, например, при ее захвате транспортирующим расплавом и подъемом к поверхности уже в виде ксенолита. В работе (Buckley et al., 2006) было показано, что в ходе такой реакции появляется ассоциация клинопироксен+плагиоклаз+Ti-магнетит/ильменит и расплав, который обогащен SiO_2 и K_2O . Образование щелочного полевого шпата в интерстициальных ассоциациях, вероятно, обусловлено раскристаллизацией этого расплава. Оценка температур по геотермометру (Putirka, 2008) для сосуществующих плагиоклаза и щелочного полевого шпата из опацитовых кайм показывает, что их равновесие возможно при 780 – 950°C.

В ксенолитах нередко присутствуют прожилки и интерстициальные обособления. Следует отметить, что они не выходят за пределы конкретного образца ксенолита и макроскопически не наблюдаются во вмещающих породах некка. Это, вероятно, указывает на то, что их образование происходило на глубине и имело место до захвата пород в виде ксенолитов транспортирующим их расплавом. Одним из частых минералов прожилков является хлорит. Считается, что высокомагнезиальный хлорит в мафит-ультрамафитовых породах устойчив до 850°C в интервале давлений 20 – 36 кбар (Till et al., 2012).

В ксенолите ХР-36 присутствует линзообразное обособление размером до 1 мм с зональным строением: гранат + эпидот → плагиоклаз + эпидот → клинопироксен + хлорит + плагиоклаз. Такая Са-минералогия этого обособления напоминает родингитовую ассоциацию. Считается, что родингиты могут образоваться при 410 – 430°C на глубине ~30 км и до 200 – 250°C на глубинах 6 – 7 км как за счет диффузионного метасоматоза (Li et al., 2007), так и инфильтрационного обмена (Шарапов и др., 2017). В случае диффузионного обмена родингиты образуются на контакте мафитовых пород с флюидом, прореагировавшим с ультрамафитовыми породами (Pirajno, 2013; Bach, Klein, 2009). В этом случае фронт родингитизации направлен в сторону габброидной породы и имеет зональное строение. Эти зоны сложены гранатом, хлоритом, биотитом, тальком, натровым плагиоклазом и т.д. Однако в работе (Bach, Klein, 2009) было показано, что при температуре 300°C и давлении 500 бар зоны будут

сложены немного иначе: гранатом, эпидотом, клинопироксеном, хлоритом, тремолитом, пренитом и плагиоклазом. Отмечено также, что при 300°C эпидот преобладает, а при 200°C – отсутствует. Таким образом, наличие эпидота указывает на то, что формирование этого обособления происходило при температурах не ниже 300°C. При этом реакция не была завершена, поскольку отсутствуют некоторые минералы, например, пренит или тремолит.

В целом же при образовании родингитов состав флюида буферизуется равновесием брусит–серпентин–диопсид. Однако при температурах выше 400°C брусит не образуется, что приводит к появлению мономинерального хлорита на мафит-ультрамафитовой границе вместо родингита. Этот факт, вероятно, объясняет появление хлоритовых прожилков в остальных ксенолитах (кроме ХР-36). Образование хлорита происходило, возможно, за счет инфильтрационного метасоматоза, который может проявляться практически во всем диапазоне глубин (Шарапов и др., 2017).

Полученные данные позволяют заключить, что интерстициальные и прожилковые ассоциации в ксенолитах образовались в процессе гидротермальной переработки ксенолитов. Эти преобразования могли происходить при относительно низких температурах ~400 – 950°C.

Обнаруженные вторичные расплавные и флюидные включения в минералах ксенолитов, возможно, представляют собой среду, из которой образовывались минералы вторичного парагенезиса. Следует отметить, что необычная минералогия интерстициальных обособлений, наличие воды и углекислоты во включениях указывают на то, что эта среда, была обогащена щелочными элементами, Ba, Sr и содержала заметные количества воды и других летучих.

Первичный расплав. Редкоэлементный состав минералов ксенолитов чувствителен к различным процессам, происходящим в мантии, и несет важную информацию о происхождении и эволюции пород.

Содержания некогерентных элементов в клинопироксене из ксенолитов позволяют восстановить составы равновесных с ними расплавов. Оценка была проведена по содержанию редких и редкоземельных элементов с использованием

коэффициентов распределения между минералом и расплавом (Bédard, 2014). Зная концентрацию элемента в клинопироксене и его коэффициент распределения, можно рассчитать концентрацию этого элемента в расплаве по формуле $C_L = C_{Cpx}/K_p$. Нижняя граница близка по содержаниям некогерентных элементов ксенолитам Харчинского вулкана (Рис. 42; Табл. 15). Верхняя граница рассчитанных концентраций REE близка к содержаниям редких элементов в магнезиальных базальтах вулкана Харчинский. Это может указывать на то, что образование кумулатов происходило из магм, родственных базальтам вулкана Харчинский.

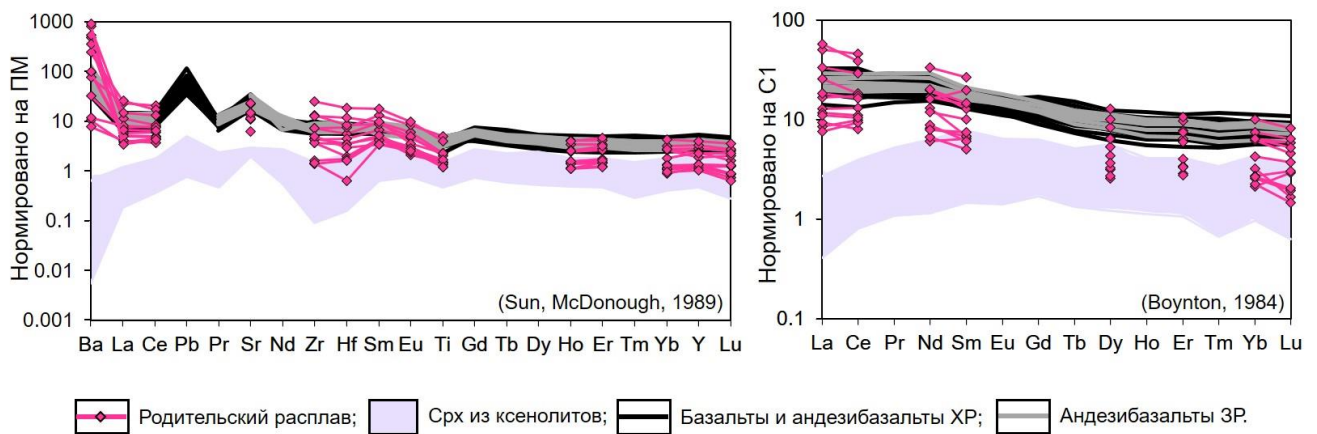


Рисунок 42. Содержание некогерентных элементов в первичном расплаве, рассчитанном по составу клинопироксена из ксенолитов с учетом коэффициентов распределения по (Bédard, 2014). Для сравнения приведены составы эффузивных пород вулканов Харчинский (ХР; данные автора; Волынец и др., 1998; Горбач и др., 2023; Siegrist et al., 2021) и Заречный (ЗР; Горбач и др., 2023).

Полученные данные позволяют сформулировать *третье защищаемое положение*:

Большинство ксенолитов из трахиандешибазальтов вулкана Харчинский представлено кумулятивными перидотитами и клинопироксенитами, образовавшимися при давлениях 2 – 7 и 6 – 10 кбар соответственно в окисленных условиях $\text{NNO}+2.4 - \text{NNO}+3.7$ и температурном диапазоне от 1075 – 1150°C до 780 – 820°C из расплавов сходных по геохимическим характеристикам с высокомагнезиальными базальтами этого вулкана.

ГЛАВА 6. ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРОД ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ

В зависимости от мощности и строения земной коры различают два типа островных дуг. Первый тип называется энсиматический. Он возникает на маломощной океанической коре. Для энсиматических дуг характерны щитовые вулканы, трещинные лавовые извержения и вулканизм ареального типа. Вулканические породы, как правило, имеют слабодифференцированный базальтовый и андезибазальтовый состав. К энсиматическим (незрелым) относятся дуги Тонга-Кермадек, Марианская, Южно-Сандвичева и некоторые другие. Второй тип – это энсиалические или зрелые дуги, которые формируются на мощной (25 – 30, реже до 40 км) гетерогенной континентальной коре, состоящей из разнообразных блоков, представленных метаморфизованными вулканогенными и теригенными комплексами, а также кристаллическими сланцами и амфиболитами. К зрелым дугам относятся Курило-Камчатская, Японская, Малая Антильская, Алеутская и др. Для энсиалических дуг характерно широкое разнообразие составов вулканических пород (Общая..., 2006; Плечов, 2008). Например, в зрелых дугах всегда присутствуют высококалиевые и шошонитовые породы. Считается, что высококалиевые серии связаны с тектоническими подвижками и образованием крупных поперечных разломов, вызванных деформацией дуги из-за прекращения субдукции или сменой ее направления (Morrison, 1980). И в то же время зрелые дуги характеризуются широким развитием андезитов и кислых вулканитов. При этом интенсивность базальтового вулканизма сокращается, что, вероятно, связано с формированием мощной коры, которая не позволяет глубинным магмам выходить на поверхность. В таком случае все проявления на поверхности примитивных магм, не измененных или претерпевших минимальные изменения, требуют особых тектонических условий. Например, в случае Большой Курильской гряды

предполагается смена направления оси сжатия, в результате которой вдоль южных островов развивались правосторонние сдвиговые деформации с локальными участками растяжения, что приводило к появлению структур типа пул-апарт и способствовало выходу на поверхность глубинных базальтовых магм (Мартынов и др., 2015; Мартынов, Мартынов, 2017; Marynov et al., 2023). С другой стороны, отличительной особенностью зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг является высокая интенсивность вулканизма, а также широкое развитие высокомагнезиальных пород, в том числе и адакитов (например, Волынец и др., 1997; 1999; Авдейко и др., 2011). Это может быть связано с тем, что в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг имеет место косая субдукция, переходящая в трансформный разлом, что способствует образованию разрыва и раздвижения погружающейся тихоокеанской плиты. Таким образом, формируется астеносферное окно, позволяющее более горячему веществу подсубдукционной мантии внедряться в надсубдукционную зону (Авдейко и др., 2006). В результате этого может происходить повышение температуры на 200 – 300°C по сравнению с обычными островодужными условиями (Tatsumi et al., 1994). Это приводит не только к образованию высокомагнезиальных базальтов за счет плавления мантийного перидотита под воздействием воды и других летучих компонентов, отделяющихся от погружающейся плиты, но и к появлению магнезиальных андезитов адакитового типа благодаря частичному плавлению субдуцированной океанической коры (Defant, Drummond, 1990; Peacock et al., 1994; Yogodzinski et al., 2001).

Большинство исследователей считает, что источником островодужных вулканических пород являются метасоматизированные перидотиты мантийного клина (Kushiro, 1975; Gill, 1981; Tatsumi, 1989). Повышенный поток флюидов, поступающий из субдуцирующей плиты, вызывает плавление на разных уровнях, что способствует образованию базальтовых расплавов (Kushiro, 1975; Gill, 1981; Stern, 2002). Увеличение мощности коры по мере развития островной дуги создает благоприятные условия для дифференциации магм на разных глубинах.

При этом порции магм, претерпевших различную степень фракционирования, могут перемешиваться друг с другом по мере продвижения к поверхности. Предполагается, что такие условия для дифференциации магм на разных уровнях появляются благодаря развитию под вулканом Харчинский транскоровой магматической системы. Согласно (Cashman et al., 2017), транскоровая магматическая система – это питающая вулкан система, простирающаяся через всю толщу земной коры и характеризующаяся наличием областей с различным соотношением кристалл/расплав, когда возможно образование участков сегрегации магмы среди частично закристаллизовавшегося каркаса, называемого в англоязычной литературе «mush». Наличие под вулканом Харчинский транскоровой магматической системы способствует внедрению мантийных магм и их дифференциации. В зонах субдукции в течение длительного времени возможна периодическая генерация однотипных глубинных магм, которые либо скапливаются у границы Мохо, либо, используя ослабленные зоны, внедряются в нижние части земной коры, прогревая достаточно большие ее объемы и формируя транскоровые магматические системы, питающие активные вулканы. При этом по мере их продвижения к поверхности возможны повторные инъекции новых порций близких по составу примитивных магм из глубинных очагов в менее глубинные, смешение дифференцированных расплавов более ранних импульсов с менее дифференцированными более поздних, т.е. создаются предпосылки для кристаллизации одних и тех же минералов из расплавов, претерпевших дифференциацию в различной степени (Cashman et al., 2017; Coote et al., 2019 и др.). Это согласуется с тем, что лавы вулкана Харчинский представляют собой члены непрерывного ряда кристаллизационной дифференциации высокомагнезиального ($Mg\# \approx 76$), низкоглиноземистого, низкокальциевого базитового расплава, изменяющиеся от высокомагнезиальных базальтов до магнезиальных андезибазальтов и реже высокоглиноземистых базальтов. Считается, что высокоглиноземистые базальты появляются после кристаллизации 30–40% массы высокомагнезиального мантийного базальтового расплава (Pichavant, Macdonald, 2007). Согласно оценкам содержаний воды по расплавленным

включениям, первичный расплав извлекался из мантийного источника относительно сухим (1.5 – 2.8 мас.% воды), что согласуется с результатами экспериментальных работ (Pichavant, Macdonald, 2007), а также данными по примитивным островодужным магмам (Portnyagin et al., 2019), в том числе для вулкана Ключевской (Миронов, Портнягин, 2011). Вкрапленники в лавах вулкана Харчинский представлены, как правило, оливином, клинопироксеном, а также плагиоклазом, образующимся после темноцветных минералов, что типично для островодужных магнезиальных базальтов (Heath et al., 1998). Образование ортопироксена подавляется благодаря высоким (>3 мас.%) содержаниями воды и повышенными значениями фугитивности кислорода (Martel et al. 1999; Pichavant et al. 2002). В то же время высокие (до 5.5 мас.%) рассчитанные содержания воды в дифференцированных расплавах могли бы способствовать появлению амфибола. Считается, что для его образования минимальные содержания воды, по разным данным, должны достигать 2 – 6 мас.% (Luhr, 1992; Merzbacher, Eggler, 1984; Eggler, 1972; Helz, 1973; Naney, 1983). Однако стабильность амфибола сильно зависит от температуры. Предполагается, что даже при высоких содержаниях воды амфибол нестабилен при температуре выше 1000°C (Helz, 1982; Allen, Boettcher, 1983). Это объясняет отсутствие его вкрапленников в высокомагнезиальных базальтах и андезитобазальтах вулкана Харчинский, а также в высокомагнезиальных породах Малой Антильской дуги (Macdonald et al., 2000).

Детальное изучение минералого-петрографических особенностей пород указывает на то, что наиболее ранним минералом является оливин, с которым образовывалась шпинель. Таким образом, ликвидусная ассоциация оливина Fo_{91} и Cr-шпинели, вероятно, начинала кристаллизоваться в глубинных камерах при температуре ~1185°C и окислительно-восстановительном потенциале $\text{NNO}+0.4$ – $\text{NNO}+1.5$. Полученные оценки температур и значения окислительно-восстановительного потенциала для лав вулкана Харчинский близки соответствующим параметрам других вулканов Курило-Камчатской дуги (Кузьмин и др., 2023; Volynets et al., 2023). Различные порции исходного расплава, по-видимому, подвергались фракционированию в разной степени на

нескольких глубинных уровнях. Оценки давлений по минералам глубинных кумулатов, вкрапленникам амфибола из трахиандезибазальта и результатам моделирования позволяют предполагать наличие под вулканом Харчинский, по крайней мере, нескольких уровней промежуточных камер. Полученный в данной работе материал свидетельствует о том, что такие камеры для высокомагнезиальных базальтовых магм располагались на глубинах, соответствующих давлениям 0.1 – 1.5, 2 – 7, 6 – 10 и 11 – 13 кбар. На уровне 5 – 7 кбар находилась, по крайней мере, одна из промежуточных камер, в которой происходила кристаллизация трахиандезибазальта некка.

При продвижении к поверхности порции разных инъекций базальтовых магм, дифференцированные в различной степени на различных глубинах, могут смешиваться друг с другом. В результате этого магнезиальные базальты и андезибазальты содержат различные по происхождению вкрапленники оливина: автокристы, кристаллизовавшиеся непосредственно из расплава, антекристы, образованные на более ранних этапах дифференциации аналогичных по составу магм, и ксенокристы, являющиеся продуктами дробления стенок подводящих каналов вулкана (Рис. 43). Смешение минеральных ассоциаций, образованных на разных этапах эволюции исходного расплава, не является редкостью и обнаружено, например, в породах вулканов Ключевской (Арискин и др., 1995), Шивелуч (Волынец и др., 1994) и Авачинский (Портнягин и др., 2005а; 2005б). При этом наиболее магнезиальные зерна минералов, по-видимому, образуются из наименее дифференцированных расплавов в глубинных камерах. Часть из них может оседать, образуя кумулаты. Остальные представлены в породах автокристами. Если такое зерно попадет в более дифференцированный расплав, тогда появляется зональность (Рис. 43). Если смешиваются порции базальтового расплава с различной степенью дифференцированности сформируется вкрапленник, уравновешенный с расплавом, являющимся результатом этого смешения. В то же время более примитивные порции расплавов, не испытавшие дифференциации на глубине, проходя через менее глубинные камеры, могут захватывать ранее образованные кристаллы, отвечающие более высоким степеням

дифференциации. В таком случае мы наблюдаем присутствие в породах антекристов с обратной зональностью. Не исключены также случаи, когда ядро антекриста может быть уравновешено с расплавом менее дифференцированным, чем транспортирующий. В этом случае антекристы будут иметь прямую зональность. В качестве ксенокристов могут захватываться минералы из дезинтегрированных ксенолитов и твердых стенок подводных каналов.

Изучение ксенолитов в трахиандезибазальте нека показало, что среди мантийных пород в подчиненном количестве встречаются дуниты. Большинство изученных ксенолитов – это кумулятивные перидотиты и клинопироксениты, образовавшиеся в окисленных условиях $\text{NNO}+2.4 - \text{NNO}+3.7$ при давлениях 2 – 10 кбар, возможно, из магм, родственных по составу магнезиальным базальтам. Согласно результатам минеральной термобарометрии, самые высокие температуры образования минералов первичного парагенезиса ксенолитов близки к 1150°C . Интеркумулусный расплав кристаллизовался при $780 - 820^\circ\text{C}$.

Так как ксенолиты, включая мантийные породы, были вынесены на поверхность трахиандезибазальтом, можно предполагать, что его исходные магмы также зарождались в мантии. Наличие ксенолитов не позволяет предполагать для трахиандезибазальтовой магмы эволюцию в большом количестве промежуточных камер. Несмотря на это барометрия по амфиболу дает, по крайней мере, один коровый уровень в 5 – 7 кбар. Следует отметить, что трахиандезибазальт отличается от базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский наличием вкрапленников водосодержащих минералов (амфибол, флогопит), а также повышенным содержанием некогерентных элементов. Повышенные содержания K_2O и отличия в содержаниях некоторых HFSE могут быть связаны с тем, что в образовании вулкана Харчинский принимали участие не только магмы, имеющие состав высокомагнезиальных базальтов, т.е. трахиандезибазальты должны иметь первичную магму иного состава.

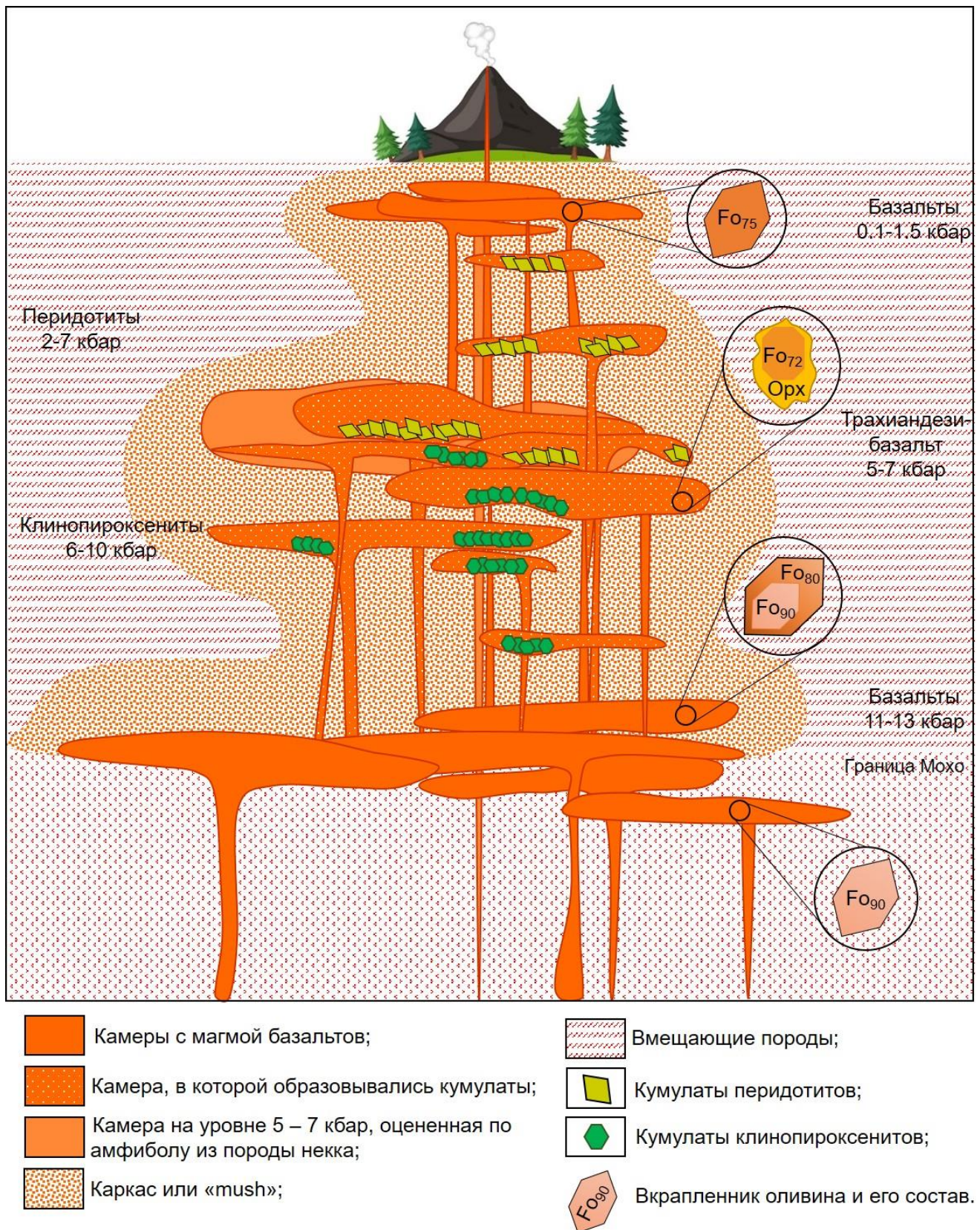


Рисунок 43. Предполагаемая петрологическая модель транскоровой магматической системы, согласно (Cashman et al., 2017), под вулканом Харчинский с несколькими разноглубинными промежуточными камерами с образованием кумулатов, а также автокристов и антекристов оливина в базальтах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Автором работы было проведено исследование уникального проявления надсубдукционных магнезиальных базальтов, слагающих конус вулкана Харчинский. Благодаря обилию ксенолитов глубинных пород в породе нека была изучена глубинная часть магматической системы, питающей вулкан. Кроме того, автору удалось реконструировать состав первичных расплавов и проследить их эволюцию в глубинных очагах. В результате проведенной работы были получены следующие выводы:

- ✓ Лавы вулкана Харчинский являются продуктами кристаллизационной дифференциации высокомагнезиального, низкоглиноземистого, низкокальциевого базитового расплава, который вероятно, подвергался фракционированию в разной степени на различных глубинных уровнях. В результате этого наблюдается разнообразие пород в пределах вулкана от высокомагнезиальных базальтов и андезибазальтов до более редких высокоглиноземистых базальтов.
- ✓ Ликвидусная ассоциация базальтов представлена Fo_{91} и Cr -шпинель, которые, вероятно, начали кристаллизоваться в глубинных камерах при температуре $\sim 1185^\circ\text{C}$ и окислительно-восстановительном потенциале, равном в среднем $\text{NNO} + 1.0$.
- ✓ Результаты моделирования и применение амфиболого геобарометра позволяют предполагать наличие под вулканом Харчинский, нескольких уровней промежуточных камер, расположенных на разных глубинах (0.1 – 1.5, 2 – 7, 6 – 10 и 11 – 13 кбар). При этом возможно смешение магм из разных камер при их продвижении к поверхности. В таком случае в породе может наблюдаться совмещение различных по происхождению вкрапленников.

- ✓ Представителем мантийных пород может являться дунит ХР-11, образование которого связано с высокими степенями частичного плавления мантийных пород.
- ✓ Большинство изученных ксенолитов представлено кумулятивными перидотитами и клинопироксенитами. Они образовывались в разноглубинных камерах при давлениях 2 – 10 кбар, вероятно, из магм, родственных по составу магнезиальным базальтам магм вулкана Харчинский. Кумулятивные породы образовывались в окисленных условиях $\text{NNO}+2.4 - \text{NNO}+3.7$ и температурном диапазоне от 1075 – 1150°C до 780 – 820°C.

СПИСОК УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ

ВДС волнодисперсионный анализ
мас. % массовые проценты
ПМ примитивная мантия
nnn потери при прокаливании
PВ расплавное включение
РФА рентгенофлуоресцентный анализ
T температура
ТАБ трахиандезибаазальт
ЭДС энергодисперсионный анализ
ХР относящийся к вулкану Харчинский
Ab альбит
Amp амфибол
An анортит
Anh ангидрит
Ap апатит
BSE (bulk silicate earth) средний состав силикатной оболочки (кора+мантия) Земли
Bdy бадделент
Brt барит
Ccp халькопирит
Chl хлорит
Chr хромит
Cpx клинопироксен
Cpxt клинопироксенит
Cr# = $\text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ хромистый номер
En энстатит
Ep эпидот
f_{o2} фугитивность кислорода
Fo форстерит
Fs ферросилит
Fsp щелочной полевой шпат
g газовый пузырь
Gl силикатное стекло
HAB (high Al basalts) высокоглиноземистый базальт
Hc герцинит
HFSE (high strength elements) высокочargedные элементы
Ilm ильменит
HMB (high Mg basalts) высокомагнезиальный базальт
ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry) масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой
LA-ICP-MS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry) масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией
LILE (large-ion lithophile elements) крупно-ионные литофильные элементы
LREE (light rare-earth elements) легкие редкоземельные элементы
Mg# = $\text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO}_t)$ – магнезиальный номер
Mgt магнетит
MORB (mid-ocean ridge basalts) базальты срединно-океанического хребта
Ol оливин
Opх ортопироксен
Opхt ортопироксенит
Ort ортоклаз
P давление
Pl плагиоклаз
ppm (parts per million) = г/т – единица измерения концентрации
Prd перидотит
Pxt пироксенит
Sp шпинель
SSZ (supra subduction zone) надсубдукционная обстановка
Sulf сульфид
Wo волластонит

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 249–267.

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник Краунц. Науки о Земле, 2011, № 1, вып. 17, с. 45–60.

Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю. Нильсен Р.Л. Генезис высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Петрология, 1995, т. 3, №5, с. 496–521.

Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов над зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009, т. 50(9), с. 992–1012.

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.

Волынец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д. Магнезиальные базальты андезитового вулкана Шивелуч, Камчатка // Петрология, 1997, т. 5, № 2, с. 206–221.

Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: структурная приуроченность, морфология, возраст и геологическое строение вулканов // Вулканология и сейсмология, 1998, № 4-5, с. 5–18.

Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых

магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология, 1999, № 1, с. 31–45.

Горбач Н.В., Некрылов Н.А., Портнягин М.В., Хернле К. Новые данные по составу пород и минералов вулканов Харчинский и Заречный (Центральная Камчатская депрессия): гетерогенность мантийного источника и особенности эволюции магм в коровых условиях // Петрология, 2023, т. 31, № 3, с. 281–299.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М: Наука, 1967, 183 с.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // В кн. «Петрология верхней мантии», Рябчиков И.Д., ред. М: Мир, 1968, с.132–227.

Действующие вулканы Камчатки // под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1991, т. 2, 415 с.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53(12), с.1633–1661.

Заварицкий А.Н. Северная группа вулканов Камчатки. М.; Л.: СОПС АН СССР. Сер. Камч., 1935, Вып. 1, 55 с.

Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система // М.: Научный мир, 1999, 220 с.

Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя «коро-мантийной смеси» в островодужных системах // под ред. Б.В. Иванова Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы, Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001, 428с.

Колосков А.В. Ещё раз о мантийных ксенолитах // Материалы региональной конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы", 30 марта - 1 апреля, Петропавловск-Камчатский, 2011, с. 50–52.

Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В. Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканитах Камчатско-Корякского региона. Два типа мантийного субстрата в

современной островодужной системе // Тихоокеанская геология, 2017, т. 36, № 2, с. 17—31.

Королюк В.Н., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. О точности определения состава основных породообразующих силикатов и оксидов на микроанализаторе JXA-8100 // Журнал аналитической химии, 2009, т. 64, № 10, с. 1070—1074.

Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки, 1755, т. 1, СПб., 438 с.

Крашенинников С.П., Соболев А.В., Батанова В.Г. и др. Экспериментальная проверка моделей равновесия оливин–расплав в области высоких температур // ДАН, 2017, т. 475, № 5, с. 559—563.

Кузьмин Д.В., Низаметдинов И.Р., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю., Шевко А.Я., Гора М.П., Рыбин А.В. Магнезиальные базальты кальдеры Медвежья: основные магмы и их источники на примере вулкана Меньший брат (о. Итуруп) // Петрология, 2023, т. 31, № 3, с. 221–238.

Кутыев Ф.Ш., Эрлих Э.Н. К петрологии базальтов Харчинской группы вулканов // Бюл. вулканол. станций, 1973, № 49, с. 83–92.

Кушев С.Л., Ливеровский Ю.А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии // Тр. Института географии АН СССР, 1940, вып. 32, 85 с.

Магматические горные породы. М.: Наука, 1983, т. 1, 368 с.

Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А., Рыбин А.В. и др. Роль задуговых процессов в происхождении субдукционных магм: новые данные по изотопии Sr, Nd и Pb в вулканитах ранних этапов формирования о. Кунашир (Курильская островная дуга) // Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 3, с. 469—487.

Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А. Плейстоценовый базальтовый вулканизм о. Кунашир (Курильская островная дуга): минералогия, геохимия, результаты компьютерного моделирования // Петрология, 2017, т. 25, № 2, с. 194—214.

Меняйлов А.А. Вулканы Харчинских гор // Тр. лаб. вулканологии, 1949, вып. 6, с. 53—61.

Миронов Н.Л., Портнягин М.В. Содержание H₂O и CO₂ в исходных магмах Ключевского вулкана по данным изучения расплавных и флюидных включений в оливине // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 11, с. 1718—1735.

Некрылов Н.А., Попов Д.В., Плечов П.Ю. и др. Гранат-пироксенитовый источник расплавов на Камчатке: состав расплавных включений и оливина голоценовых пород Кекукнайского вулкана // *Петрология*, 2018, т. 26, № 4, с. 335–357.

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С., Назаров М.А., Альмеев Р.Р. Тестирование OI-OPx-Sr оксибарометра Балльхауса-Берри-Грина и калибровка нового уравнения для оценки окислительного состояния расплавов, насыщенных оливином и шпинелидом // *Геохимия*, 2016, №4, с.323–343.

Новограбленов П.Т. Каталог вулканов Камчатки // *Изв. ГГО*, 1932, т. 64, вып. 1, с. 88–99.

Общая геология // под ред. А.К. Соколовского. М.: КДУ, 2006, т. 1, 448 с.

Огородов Н.В., Белоусов В.И. Новые данные о вулканах Харчинском и Заречном // *Бюл. вулканол. станций*, 1961, №31, с. 46–51.

Озеров А.Ю., Арискин А.А., Бармина Г.С. К проблеме генетических взаимоотношений высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // *Докл. РАН*, 1996, т. 350, № 1, с. 104–107.

Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А. Микротермокамера // *Авт. свидетельство № 1562816 СССР от 07.05.1990.*

Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: автореф. дис. ... д.г-м.н., Иркутск, 2014, 356 с.

Петрографический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 194 с.

Плечов П.Ю. Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия: автореф. дис. ... д.г-м.н., Москва, 2008, 328 с.

Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Матвеев С.В., Осипенко А.Б., Миронов Н.Л. Петрология «авачитов» – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). I. Общая характеристика, состав пород и минералов // *Петрология*, 2005а, т. 13, № 2, с. 115–138.

Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Матвеев С.В., Плечов П.Ю. Петрология «авачитов» – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). II. Расплавные включения в оливине // *Петрология*, 2005б, т. 13, № 3, с. 1–31.

Тими́на Т.Ю., Томи́ленко А.А., Ковязин С.В. Состав расплавных и флюидных включений в шпинели из ксенолитов перидотитов Авачинского вулкана (Камчатка) // ДАН, 2012, т. 442(2), с.239–243.

Тими́на Т.Ю., Томи́ленко А.А., Ковязин С.В. Особенности флюидного режима при образовании клинопироксенитов надсубдукционного мантийного клина под Авачинским вулканом (Камчатка) // ДАН, 2015, т. 463(6), с.696–699.

Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989, 239 с.

Хубуная С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А.М. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология, 1993б № 3, с. 46–68.

Чибисова М.В., Рыбин А.В., Мартынов Ю.А., Округин В.М. Химический состав и минералогия базальтов вулкана Меньший Брат (о. Итуруп, Курильские острова) // Вест. КРАУНЦ. Науки о земле, 2009, Вып. 13, № 1, с. 179–186.

Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Тими́на Т.Ю., Томи́ленко А.А., Чудненко К.В. Численное моделирование неизотермического метасоматического преобразования ультрабазитов мантийного клина под Авачинской группой вулканов (Камчатка) // Геология и геофизика, 2017, т. 58(5), с.674–700.

Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Петрология мантийных ксенолитов в породах вулкана Безымянный (Камчатка) // Докл. РАН, 2010, т. 434, №6, с. 35–44.

Ackerman L., Mahlen N., Jelnek E., Medaris G. Jr., Ulrych J., Strnad L., Mihaljevič M. Geochemistry and evolution of subcontinental lithospheric mantle in Central Europe: evidence from peridotite xenoliths of the Kozákov volcano, Czech Republic // J. Petrol, 2007, v. 48(12), p. 2235–2260.

Aldanmaz E., Schmidt M.W., Gourgaud A., Meisel T. Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel–peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes // Lithos, 2009, v. 113, p. 691–708.

Allen J.C., Boettcher A.L. 1983. The stability of amphibole in andesite and basalt at high pressure // *Am. Mineral.*, 1983, v. 68, p. 307–314.

Alt J.C., Teagle D.H. The uptake of carbon during alteration of ocean crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, v. 63, № 10, p. 1527–1535.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geology*, 1994, v. 113, p. 191–204.

Asimow P.D., Stolper E.M. Steady-state mantle-melt interaction in 1 dimension: I Equilibrium transport and melt focusing // *J. Petrol.*, 1999, v. 40(3), p. 475–494.

Bach W., Klein F. The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modeling // *Lithos*, 2009, v. 112(1-2), p. 103–117.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High-pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1991, v. 107(1), p. 27–40.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High-pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1994, v. 118(1), p. 109.

Ballhaus C. Redox state of lithospheric and asthenospheric upper mantle // *Contrib Mineral Petrol.*, 1993, v. 114, p. 331–348.

Barnes S.J., Roeder P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42(12), p. 2279–2302.

Bédard J.H. Parameterizations of calcic clinopyroxene – melt trace element partition coefficients // *G³*, 2014, v. 15(2), p. 303–336.

Berly T.J., Hermann J., Arculus R.J., Lapierre H. Supra-subduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon islands) // *Journal of Petrology*, 2006, v. 47, № 8, p. 1531–1555.

Bindeman I.N., Ponomareva V.V., Bailey J.C., Valley J.W. Volcanic arc of Kamchatka: a province with high- $\delta^{18}\text{O}$ magma sources and large-scale $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ depletion of the upper crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2004, v. 68, p. 841–865.

Boudier F., Nicolas A. Structural controls on partial melting in the Lanzo peridotites // *Magma Genesis, Ore. Dept. Geol. Min. Ind. Bull.*, 1977, v. 96, p. 59–62.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, 1984, p. 63–114.

Brophy J.G. Can high-alumina arc basalt be derived from low-alumina arc basalt? Evidence from Kanaga island, Aleutian arc, Alaska // *Geology*, 1989, v. 17, p. 333–336.

Bryant J.A., Yogodzinski G.M., Churikova T.G. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // *G³*, 2007, v. 8(4), 24 p.

Buckley V.J.E., Sparks R.S.J., Wood B.J. Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufriere Hills Volcano, Montserrat // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2006, v. 151, p. 121–140.

Cashman K.V., Sparks R.S.J., Blundy J.D. Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes // *Science*, 2017, v. 355, 1280, DOI: 10.1126/science.aag305.

Cervantes P., Wallace P.J. Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico // *Geological Society of America*, 2003, v. 31, № 3, p. 235–238.

Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *J.Petrol.*, 2001, v. 42, p. 1567–1593.

Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chem. Geol.*, 2014, v. 368, p. 1–10, DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.01.004.

Coote A., Shane P., Fu B. Olivine phenocryst origins and mantle magma sources for monogenetic basalt volcanoes in northern New Zealand from textural, geochemical and $\delta^{18}\text{O}$ isotope data // *Lithos*, 2019, v. 344–345, 232–246.

Daczko N.R., Emami S., Allibone A.H., Turnbull I.M. Petrogenesis and geochemical characterization of ultramafic cumulate rocks from Hawes Head,

Fiordland, New Zealand // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 2012, v. 55, № 4, p. 361–374.

Danyushevsky, L.V., Della-Pasqua, F.N., Sokolov, S. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 38, p. 68–83, DOI: 10.1007/PL00007664.

Danyushevsky, L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and back arc basin magmas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2001, v. 110, p. 265–280, DOI: 10.1016/S0377-0273(01)00213-X.

Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2011, v. 12(7), DOI: 10.1029/2011GC003516.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by partial melting of young subducted lithosphere // *Nature*, 1990, v. 347, p. 662–665.

Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contrib Mineral Petrol*, 1984, v. 86, p. 54–76.

Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Wörner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // *J. of volcanology and geothermal research*, 2000, v. 104, p. 131–151.

Duggen S., Portnyagin M., Baker J., Ulfbeck D., Hoernle K., Garbe-Schönberg D., Grassineau N. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, v. 71(2), p. 452–480. DOI: 10.1016/j.gca.2006.09.018.

Eiler J.M., Crawford A., Elliott T., Farley K.A., Valley J.W., Stolper E.M. Oxygen isotope geochemistry of oceanic-arc lavas // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 239–256.

Eggins S.M. Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu // *Contrib Mineral Petrol.*, 1993, v. 114, p. 79–100.

Eggler D.H. Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1972, v. 34, p. 261–271.

Ellis D.J., Thompson A.B. Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-excess $\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$ system under water-excess and water-deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 91–121.

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotite from ultramafic complex // *Contrib Mineral Petrol.*, 1979, v. 69, p. 329–336.

Fleet M.E., Macrae N.D., Herzberg C.T. Partition of nickel between olivine and sulfides: a test for immiscible sulfide liquids // *Contrib Mineral Petrol.*, 1977, v. 65, p. 191–197.

Flerov G.B., Bogoyavlenskaya G.Ye. Geology and petrochemistry of the Tolbachik regional zone of cinder cones. In: S.P. Fedotov, Ye.K. Marchinin (Editors), *The Great Tolbachik Fissure Eruption: geological and geophysical data 1975-1976*. Cambridge Earth Science Series, Cambridge, 1983, p. 96–115.

Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A., Fisk M.R. Olivine liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe^{2+} , Ca and Mn // *Journal of Petrology*, 1983, v. 24, p. 256–265.

Frey F.A., Green D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of Iherzolite inclusions in Victorian basanites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1974, v. 38(7), p. 1023–1059.

Frey F.A., Prinz M. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: Petrology and geochemical data bearing on their petrogenesis // *Earth and Planetary Science Letters*, 1978, v. 38, p. 129–176.

Gaetani G.A., Grove T.I. The influence of water on melting of mantle peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1998, v. 131, p. 323–346.

Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C. et al. Calcium-in-olivine geohygrometer and its application to subduction zone magmatism // *J. Petrol.*, 2016, v. 57(9), p. 1811–1832, DOI: 10.1093/petrology/egw062.

Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1981, 390 p.

Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 1997, v. 102(8), p.17883–17898.

Green D.H., Schmidt M.W., Hibberson W.O. Island-arc ankaramites: primitive melts from fluxed refractory lherzolitic mantle // *Journal of Petrology*, 2004, v. 45, p. 391–403.

Grove T.L., Parman S.W., Bowring S.A., Price R.C., Baker M.B. The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2002, v. 142, p. 375–396.

Gust D.A., Perfit M.R. Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian Island Arc: Implications for primary island arc basalts and high-Al basalts // *Contr. Mineral. Petrol.*, 1987, v. 97, p. 7–18, DOI: 10.1007/BF00375210.

Harmer R.E., Grittins J. The case for primary, mantle-derived carbonate magma // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1895–1903.

Hattori K., Wallis S., Enami M., Mizukami T. Subduction of mantle wedge peridotites: evidence from the Higashi-akashi ultramafic body in the Sanbagawa metamorphic belt // *Island Arc*, 2010, v. 19, p. 192–207.

Haughton D.R., Roeder P.L., Skinner J.B. Solubility of sulfur in mafic magmas // *Econom. Geol.*, 1974, v. 69(4), p. 451–467.

Heath E., Macdonald R., Belkin H.E., Hawkesworth C.J., Sigurdsson H. Magmagenesis at Soufriere volcano, St Vincent, Lesser Antilles arc // *J Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1721–1764, DOI: 10.1093/petroj/39.10.1721.

Helz R.T. Phase relations of basalts in their melting ranges at p_{H₂O} = 5 kbar as a function of oxygen fugacity // *J. Petrol.*, 1973, v. 14, p. 249–302.

Helz R.T. Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks. Amphiboles: Petrology and Experimental Phase

Relations // Rev. Mineral. 9B, Mineralogical Society of America, Washington, DC, 1982, p. 279–346.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib Mineral Petrol, 1994, v. 116, p. 433–447.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // American Mineralogist, 1987, v. 72, p. 231–239.

Ionov D.A. Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka // J. Petrol, 2010, v. 51(1-2), p. 327–361.

Ionov D.A., Bénard A., Plechov P.Yu., Shcherbakov V.D. Along-arc variations in lithospheric mantle compositions in Kamchatka, Russia: first trace element data on mantle xenoliths from the Klyuchevskoy group volcanoes // J. of volcanology and geothermal research, 2013, v. 263, p. 122–131.

Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, LEG 1251 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1992, v. 125, p. 445–485.

Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Shirasaka M., Okrugin V.M. Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Southern Kamchatka // J. Petrol, 2007, v. 48, № 2, p.395–433.

Ishimaru S., Arai S. Calcic amphiboles in peridotite xenoliths from Avacha volcano, Kamchatka, and their implications for metasomatic conditions in the mantle wedge // Geological Society, London, Special Publications, 2015, v. 293, p. 35–55.

Jackson M.D., Ohnenstetter M. Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore massif, Alpine Corsica // The Journal of Geology, 1981, v. 89, №6, p. 703–719.

Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v. 73, p. 287–310.

Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analyses // *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 198, v. 4, p. 43–47.

Jerram D.A., Martin V.M. Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system // *Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation*. Annen C., Zellmer G.F. (eds) Geological Society, London, Special Publications, 2008, v. 304, p. 133–148, DOI: 10.1144/SP304.7

Jull M., Kelemen P.B. On the conditions for lower crustal convective instability // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, p. 6423–6446, DOI: 10.1029/2000JB900357.

Kelemen P.B., Joyce D.B., Webster J.D., Holloway J.R. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150-1050 °C and 5 kb // *J. Petrol.*, 1990, v. 31, p. 99–134.

Kelemen P. B., Hangøj K., Greene A. R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust in *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 2003, p. 593–659, DOI: 10.1016/B0-08-043751-6/03035-8.

Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61(3), 1997, p. 577–600, DOI: 10.1016/S0016-7037(96)00349-3.

Kerrick D.M., Connolly J.A.D. Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 189, p. 19–29.

Kersting A.B., Arculus R.J. Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: the role of high-flux recharged, tapped, and tract ioriated magma chamber(s) in the genesis of high-Al₂O₃ from high-MgO basalt // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 1–41.

Khubunaya S.A., Gontovaya L.I., Sobolev A.V., Nizkous I.V. Magma chambers beneath the Klyuchevskoy volcanic group (Kamchatka) // *Journal of Volcanology and Seismology*, 2007, v. 1(2), p. 98–118, DOI: 10.1134/S0742046307020029.

Kimura J.I., Ariskin A.A. Calculation of water-bearing primary basalts and estimation of source mantle conditions beneath arcs: PRIMACALC2 model for WINDOWS // *G³*, 2014, v. 15, p. 1494–1514.

Kogiso T., Hirschmann M.M. Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2001, v. 142, p. 347–360.

Konzett J., Ulmer P. The stability of hydrous potassic phases in lherzolitic mantle - an experimental study to 9.5 GPa in simplified and natural bulk compositions // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 629–652.

Koulakov I., Abkadyrov I., Al Arifi N. et al. Three different types of plumbing system beneath the neighboring active volcanoes of Tolbachik, Bezymianny, and Klyuchevskoy in Kamchatka // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2017, v. 122, p. 3852–3874.

Koulakov I., Shapiro N., Sens-Shoenefelder C., Luehr B.G., Gordeev E.I., Jakovlev A.V., Abkadyrov I., Chebrov D.V., Bushenkova N., Droznina S.Ya., Senyukov S., Novgorodova A., Stupina T. Mantle and crustal sources of magmatic activity of Kluchevskoy and surrounding volcanoes in Kamchatka inferred from earthquake tomography // *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 2020, v. 125, e2020JB020097.

Kushiro I. On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis in the shift on the liquid boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals // *Amer. J. Sci.*, 1975, v. 275, № 4, p. 411–431.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // *Can Miner.*, 1997, v. 35, p. 219–246.

Li X.P., Zhang L., Wei C., Al Y., Chen J. Petrology of rodingite derived from eclogite in western Tianshan, China // *J. Metamorph. Geol.*, 2007, v. 25, p. 363–382.

Loucks R.R. A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1996, v. 125(2), p. 140–150.

Luhr J.F. Slab-derived fluids and partial melting in subduction zones: insights from two contrasting Mexican volcanoes Colima and Ceboruco // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1992, v. 54, p. 1–18.

Macdonald, R., Hawkesworth, C.J., Heath, E. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism // *Earth-Sci. Rev.*, 2000, v. 49, p. 1–76, DOI: 10.1016/S0012-8252(99)00069-0.

Mandler B.E., Grove T.L. Controls on the stability and composition of amphibole in the Earth's mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2016, v. 171, p. 68.

Martel C., Pichavant M., Holtz F., Scaillet B., Bourdier J-L., Traineau H. Effects of f_{O_2} and H_2O on andesite phase relations between 2 and 4 kbar // *J. Geophys. Res.*, 1999, v. 104, p. 29453–29470.

Martynov Y.A., Rashidov V.A., Dril S.I. Potassium alkaline volcanism of Alaid volcano, Kuril Islands: the role of subduction mélange in magmogenesis // *Petrology*, 2024, v. 36, № 6, p. 735–751.

Marynov Y., Rybin A., Chibisova M. et al. Basaltic volcanism of Medvezhia caldera on the Iturup Island of Kurile Isles: impact of regional tectonics on subduction magmatism Martynov Yu.A., Rybin A.V., Chibisova M.V., Ostapenko D.S., Davydova M.Yu // *Int. Geol. Rev.*, 2023, v. 65, № 2, p. 179–199.

Mathez E.A. Sulfur solubility and magmatic sulfides in submarine basalt glass // *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81(23), p. 4269–4276.

Merzbacher C., Eggler D.H. A magmatic geohygrometer: application to Mount St. Helens and other dacitic magmas // *Geology*, 1984, v. 12, p. 587–590.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, p. 321–355.

Mironov N., Portnyagin M., Botcharnikov R., Gurenko A., Hoernle K., Holtz F. Quantification of the CO_2 budget and H_2O – CO_2 systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H_2O pressure // *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, v. 425, p. 1–11.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *Canad. Miner.*, 1989, v. 27, p. 143—156.

Morrison G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonitic rock association // *Lithos*, 1980, v. 13, p. 97–108.

Naney M.T. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems // *Am. J. Sci.*, 1983, v. 283, p. 993–1033.

Nekrylov N., Kamenetsky V.S., Savelyev D.P. et al. 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, 106608, DOI: 10.1016/j.lithos.2022.106608.

Nicolas A., Prinzhofer A. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence // *J. Petrol.*, 1983, v. 24(2), p. 188–206.

Palesskiy S.V., Nikolaeva I.V. Calibration standard samples for multielement analysis of silicate rocks using inductively coupled plasma mass spectrometry with laser ablation // *Inorganic materials*, 2020, v. 56(14), p. 1398–1408.

Parkinson I.J., Arculus R.J. The redox state of subduction zones: insights from arcperidotites // *Chemical Geology*, 1999, v. 160(4), p. 409–423.

Parkinson I.J., Arculus R.J., Eggins S.M. Peridotite xenoliths from Grenada, Lesser Antilles island arc // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2003, v. 146, p. 241–262.

Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *J. Petrol.*, 1998, v. 39(9), p. 1577–1618.

Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B. Partial melting of subducting oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 121, P. 227–244.

Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 139, p. 36–53.

Pichavant M., Mysen B.O., Macdonald R. Source and H₂O content of high-MgO magmas in island arc settings: an experimental study of a primitive calc-alkaline basalt

from St. Vincent, Lesser Antilles arc // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, v. 66(12), p. 2193–2209, DOI: 10.1016/S0016-7037(01)00891-2.

Pichavant M., Macdonald R. Crystallization of primitive basaltic magmas at crustal pressures and genesis of the calc-alkaline igneous suite: experimental evidence from St Vincent, Lesser Antilles arc // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007, v. 154, p. 535–558, DOI: 10.1007/s00410-007-0208-6.

Pirajno F. Chapter 7. Effects of metasomatism on mineral systems and their host rocks: alkali metasomatism, skarns, greisens, tourmalinites, rodingites, black-wall alteration and listvenites // in *Metasomatism and the chemical transformation of rock* (eds. D.E. Harlov and H. Austrheim), Lecture Notes in Earth System Sciences, 2013.

Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E H., Wallace P.J. Why do mafic arc magmas contain ~4 wt% water on average? // *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, v. 364, p. 168–179.

Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: magma generation at the edge of the Pacific plate. *Geophysical Monograph Series AGU 172*, 2007, p. 199–239, DOI: 10.1029/172GM16.

Portnyagin M., Almeev R., Matveev S., Holtz F. Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 272, p. 541–552, doi:10.1016/j.epsl.2008.1005.1020.

Portnyagin M., Manea V.C. Mantle temperature control on composition of arc magmas along the Central Kamchatka Depression // *The geological society of America*, 2008, v. 36, № 7, p. 519–522.

Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., Mironov N., Bindeman I., Thirlwall M., Hoernle K. Geochemistry of the late holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2015, v. 307, p. 133–155, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2015.08.015.

Portnyagin M.V., Mironov N.L., Botcharnikov R. et al. Dehydration of melt inclusions in olivine and implications for the origin of silica-undersaturated island-arc melts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2019, v. 517, p. 95–105.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2008, v. 69, p. 61–120, DOI: 10.2138/rmg.2008.69.3.

Rhodes J.M., Dungan M.A., Blanchard D.P., Long P.E. Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge // *Tectonophysics*, 1979, v. 55, p. 35–61.

Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-liquid equilibrium // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 29, p. 275.

Rohrbach A., Schuth S., Ballhaus C., Münker C., Matveev S., Qopoto C. Petrological constraints on the origin of arc picrites, New Georgia group, Solomon Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2005, v. 149, p. 685–698, DOI: 10.1007/s00410-005-0675-6.

Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics // *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, v. 114, p. 463–475.

Satsukawa T., Godard M., Demouchy S. et al. Chemical interactions in the subduction factory: New insights from an in situ trace element and hydrogen study of the Ichinomegata and Oki-Dogo mantle xenoliths (Japan) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, v. 208, p. 234–267.

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 // *G³*, 2019, v. 20(9), p. 4426–4456, DOI: 10.1029/2019GC008478.

Siegrist M., Yogodzinski G., 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, DOI: 10.1016/j.gca.2021.01.045.

Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution in olivine // *J. Geol.*, 190, v. 78(3), p. 304–325.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*, 2007, v. 316, p. 412–417.

Stamper C. C., Blundy J. D., Arculus R. J., Melekhova E. Petrology of plutonic xenoliths and volcanic rocks from Grenada, Lesser Antilles // *Journal of petrology*, 2014, v. 5, № 7, p. 1353–1387, Doi:10.1093/petrology/egu027.

Stern R.J. Subduction zones // *Reviews of Geophysics*, 2002, v. 40(4), 38 p.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // in: *Magmatism in the oceanic basins* (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 4, p. 313–345.

Tatsumi Y. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, № B4, p. 4697–4707.

Tatsumi Y., Furukawa Y., Kogiso T. et al. A third volcanic chain in Kamchatka: thermal anomaly at transform / convergence plate boundary // *Geophys. Res. Lett.*, 1994, v. 21, № 7, p. 537–540.

Tatsumi Y., Eggins S. *Subduction Zone Magmatism*. Cambridge MA: Blackwell Science, Inc., 1995, 211 p.

Till C.B., Grove T.L., Withers A.C. The beginnings of hydrous mantle wedge melting // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2012, v. 163, p. 669–688.

Vielzeuf D., Schmidt M.W. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 251–267.

Volynets O.N. Geochemical types, petrology, and genesis of late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island arc system // *Intermat. Geol. Rev.*, 1994, v. 36, p. 373–405.

Volynets O.N., Babanskii A.D., Gol'tsman Yu.V. Variations in isotopic and trace-element composition of lavas from volcanoes of the Northern Group, Kamchatka, in

relation to specific features of subduction // *Geochemistry International*, 2000, v. 38(10), p. 974–989.

Volynets A.O., Nekrylov N., Gorbach N., Ovsyannikov G., Tolstykh M., Pevzner M., Zelenin E., Scherbakov V., Lebedev V., Plechova A., Babansky A. Geochemical diversity and tectonic relationships in monogenetic volcanic fields: A case study of the Sredinny Range, Kamchatka // *Lithos*, 2023, v. 456–457, 107306, DOI: 10.1016/j.lithos.2023.107306.

Wallace M.E., Green D.H. The effect of bulk rock composition on the stability of amphibole in the upper mantle // *Mineral. Petrol.*, 1991, v. 44, p. 1–19.

Wallace P.J. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2005, v. 140(1-3), p. 217–240.

Wood B.J. Oxygen barometry of spinel peridotites // In: Lindsly D.H. (ed.) *Oxide minerals: petrologic and magmatic significance*. Mineralogical society of America, *Reviews in Mineralogy*, 1991, v. 25, p. 417–443.

Wyllie P.J., Wolf M.B. Amphibolite dehydration – melting: sorting out the solidus // *Geological Society, London, Special Publications*, 1993, v. 76, p. 405–416.

Yaxley G.M., Kamenetsky V., Green D.H., Fallon T.J. Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia // *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, v. 148, p. 433–446.

Yaxley G.M., Green D.H., Kamenetsky V. Carbonate metasomatism in the southeastern Australian lithosphere // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1917–1931.

Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Worner G., Volynets O.N. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature*, 2001, v. 409, p. 500–504.

СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ АВТОРА

Статьи в рецензируемых изданиях:

1. **Секисова В.С., Смирнов С.З., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Корово-мантийные ксенолиты: минералогия и петрогенезис // Геология и геофизика, т. 62, № 3, 2021, p. 422–442, DOI: 10.15372/GiG2020118.
2. **Секисова В.С., Смирнов С.З., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Происхождение вкрапленников оливина и мантийные источники магнезиальных базальтов вулкана Харчинский (Центральная Камчатская депрессия) // Геология и геофизика, 2025, online first, с. 1–19, DOI: 10.15372/GiG2025163.
3. *Smirnov S.Z., Nizametdinov I.R., Timina T.Y., Kotov A.A., Sekisova V.S., Kuzmin D.V., Kalacheva E.G., Rashidov V.A., Rybin A.V., Lavrenchuk A.V., Degterev A.V., Maksimovich I.A., Abersteiner A.* High explosivity of the June 21, 2019 eruption of Raikoke volcano (Central Kuril Islands); mineralogical and petrological constraints on the pyroclastic materials // Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 418, 2021, 107346, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2021.107346.
4. *Nizametdinov I.R., Smirnov S.Z., Shevko A.Ya., Kuzmin D.V., Kotov A.A., Sekisova V.S., Timina T.Yu.* High-alumina daughter phases in olivine-hosted melt inclusions from Kudryavy and Menshiy Brat volcanoes (Medvezhia caldera, Iturup island) // Russian Journal of Pacific Geology, № 4, 2024, p. 410–435, 10.1134/s1819714024700131.

Тезисы докладов на всероссийских и международных конференциях:

5. **Sekisova V.S.** Mineralogy of pyroxenite and peridotite xenoliths from magnesian basalts of the Kharchinsky volcano, Kamchatka // Moscow International School of Earth Sciences - 2016. Abstracts of International conference / M.: GEOKHI RAS, 2016, p. 103–104.

6. **Секисова В.С.** Включения метасоматизирующих сред в минералах ксенолитов вулкана Харчинский (Восточная Камчатка) // Материалы XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д-ра геол.-минерал. наук Ф.Г. Рейфа, Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2016, с. 135–138.
7. **Секисова В.С., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Гора М.П., Смирнов С.З.** Температуры метасоматических преобразований мантийных пород по результатам исследования включений минералообразующих сред и минеральной термометрии глубинных ксенолитов вулкана Харчинский, Восточная Камчатка // Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции с участием исследователей из других стран, Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017, с. 210–211.
8. **Sekisova V.S., Kuzmin D.V., Shevko A.Ya., Gora M.P., Smirnov S.Z.** Temperature of metasomatic alteration of the deep xenoliths from Kharchinsky volcano on the basis of mineral thermobarometry and inclusion study // Proceedings of International School of Earth Sciences – 2017, Miass, Mineralogical Institute UrB RAS.
9. **Секисова В.С., Смирнов С.З., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Расплавные включения в оливине и клипнопироксене из магнезиальных базальтов вулкана Харчинский (Камчатка) // Материалы X Всероссийской школы молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия», г. Черноголовка, 2019, с. 125–127.
10. **Sekisova V.S., Smirnov S.Z., Kuzmin D.V., Shevko A.Ya., Gora M.P.** Mineralogy and thermometry of deep xenoliths from the Kharchinsky volcano (Central Kamchatka Depression) // Proceedings of 10th Biennial workshop on Japan-Kamchatka-Alaska subduction processes (JKASP-2018), 2018.
11. **Sekisova V.S., Smirnov S.Z., Kuzmin D.V., Shevko A.Ya., Gora M.P.** Inclusions of metasomatic media in minerals of mantle xenoliths from the Kharchinsky volcano (Kamchatka) // Asian Current Research on Fluid Inclusions VII (ACROFI VII) IGGCAS, Beijing, September 11-17, 2018, Abstract Volume, p. 113–114.

12. *Секисова В.С., Смирнов С.З., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Включения расплава во вкрапленниках оливина из базальтов вулкана Харчинский // Материалы XIX Всероссийской конференции по термобарогеохимии, Новосибирск (Россия), 2022, с. 85–86.
13. *Секисова В.С., Смирнов С.З., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Происхождение вкрапленников из магнезиальных базальтов вулкана Харчинский (Центральная Камчатская депрессия) // Материалы VIII Всероссийской конференции с международным участием «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал», Новосибирск (Россия), 2023, с. 171–172.
14. *Секисова В.С., Смирнов С.З., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Вкрапленники оливина из магнезиальных базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский (Центральная Камчатская депрессия) // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», Владивосток (Россия), 2023, с. 318–321.