

УДК 551.24+551.214

ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ГАЙОТА АЛЬБА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР В ТИХОМ ОКЕАНЕ НА ПРОТЯЖЕНИИ 100 МЛН ЛЕТ

И.С. Перетяжко^{1,2}, Е.А. Савина¹, И.А. Пуляева³, Д.С. Юдин⁴

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

³ АО «Южморгеология», 353461, Краснодарский край, Геленджик, ул. Крымская, 20, Россия

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

Представлены результаты изучения девяти образцов базальтоидных пород и ксенолита шпинелевого лерцолита, отобранных при драгировании гайота Альба (Магеллановы горы, Тихий океан). Пять пород датированы Ar-Ar методом. Изучены составы породообразующих, аксессуарных минералов и стекла в породах. Получены оценки условий образования Ti-амфибола в базальтоидных расплавах. Верхние части склонов построек гайота Альба и его спутника Ома Влиндер на глубинах 3600—2200 м слагают толщи базальтоидных пород мощностью около 1400 м, которые по ⁴⁰Ar-³⁹Ar данным образовались в интервале 112—86 млн лет. После завершения мелового вулканизма на протяжении более 60 млн лет при эрозии формировались плоские вершины (плато) гайотов, а в кайнозой возобновилась вулканическая деятельность. В миоцене (< 20 млн лет) на плато гайота Альба извергалась базанитовая магма и появились небольшие конусы «petit-spot» вулканов. Отсутствие гналокластитовых отложений вокруг этих вулканов и возраст слагающих их пород указывают на поверхностные (аэральные) извержения, которые происходили в кайнозой до погружения гайота ниже уровня океана. Повышенные содержания примесных элементов в вулканических породах гайота Альба относительно типичных базальтов океанических островов (ОИВ) могут объясняться низкой степенью частичного плавления различных мантийных источников: паргаситсодержащего шпинелевого перидотита метасоматизированной океанической литосферы, преимущественно для меловых базальтоидных пород и/или гранатового перидотита для миоценовых базанитов «petit-spot» вулканов. Многократный вулканизм гайота Альба на протяжении 100 млн лет мог быть вызван как суперплюмом Южной Пацифики (Southern Pacific Superplume) в области SOPITA (South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly) в мезозой, так и глубинными разломами литосферы от уровня LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary) в кайнозой.

Меловой и кайнозойский вулканизм, метасоматизированная океаническая литосфера, плюм, «petit-spot» вулканы, гайот Альба, Магеллановы горы, Тихий океан

INTRAPLATE VOLCANISM OF THE ALBA GUYOT: GEODYNAMIC FORMATION MODELS OF THE MAGELLAN SEAMOUNTS IN THE PACIFIC OCEAN FOR 100 MILLION YEARS

I.S. Peretyazhko, E.A. Savina, I.A. Pulyaeva, D.S. Yudin

We report data on 9 samples of basaltic rocks and a spinel lherzolite xenolith collected during dredging in the area of Alba Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean). The data include ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages of five samples and mineral chemistry of rock-forming and accessory minerals and glasses, with implications for the formation conditions of Ti-amphibole in basaltic melts. The upper slope parts at Alba Guyot and its satellite Oma Vlinder at sea depths of 3600 to 2200 m, are composed of ~1400 m thick basaltic rocks that formed within the 112 to 86 Ma interval (⁴⁰Ar-³⁹Ar plateau ages). Later, in its 60 Myr history postdating the Cretaceous volcanism, the guyot was exposed to erosion, which produced a plateau-like flat top, and underwent another pulse of volcanism in the Cenozoic. Miocene (<20 Ma) eruptions of basanitic magma on the Alba Guyot plateau were associated with petit-spot volcanoes. Judging by the absence of hyaloclastic deposits around those volcanoes and the age of the lavas, the Cenozoic eruptions occurred in subaerial conditions before the guyot submerged below the sea level. The Alba volcanics have greater contents of incompatible elements than typical oceanic island basalts (OIB), apparently, because they formed by low-degree partial melting of different sources: pargasite-bearing spinel peridotite of the metasomatized oceanic lithosphere, mainly for Cretaceous basaltic rocks, and/or garnet peridotite for Miocene petit-spot basanites. Multiple eruptions at Alba Guyot for 100 Myr may have been maintained either by the Southern Pacific Superplume in the region of the South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly (SOPITA) in the Mesozoic or by translithospheric faulting originated at the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) in the Cenozoic.

Cretaceous and Cenozoic volcanism, metasomatized oceanic lithosphere, plume, petit-spot volcanoes, Alba Guyot, Magellan Seamounts, Pacific Ocean

ВВЕДЕНИЕ

Магеллановы горы (МГ) образуют протяженную дугообразную цепь северо-западного простирания длиной около 1100 км и шириной до 400 км, которая между 10 и 18° с.ш., 150 и 160° в.д. разделяет Восточно-Марианскую абиссальную равнину на впадины Сайпан и Пигафетта (рис. 1). На северо-востоке МГ граничат с горами и гайотами Маркус-Уэйк, на юго-востоке и востоке с Большими Каролинскими и Маршалловыми островами, а на западе с Марианской системой глубоководных желобов. На с.-з. фланге МГ находятся гайоты Говорова, Вулканолог, Коцебу, Скорняковой, Гордина, Ильичева и Альба; в центральной части — Пегас, Школьник, горы Мельникова, Паллада, МА-31; на ю.-в. фланге — Федорова, Грамберга, Ита-Май-Тай, Затонского, Геленджик, Бутакова и Ариранг (названия гайотов, по SCUFN GEBCO, <https://www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/>). Краткая информация по гайотам МГ представлена на web-ресурсе <http://guoyot.ocean.ru>.

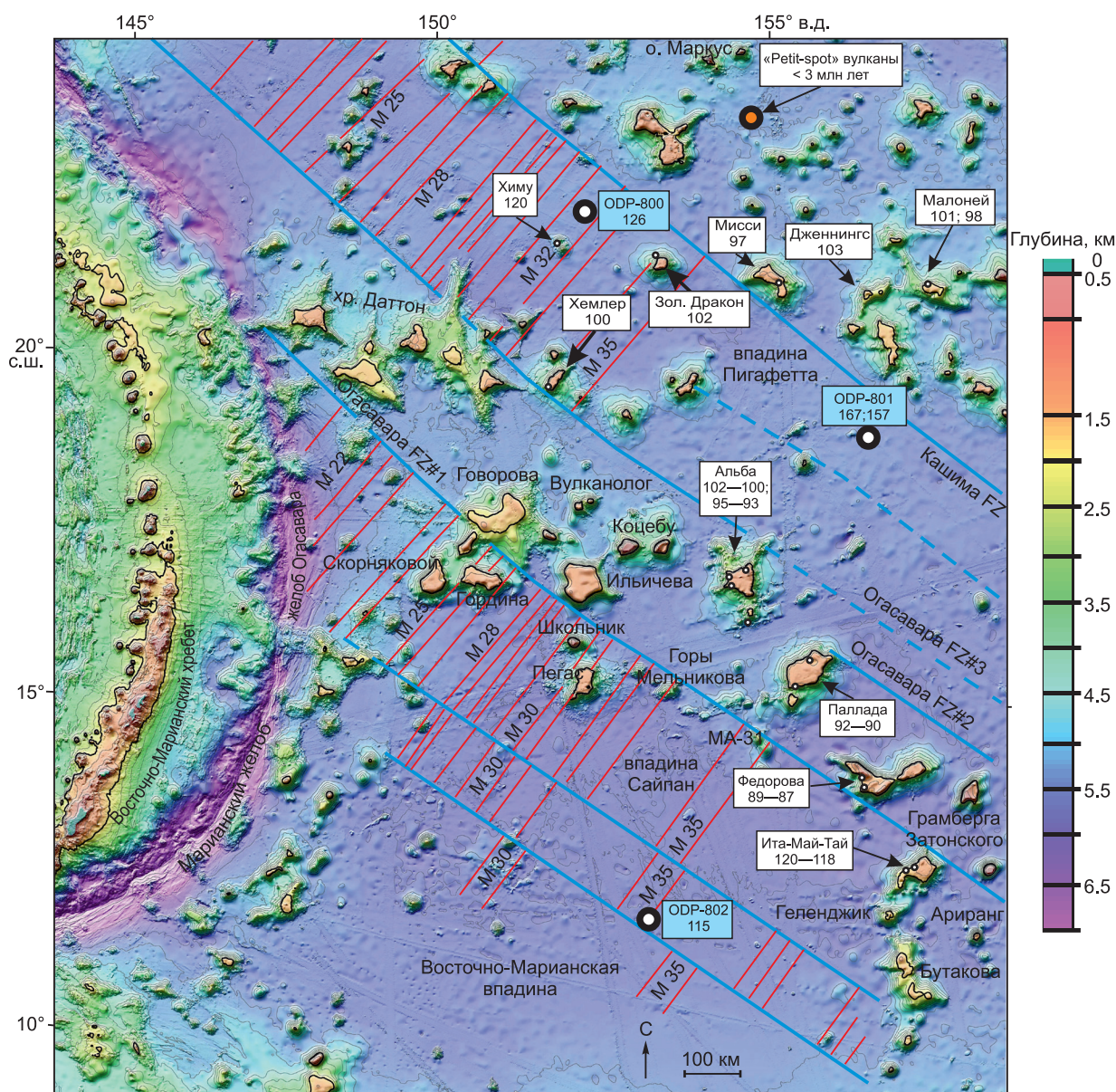


Рис. 1. Батиметрическая карта района Магеллановых гор и поднятия Маркус-Уэйк, Тихий океан (построена в программе Google Earth Pro V7.3.3.7786 с использованием файла topo_srtm_15.kml из web-ресурса <http://topex.ucsd.edu/kml/>).

Названия гайотов и подводных гор, по <https://www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/>. Точки опробования (белые кружки) и Ar-Ar датировки пород (млн лет) — по [Koppers et al., 1998, 2000, 2003], ODP скважины — по [Pringle, 1992; Floyd, Castillo, 1992]. Оранжевый кружок — «petit-spot» вулканы вблизи о. Маркус — по [Hirano et al., 2019]. Геомагнитные аномалии (красные линии) и трещинные зоны (голубые линии) на океаническом дне — по [Nakanishi et al., 1992; Abrams et al., 1993; Nakanishi, 1993].

В районе МГ за последние 35 лет проводились экспедиционные работы научно-исследовательскими судами (НИС) Академии наук СССР, Министерства геологии СССР, Гавайского института геофизики, Смитсоновского института океанографии, АО «Южморгеология» и других организаций. Во многом это было связано с изучением Co-Fe-Mn корок (или кобальт-марганцевых корок, КМК), которые покрывают значительные площади гайотов и являются рудой будущего — крупными месторождениями Co, Fe, Mn, REE и других элементов. Кроме того, изучение МГ дает уникальную информацию о процессах внутриплитного вулканизма в с.-з. сегменте Тихоокеанской плиты (ТП) — одном из самых древних в современном океане.

Строение океанической коры и МГ изучалось глубоководным бурением (ODP, Ocean Drilling Program и DSPD, Deep Sea Drilling Project) по скважинам (ODP 800—802, см. рис. 1), между гайотами Ита-Май-Тай и Федорова (DSDP 199, 585), на гайоте Ита-Май-Тай (DSDP 200—202) и около Марианского желоба (DSDP 452A). Опубликовано небольшое количество аналитических данных по вулканическим породам (базанитам, гавайитам) гайота Альба: семь ^{40}Ar - ^{39}Ar датировок, четыре анализа на основные и шесть анализов на примесные элементы [Koppers et al., 1998]. Отметим, что состав породообразующих минералов этих пород не был описан.

В настоящей работе приводятся результаты изучения минералого-геохимических особенностей ксенолита шпинелевого лерцолита и девяти образцов базальтоидных пород, отобранных на гайоте Альба в рейсах НИС «Геленджик» 2018—2019 гг. АО «Южморгеология». Определены ^{40}Ar - ^{39}Ar возрасты пяти пород, в разной степени измененных подводным выветриванием. Установлены вариации состава породообразующих, акцессорных минералов и стекла в породах. В двух породах Ti-амфибол (Ti-Amp) с вариациями состава от Ti-содержащего Mg-гастингита до керсутита является породообразующим минералом, рассчитаны параметры его кристаллизации в базальтоидных расплавах. Представлены результаты изучения базанита из кайнозойского «petit-spot» вулкана, впервые обнаруженного на гайоте Альба. Обсуждаются процессы метасоматоза и частичного плавления океанических перидотитов, источники вещества для расплавов типичных ОИВ (базальтов океанических островов). Анализируются геохронологические Ar-Ar данные по породам гайотов МГ и геодинамические модели внутриплитного вулканизма в северо-западном сегменте ТП.

ТИХООКЕАНСКАЯ ПЛИТА В РАЙОНЕ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР, СТРОЕНИЕ ГАЙОТОВ

В Западно-Тихоокеанской провинции подводных гор (West Pacific Seamount Province, WPSP) во время позднелюрско-меловой тектоновулканической активизации происходили масштабные излияния базальтоидных магм, формировались подводные и надводные вулканы. В состав WPSP входят МГ, горы и гайоты Маркус-Уэйк, вблизи Японии, а также атоллы и вулканы Маршалловых островов. Океаническая кора WPSP включает зону юрского спокойного магнитного поля (Jurassic Quiet Zone, JQZ) к югу от японских линеаментов, маркирующих положение позднелюрского спредингового хребта Пацифик-Изанаги [Renkin, Sclater, 1988; Seton et al., 2012]. МГ расположены в пределах разломной зоны Огасавара [Lee et al., 2009], трансформные сдвиги которой определены по горизонтальному смещению магнитных полосовых аномалий (см. рис. 1).

Базальтовый слой океанической коры района МГ изучался глубоководным бурением на удалении 300–700 км от гайота Альба (см. рис. 1). Юрский разрез описан в скв. ODP-801 [Pringle, 1992; Floyd, Castillo, 1992]: на толеитовых N-MORB (166.8 ± 4.5 млн лет) залегают лавы ОИВ (157.4 ± 0.5 млн лет). Раннемеловые вулканические породы вскрыты скважинами во впадинах Сайпан и Пигафетта: толеитовые N-MORB пиллоу-лавы (114.6 ± 3.2 млн лет, ODP-802) и долеритовые силлы ОИВ (126.1 ± 0.6 млн лет, ODP-800).

МГ состоят из одиночных подводных гор и вулканотектонических массивов, которые объединяют несколько горных сооружений, локализованных на едином основании [Гайоты..., 1995; Геология..., 2020]. Плосковершинные гайоты обычно крупнее, чем островершинные подводные горы. Наибольшие площади в порядке убывания имеют гайоты Говорова, Альба, Паллада, Федорова. На с.-з. фланге МГ самый большой вулканотектонический массив (~43 500 км² по изобате 5500 м) включает гайоты Говорова, Скорняковой, Гордина и Ильичева. На ю.-в. фланге МГ массив меньшего размера (~18 000 км² по изобате 5900 м) объединяет гайоты Ита-Май-Тай, Геленджик и Бутакова. Горные сооружения МГ возвышаются на высоту 3900—5000 м над относительно плоским дном впадин Пигафетта и Сайпан с глубинами 5500—6000 м. Вершинные плато гайотов находятся на глубинах 1250—2200 м. Основания гайотов и подводных гор имеют размеры поперечного сечения от 5 до 150 км. Склоны гайотов в основании пологого (3—8°) наклонены в сторону абиссальных равнин, а вблизи вершин крутые (> 20°). На плато и склонах гайотов часто встречаются небольшие купола и конусы высотой от 50 до 750 м.

В строении гайотов выделяют три структурно-формационных яруса [Гайоты..., 1995; Геология..., 2020]. Данные о породах нижнего яруса в основании гайотов крайне ограничены, поскольку драгирова-

ние и бурение на глубинах > 4000 м не проводится из-за отсутствия КМК на рыхлых склоновых отложениях. Породы второго яруса обнажаются на крутых ($> 20^\circ$) склонах в средней и верхней частях массивов гайотов до глубин 3000–3500 м. Здесь преобладают лавы, встречаются дайки и силлы субщелочных и щелочных базальтоидных пород. Лавовые потоки покрывают слои измененных гиалокластитов. Третий (верхний) ярус слагают лавы, шлаковые лавобрекчии, туфы субщелочных—щелочных вулканитов, а также вулканогенно-кластические, вулканогенно-осадочные и осадочные породы. Среди карбонатных пород встречаются рифогенные (биогермные, оолитовые, биокластические), мелководные и пелагические известняки. Продукты разрушения пород представлены эдафогенными брекчиями, турбидитами, гравеллитами, песчаниками и уплотненными глинами. Рыхлые карбонатные планктоногенные кокколито-фораминиферовые отложения батинально-пелагического режима осадконакопления, установившегося над гайотами после их погружения на значительную глубину, заполняют депрессии вершинных плато и покрывают поверхности склонов. На плато и пологих склонах гайотов отлагается КМК.

ГАЙОТ АЛЬБА ($17^\circ 00'$ с.ш., $154^\circ 20'$ в.д.)

Ранее гайот назывался Дальморгео, МАГЛ-3, МА-15, Влиндер, а ю.-в. спутник — Ома Влиндер. В 2004 г. по решению SCUFN GEBCO гайот был переименован и назван в честь Франсиско Альба, члена экспедиции Фернандо Магеллана. С 90-х годов прошлого века гайот изучался экспедициями НИС

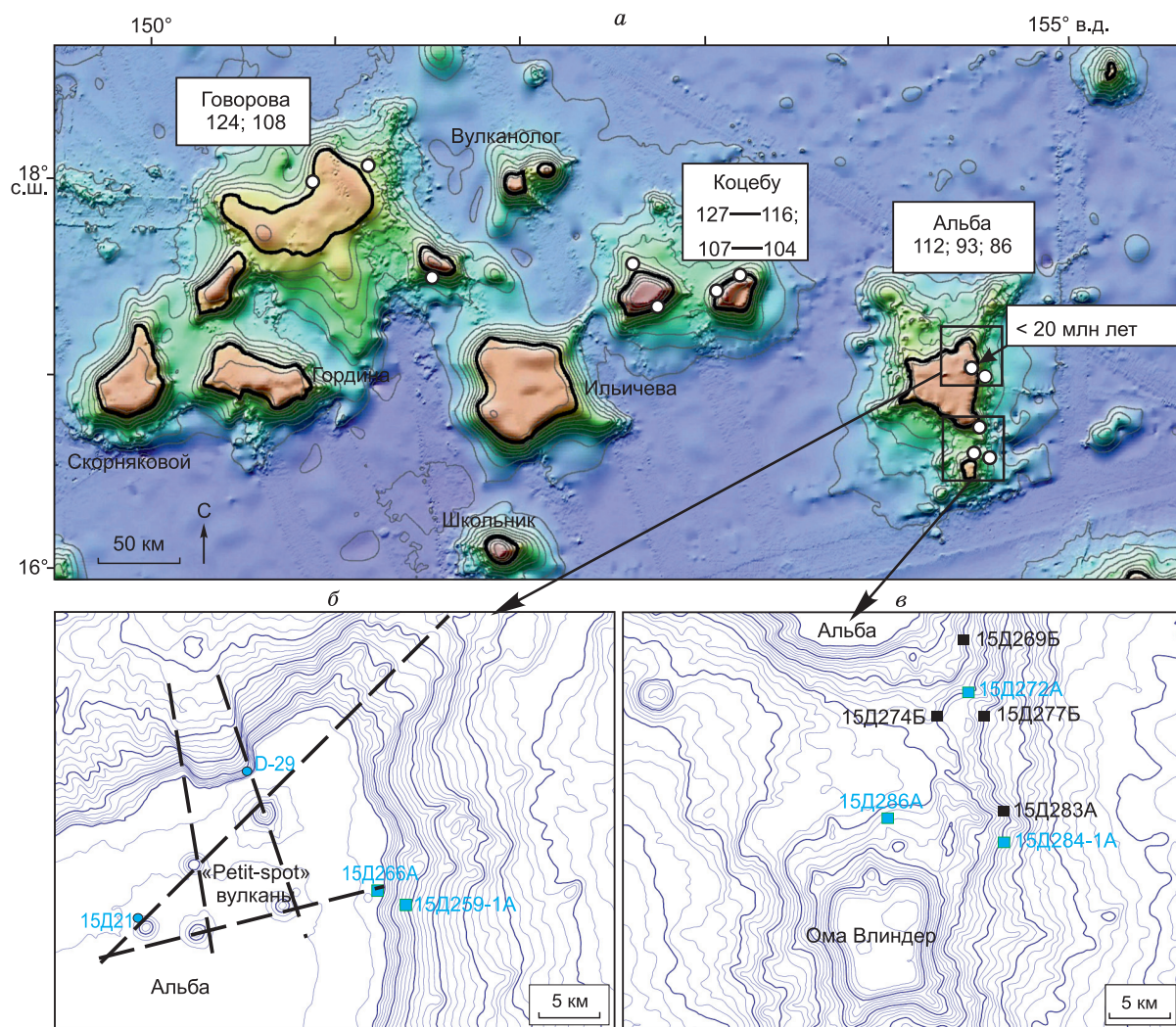


Рис. 2. Батиметрическая карта района гайотов Говорова, Вулканолог, Коцебу и Альба (а), детализация фрагмента гайота Альба (б) и спутника Ома Влиндер (в).

Ar-Ar датировки, по данным [Перетяжко и др., 2020] и настоящей работы. Синие квадраты на (б) и (в) — породы, для которых определен Ar-Ar возраст (млн лет). На рисунке (б) показаны предполагаемые разломы и конусы «petit-spot» вулканов. 15D21 — базанит (15 ± 2 млн лет, K-Ar метод), по [Мельников и др., 2000], D-29 — гавайит $(97-95) \pm 0.7$ млн лет, по [Koppers et al., 1998]. Изобаты проведены через 100 м, координаты станций драгирования см. в табл. 1.

Министерства геологии СССР, России и других организаций. Морфология, батиметрия, геолого-геофизические карты и данные по залежам КМК гайота представлены на web-ресурсе <http://guyot.ocean.ru>, в публикациях [Гайоты..., 1995; Геология..., 2020; Мельников и др., 2000, 2007] и отчетах по нескольким проектам АО «Южморгеология».

Гайот имеет форму усеченной четырехгранной пирамиды с основанием 126×90 км по изобате 5100 м, осложненной несколькими сателлитными постройками (рис. 2). Углы падения склонов основного массива достигают $35\text{--}40^\circ$ и выполаживаются у основания до $2\text{--}8^\circ$. Плосковершинное плато размером 46×35 км находится на глубине 1250—1500 м. По данным геофизики, фотовидеопрофилирования, драгирования и поверхностного бурения до 1.0—1.5 м, гайот слагают преимущественно вулканогенные породы. Предполагается, что в основании гайота находятся толеитовые пиллоу-лавы [Геология..., 2020]. Склоны на глубинах от 3000 м до плато сложены субщелочными и щелочными базальтоидными породами. В северо-восточной части плато обнаружено несколько конусов высотой до 750 м с диаметром основания 2.2—5.1 км (см. рис. 2, б). Над крупнейшим из них установлена минимальная глубина 551 м для всех гайотов МГ. Геолого-геофизические работы (сонарная съемка, драгирование) показали, что купола слагают лавы базанитов и туфы с прослоями кокколит-фораминиферового известняка. Миоценовый возраст одного из таких конусов определен по видовому составу кокколитофорид в известняке из цемента туфа и датировке базанита (15 ± 2 млн лет) К-Аг методом [Мельников и др., 2000]. Осадочный чехол на склонах гайота слагают планктоногенные известняки, глинисто-кремнистые осадки и эдафогенные брекчии. Осадочные породы в разной степени фосфатизированы. Часть плато покрывают фораминиферовые илы, а свободные от осадков поверхности, преимущественно вдоль кромки гайота, КМК мощностью до 10—12 см.

В рейсах НИС «Геленджик» 2018—2019 гг. опробован поверхностным бурением на глубину до 1 м и драгированием восточный склон основного массива гайота, северный и с.-в. склон сателлита Ома Влиндер. В ходе работ поднимался донно-каменный материал с обломками, глыбами, щебнем базальтоидных, вулканокластических, осадочных пород, эдафогенных брекчий и КМК. Среди вулканических пород преобладали трахибазальты, встречались также базальты, базаниты и андезитобазальты. В работе представлены результаты изучения 10 образцов пород, отобранных на нескольких станциях драгирования в интервале глубин от 3635 до 1448 м (см. рис. 2, б, в; табл. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Валовой состав пород определяли в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Использовали следующие методы: рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) на флуоресцентном спектрометре Bruker AXS S4 Pioneer (породообразующие оксиды), титрования (FeO , CO_2), гравиметрии (H_2O^+ , H_2O^- , $\text{S}_{\text{общ}}$), масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP MS, примесные элементы) на масс-спектрометре NexION 300D (Agilent Technologies Inc). Пробы сплавляли для РФА и растворяли для ICP MS анализов путем открытого кислотного разложения. Качество аналитических результатов контролировали USGS стандартами BHVO-2 и AGV-2.

Состав минералов и стекол в породах изучали методом сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной спектрометрии (СЭМ ЭДС) на электронном микроскопе Carl Zeiss LEO-1430VP с системой микроанализа INCA Energy 350 (г. Улан-Удэ, ГИН СО РАН). Анализы выполняли при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда < 0.5 нА и времени накопления спектров 50 с. Качество анализов контролировали на эталонных образцах минералов, металлов и синтетических соединений из стандартных наборов для микроанализа (№ 6316 и 7682, Micro-Analysis Consultants Ltd). Матричные эффекты учитывали методом XPP в программном обеспечении INCA Energy. Нижняя граница содержаний элементов была 0.2—0.3 мас. %, а средняя случайная погрешность по основным (> 10 мас. %), второстепенным (1—10 мас. %) и примесным (0.3—1.0 мас. %) элементам — 0.9, 3.0 и 13 отн. % соответственно [Лаврентьев и др., 2015]. Стекла и минералы анализировали в режиме сканирования участков полированных образцов площадью > 10 мкм².

Пять образцов пород (базальта, трахибазальта, двух андезитобазальтов и базанита) датировали $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ методом. Образцы дробили до фракции 1.0—0.5 мм, из которой под биноклем удаляли зерна аутигенного кальцита и крупные фрагменты вторичных фаз. Очищенную пробу дробили повторно, отсеивали до фракции 150—250 мкм и обрабатывали 4N HNO_3 в течение 10 мин для удаления кальцита и легкорастворимых продуктов выветривания, после чего многократно промывали ультрачистой водой до нейтральной pH реакции раствора. Навеску пробы и стандарта биотита МСА-11 заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Возраст биотита МСА-11 по результатам калибровки составлял 311.0 ± 1.5 млн лет. Ампулу с пробами облучали в охлаждаемом водой канале исследовательского реактора (ФТИ ТПУ, г. Томск). Градиент нейтронного потока и вариации J-фактора контролировали измерением стандарта МСА-11. Ступенчатые нагревы проб проводили в кварцевом реакторе. Для каждой пробы подбирали оптимальное количество

Таблица 1.

Координаты станций драгирования гайота Альба

Образец	Порода	Координаты, град		Глубина, м
		с.ш.	в.д.	
	Основной массив гайота Альба			
15Д266А	Базанит	17.0263000	154.4318333	1448
15Д266Б	Лерцолит			
15Д259-1А	Трахибазальт	17.0163333	154.4562000	2400
15Д269Б	»	16.7463333	154.4643833	2600
15Д272А	Андезитобазальт	16.7055667	154.4651333	2950
15Д274Б	Базальт	16.6875333	154.4429000	3040
15Д277Б	Трахибазальт	16.6852500	154.4761333	3470
	Сателлит Ома Влиндер			
15Д286А	Андезитобазальт	16.6076833	154.4064667	2810
15Д283А	Трахибазальт	16.6137667	154.4907333	3390
15Д284-1А	Базальт	16.5912167	154.4921833	3635

Примечание. Драгирование проводилось снизу вверх по склону гайота, координаты указаны для точки окончания драгирования.

ступеней в интервале 500–1200 °С. Очистку Ar производили с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав Ar измеряли на масс-спектрометре Thermo Scientific Argus-VI в ЦКП «Аналитический центр мультиэлементных и изотопных исследований» (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст пород рассчитывали методом плато по субгоризонтальному участку спектра накопленного ^{39}Ar , а интегральный возраст — по всему выделенному ^{39}Ar .

ГЕОХИМИЯ ПОРОД

Породы гайота Альба в разной степени изменены подводным выветриванием, при котором происходило замещение оливина (Ol) на иддингсит (смесь фаз) и стекловатого матрикса на агрегат палагонита с тонкодисперсными вторичными фазами. Каверны и трещины иногда заполнены аутигенным кальцитом (Cal), филлипситом, хлоритом и другими минералами. Все это затрудняет типизацию пород по их валовому составу. Для РФА и ICP MS анализов из дробленых пород выбирали фрагменты с наименьшим количеством вторичных фаз. Составы пород представлены в табл. 2.

При разделении пород на типы использовали безводные составы без учета H_2O и CO_2 , нормированные к 100 мас. %. Для трех образцов (15Д269Б, 15Д272А и 15Д286А), где было много Cal, вводили поправку на CaO в Cal. По содержанию CO_2 (2.6—3.8 мас. %) и отношению $\text{CaO}/\text{CO}_2 = 1.274$ в CaCO_3 рассчитывали примерное количество CaO, входящее в Cal. Фигуративные точки пород с поправкой на CaO показаны на рис. 3. По TAS классификации четыре породы соответствуют трахибазальтам (15Д283А, 15Д269Б, 15Д277Б, 15Д259-1А), две — базальтам (15Д274Б, 15Д284-1А) и две — андезитобазальтам (15Д286А, 15Д272А). В базальте 15Д284-1А нет плагиоклаза (Pl) и биотит (Bt) является пороодообразующим минералом. Точка состава породы 15Д266А находится в поле базанита, вблизи поля пикробазальта (см. рис. 3). В базаните также нет Pl. Ксенолит перидотита 15Д266Б состоит из Ol, более чем на 50 об. % замещенного на иддингсит, ортопироксена (Orx), клинопироксена (Cpx) и акцессорной шпинели (Sp). По соотношению минералов перидотит является лерцолитом или шпинелевым лерцолитом.

Содержания примесных элементов в породах представлены в табл. 2 и показаны на рис. 4. Геохимические особенности пород определяются их первичным минерально-фазовым составом и количеством вторичных фаз, которые невозможно удалить при подготовке проб к анализам. Формы нормированных мультиэлементных распределений и спектров REE+Y пород, в разной степени измененных подводным выветриванием, близки между собой (см. рис. 4). Наблюдаются следующие особенности состава пород относительно ОИБ: 1) трахибазальт 15Д277Б и андезитобазальт 15Д286А обеднены примесными элементами; 2) хорошо проявлен Zr-Hf минимум, особенно сильный для базанита 15Д266А; 3) характерны крутонаклонные спектры REE+Y при $\text{LREE} > \text{HREE}$. В трахибазальтах 15Д277Б, 15Д283А и андезитобазальте 15Д286А отношение $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 9.7\text{—}10.3$ (La и Yb нормированы к хондриту C1) близко к ОИБ (11.64), а в других породах намного выше (18.2–23.5) и достигает наибольшего значения (31) в базаните 15Д266А.

Таблица 2.

Состав вулканических пород и ксенолита лерцолита

Компо- нент	266Б		266А	259-1А	269Б	272А	274Б	277Б	286А	283А	284-1А
		Основная постройка гайота Альба							Сателлит Ома Влиндер		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , мас. %	42.29	45.14	40.15	48.83	43.60	46.57	47.36	47.29	44.66	44.30	43.22
TiO ₂	0.11	0.03	2.37	2.56	2.34	2.73	2.40	1.59	2.09	4.01	3.33
Al ₂ O ₃	3.85	2.45	9.87	17.58	18.29	17.41	18.89	14.55	14.48	15.06	15.49
FeO	5.11	7.49*	5.76	2.45	0.93	1.59	1.2	1.78	0.62	1.56	2.39
Fe ₂ O ₃	8.80	—	5.97	8.37	7.32	8.81	8.35	9.71	10.52	11.87	12.82
MnO	0.23	0.07	0.17	0.16	0.20	0.121	0.10	0.10	0.11	0.14	0.09
MgO	33.15	40.35	12.47	3.00	1.54	1.88	3.19	6.76	5.01	2.53	3.81
CaO	3.78	3.41	12.47	8.45	12.29	8.85	9.57	7.58	8.85	6.97	4.08
Na ₂ O	0.59	0.10	2.19	3.95	3.25	3.66	2.89	3.49	3.61	2.61	1.90
K ₂ O	0.15	—	1.28	2.51	2.00	3.00	1.79	1.73	2.14	2.46	2.16
P ₂ O ₅	0.21	—	2.27	0.82	1.51	1.01	0.87	0.55	0.68	2.48	1.44
H ₂ O ⁻	0.46	—	2.08	0.87	1.72	1.4	1.86	2.23	2.14	2.55	4.18
H ₂ O ⁺	0.96	—	2.82	1.23	1.52	1.64	2.68	3.87	2.65	3.26	5.87
CO ₂	0.22	—	0.49	<0.10	3.79	2.26	0.77	0.98	3.45	0.37	0.27
S _{общ}	0.03	—	0.07	<0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02
NiO	—	0.25	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0.72	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.94	100.00	100.42	100.78	100.32	100.94	101.94	102.22	101.04	100.21	101.08
Li, ppm	7.56	—	15.1	23.6	11.9	9.5	19.9	15.8	13.4	30.0	11.3
Be	0.26	—	1.84	1.44	2.76	1.61	1.92	1.48	1.65	1.52	1.57
Rb	2.51	—	31.6	74.5	44.6	70.5	64.8	49.6	50.6	46.7	44.7
Cs	0.13	—	0.58	5.50	1.63	2.65	2.88	2.14	3.00	2.61	2.00
Ba	14.4	—	1132	410	1557	1034	864	247	1001	328	1187
Sr	104	—	822	416	945	810	536	704	1488	507	1274
Zr	10.0	—	148	121	318	219	330	315	190	83	242
Hf	0.17	—	3.82	3.11	7.67	5.31	7.65	7.73	4.73	2.22	5.91
Ta	0.11	—	3.82	1.75	3.64	2.98	4.29	3.15	2.60	1.18	3.31
Nb	2.17	—	68.7	27.8	64.1	50.61	73.6	50.2	42.89	19.64	54.5
Ni	1584	—	395	231	44.1	49.4	82.1	80.5	77.6	223	57.1
Co	182	—	64.0	44.8	29.2	33.4	26.0	42.6	39.8	38.9	23.9
Cr	4383	—	409	197	71.9	75.0	475	120	241	244	22.1
V	256	—	226	120	160	147	188	241	171	147	140
Ga	2.96	—	15.1	19.1	24.8	20.6	20.4	26.5	23.0	18.1	23.5
Ge	0.95	—	2.04	0.82	1.35	0.86	0.87	0.83	0.93	0.92	0.88
Sc	20.1	—	21.5	19.9	16.1	18.2	33.9	22.1	22.3	22.0	16.2
Cu	78.8	—	81.8	93.3	47.6	59.5	366	184	56	169	51.2
Zn	152	—	174	269	160	154	261	225	176	297	139
Mo	2.32	—	1.60	0.87	2.48	0.98	1.28	1.69	1.03	0.56	1.33
Sn	0.41	—	1.60	0.98	1.72	1.23	1.61	1.95	1.11	0.66	1.33
Sb	3.65	—	0.66	1.74	0.26	0.86	3.62	3.03	0.87	0.96	1.08
Pb	4.04	—	11.3	3.78	8.59	6.21	5.28	4.34	5.65	2.77	6.81
Th	0.60	—	17.9	4.18	9.92	7.41	7.55	4.80	6.47	2.59	8.02
U	0.56	—	2.79	1.13	1.78	1.62	2.30	1.84	1.23	0.70	1.32
Y	6.71	—	44.3	25.1	31.2	33.9	30.3	79.9	28.4	21.4	51.0
La	4.37	—	121.8	29.4	81.4	67.2	80.0	72.0	60.9	22.8	86.1
Ce	6.90	—	200.2	53.7	159	112	157	107	112	39	133
Pr	0.77	—	21.4	6.34	17.1	12.5	18.5	16.5	12.8	4.6	16.0

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Nd	3.06	—	80.7	26.9	63.2	47.3	72.6	72.0	49.5	19.3	60.3
Sm	0.61	—	14.2	5.80	10.7	7.87	12.3	14.7	8.15	4.03	10.1
Eu	0.17	—	4.10	1.94	3.23	2.39	3.60	4.46	2.75	1.44	3.11
Gd	0.72	—	13.4	6.00	10.2	7.88	11.1	14.6	7.90	4.46	10.3
Tb	0.11	—	1.56	0.85	1.23	0.96	1.29	1.90	0.94	0.64	1.26
Dy	0.76	—	8.36	4.91	6.81	5.55	6.92	11.1	5.52	3.79	7.29
Ho	0.18	—	1.47	0.91	1.23	1.06	1.21	2.13	1.03	0.73	1.45
Er	0.60	—	3.77	2.45	3.42	2.92	3.12	5.87	2.72	1.98	3.98
Tm	0.09	—	0.46	0.32	0.44	0.40	0.39	0.78	0.37	0.26	0.54
Yb	0.58	—	2.67	1.94	2.69	2.47	2.31	4.82	2.17	1.59	3.22
Lu	0.10	—	0.39	0.28	0.39	0.36	0.32	0.75	0.31	0.24	0.48

Примечание. Номера образцов имеют префикс «15Д». Состав лерцолита в анализе 2 рассчитан по средним анализам Ol, Crx, Орх, Sp с поправкой на замещенный Ol (см. комментарии в тексте).

* Все железо в пересчете на FeO.

Состав лерцолита 15Д266Б по сравнению с базальтоидными породами имеет более низкие, за исключением U и Pb, концентрации примесных элементов (см. рис. 4). Относительно большинства абиссальных океанических перидотитов [Niu, 2004; Warren, 2016] лерцолит обогащен примесными элементами. Валовой состав ксенолита не соответствует первичному, поскольку часть Ol замещена на вторичные фазы. Для оценки модаального минерального и валового состава ксенолита использовали метод баланса масс, реализованный в программе CRYSTAL [Перетяжко, 1996]. Исходными для масс-балансового рас-

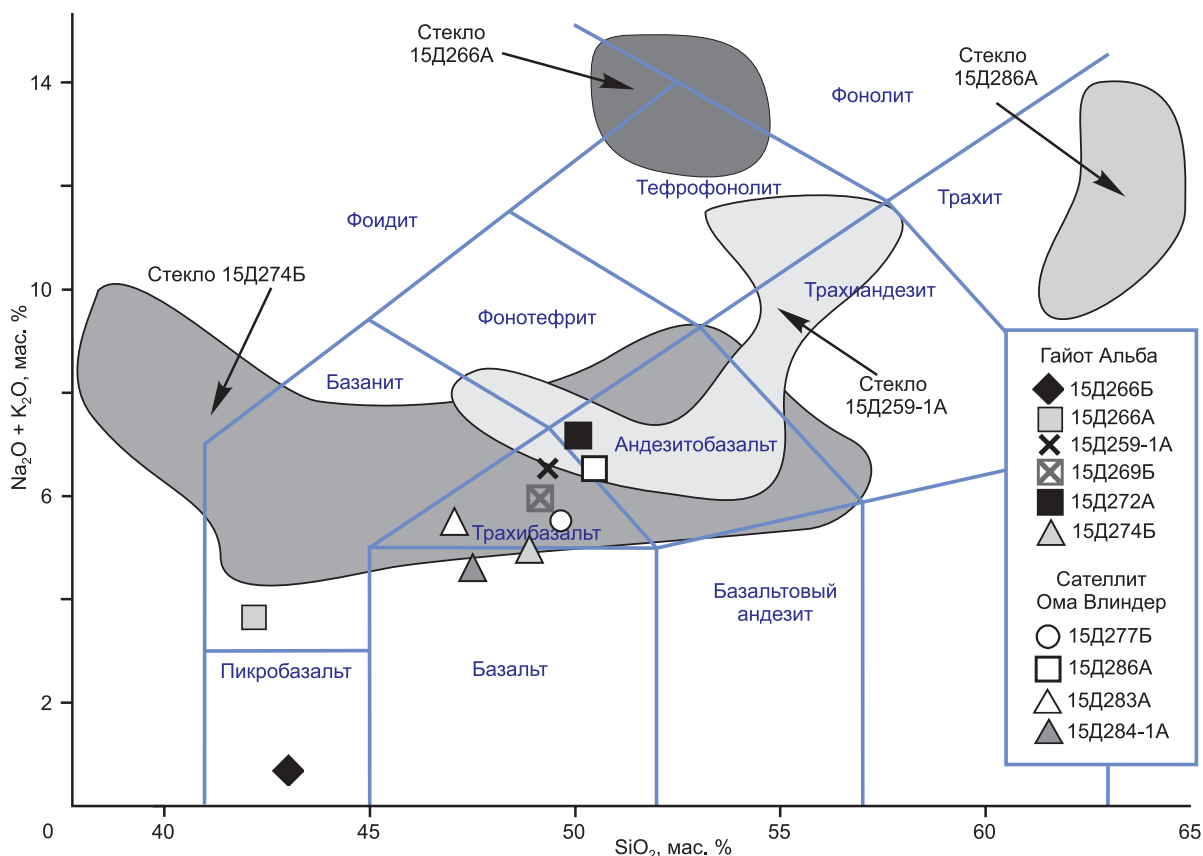


Рис. 3. Составы пород на TAS диаграмме.

Исходные составы пород с учетом поправки на примесь СаО в кальците (см. комментарии в тексте) и СЭМ ЭДС анализы стекол нормированы к 100 %.

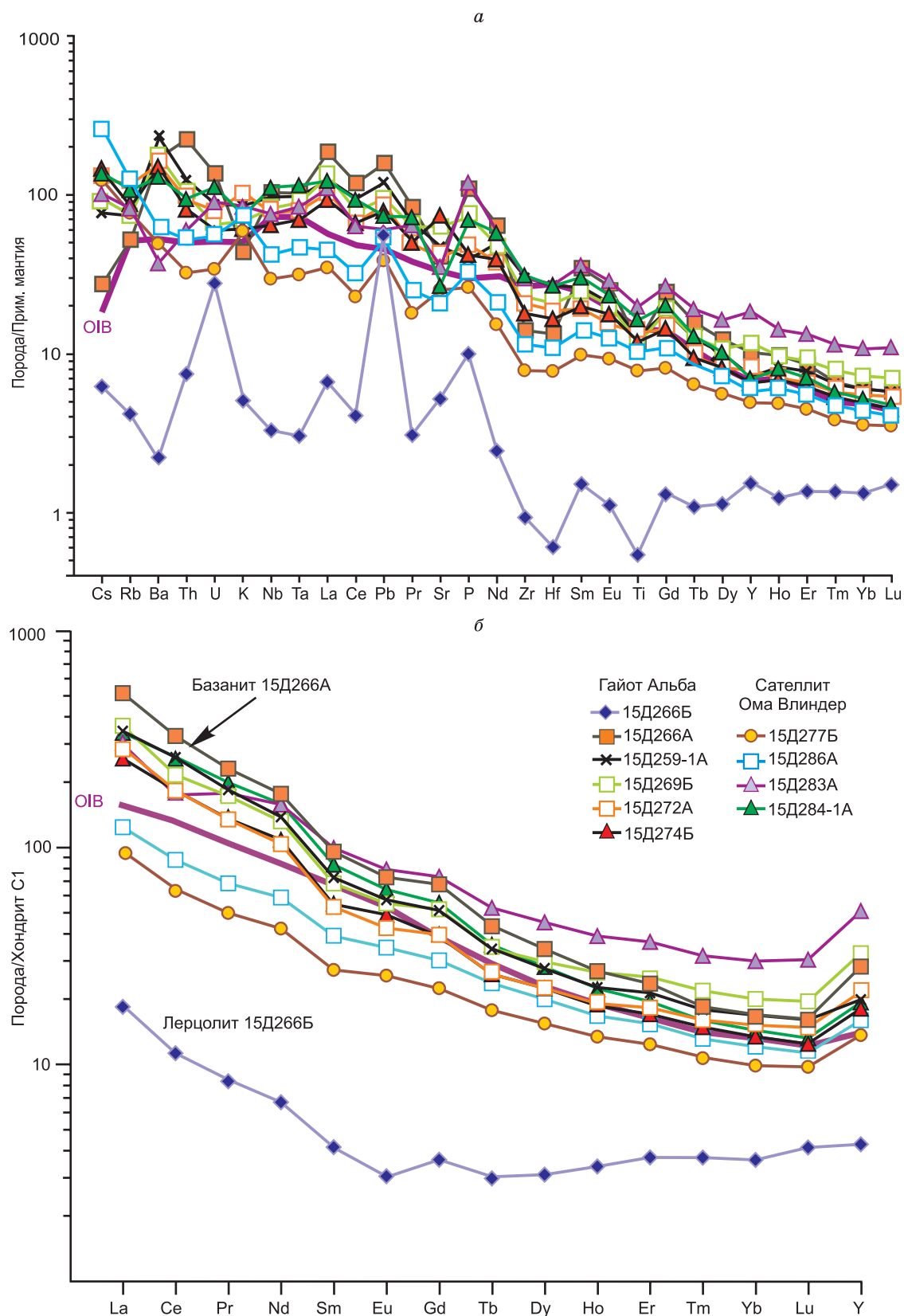


Рис. 4. Геохимические особенности пород.

a — нормированные к примитивной мантии мультиэлементные распределения пород и OIB; *б* — нормированные к хондриту C1 распределения REE и Y. Содержания элементов в примитивной мантии, по [McDonough, Sun, 1995]; хондрита C1 и OIB, по [Sun, McDonough, 1989].

чета были нормированные к 100 мас. % содержания породообразующих оксидов в лерцолите, составляющих его минералов (Ol, Орх, Срх, Sp) и агрегате вторичных фаз (замещающих Ol), отобранного под бинокляром из дробленной пробы. Получен следующий модалльный состав ксенолита (мас. %): 23.36 Ol, 26.57 Орх, 14.01 Срх, 2.43 Sp, 33.63 вторичные фазы ($\Sigma\Delta X^2 = 0.27$, где ΔX — разница между исходными и расчетными концентрациями оксидов). С учетом общего количества Ol 56.99 мас. % (суммы остаточного Ol и вторичных фаз) рассчитан валовой состав лерцолита (см. табл. 2, анализ 2).

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ, ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Основной массив гайота Альба

Лерцолит 15Д266Б в ксенолите размером 10 × 12 см — полнокристаллическая порода с крупнозернистой (протогранулярной) структурой и массивной текстурой (см. рис. 5, а). Желтовато-бурый цвет ксенолита обусловлен частичным замещением Ol на иллингсит. Порода сложена в порядке убывания

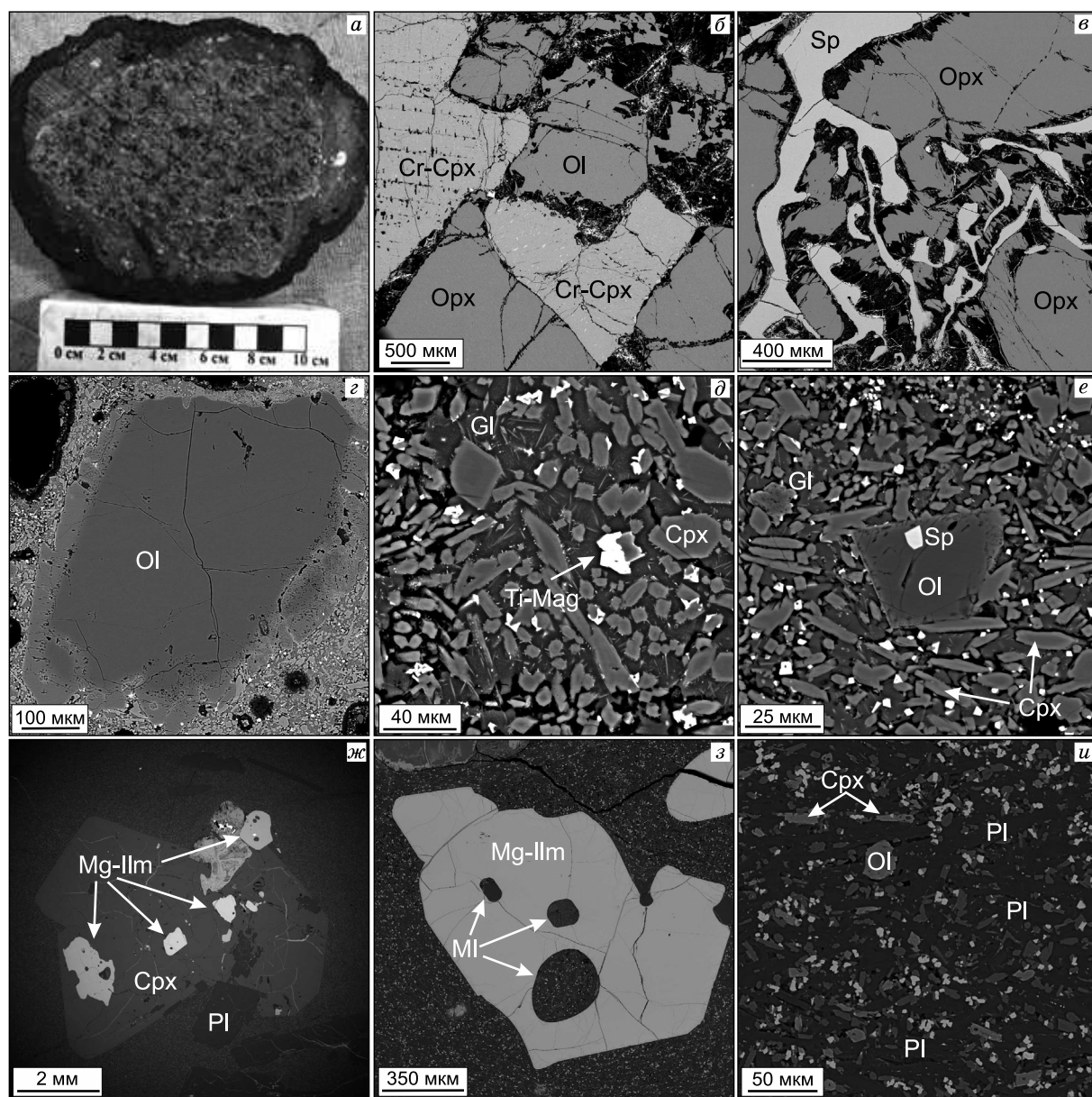


Рис. 5. Ксенолит лерцолита 15Д266Б (а—в), фрагменты матрикса базанита 15Д266А (г—е) и трахибазальта 15Д259-1А (ж—и).

Ol — оливин, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Cr-Cpx — хромдиопсид, Sp — шпинель, Pl — плагиоклаз, Ti-Mag — Ti-магнетит, Mg-Ilm — Mg-ильменит (пикроильменит), Gl — стекло, MI — расплавные включения.

минералов: Ol, Орх, Срх, Sp. Шпинель находится в симплектитовых сростаниях с пироксенами и во включениях в Ol. Пироксены (чаще Срх) содержат субпараллельно ориентированные ламелли и включения Sp (см. рис. 5, б, в). В Срх встречаются ламелли Орх и округлые включения пирротина, а в Орх — ламелли Срх.

Базанит 15Д266А порфировой структуры с афировым матриксом и многочисленными кавернами в минимальной степени изменен подводным выветриванием. Порфировые вкрапленники представлены идиоморфными фенокристами, ксенокристами серпентинизированного по мелким трещинам Ol и фенокристами Срх. Угловатые ксенокристы Ol размером 0.5—3.0 мм имеют внешнюю новообразованную кайму (см. рис. 5, з). В Ol часто встречаются расплавные включения и зерна хромшпинели (Cr-Sp). Гиалопилитовый матрикс слагают беспорядочно ориентированные идиоморфные микролиты Срх и Ol, дендритовые кристаллы и зерна титаномагнетита (Ti-Mag), редкие зерна Cr-Sp, между которыми находится стекло (см. рис. 5, д, е).

Трахибазальт 15Д259-1А — массивная флюидальная порода мегапорфировой структуры с минимальными вторичными изменениями. Преобладают мегакристы Pl размером 0.5—1.0 см. Редко встречаются идиоморфные мегакристы Срх и крупные изометричные (оплавленные по краям) ксенокристы Mg-ильменита (см. рис. 5, ж, з). В мегакристах и ксенокристах находятся раскристаллизованные расплавные включения. Матрикс интерсертальной, местами гиалопилитовой, структуры сложен микролитами Pl, стеклом, микролитами Срх и более редкого Ol (см. рис. 5, и).

Трахибазальт 15Д269Б миндалекаменной, порфировой структуры содержит мегакристы и фенокристы Pl, редкие ксенокристы Срх с включениями фторапатита, Mg-ильменита и Ti-Mag, а также ксенокристы Cr-Sp с каймой Ti-Mag (рис. 6, а, б). Крупные фенокристы Pl иногда образуют гломерозернистые сростания. Тонкие удлиненные микролиты Pl расположены беспорядочно и образуют каркас матрикса (см. рис. 6, в). В интерстициях между минералами находится палагонит, дендритовые кристаллы и зерна Ti-Mag. Большинство миндалин заполнено Cal, некоторые содержат Fe-Mn недиагностированные фазы с большими вариациями концентраций Fe и Mn.

В **андезитобазальте 15Д272А** порфировой структуры идиоморфные мегакристы Pl размером до 1 см слагают основное количество порфировых и мегапорфировых вкрапленников (см. рис. 6, з), а редкие реликты фенокристов Ol полностью замещены агрегатом карбонатного вещества и вторичных фаз. Единичные фенокристы Срх имеют измененную внешнюю кайму (см. рис. 6, д). Матрикс содержит беспорядочно ориентированные микролиты Pl, Срх, игольчатые кристаллы Ti-Amr и лейсты Vt, погруженные в палагонит (см. рис. 6, е). Редко встречаются участки стекла размером 10–20 мкм. Многочисленные каверны заполнены Cal, а некоторые трещины — Fe-Mn фазами.

Базальт 15Д274Б имеет мегапорфировую структуру и пористую текстуру. Размеры мегакристов Pl и Срх, часто идиоморфных, достигают 3–5 мм, а фенокристы этих минералов не превышают 200—300 мкм. Некоторые крупные ксенокристы Срх изменены по краям и обрастают новообразованной каймой (см. рис. 6, ж). Встречаются мегакристы (либо ксенокристы) Срх и фторапатита, содержащие раскристаллизованные расплавные включения (см. рис. 6, з). Матрикс гиалопилитовой структуры сложен беспорядочно ориентированными удлиненными микролитами Pl и более редкого Срх, дендритовыми кристаллами и мелкими зернами Ti-Mag, погруженными в стекло, частично замещенное палагонитом. Некоторые крупные каверны заполнены Cal.

В **трахибазальте 15Д277Б** миндалекаменной структуры породообразующими являются Pl и Срх. Миндалины заполнены Cal, хлоритом и другими вторичными фазами. Афировый матрикс слагают удлиненные микролиты Pl в беспорядочной ориентации, между которыми расположены субпараллельные шестоватые микролиты Срх, мелкие зерна Ti-Mag и более редкой зональной Cr-Sp (см. рис. 6, и). В интерстициях между минералами находится палагонит.

Сателлит Ома Влиндер

Андезитобазальт 15Д286А пористой структуры и микролитовым матриксом имеет многочисленные миндалины Cal размером до 2—4 мм. Порода по структурно-текстурным особенностям похожа на андезитобазальт 15Д277Б. Стекло в интерстициях между минералами (Ti-Mag, зональной Cr-Sp и редкого ильменита) замещено палагонитом. Сохранились неизмененные участки стекла размером до 20—30 мкм (см. рис. 7, а–в).

Трахибазальт 15Д283А интерсертальной структуры содержит беспорядочно ориентированные микролиты и фенокристы Pl, интерстиции между которыми заполнены фосфатизированными продуктами выветривания стекла, мелкими зернами и дендритами Ti-Mag, а также включениями Fe-Mn фаз. По Pl повсеместно развивается адуляр (см. рис. 7, з). Встречаются единичные идиоморфные мегакристы Ol, замещенные на иддингсит, и зерна зональной Cr-Sp (см. рис. 7, д). Срх сохранился в редких фенокри-

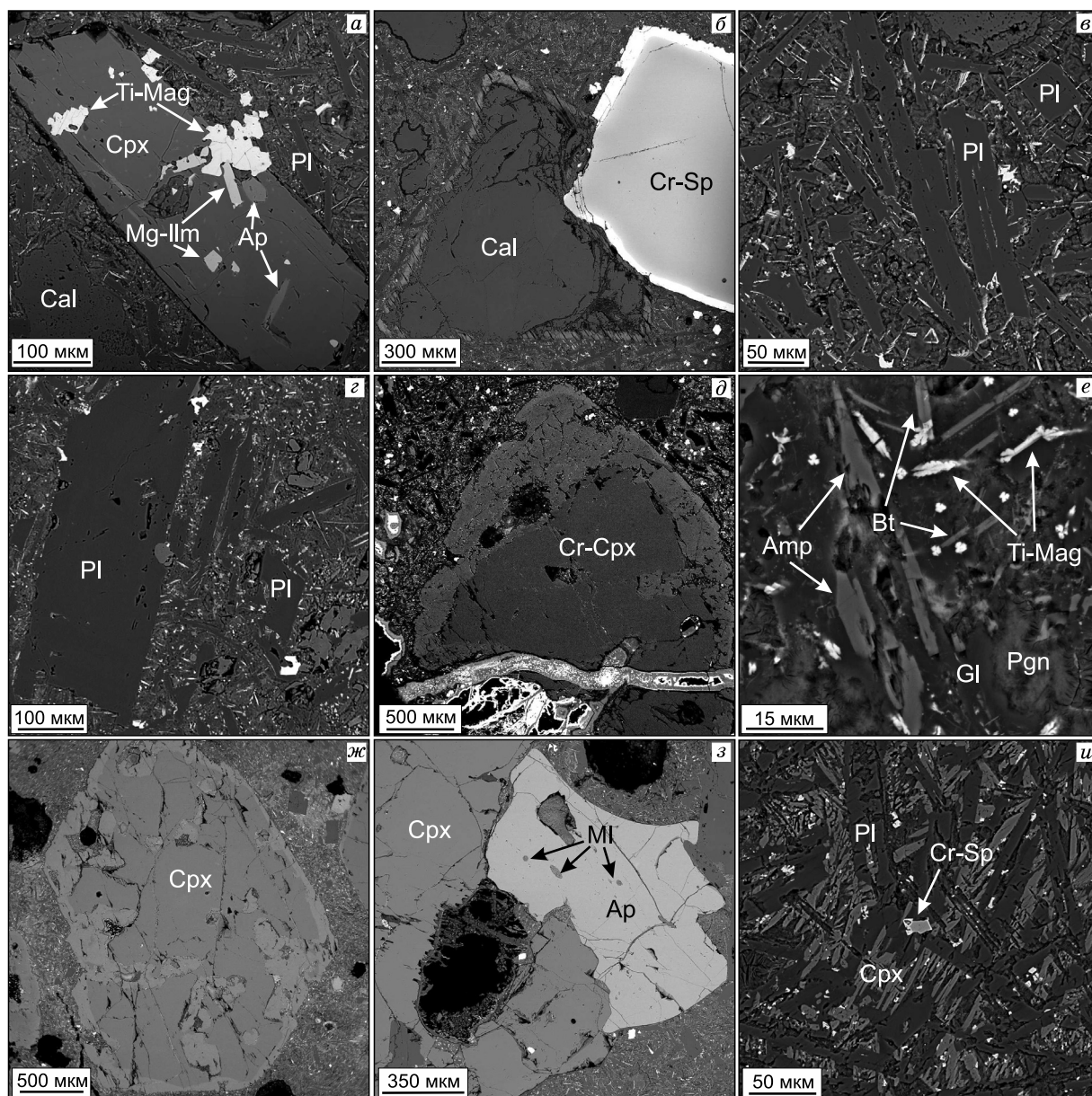


Рис. 6. Фрагменты матрикса трахибазальта 15Д269Б (а—в), андезитобазальта 15Д272А (г—е), базальта 15Д274Б (ж, з) и трахибазальта 15Д277Б (и).

Cr-Sp — Cr-шпинель, Ap — фторапатит, Amp — Ti-амфибол, Bt — биотит, Cal — кальцит, Pgn — палагонит. Остальные усл. обозн. см. на рис. 5.

стах-микролитах и крупных ксенокристаллах с ламеллями Cr-Sp (см. рис. 7, е). Каверны заполнены глинистым веществом. Порода сильно изменена, в ее составе содержится 5.8 мас. % H_2O^+ и 2.5 мас. % P_2O_5 (см. табл. 2).

Базальт 15Д284-1А состоит из Ol, замещенного на иддингсит, Cpx, биотита (до 15 % в шлифе), Ti-Amp, палагонита и недиагностированных вторичных фаз. Идиоморфные реликты фенокристов Ol размером до 2–3 мм часто имеют включения Cr-Sp (см. рис. 7, ж). В афировом матриксе находятся замещенные по краям фенокристы и микролиты Cpx, дендриты Ti-Mag, лейсты Bt, иногда в крупных скоплениях, игольчатые кристаллы Ti-Amp (см. рис. 7, з–и). Каверны и трещины заполнены филлипситом и смесью тонкодисперсных, в том числе Fe-Mn и фосфорсодержащих фаз. Базальт сильно изменен и содержит максимальное количество H_2O^+ (10.1 мас. %) из всех изученных пород (см. табл. 2).

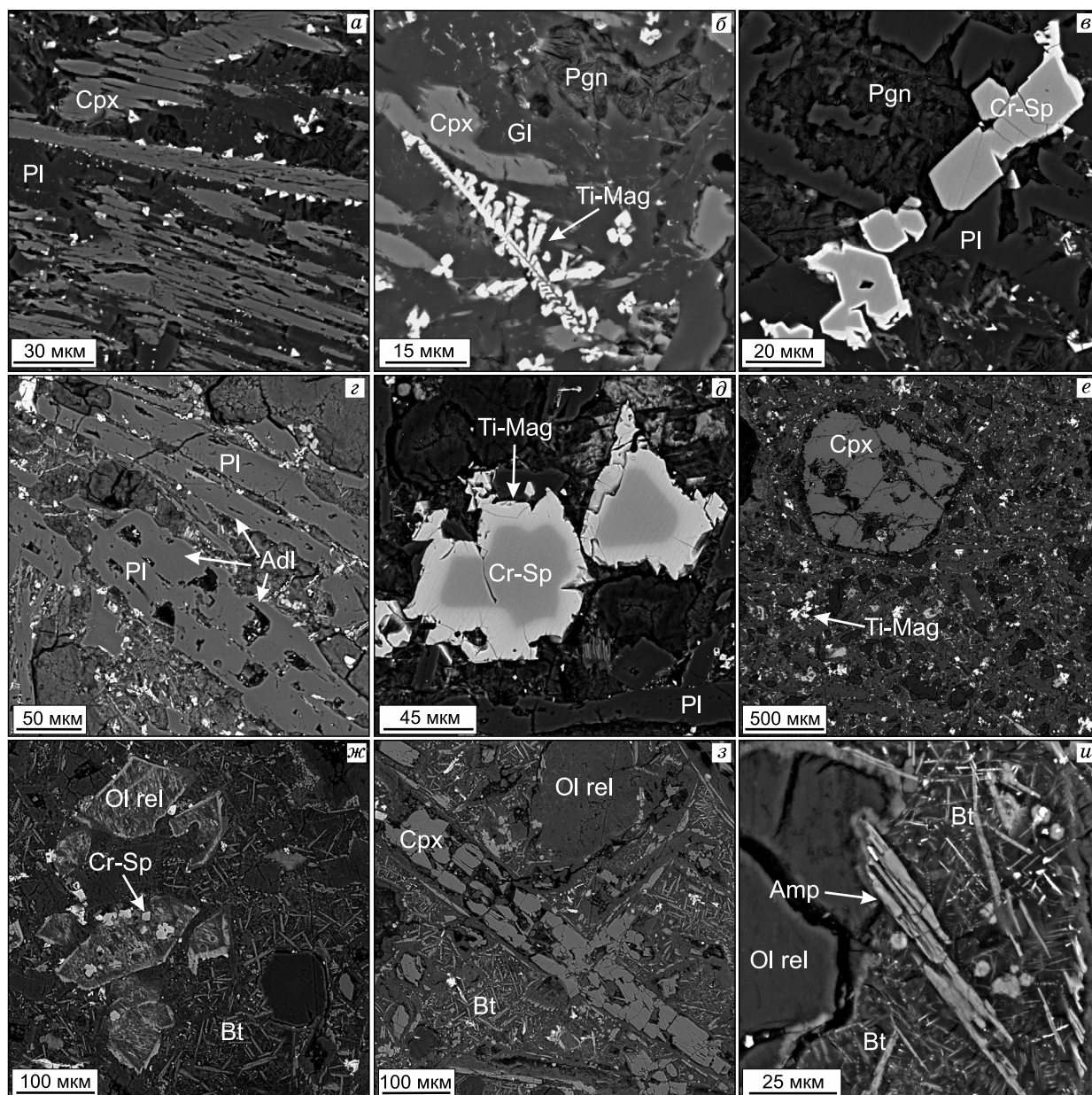


Рис. 7. Фрагменты матрикса андезитобазальта 15Д286А (а—е), трахибазальта 15Д283А (з—е) и базальта 15Д284-1А (ж—и).

Ol rel — реликт Ol, Adl — адуляр. Остальные усл. обозн. см. на рис. 5, 6.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКОЛ

Оливин крайне редко сохраняется в вулканических породах, подверженных длительному воздействию морской воды, и обычно замещается на иддингсит либо сапонит (агрегаты фаз гётита, монтмориллонита, хлорита и других минералов). Больше всего Ol обнаружено в лерцолите и базаните 15Д266А. Состав Ol изменяется незначительно от Fo_{91-92} (форстерита) в лерцолите до Fo_{86-84} в фенокристаллах и микролитах базанита (табл. 3). Ol этих пород содержит 0.3–0.6 мас.% NiO. Мелкие (< 20 мкм) зерна Ol (гортонолита) встречаются также в виде включений (Fo_{68-69}) в мегакристаллах лабрадора из трахибазальта 15Д269Б и в микролитах (Fo_{58-54}) матрикса трахибазальта 15Д159-1А.

Ортопироксен (энстатит, En_{89-91}) с минимальными вариациями состава и небольшими примесями Al_2O_3 (1.9–4 мас. %), Cr_2O_3 (0.4–0.8 мас. %) и CaO (0.3–0.7 мас. %) является породообразующим минералом лерцолита (табл. 4). **Клинопироксен** встречается во всех породах. Большинство составов

Таблица 3.

Средние составы и кристаллохимические формулы оливина

Компонент	15Д266Б	15Д266А		15Д259-1А
	1	2	3	4
	(23)	(16)	(13)	(4)
SiO ₂ , мас. %	40.23	38.05	39.07	32.88
TiO ₂	—	—	—	0.27
Al ₂ O ₃	—	—	—	0.65
FeO	9.11	13.54	9.55	35.48
MnO	0.08	0.22	0.16	0.84
MgO	49.59	45.90	49.90	25.17
CaO	—	0.36	0.11	0.71
NiO	0.37	0.25	0.36	—
Сумма	99.65	98.32	99.15	96.01
Si, ф. ед.	0.991	0.972	0.970	0.967
Ti	—	—	—	0.006
Al	—	—	—	0.023
Mg	1.810	1.748	1.847	1.104
Fe ²⁺	0.188	0.289	0.198	0.873
Mn	0.002	0.005	0.003	0.021
Ca	—	0.010	0.003	0.022
Ni	0.007	0.005	0.007	—
Катионы	3.009	3.029	3.028	3.016
Fo, мол. %	90.6	85.8	90.3	55.8

Примечание. В скобках указано число СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитан средний состав. 1 — ОI в лерцолите, 2 — фенокристы, 3 — ксенокристы, 4 — микролиты. Fo, мол. % = 100Mg/(Mg + Fe).

соответствует диопсиду с переменным количеством Fe²⁺ (ферросиллита). Наиболее магниальный Сrx (Mg#, Mg/(Mg + Fe) = 0.93—0.95) находится в лерцолите. Такой Сrx (хромдиопсид) содержит до 1.5 мас. % Cr₂O₃. Составы Сrx в других породах изменяются незначительно (см. табл. 4). Обычно в краевой тонкой (до 10 мкм) зоне фенокристов и в микролитах повышается содержание Fe. Небольшое количество точек состава Сrx на диаграмме Wo—Fs—En находится в полях геденбергита и авгита. Наиболее железистыми (Mg# = 0.65—0.41) и обогащенными Ti до 0.18 ф. ед. являются Сrx из трахибазальта 15Д277Б и андезитобазальта 15Д286А. Во всех породах микролиты относительно фенокристов содержат больше TiO₂. Минимальное количество TiO₂ (< 0.3 мас. %) характерно для Сrx из лерцолита. Сrx из образцов 15Д259-1А, 15Д269Б и 15Д274Б имеет примесь V₂O₃ до 0.15 мас. %.

Полевой шпат преимущественно Pl является породообразующим минералом многих пород (табл. 5). Его состав изменяется от битовнита (An₈₆) до олигоклаза с примесью Or < 10 мол. %. Битовнит-лабрадор (An₈₆₋₆₀) обычно слагает незональные мегакристы/ксенокристы и центральные области фенокристов, а андезин (An₅₀₋₃₀) — внешнюю зону фенокристов и микролиты матрикса. Только в трахибазальтах 15Д277Б и 15Д259-1А краевые зоны микролитов имеют состав, соответствующий олигоклазу. Процесс адуляризации наиболее сильно проявлен в трахибазальте 15Д283А, где Pl сохранился лишь в реликтовых областях фенокристов и микролитов. Редкие зерна адуляра встречаются также среди продуктов замещения матрикса в трахибазальте 15Д269Б и андезитобазальте 15Д272А. В Pl содержится 0.3—5.0 мас. % Fe₂O₃, иногда до 0.3 мас. % BaO.

Породообразующий **Ti-амфибол** в микролитах и единичных фенокристах обнаружен в андезитобазальте 15Д272А и базальте 15Д284-1А (см. рис. 6, e; 7, u). Минерал имеет большие вариации концентраций MgO, FeO, Al₂O₃, Na₂O, содержит 4.0—7.7 мас. % TiO₂ (Табл. 6). Расчет формул Ti-Amf выполнен в программе AMFORM [Ridolfi et al., 2018] с учетом распределения Fe²⁺, Fe³⁺ и Al по структурным позициям в зависимости от содержаний Ti и кислорода в позиции W (^wO²⁻). В программе CRYSTAL [Перетяжко, 1996] методом баланса масс рассчитаны концентрации миналов амфибола, согласно IMA классификации [Hawthorne et al., 2012]. Наилучшие статистические параметры (сумма квадратов невязок $\sum \Delta X^2 < 0.05$, где ΔX — разница между значениями формульных коэффициентов по AMFORM и CRYSTAL) получены при расчете формул на четыре минала: Mg-гастингсит NaCa₂(Mg₄Fe³⁺)(Si₆Al₂)O₂₂(OH)₂, феррикерсутит NaCa₂(Mg₃TiFe³⁺)(Si₆Al₂)O₂₂O₂, ферроферрикерсутит NaCa₂(Fe₃²⁺TiFe³⁺)

Таблица 4.

Средние составы и кристаллохимические формулы пироксенов

Компо- нент	266Б		266А	259-1А	269Б	272А		274Б	277Б	286А	283А		284-1А	
	(16)	(13)	(19)	(12)	(7)	(16)	(17)	(36)	(16)	(19)	(19)	(11)	(5)	(17)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂ , мас. %	56.19	53.19	49.19	46.89	43.89	47.51	49.42	46.45	44.40	43.68	46.83	45.07	42.06	42.73
TiO ₂	0.00	0.13	1.72	2.23	2.76	2.78	1.13	2.36	4.17	4.92	2.26	3.01	4.65	4.20
Al ₂ O ₃	2.86	3.24	3.86	4.98	10.87	5.03	5.59	7.33	6.94	7.34	7.12	7.20	8.58	8.72
FeO	5.96	1.57	1.98	5.96	6.99	6.43	3.74	3.18	11.80	9.67	3.60	3.27	3.62	2.57
Fe ₂ O ₃	0.55	0.42	4.78	4.09	2.35	3.28	3.42	4.54	2.75	3.99	3.84	5.15	4.92	6.14
MnO	0.06	—	0.14	0.25	0.22	0.08	0.02	0.15	0.15	—	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	33.41	16.08	15.67	12.99	11.50	13.10	15.43	13.70	8.38	9.31	13.74	12.90	11.70	11.86
CaO	0.44	23.26	22.10	20.40	20.21	21.56	20.76	21.50	20.29	21.02	22.01	21.97	22.72	22.74
Na ₂ O	0.00	0.72	0.46	0.58	0.48	0.39	0.48	0.53	0.77	0.70	0.38	0.47	0.19	0.43
Cr ₂ O ₃	0.40	0.72	0.56	—	—	—	0.58	0.27	—	—	0.49	—	0.36	—
V ₂ O ₃	—	—	—	0.09	0.15	—	—	0.10	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.88	99.34	100.45	98.46	99.41	100.17	100.57	100.10	99.66	100.62	100.28	99.07	98.80	99.41
Si, ф. ед.	1.939	1.940	1.810	1.785	1.656	1.779	1.810	1.724	1.714	1.665	1.734	1.698	1.605	1.615
Ti	0.000	0.004	0.048	0.064	0.078	0.078	0.031	0.066	0.121	0.141	0.063	0.086	0.134	0.119
Al	0.116	0.139	0.168	0.224	0.483	0.222	0.241	0.321	0.315	0.330	0.311	0.320	0.386	0.388
Mg	1.719	0.874	0.860	0.737	0.647	0.731	0.842	0.757	0.482	0.528	0.758	0.724	0.665	0.668
Mn	0.002	0.001	0.004	0.008	0.007	0.003	—	0.005	0.005	0.001	—	0.001	—	—
Fe ²⁺	0.172	0.048	0.061	0.190	0.220	0.201	0.115	0.099	0.382	0.309	0.111	0.103	0.116	0.082
Fe ³⁺	0.014	0.012	0.132	0.117	0.067	0.092	0.094	0.127	0.080	0.114	0.107	0.146	0.141	0.175
Ca	0.016	0.909	0.871	0.832	0.817	0.865	0.815	0.855	0.840	0.858	0.873	0.887	0.929	0.921
Na	0.000	0.051	0.033	0.043	0.025	0.029	0.034	0.038	0.058	0.052	0.027	0.034	0.018	0.032
Cr	0.011	0.021	0.016	0.006	—	—	0.017	0.008	—	—	0.014	—	0.011	0.000
Катионы	3.990	3.998	4.003	4.005	4.001	4.000	3.999	4.001	3.996	3.998	4.000	4.000	4.004	4.000
Mg#	0.90	0.94	0.82	0.71	0.69	0.71	0.80	0.77	0.51	0.55	0.78	0.74	0.72	0.72

Примечание. Все номера образцов имеют префикс «15Д». В скобках указано число СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитан средний состав. 1, 2 — Орх и Cr-Cрх в лерцолите; остальные — Crх в фенокристах и микролитах. 7, 11 — ксенокристы Cr-Cрх.

(Si₆Al₂)O₂₂O₂ и феррокерсутит NaCa₂(Fe₃²⁺TiAl)(Si₆Al₂)O₂₂O₂ (см. табл. 6). Состав Ti-Amр закономерно изменяется от Ti-содержащего Mg-гастингита в центральных областях фенокристов-микролитов до обогащенного Fe керсутита (феррикерсутит + ферроферрикерсутит) в краевых зонах микролитов (рис. 8).

Большое количество **биотита** характерно только для базальта 15Д284-1А. Игольчатые лейсты Вт находятся совместно с Ti-Amр и часто образуют отдельные крупные скопления. Биотит имеет примесь TiO₂ (5.5—7.3 мас. %, 0.34—0.44 ф. ед.) и вариации значения Mg#, Mg/(Mg+Fe²⁺) от 0.5 до 0.6. Сумма катионов Na и К в формулах минерала близка к идеальной по стехиометрии при отношении К/Na = 4—7. Для Вт характерна примесь BaO (1.0—1.6 мас.%), иногда встречаются разности, содержащие до 1.5 мас. % F. Редкие игольчатые лейсты Вт встречаются также в базальте 15Д274Б и андезитобазальте 15Д272А.

Минералы **группы шпинели** обнаружены во всех породах (табл. 7). Максимально глинозemi-стые, магнезиальные (Mg# = 0.85—0.7), низкохромистые (Cr#, Cr/(Cr + Fe²⁺) = 0.16—0.24) и низкотитановые (TiO₂ < 0.4 мас. %) составы типичны для Sp в лерцолите. Наиболее высокий Cr (32—42 мас.% Cr₂O₃, Cr# = 0.6—0.7) имеют незональные микролиты Cr-Sp в базаните 15Д266А. В трахибазальте 15Д269Б обнаружены единичные зерна (возможно, ксенокристы) размером до 1 мм Cr-Sp (30—31 мас. % Cr₂O₃, Cr# = 0.4) с каймой Cr-содержащего (9—12 мас.% Cr₂O₃) Ti-Mag. В породах 15Д286А, 15Д277Б и 15Д284-1А зерна зональной Cr-Sp (Cr# = 0.4—0.5) имеют более мелкие размеры. Снижение в Sp магнезиальности (Mg# от 0.5 до 0.2) и хромистости (Cr# от 0.7 до 0.23) сопровождается увеличением Fe³⁺ и Ti.

Таблица 5. Средние составы и кристаллохимические формулы полевых шпатов

Компонент	259-1А		269Б			272А			274Б		277Б		286А		283А		
	(11)	(12)	(8)	(17)	(2)	(35)	(4)	(2)	(15)	(40)	(14)	(8)	(15)	(4)	(22)	(4)	(12)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂ , мас. % TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO Fe ₂ O ₃	54.85	48.98	49.99	53.12	60.58	52.89	55.86	63.61	52.90	50.44	54.08	60.83	53.75	57.08	50.48	55.41	62.98
	0.51	0.13	0.15	0.26	—	—	—	—	0.33	0.16	—	—	—	—	—	—	—
	27.25	32.82	31.25	28.88	18.58	28.74	25.72	18.15	29.15	31.73	27.47	21.97	28.19	25.80	29.35	24.70	18.13
	—	—	—	—	—	0.29	0.42	—	—	—	0.42	0.52	0.17	0.85	0.23	0.11	0.00
	1.21	0.71	0.70	0.96	—	0.38	0.42	0.27	1.22	0.71	0.92	1.26	0.77	0.33	0.77	2.10	0.26
CaO	7.93	13.57	12.24	9.20	—	12.59	9.40	0.79	10.14	12.58	12.14	5.88	12.21	9.17	13.61	9.69	0.74
Na ₂ O	6.01	3.49	4.08	5.46	—	4.18	5.46	0.18	5.09	4.00	4.69	7.37	4.57	5.80	3.51	5.77	0.24
K ₂ O	1.38	0.33	0.39	0.86	16.14	0.44	0.89	17.19	0.73	0.41	0.30	1.39	0.34	0.73	0.32	0.74	16.80
BaO	0.26	—	0.31	0.31	—	—	—	—	0.24	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.40	100.02	99.12	99.04	95.29	99.52	98.17	100.18	99.80	100.03	100.01	99.22	100.00	99.74	98.27	98.52	99.14
Si, ф. ед.	2.503	2.237	2.305	2.435	2.950	2.416	2.569	2.966	2.412	2.297	2.460	2.753	2.442	2.583	2.346	2.556	2.964
Ti	0.018	0.004	0.005	0.009	—	—	—	—	0.011	0.005	—	—	—	—	—	—	—
Al	1.466	1.768	1.699	1.560	1.066	1.548	1.394	0.998	1.566	1.703	1.473	1.173	1.510	1.376	1.609	1.342	1.005
Fe ²⁺	—	—	—	—	—	0.011	0.016	—	—	—	0.016	0.020	0.006	0.032	0.009	0.004	—
Fe ³⁺	0.042	0.025	0.024	0.033	—	0.013	0.014	0.009	0.042	0.024	0.032	0.043	0.027	0.011	0.027	0.074	0.009
Ca	0.388	0.665	0.605	0.452	—	0.617	0.463	0.039	0.495	0.614	0.592	0.287	0.595	0.445	0.678	0.479	0.037
Na	0.532	0.308	0.365	0.486	—	0.370	0.487	0.016	0.450	0.354	0.413	0.646	0.402	0.509	0.315	0.516	0.022
K	0.080	0.019	0.023	0.050	1.002	0.025	0.052	1.022	0.043	0.024	0.017	0.080	0.020	0.042	0.019	0.044	1.009
Ba	0.005	—	0.006	0.005	—	—	—	—	—	0.001	—	—	—	—	—	—	—
Катионы	5.033	5.026	5.032	5.031	5.018	5.001	4.996	5.050	5.019	5.023	5.003	5.002	5.001	4.999	5.003	5.016	5.045
Ап, мол. %	39	67	61	46	0	61	46	0	50	62	58	28	58	45	67	46	0

Примечание. Все номера образцов имеют префикс «15Д». В скобках указано число СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитан средний состав. FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии. 5, 8, 17 — адуляри; 1, 9, 15 — микролиты, остальные — фенокристы Pl.

Таблица 6. Средние составы и кристаллохимические формулы Ti-амфибола

Компонент	272А		284-1А	
	(9)	(16)	(9)	(9)
SiO ₂ , мас. %	40.05	38.97	37.79	36.94
TiO ₂	6.40	7.49	4.89	5.74
Al ₂ O ₃	11.29	11.16	13.99	13.89
FeO _{общ.}	16.39	16.67	16.80	17.59
Fe ₂ O ₃	3.34	4.85	5.96	7.76
FeO	13.38	12.31	11.44	10.61
MnO	0.13	0.12	0.11	0.25
MgO	9.80	9.39	9.44	8.98
CaO	10.50	11.00	11.79	11.36
Na ₂ O	2.54	2.53	2.18	2.38
K ₂ O	1.66	1.53	1.51	1.52
H ₂ O*	0.95	0.79	1.08	0.97
Сумма	100.03	100.14	100.18	100.39
Si, ф. ед.	6.110	5.970	5.761	5.648
Al	2.030	2.016	2.513	2.503
Ti	0.735	0.863	0.560	0.660
Mg	2.228	2.144	2.146	2.046
Fe ³⁺	0.384	0.559	0.684	0.892
Fe ²⁺	1.707	1.577	1.459	1.357
Mn	0.016	0.015	0.014	0.032
Ca	1.717	1.806	1.925	1.861
Na	0.750	0.752	0.645	0.705
K	0.323	0.299	0.294	0.266
Катионы	16.000	16.000	16.000	16.000
Mg#	0.52	0.50	0.50	0.48
Mg-Hast	46.04	31.52	46.38	32.47
Fe ³ -Kers	5.39	23.35	8.06	24.13
Fe ² -Fe ³ Kers	11.63	22.77	19.14	28.94
Fe ² Kers	36.93	22.36	26.43	14.42

Примечание. Все номера образцов имеют префикс «15Д». В скобках указано число СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитан средний состав. FeO_{общ.} = общее железо, FeO, Fe₂O₃ и H₂O* рассчитаны в программе AMFORM [Ridolfi et al., 2018]. Миналы амфибола (мол. %): Mg-Hast = Mg-гастингсит, Fe³-Kers — феррикерсутит, Fe²-Fe³ Kers — ферроферрикерсутит, Fe² Kers — феррокерсутит. Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺).

Ti-магнетит находится в мелких зернах, игольчатых и дендритовых кристаллах матрикса всех базальтоидных пород. Количество минала ульвошпинели в Ti-Mag варьирует от 30 до 75 % (табл. 8). Только в трахибазальте 15Д259-1А обнаружены крупные (оплавленные) ксенокristы **Mg-ильменита** с раскристаллизованными расплавленными включениями (см. рис. 5, ж, з). Идиоморфные включения Mg-ильменита, Ti-Mag и **фторапатита** обнаружены в ксенокristах Сrx из трахибазальта 15Д269Б (см. рис. 6, а). Ti-Mag и Mg-ильменит содержат MgO (3—7 мас. %), примеси MnO (0.4—0.9 мас. %) и V₂O₃ (0.3—0.9 мас. %). Сростки мегакристов Сrx и фторапатита обнаружены также в обр. 15Д274Б (см. рис. 6, з).

Филлипсит часто находится в кавернах матрикса базанита 15Д266А и базальта 15Д284-1А. Минерал имеет избыток суммы Na, K и Ca (2.1—2.3 ф. ед.) при Na (1.2—1.7 ф. ед.), K (0.3—0.7 ф. ед.) и отношении Si/Al 2.2—2.8. Для трахибазальта 15Д277Б характерны крупные миндалины, выполненные сростками радиально-лучистого агрегата **хлорита**. Аутигенный **кальцит** (без примесей) заполняет каверны, миндалины и прожилки в трахибазальте 15Д269Б и андезитобазальтах 15Д286А, 15Д272А.

Небольшие участки **стекла** с многочисленными игольчатыми и дендритовыми включениями Ti-Mag сохранились в интерстициях между минералами матрикса наименее измененных пород: базаните 15Д266А, трахибазальтах 15Д259-1А, 15Д269Б, базальте 15Д274Б и андезитобазальте 15Д286А. Для

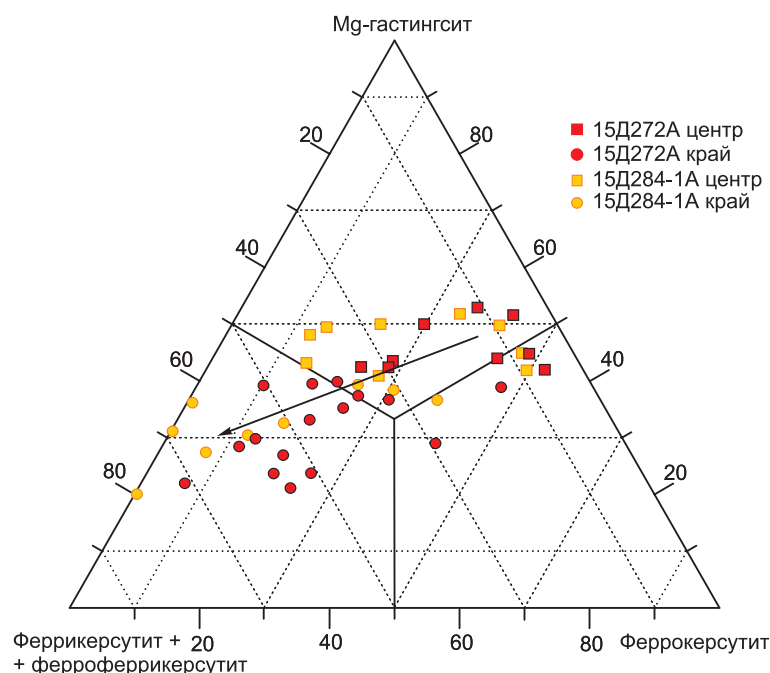


Рис. 8. Состав Тi-амфибола на диаграмме Mg-гастингсит—(феррикерсутит + ферроферрикерсутит)—феррокерсутит в андезитобазальте 15Д272А и базальте 15Д284-1А.

Кристаллохимические формулы рассчитаны в программе AMFORM [Ridolfi et al., 2018], содержания миналов — в программе CRYSTAL [Перетяжко, 1996]. Стрелкой показана эволюция состава от центральных к краевым зонам микролитов-фенокристов Тi-амфибола.

гонитизации) на СЭМ ЭДС изображениях содержат до 10—15 мас. % H_2O . Стекла имеют также примеси P_2O_5 (1—2 мас. %), SO_3 (0.2—0.4 мас. %) и Cl (< 0.3 мас. %).

^{40}Ar — ^{39}Ar ДАТИРОВАНИЕ ПОРОД

Опубликовано более 100 К-Аг датировок вулканических пород гайотов МГ [Геология..., 2020]. Лишь для нескольких пород возраст установлен ^{40}Ar — ^{39}Ar методом [Koppers et al., 1998, 2000, 2003]. К-Аг метод может давать большие отклонения относительно истинного возраста: омоложение в зависимости от степени выветривания пород (длительности их взаимодействия с морской водой), и более древние значения при большом количестве в породе остаточного стекла [Koppers et al., 2000].

В настоящее время Аг-Аг датирование вулканических пород, измененных подводным выветриванием, проводится ^{40}Ar — ^{39}Ar методом плато по матриксу (после кислотного травления) в сочетании с ^{39}Ar — ^{40}Ar — ^{36}Ar — ^{40}Ar инверсионной изохроной для К-содержащих минералов (амфибола и плагиоклаза) [Heaton, Koppers, 2019; Koppers et al., 2000].

В расчетах ^{40}Ar — ^{39}Ar возраста пород гайота Альба использовали субгоризонтальные участки спектров с накопленным количеством ^{39}Ar от 65 до 100 % (рис. 9, табл. 9). Для всех пород не были получены ^{39}Ar — ^{40}Ar — ^{36}Ar — ^{40}Ar инверсионные изохроны, что типично при датировании измененного матрикса [Koppers et al., 1998]. Четыре меловые породы (трахибазальт 15Д259-1А, андезитобазальты 15Д286А, 15Д272А и базальт 15Д284-1А, см. рис. 2, б, в) имеют ^{40}Ar — ^{39}Ar возрасты в интервале около 30 млн лет. Наиболее древний из них базальт (15Д284-1А, 112.3 ± 1.8 млн лет) отобран на самой большой глубине 3635 м по склону основного массива гайота. Остальные породы драгировались на глубинах 2950—2400 м ближе к плато. Их возрасты варьируют от 93.8 ± 1.3 млн лет (15Д272А) до 85.8 ± 0.8 млн лет (15Д286А). Миоценовая датировка 19.9 ± 0.8 млн лет получена для базальта 15Д266А, обнаруженного вблизи небольшого вулканического купола на минимальной глубине 1448 м (см. рис. 2, б).

ОБСУЖДЕНИЕ

Возраст пород Магеллановых гор, эволюция вулканизма гайота Альба. Внутриплитный вулканизм в северо-западном сегменте ТП проявлял наибольшую активность в интервале от верхней юры до мела (см. рис. 1). На рубеже 125 млн лет ТП имела относительно небольшие размеры и ее основная часть находилась в Южном полушарии между 10—20° с.ш. и 25—40° ю.ш.: граничила по зонам спрединга с плитами Изанаги на с.-з., Фараллон на с.-в. и Феникс на ю.-в. [Seton et al., 2012]. Наиболее древний юрский (JQZ) сегмент ТП с возрастом от 155 до 180—190 млн лет, на котором расположен гайот Альба, занимал положение между 0 и 25° ю.ш. к северу от плато Онтонг Джава Нуи [Hochmuth et al., 2015]. По [Seton et al., 2012] интенсивный меловой вулканизм в этой области океана привел к образованию сверхкрупной магматической провинции («Super»-LIP), в состав которой входили многочисленные

Таблица 7. Средние составы и кристаллохимические формулы минералов группы шпинели

Компонент	266Б	266А	272А	277В	286А	283А	284-1А
	(27)	(7)	(4)	(5)	(6)	(7)	(6)
SiO ₂ , мас. %	—	0.68	—	—	—	—	—
TiO ₂	0.05	2.04	1.67	1.47	2.69	7.05	3.78
Al ₂ O ₃	47.88	14.39	45.96	27.61	23.31	17.82	20.41
FeO	10.81	19.18	17.42	18.23	21.96	26.00	20.36
Fe ₂ O ₃	3.06	12.67	11.36	10.47	10.99	23.97	17.50
MnO	—	—	—	—	0.27	0.34	0.21
MgO	18.50	10.72	15.38	12.64	10.27	9.65	11.81
CaO	—	0.29	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	18.79	38.09	9.12	29.79	30.23	16.08	26.52
NiO	0.17	—	—	—	—	—	—
ZnO	0.13	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₃	0.06	0.19	0.07	—	—	—	—
CuO	—	—	—	—	—	—	0.15
Сумма	99.46	98.25	100.97	100.20	99.71	100.90	100.72
Si, ф. ед.	—	0.023	—	—	—	—	0.008
Ti	0.001	0.051	0.035	0.033	0.064	0.171	0.236
Al	1.531	0.556	1.495	0.983	0.861	0.668	0.830
Mg	0.748	0.524	0.633	0.569	0.480	0.459	0.391
Mn	—	—	0.000	0.003	0.007	0.009	0.014
Fe ²⁺	0.246	0.532	0.402	0.461	0.577	0.698	0.836
Fe ³⁺	0.062	0.316	0.236	0.238	0.260	0.579	0.223
Ca	—	0.010	—	—	—	—	0.003
Cr	0.403	0.991	0.199	0.712	0.749	0.405	0.451
Ni	0.004	0.006	—	—	—	0.005	0.004
Zn	0.003	—	—	—	—	—	—
V	0.001	0.005	0.002	—	0.003	0.006	0.015
Cu	—	—	—	—	—	—	0.004
Катионы	2.999	3.013	3.000	3.000	3.000	3.000	3.012
Cr#	0.62	0.65	0.33	0.61	0.56	0.37	0.35

Примечание. Все номера образцов имеют префикс «15Д». В скобках указано число СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитан средний состав. FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии. Cr# = Cr/(Cr + Fe²⁺).

вулканические массивы, расположенные на океанических плитах и плато Онтонг Джава Нуи до его распада 120—118 млн л. н.

К настоящему времени опубликованы ⁴⁰Ar-³⁹Ar возрасты 16 базальтоидных пород из семи гайотов в районе МГ [Koppers et al., 1998, 2003]: самыми древними являются гавайиты гайота Ита-Маи-Тай (120—118 млн лет) и трахибазальты горы Химу (120 млн лет), находящиеся на удалении ~1100 км друг от друга, а наиболее молодыми — гавайиты гайота Федорова (89—87 млн лет). На гайоте Говорова, по нашим ⁴⁰Ar-³⁹Ar данным [Перетяжко и др., 2021], наиболее древним является андезитобазальт (124.3 ± ± 2 млн лет), поднятый с глубины 3100—3000 м. Более молодые возрасты имеют базальт (107.8 ± 2 млн лет) и амфиболовый трахибазальт (107.6 ± 2 млн лет), драгированные на глубинах 2630—2534 м и 2612—2596 м соответственно (см. рис. 2, а). По гайоту Коцебу также были получены ⁴⁰Ar-³⁹Ar датировки пород [Перетяжко и др., 2020]: тефробазаниты (127.0 ± 2 и 123.7 ± 2 млн лет), трахибазальт (124.9 ± ± 2.4 млн лет), трахит (116 ± 1.9 млн лет), андезитобазальт (107.4 ± 1.8 млн лет), фоно-тефрит (105.4 ± ± 1.7 млн лет), тефрофонолит (103.8 ± 2 млн лет).

Больше всего Ar-Ar датировок имеют породы гайота Альба. По [Koppers et al., 1998, 2000], склоны гайота на глубине 2400—3100 м слагают амфиболсодержащие базаниты (102—100 млн лет), а при-вершинную часть плато по изобате 2200 м и сателлит Ома Влиндер на глубине 3400 м — более молодые (95—93 млн лет) базальты и гавайиты (см. рис. 1). Базальт 15Д284-1А (112.3 ± 1.8 млн лет) был отобран

Таблица 8. Средние составы и кристаллохимические формулы Ti-магнетита и ильменита

Компонент	266А	259-1А		269Б		272А	274Б	277В	286А		283А	284-1А
	(5)	(11)	(7)	(9)	(5)	(6)	(7)	(5)	(6)	(2)	(5)	(8)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ , мас. %	1.96	0.43	0.17	0.31	0.22	—	0.34	—	—	—	—	—
TiO ₂	15.35	18.39	49.71	21.50	47.81	23.28	20.01	22.41	24.71	47.42	19.83	15.60
Al ₂ O ₃	5.01	5.55	0.89	5.78	6.24	4.13	6.17	3.45	1.99	1.43	5.30	5.86
FeO	42.43	40.46	34.41	43.64	32.56	46.07	41.56	48.01	50.61	40.72	41.55	37.81
Fe ₂ O ₃	30.94	27.18	5.83	19.69	6.22	20.64	23.25	16.34	13.68	5.46	27.43	33.77
MgO	3.08	4.96	5.50	4.73	5.46	4.60	5.63	1.39	1.31	0.71	5.77	5.56
MnO	0.52	0.60	0.50	0.50	0.52	0.38	0.47	0.79	0.68	0.65	0.24	0.41
CaO	0.55	0.25	0.10	0.20	0.41	—	0.20	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0.19	—	0.78	—	0.60	1.55	2.08	2.65	0.00	0.16	1.16
V ₂ O ₃	0.36	0.55	0.55	0.73	0.28	0.67	0.70	0.75	0.82	0.71	0.54	0.43
Сумма	100.21	98.56	97.65	97.86	99.72	100.36	99.87	95.21	96.44	97.09	100.82	100.59
Si, ф. ед.	0.071	0.011	—	0.011	0.005	—	0.012	—	—	—	—	—
Ti	0.411	0.497	0.931	0.583	0.852	0.621	0.529	0.649	0.708	0.918	0.521	0.592
Al	0.211	0.234	0.026	0.243	0.166	0.173	0.255	0.154	0.089	0.044	0.218	0.238
Mg	0.163	0.266	0.204	0.255	0.192	0.243	0.295	0.079	0.074	0.027	0.300	0.262
Mn	0.016	0.018	0.010	0.015	0.011	0.011	0.014	0.026	0.022	0.014	0.007	0.011
Fe ²⁺	1.264	1.216	0.717	1.316	0.646	1.367	1.221	1.545	1.611	0.877	1.214	1.023
Fe ³⁺	0.828	0.734	0.109	0.536	0.111	0.550	0.614	0.474	0.391	0.106	0.721	0.756
Ca	0.021	0.006	0.003	0.008	0.011	—	0.007	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	0.023	—	0.017	0.043	0.060	0.080	0.000	0.005	0.042
V	0.010	0.016	0.011	0.021	0.009	0.019	0.020	0.014	0.025	0.015	0.015	0.013
Катионы	2.994	2.999	2.012	3.012	2.003	3.000	3.010	3.000	3.000	2.000	3.000	2.937

Примечание. Все номера образцов имеют префикс «15Д». В скобках указано число СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитан средний состав. FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии. 3, 5, 10 — ильменит, остальные — Ti-Mag.

на самой большой глубине 3635 м склона основного массива гайота, а в основании северного склона сателлита Ома Влиндер обнаружен андезитобазальт 15Д286А (85.8 ± 0.7 млн лет). В интервале глубин 2950—2400 м основной постройки гайота находятся породы близкого возраста: андезитобазальт 15Д272А (93.8 ± 1.2 млн лет) и трахибазальт 15Д259-1А (93.2 ± 1.3 млн лет). Таким образом, верхние части построек гайота Альба и сателлита Ома Влиндер мощностью около 1400 м в интервале глубин 3600—2200 м составляют базальтоидные породы с датировками 112—86 млн лет (см. рис. 2, а).

Необычным для гайотов МГ оказался миоценовый возраст базанита 15Д266А (19.9 ± 0.8 млн лет), обнаруженного вблизи небольшого купола на плато гайота в 7—20 км к востоку от нескольких вулканических конусов (см. рис. 2, б). Ранее на одном из них К-Аг методом был датирован базанит 15Д21 (15 ± 2 млн лет) [Мельников и др., 2000]. Конусы расположены по системе разломов с.-в. простирания и на продолжениях с.-з. сбросов-уступов, ограничивающих хорошо выраженный в рельефе радиальный грабен на северном склоне гайота [Геология ..., 2000]. В областях пересечений разломов, вероятно, глубинной природы находились каналы, по которым в кайнозой поднимались щелочно-базальтовые (базанитовые) магмы. При их извержениях на плато основной постройки гайота формировались вулканы, крупнейший из которых достигает высоты 750 м и основания 5.1 км (см. рис. 2, б). Наличие туфов и отсутствие гиалокластитовых отложений вокруг таких вулканов, а также возраст слагающих их пород указывают на поверхностные (аэральные) извержения базанитовой магмы в миоцене до погружения гайота ниже уровня океана.

Таким образом, по имеющимся ⁴⁰Ar-³⁹Ar данным меловой вулканизм на гайоте Альба и сателлите Ома Влиндер активизировался многократно в интервале около 30 млн лет. После значительного перерыва длительностью > 60 млн лет, на протяжении которого в результате эрозии формировались плосковершинные плато, в миоцене (< 20 млн лет) на гайоте Альба возобновилась вулканическая деятельность.

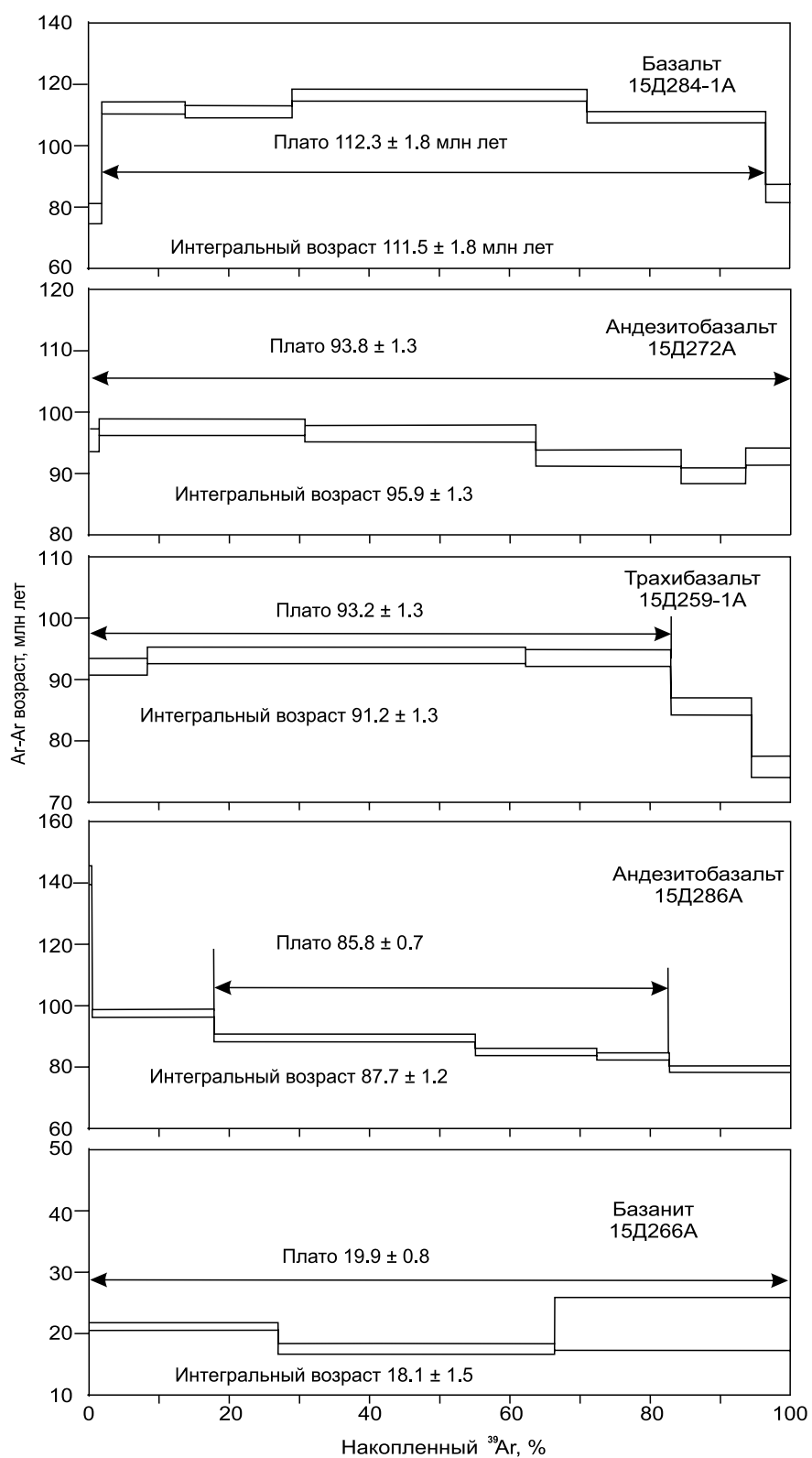


Рис. 9. Ar-Ar датировки вулканических пород методом плато.

Результаты изотопных измерений приводятся в табл. 9.

Таблица 9. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканических пород гайота Альба

$T, ^\circ\text{C}$	$^{40}\text{Ar}, 10^{-9}$ $\text{cm}^3 \text{ STP}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar},$ %	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, млн лет
15Д266А (197.51 мг)								
$J = 0.005355 \pm 0.000075$; интегральный возраст 18.1 ± 1.5 млн лет								
850	24.5	3.0 ± 0.002	0.018 ± 0.00016	1.2345 ± 0.0052	0.0028 ± 0.00020	4.44	27.03	21.2 ± 0.6
1000	24.6	2.1 ± 0.002	0.017 ± 0.00013	2.8868 ± 0.0027	0.0009 ± 0.00028	10.39	66.35	17.5 ± 0.8
1150	17.6	1.7 ± 0.003	0.021 ± 0.00014	18.1577 ± 0.0208	0.00017 ± 0.00154	65.37	100.00	21.6 ± 4.3
15Д286А (190.31 мг)								
$J = 0.005358 \pm 0.000075$; интегральный возраст 87.7 ± 1.2 млн лет								
500	107.7	69.3 ± 0.064	0.058 ± 0.00174	0.3369 ± 0.0183	0.1825 ± 0.00093	1.21	0.47	142.5 ± 3.1
700	1032.8	17.9 ± 0.004	0.019 ± 0.00005	0.2382 ± 0.0006	0.0254 ± 0.00015	0.86	17.90	97.4 ± 1.4
800	1240.0	10.0 ± 0.002	0.015 ± 0.00002	0.3950 ± 0.0002	0.00192 ± 0.00011	1.42	55.08	89.4 ± 1.3
875	551.1	9.6 ± 0.002	0.017 ± 0.00002	0.9826 ± 0.0011	0.00212 ± 0.00012	3.54	72.38	84.7 ± 1.2
975	313.3	9.2 ± 0.002	0.017 ± 0.00004	1.7907 ± 0.0018	0.00114 ± 0.00019	6.45	82.69	83.3 ± 1.2
1130	498.4	8.7 ± 0.002	0.016 ± 0.00004	1.0530 ± 0.0009	0.00098 ± 0.00010	3.79	100.00	79.3 ± 1.1
15Д259-1А (151.63 мг)								
$J = 0.005362 \pm 0.000075$; интегральный возраст 91.2 ± 1.3 млн лет								
700	107.2	10.0 ± 0.003	0.018 ± 0.00012	0.9434 ± 0.0027	0.0009 ± 0.00021	3.40	8.33	92.1 ± 1.4
850	687.5	9.9 ± 0.002	0.016 ± 0.00002	1.5660 ± 0.0012	0.0001 ± 0.00016	5.64	62.25	93.9 ± 1.4
950	259.6	9.8 ± 0.003	0.016 ± 0.00006	1.7437 ± 0.0021	0.00005 ± 0.00002	6.28	82.97	93.5 ± 1.4
1050	137.6	9.4 ± 0.003	0.018 ± 0.00010	2.2295 ± 0.0032	0.0010 ± 0.00029	8.03	94.44	85.6 ± 1.4
1150	59.9	8.4 ± 0.004	0.020 ± 0.00017	5.1343 ± 0.0071	0.0014 ± 0.00052	18.48	100.00	75.7 ± 1.8
15Д272А (187.29 мг)								
$J = 0.005353 \pm 0.000075$; интегральный возраст 95.9 ± 1.3 млн лет								
500	62.7	68.3 ± 0.144	0.031 ± 0.00135	0.2581 ± 0.0230	0.0128 ± 0.00210	0.93	0.25	535.5 ± 7.9
600	46.0	10.8 ± 0.006	0.013 ± 0.00060	0.2235 ± 0.0050	0.0023 ± 0.00049	0.80	1.43	95.3 ± 1.9
750	1109.5	10.4 ± 0.002	0.015 ± 0.00002	0.4983 ± 0.0004	0.00022 ± 0.00011	1.79	30.72	97.4 ± 1.4
850	1229.0	10.3 ± 0.002	0.015 ± 0.00003	1.3135 ± 0.0010	0.00004 ± 0.00014	4.73	63.67	96.4 ± 1.4
950	739.4	9.8 ± 0.003	0.015 ± 0.00006	1.1652 ± 0.0020	0.00005 ± 0.00017	4.19	84.38	92.4 ± 1.3
1050	317.6	9.5 ± 0.003	0.015 ± 0.00008	0.5622 ± 0.0011	0.00003 ± 0.00019	2.02	93.57	89.5 ± 1.3
1130	217.1	9.3 ± 0.003	0.015 ± 0.00018	0.7112 ± 0.0027	0.00019 ± 0.00023	2.56	100.00	92.7 ± 1.4
15Д284-1А (160.96 мг)								
$J = 0.006378 \pm 0.000106$; интегральный возраст 111.5 ± 1.8 млн лет								
700	22.3	10.0 ± 0.010	0.031 ± 0.00064	0.2800 ± 0.0130	0.0105 ± 0.00089	1.01	1.90	77.7 ± 3.2
850	154.5	11.1 ± 0.004	0.017 ± 0.00013	0.2986 ± 0.0027	0.0033 ± 0.00025	1.08	13.78	112.4 ± 2.0
950	199.6	11.1 ± 0.004	0.017 ± 0.00012	0.4025 ± 0.0040	0.00396 ± 0.00028	1.45	29.02	111.1 ± 2.0
1050	536.1	10.8 ± 0.002	0.014 ± 0.00003	0.4540 ± 0.0007	0.00130 ± 0.00013	1.63	71.05	116.5 ± 1.9
1100	307.8	10.3 ± 0.002	0.015 ± 0.00004	0.4513 ± 0.0015	0.00165 ± 0.00014	1.62	96.50	109.4 ± 1.8
1150	40.0	9.7 ± 0.009	0.029 ± 0.00039	0.7654 ± 0.0105	0.00745 ± 0.00082	2.76	100.00	84.4 ± 3.0

Примечание. Ошибки измерений приводятся для статистического интервала $\pm 1\sigma$. Жирным шрифтом выделены температуры (ступени), по которым ^{40}Ar - ^{39}Ar методом плато рассчитан возраст.

Условия образования минералов в породах

Изученные породы отобраны на значительной площади и являются фрагментами разновозрастных вулканических толщ, слагающих гайот Альба и сателлит Ома Влиндер (см. рис. 2, б, в). Однако есть некоторые особенности минерального состава пород, которые имеют значение для дальнейшего обсуждения. Это отсутствие Pl в базальте 15Д284-1А и базаните 15Д266А, а также наличие породообразующего Ti-Amp в базальте 15Д284-1А (совместно с Bt) и андезитобазальте 15Д272А. Минералогия пород указывает на высокие концентрации H_2O в исходных для них расплавах. Например, в примитивных

высокомгнезиальных и базальтовых расплавах нормальной щелочности, содержащих > 3.5 мас. % H_2O , при 400 МПа и 1100—1000 °С не кристаллизуется Pl (ликвидусная ассоциация представлена $\text{Ol} + \text{Opx} + \text{Sp}$), а с ростом давления до 600—1000 МПа и концентрации H_2O до 7–8 мас.% в равновесии с расплавами находятся Amp, Cpx и Ti-Mag [Pichavant, Macdonald, 2007].

Из текстурно-структурных особенностей пород (см. рис. 6, *e*; 7, *u*) следует, что игольчатые фенокристы и преобладающие микролиты Ti-Amp формировались после фенокристов Cpx + Pl в андезитобазальте 15Д272А и Cpx в базальте 15Д284-1А. Методом [Ridolfi, Renzulli, 2012] были рассчитаны физико-химические условия образования Ti-Amp (P , T , летучесть кислорода и концентрация H_2O в равновесных с ним расплавах). По давлению оценивалась также глубина (км) для модели плотности океанической литосферы (уравнение (№ 33) в [Yavuz, Yildirim, 2018]). Получены следующие параметры кристаллизации Ti-Amp (приводятся интервалы значений от центральной к краевой зонам фенокристов-микролитов): P (1030—330 МПа, 35—12 км), T (930—1010 °С), H_2O (8.5—2.9 мас.%), ΔNNO от +0.95 до –1.8 лог. ед. для базальта 15Д284-1А; P (980—200 МПа, 33—8 км), T (975—1040 °С), H_2O (3.6—1.4 мас. %), ΔNNO от +2.4 до –5.5 лог. ед. для андезитобазальта 15Д272А. Физико-химические параметры показаны на рис. 10 в зависимости от содержания в Ti-Amp минала Mg-гастингсита — максимального (42—53 мол. %) в центральной и минимального (< 40 мол. %) в краевой зонах микролитов-фенокристов. Общим при кристаллизации краевых зон фенокристов и микролитов Ti-Amp было снижение давления, концентрации H_2O в равновесных с ним расплавах и повышение температуры на 50—100 °С относительно центральных зон фенокристов Ti-Amp (см. рис. 10, *a–в*). Значительное уменьшение H_2O могло быть следствием дегазации обогащенных водой базальтоидных расплавов при снижении литостатического давления за счет подъема магм, а вариации температуры — смешением магм и/или адиабатическим эффектом, вызванным быстрой декомпрессией расплавов и образованием магмогазовых смесей [Mastin, Ghiorso, 2001; Blundy, Cashman, 2005; Blundy et al., 2006]. По расчетным данным кристаллизация Ti-Amp при формировании базальта 15Д284-1А происходила в условиях летучести кислорода вблизи QFM буфера, а андезитобазальта 15Д272А — в более восстановительной среде (см. рис. 10, *г*).

Фрагментами мантийных пород является ксенолит лерцолита, ксенокристы Cpx с ламеллями Cr-Sp в трахибазальте 15Д283А, возможно, ксенокристы и включения Mg-ильменита (пикроильменита), содержащего 5–6 мас. % MgO в трахибазальтах 15Д259-1А и 15Д269Б, а также частично измененные в краевой зоне крупные ксенокристы Cpx в базальте 15Д274Б и андезитобазальте 15Д272А (см. рис. 5, *ж, з*; 6, *д, ж, з*; 7, *е*). Лерцолит имеет характерную для мантийных пород протогранулярную структуру (см. рис. 5, *а–в*). Комбинация нескольких минеральных термометров и барометров дает следующие условия кристаллизации в нем минералов: 818 °С по Cpx+Opx [Wells, 1977]; для интервала 1.5—2.0 ГПа (49—62 км) 719—732 °С по Cpx + Opx [Brey, Köhler, 1990; Taylor, 1998], 754—767 °С по Fe-Mg-Ol/Sp [O'Neill, Well, 1987] и 832—860 °С по Ca-in-Opx [Brey, Köhler, 1990]; для интервала 720—860 °С по Cpx 1.59—2.04 ГПа [Nimis, Taylor, 2000] и 1.89—2.33 ГПа по Cr-in-Cpx [Sudholz et al., 2021].

Источники вещества для OIB расплавов в океанической литосфере

Все изученные породы гайота имеют крутонаклонные хондрит-нормированные REE спектры и значительно обогащены LREE относительно HREE (см. рис. 4, *б*). Традиционно подобные REE спектры объясняют геохимическими особенностями мафических расплавов (исходных для базальтоидных пород), образующихся при низкой степени плавления перидотита в поле стабильности граната. Граница гранат-шпинелевой фации перидотитов в океанической литосфере находится на глубине 90—100 км [Humphreys, Niu, 2009; Niu, Green, 2018]. Литосфера современного океана имеет такую большую мощность только в наиболее древних сегментах. Например, ТП юрского возраста (170—180 млн лет) в районе МГ к настоящему времени достигает мощности 100—120 км по томографическим моделям или по модели остывания и утолщения со временем ТП, согласно выражения $N\sqrt{\text{возраст, млн лет}}$, 125—129 км при $N=10$ [Steinberger, Becker, 2018] и 138—142 км при $N=11$ [Niu, Green, 2018]. Вероятно, только в наиболее глубинных областях океанических плит с возрастом > 80 млн лет и мощностью > 90 км существуют PT -условия устойчивости граната в перидотитах. По-видимому, это объясняет крайне редкие находки ксенолитов гранатсодержащих перидотитов, которые встречаются только в вулканических породах, образованных в кайнозой, когда мощность океанической плиты превышала 100 км: в базальтах на нескольких Гавайских островах [Sen et al., 2005; Pickard, 2008] и в ультраосновных альноитовых лавах о. Малаита на ю.-з. оконечности плато Онтонг Джава (архипелаг Соломоновы острова) [Ishikawa et al., 2007; Demouchy et al., 2015]. Другие многочисленные ксенолиты шпинелевых гарцбургитов и лерцолитов, обнаруженные в разных районах океана, не содержат гранат [Ohara, Ishii, 1998; Ohara et al., 2002a, b, 2003; Niu, 2004; Harigane et al., 2011; Warren, 2016; Chen et al., 2019].

С учетом юрской (167 млн лет) датировки N-MORB из скв. ODP-801 (см. рис. 1) ТП в период меловых (112—86 млн лет) извержений на гайоте Альба имела возраст < 80 –90 млн и мощность < 90 км.

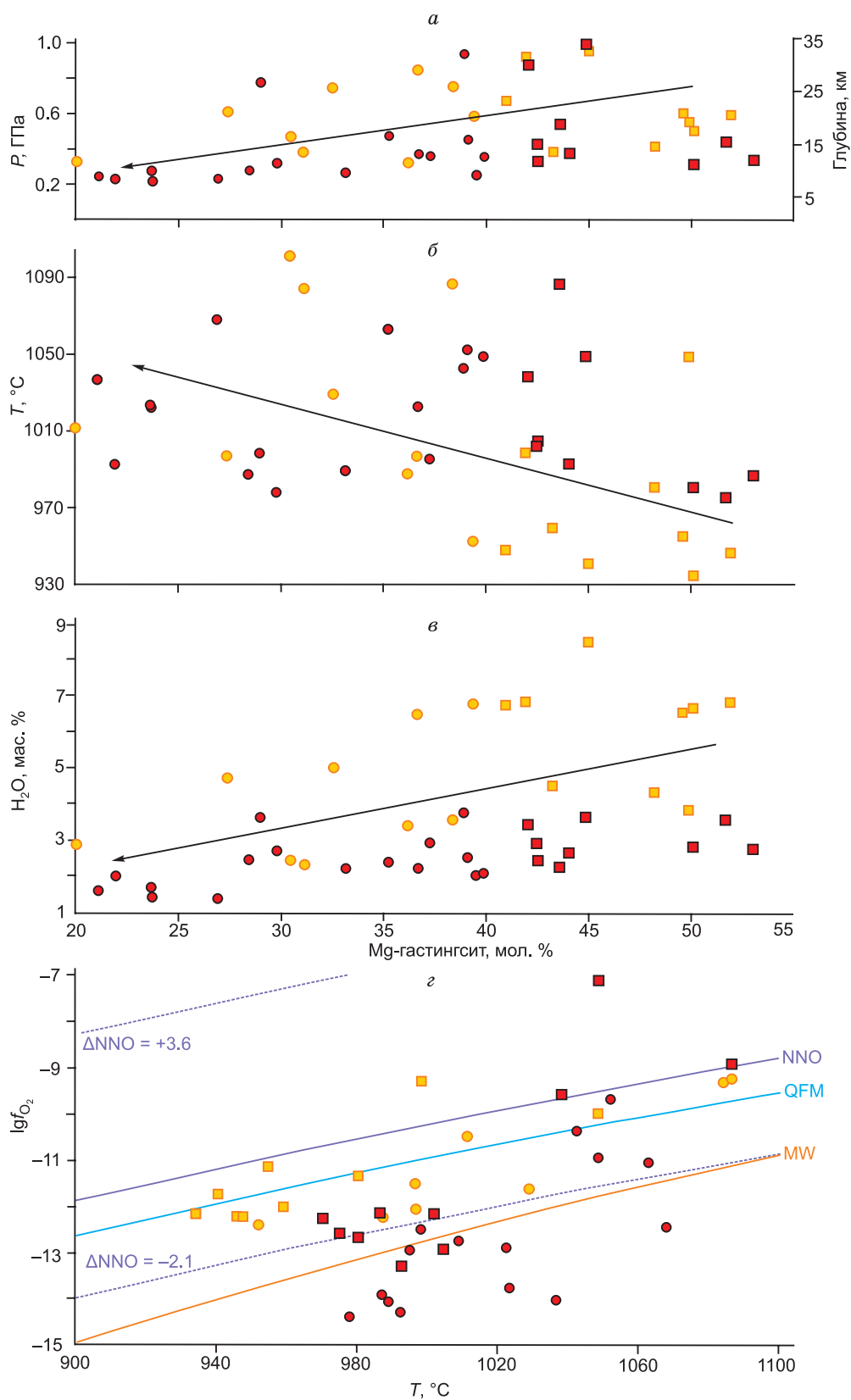


Рис. 10. Физико-химические условия кристаллизации Тi-амфибола в базальтоидных расплавах.

Рассчитаны методом [Ridolfi, Renzulli, 2012] для следующих граничных параметров: T (800—1300 °C), P (930—2200 МПа), ΔNNO (от +3.6 до -2.1). На рисунках (a—e) стрелка показывает изменения условий кристаллизации от ранних к поздним зонам фено-кристов-микролитов. На рисунке (e) кислородные буферы: MW — магнетит-вюстит, QFM — кварц-фаялит-магнетит, NNO — Ni-NiO. Усл. обозн. см. на рис. 8.

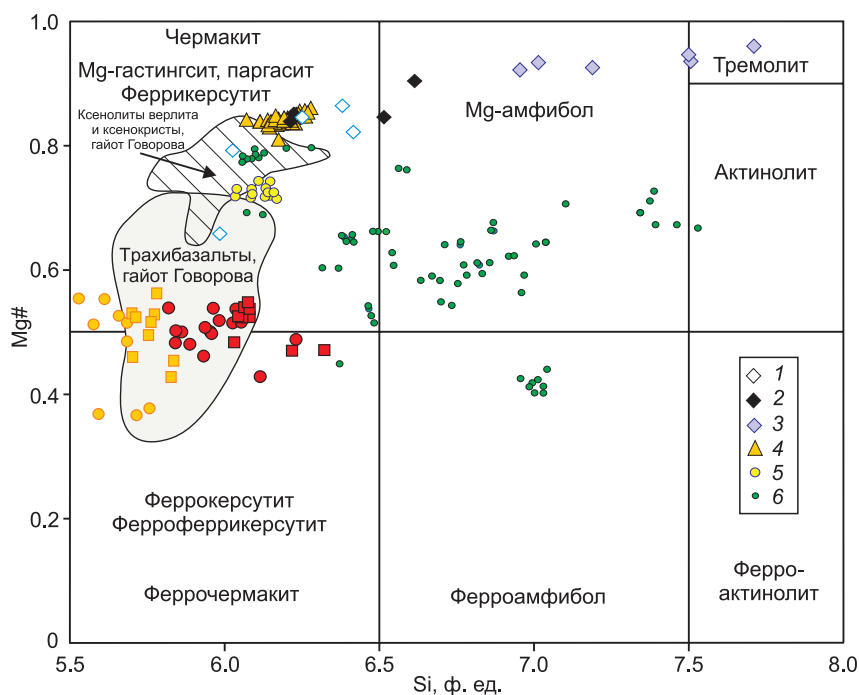


Рис. 11. Состав амфибола из мантийных и базальтоидных пород, обнаруженных на океанических островах и гайотах.

Названия конечных членов, согласно IMA классификации [Hawthorne et al., 2012]. 1 — [Sen, 1988], 2 — [Clague, Bohrsen, 1991], 3 — [Ohara, Ishii, 1998], 4 — [Moine et al., 2001], 5 — [Pickard, 2008], 6 — [Dorais, Buchs, 2019], обозначения Ti-амфибола из пород гайота Альба см. на рис. 8.

Только в кайнозой (< 20 млн лет) мощность ТП под гайотами МГ превышала 100 км. Поэтому в моделях частичного плавления перидотитов для объяснения крутонаклонных REE спектров меловых базальтоидных пород гайота Альба (см. рис. 4, б), особенно наиболее древних (> 100 млн лет), имеет смысл использовать альтернативный гранату источник. Таким источником может быть амфибол (паргасит) $\text{NaCa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Последний кристаллизуется при верлитизации перидотитов (замещении Орх на Срх) и в метасоматических мантийных жилах, образованных в процессе миграции (просачивания) обогащенных водой расплавов и летучих компонентов через зоны трещиноватости пород литосферы [Witt-Eickschen et al., 2003; Ghent et al., 2019; Wang et al., 2021]. По данным моделирования, частичное плавление паргаситосодержащих шпинелевых перидотитов приводит к образованию расплавов ОІВ типа [Pit et al., 2008].

Ранее ксенолиты перидотитов с Ti-содержащим паргаситом описывались в океанических породах на Гавайских и Кергеленских островах (рис. 11) [Sen, 1988; Clague et al., 1991; Moine et al., 2001; Pickard, 2008]. Ксенокристы паргаситового Ti-Amr встречались также в вулканокластических отложениях гайота Бартон [Dorais, Buchs, 2019]. На гайоте Говорова, по нашим данным [Перетяжко и др., 2021], в базальтах, не содержащих РІ, такой амфибол иногда совместно с флогопитом обнаружен в ксенолитах верлита и в ксенокристах (фрагментах метасоматических мантийных жил). На большой площади этого гайота также часто встречаются трахибазальты с породообразующим Ti-Amr близкого состава к Mg-гастингситу–керсутиту в породах гайота Альба (см. рис. 11). Находки мантийных пород с паргаситовым амфиболом и флогопитом свидетельствуют о метасоматозе океанической литосферы, а вулканических пород с Ti-Amr (в том числе без РІ) — на существование обогащенных H_2O базальтоидных расплавов. В меловом периоде и кайнозой такие расплавы могли просачиваться по трещинным зонам перидотитов, накапливаться и формировать магматические очаги в литосфере, подстилающей гайоты Говорова и Альба.

В миоценовом базаните обнаружен ксенолит шпинелевого лерцолита без видимых метасоматических (мантийных) изменений слагающих его минералов (см. рис. 5, б, в). Однако форма нормированных распределений примесных элементов этой породы (см. рис. 4, а) типична для метасоматизированных шпинелевых перидотитов [Ackerman et al., 2007]. Лерцолит значительно обогащен LREE относительно HREE, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 31$ (см. рис. 4, б). Судя по составу Sp, степень плавления лерцолита не превышала 6–10 % (согласно эмпирической формуле $F, \% = 10\ln(\text{Cr}\#) + 24$ [Hellebrand et al., 2001]). Исходные

щелочно-базальтовые расплавы для базанита могли формироваться за счет плавления паргаситсодержащих шпинелевых и/или гранатовых перидотитов в метасоматизированной океанической литосфере либо вещества астеносферы. Значительный Zr-Hf минимум на нормированных распределениях элементов, характерный для всех пород гайота и особенно сильно проявленный в базаните (см. рис. 4, а) является следствием особенностей состава исходных для них расплавов, образованных, возможно, за счет частичного плавления карбонатизированных перидотитов [Dasgupta et al., 2009].

Геодинамические модели формирования Магеллановых гор

Ar-Ar датировки вулканических пород WPSP, в том числе гайотов МГ (см. рис. 1), не согласуются с движением ТП относительно одной либо нескольких горячих точек (плюма). Плюмовой модели противоречат датировки пород гайотов Говорова, Коцебу и Альба (см. рис. 2), где многократно на протяжении 30—40 млн лет активизировался вулканизм в меловом периоде, а на гайоте Альба еще и в кайнозое. Для объяснения эволюции внутриплитного вулканизма МГ и других относительно коротких и расположенных в разных частях ТП вулканических цепей использовалась модель вторичных горячих точек [Courtillot et al., 2003], по которой небольшие плюмы формировались в головной части суперплюма [Koppers et al., 2003]. Этой моделью, в частности, объяснялся повторный магматизм (< 95 млн лет), наложенный на более древнюю (> 100 млн лет) постройку гайота Альба [Koppers et al., 1998]. Обсуждались также другие варианты плюмовой модели, объясняющие формирование короткоживущих вулканических цепей Южной и Западной Пацифики [Konter et al., 2008].

Альтернативные геодинамические реконструкции внутриплитного вулканизма ТП основаны на разных вариантах тектонических моделей. Как предполагалось, изменение напряжений в движущейся ТП привело к образованию протяженных глубинных разломов литосферы, на пересечении которых формировались вулканы океанических островов [Foulger, Natland, 2003; Natland, Winterer, 2005]. По модели [Седов и др., 2005; Уткин и др., 2006], ведущую роль в образовании вулканических цепей Пацифики играли сдвиговые дислокации меридионального сжатия и растяжения ТП. Глубинные разломы могли образоваться также при движении ТП над аномальным астеносферным выступом поверхности земного геоида (South Pacific superswell) между 10° и 30° ю.ш. в области SOPITA (South Pacific Thermal and Isotopic Anomaly). Наличие такой аномалии геоида подтверждается высокоточными гравиметрическими данными и геодинамическим моделированием [Adam et al., 2014], однако причины ее вызвавшие неясны и остаются остро дискуссионными [Cadão et al., 2011]. При перемещении над South Pacific superswell (или SOPITA) от экваториальной области в более высокие широты в ТП могли многократно накапливаться и разгружаться растягивающие напряжения, вследствие чего формировались глубинные разломы, возможно, от уровня LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary). Резкое падение давления сопровождалось адиабатическим (декомпрессионным) плавлением перидотитов и образованием очагов базитовых магм, извержения которых привели к формированию многочисленных вулканов на океаническом дне. Также могли происходить повторные извержения на образованных ранее вулканических массивах и появляться новые вулканы. В районе МГ крупными тектоническими нарушениями, связанными с глубинными разломами, являются трещинные зоны и оперяющие их разломы Огасавара и Кашима, выделяемые по геомагнитным аномалиям и сейсмическому профилированию (см. рис. 1). Предполагается также [Koppers et al., 2003; Konter et al., 2008], что в области South Pacific superswell (SOPITA) до настоящего времени действует суперплюм Южной Пацифики.

Проявлениями внутриплитного магматизма, связанными со специфическими особенностями геодинамического режима, являются также миоценовые (< 20 млн лет) и экстремально молодые (< 10 млн лет) «petit-spot» вулканы, обнаруженные вдоль субдуцируемой фронтальной части ТП вблизи Японского желоба [Hirano et al., 2001] и на глубоководной абиссальной равнине вблизи о. Маркус (см. рис. 1), ~ 1500—2000 км к востоку от желобов Марианского и Огасавара [Hirano et al., 2019]. Кайнозойский «petit-spot» вулканизм связан с глубинными разломами, образующимися при разрядке напряжений ТП в процессе ее погружения в глубоководные желоба [Hirano, 2011; Machida et al., 2017]. В областях кайнозойской субдукции мощная (> 100 км) ТП юрского возраста подвергается деформациям, что приводит к образованию разломов от уровня LAB, адиабатическому плавлению астеносферного вещества и перидотитов, инициирующему щелочно-базальтовый вулканизм.

Нормированные распределения примесных элементов базанита 15Д266А и трахибазальтов «petit-spot» вулканов имеют сходную форму с Zr-Hf минимумом, близкие спектры REE + Y (см. рис. 4) и изотопные характеристики Sr, Nd, Pb (по нашим неопубликованным данным). Положение с.-з. сегмента ТП с гайотами МГ вблизи Марианского желоба (см. рис. 1), миоценовые (20—15 млн лет) датировки пород (15Д266А, 15Д21) и геохимические особенности базанита 15Д266А позволяют предположить, что конусы и купола небольших вулканов на плато гайота Альба (см. рис. 2, б) являются новыми проявлениями кайнозойского «petit-spot» вулканизма, описанного в работах [Hirano et al., 2001, 2019; Hirano, 2011; Machida et al., 2017].

Вулканические цепи района МГ формировались на юрском сегменте ТП. Самыми древними породами здесь являются толеитовые N-MORB в скв. ODP-801 (см. рис. 1). В вулканических разрезах скважин ODP 800—802 находятся OIB [Pringle, 1992; Floyd, Castillo, 1992]. Таким образом, по данным глубоководного бурения, в верхнеюрско-раннемеловое время (157–115 млн лет) происходили излияния OIB магм на абиссальных равнинах ТП. Согласно модели происхождения OIB, эволюция состава исходных для них базитовых расплавов и обогащение несовместимыми элементами относительно N-MORB было вызвано частичным плавлением астеносферного вещества и метасоматизированных перидотитов, через которые просачивались флюиды и расплавы, обогащенные H_2O , CO_2 и щелочами [Niu, O'Hara, 2003; Humphreys, Niu, 2009; Niu et al., 2011; Niu, Green, 2018].

Наиболее древние вулканические породы гайотов и подводных гор вулканических цепей WPSP обнаружены на склонах гайота Говорова (124 млн лет) и Коцебу (127–124 млн лет), намного выше уровня от их оснований (см. рис. 1). Большинство базальтоидных пород, в том числе гайота Альба, имеют обогащенные относительно типичных OIB геохимические характеристики (см. рис. 4). С учетом этого и данных ODP бурения мы предполагаем, что формирование гайотов МГ началось в раннемеловое время с извержений OIB магм. К этому времени увеличилась мощность океанической литосферы за счет аккреции астеносферного вещества из области LAB (метасоматизированных перидотитов и метасоматических мантийных жил, образованных за несколько десятков млн лет при движении ТП от зон спрединга). Обогащение базитовых расплавов, исходных для пород гайота Альба и других вулканических массивов МГ мелового возраста, несовместимыми элементами относительно типичных OIB могло быть вызвано разной степенью частичного плавления паргаситсодержащих шпинелевых перидотитов в метасоматизированной литосфере и/или гранатсодержащих перидотитов в астеносфере.

При движении ТП, постепенно утолщающейся со временем за счет аккреции вещества LAB, в меловом периоде на протяжении десятков миллионов лет в районе МГ формировались многочисленные вулканические острова, часть из которых в дальнейшем превратилась в атоллы, а после погружения ниже уровня океана — в гайоты. После пересечения South Pacific superswell напряжения в ТП становились сжимающими, что привело к закрытию глубинных разломов и завершению мелового внутриплитного вулканизма. К настоящему времени сегмент ТП с МГ и другими вулканическими постройками мелового возраста переместился в Северное полушарие, а в области SOPITA над суперплюмом Южной Пацифики, по [Koppers et al., 2003; Konter et al., 2008] формируются вулканические острова и атоллы Французской Полинезии.

Источниками метасоматических агентов (расплавов/флюидов), воздействующих на океаническую литосферу и приводящих к ее частичному плавлению, могли быть как суперплюм Южной Пацифики, так и LAB. На внутриплитный вулканизм МГ, связанный с плюмом, указывают палеорекострукции положения сегмента ТП с гайотами и горами WPSP в меловом периоде между 40 и 10° ю.ш. в области SOPITA [Koppers et al., 2003; Seton et al., 2012; Hochmuth et al., 2015; Itoh et al., 2017], а также OIB характеристики пород гайота Альба (см. рис. 4). В то же время, геохимические особенности вулканических пород не являются однозначным доказательством их связи с плюмом, поскольку составы типичных OIB расплавов могут быть получены при частичном плавлении паргаситсодержащих шпинелевых перидотитов в метасоматизированной литосфере, вызванном глубинными разломами и адиабатическим повышением температуры [Pit et al., 2008]. Кроме того, приводятся убедительные аргументы частичного плавления астеносферного вещества и перидотитов, вызванного деформациями субдуцируемой ТП и просачиванием обогащенных летучими компонентами расплавов и флюидов по разломам из области LAB без участия какого-либо плюма [Hirano, 2011; Pit et al., 2016; Machida et al., 2017; Hirano et al., 2019]. Эти процессы активизировали кайнозойский внутриплитный вулканизм и привели к образованию «petit-spot» вулканов вблизи глубоководных желобов, а также на плато гайота Альба, по нашим данным (см. рис. 2, б). Таким образом, плюмовая и тектонические геодинамические модели не противоречат, а дополняют друг друга. Внутриплитный вулканизм гайотов МГ на протяжении длительного периода от мезозоя до кайнозоя мог быть вызван как плюмом, так и глубинными разломами литосферы от уровня LAB.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представления о постоянно протекающем метасоматозе литосферы при перемещении океанических плит относительно зон спрединга являются основой модели образования OIB [Niu, O'Hara, 2003; Niu, Green, 2018]. Результаты изучения вулканических пород гайотов Альба и Говорова согласуются с этой моделью. Находки на этих гайотах амфиболовых базальтоидных пород, в том числе без Pl, паргаситового амфибола в ксенолитах верлита (совместно с флогопитом) и в ксенокристаллах (фрагментах мантийных жил) в трахибазальтах гайота Говорова однозначно указывают на метасоматоз океанической литосферы. Источниками метасоматических агентов (расплавов/флюидов), воздействующих на перидотиты, могли быть как суперплюм Южной Пацифики в области SOPITA, так и LAB. Многократные ак-

тивизации вулканизма гайота Альба на протяжении 100 млн лет были вызваны предположительно су- перплюмом Южной Пацифики в меловом периоде и глубинными разломами океанической литосферы от уровня LAB в кайнозое.

Авторы благодарят участников рейсов НИС «Геленджик» 2018—2019 гг. АО «Южморгеология» за помощь, оказанную при отборе образцов, а также Е.А. Хромову (ГИ СО РАН, Улан-Удэ) за изучение пород методом СЭМ ЭДС. Рецензии на статью С.А. Силантьева (ГЕОХИ РАН, Москва) и Ю.А. Мартынова (ДВГИ ДВО РАН, Владивосток) позволили улучшить смысловое содержание и стиль текста.

Работа выполнялась при поддержке программы ФНИ 0284-2021-0006 и грантов 075-15-2019-1883, 075-15-2022-1100 Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

ЛИТЕРАТУРА

Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Под ред. Г.Н. Батурина, И.Н. Говорова. М., На- ука, 1995, 368 с.

Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) / С.П. Плетнев, М.Е. Мельников, В.Т. Съедин, Т.Е. Седышева, В.В. Авдонин, В.М. Анохин, Ю.Д. Захаров, Т.А. Пунина, О.Л. Смирнова. Изд-во Даль- наука, 2020, 200 с.

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава мине- ралов: микроанализатор или сканирующий микроскоп? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473— 1482.

Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Эр.Б. Среднемиоценовые вул- канические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология, 2000, т. 19, № 5, с. 38—46.

Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А., Пунина Т.П., Седышева Т.Е., Худик В.Д., Заха- ров В.Д. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Альба (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология, 2007, т. 26, № 3, с. 65—74, <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714007030050>.

Перетяжко И.С. CRYSTAL — прикладное программное обеспечение для минералогов, петроло- гов и геохимиков // Зап. ВМО, 1996, № 3, с. 141—148.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Пуляева И.А., Юдин Д.С. Возраст вулканических пород и гео- динамические модели формирования гайотов Магеллановых гор в Тихом океане // Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН (Москва), научное электронное издание. 2020, с. 409—412.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Юдин Д.С., Пуляева И.А. Метасоматоз перидотитов океаниче- ской литосферы под гайотом Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // XIII Всероссийское петро- графическое совещание «Петрология и геодинамика геологических процессов». Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2021, т. 2, с. 206—209.

Седов А.П., Матвеев В.В., Волокитина Л.П., Рашидов Л.П., Казакевич В.А., Сукья- нов С.В. Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2005, № 5, с. 24—44.

Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Хершберг Л.Б. Структурно-динамические усло- вия формирования гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, № 2, с. 3—14.

Abrams L.J., Larson R.L., Shipley T.H., Lancelot Y. Cretaceous volcanic sequences and Jurassic ocea- nic crust in the east Mariana and Pigafetta basins of the Western Pacific // The Mesozoic Pacific: geology, tecton- ics, and volcanism. Geophys. Monogr. ser. / Eds. M.S. Pringle, W.W. Sager, W.V. Silter, S. Stein. Washington, AGU, 1993, v. 77, p. 77—101.

Ackerman L., Mahlen N., Jelínek E., Medaris G., Jr., Ulrych J., Strnad L., Mihaljevič M. Geochem- istry 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, <http://doi.org/10.1093/petrology/egm058>.

Adam C., Yoshida M., Suetsugu D., Fukao Y., Cadio C. Geodynamic modeling of the South Pacific superswell // Phys. Earth Planet. Int., 2014, v. 229, p. 24—39, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2013.12.014>.

Blundy J., Cashman K. Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano // Geology, 2005, v. 33, p. 793—796, <http://doi.org/10.1130/G21668.1>.

Blundy J., Cashman K., Humphreys M. Magma heating by decompression-driven crystallization be- neath andesite volcanoes // Nature, 2006, v. 443, p. 76—80, <http://doi.org/10.1038/nature05100>.

Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II: New thermobarometers and prac- tical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol., 1990, v. 31, p. 1353—1378.

Cadio C., Panet I., Davaille A., Diament M., Métivier L., Viron O. Pacific geoid anomalies revisited in light of thermochemical oscillating domes in the lower mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 306, p. 123—135, <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.040>.

Chen L., Tang L., Li X., Dong Y., Yu X., Ding W. Geochemistry of peridotites from the Yap Trench, Western Pacific: implications for subduction zone mantle evolution // *Int. Geol. Rev.*, 2019, v. 61 (9), <http://doi.org/10.1080/00206814.2018.1484305>.

Clague D.A., Bohrsen W.A. Origin of xenoliths in the trachyte at Puu Waawaa, Hualalai volcano, Hawaii // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991, v. 108, p. 439—452.

Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 205 (3—4), p. 295—308, [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8).

Dasgupta R., Hirschmann M.M., McDonough W.F., Spiegelman M., Withers A.C. Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts // *Chem. Geol.*, 2009, v. 262, p. 57—77, <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.02.004>.

Demouchy S., Ishikawa A., Tommasi A., Alard O., Keshav S. Characterization of hydration in the mantle lithosphere: Peridotite xenoliths from the Ontong Java Plateau as an example // *Lithos*, 2015, v. 212—215, p. 189—201, <http://doi.org/10.1002/2015GC006036>.

Dorais M.J., Buchs D.M. Mineralogical characterization of rejuvenated magmatism at Burton Guyot, Louisville Seamount trail // *Contrib. Miner. Petrol.*, 2019, v. 174 (66), p. 1—15, <http://doi.org/10.1007/s00410-019-1604-4>.

Floyd P.A., Castillo P.R. Geochemistry and petrogenesis of Jurassic ocean crust basalts, site 801 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1992, v. 129, p. 361—388.

Foulger G.R., Natland J.H. Is “hotspot” volcanism a consequence of plate tectonics? // *Science*, 2003, v. 300 (5621), p. 921—922, <http://doi.org/10.1126/science.1083376>.

Ghent E.D., Edwards B.R., Russell J.K. Pargasite-bearing vein in spinel lherzolite from the mantle lithosphere of the North America Cordillera // *Can. J. Earth Sci.*, 2019, v. 56 (8), p. 870—886, <http://dx.doi.org/10.1139/cjes-2018-0239>.

Harigane Y., Mizukami T., Morishita T., Michibayashi K., Abe N., Hirano N. Direct evidence for upper mantle structure in the NW Pacific Plate: Microstructural analysis of a petit-spot peridotite xenolith // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 302, p. 194—202, <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.011>.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // *Am. Mineral.*, 2012, v. 97, p. 2031—2048, <http://doi.org/10.2138/am.2012.4276>.

Heaton D.E., Koppers A.A.P. High-resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Louisville Seamounts IODP expedition 330 drill sites: Implications for the duration of hotspot-related volcanism and age progressions // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2019, v. 20, p. 4073—4102, <http://doi.org/10.1029/2018GC007759>.

Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*, 2001, v. 410 (6829), p. 677—681, <https://doi.org/10.1038/35070546>.

Hirano N. Petit-spot volcanism: a new type of volcanic zone discovered near a trench // *Geochem. J.*, 2011, v. 45, p. 157—167, <http://doi.org/10.2343/geochemj.1.0111>.

Hirano N., Kawamura K., Hattori M., Saito K., Ogawa Y. A new type of intra-plate volcanism; Young alkali-basalts discovered from the subducting Pacific Plate, Northern Japan Trench // *Geophys. Res. Lett.*, 2001, v. 28, p. 2719—2722, <http://doi.org/10.1029/2000GL012426>.

Hirano N., Machida S., Sumino H., Shimizu K., Tamura A., Morishita T., Iwano H., Sakata S., Ishii T., Arai S., Yoneda S., Danhara T., Hirata T. Petit-spot volcanoes on the oldest portion of the Pacific Plate // *Deep Sea Res. Part I*, 2019, v. 154, 103142, <http://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.103142>.

Hochmuth K., Golf K., Uenzelmann-Neben G. Playing jigsaw with Large Igneous Provinces — A plate tectonic reconstruction of Ontong Java Nui, West Pacific // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2015, v. 16, p. 3789—3807, <http://doi.org/10.1002/2015GC006036>.

Humphreys E.R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 118—136, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.038>.

Ishikawa A., Kuritani T., Makishima A., Nakamura E. Ancient recycled crust beneath the Ontong Java Plateau: Isotopic evidence from the garnet clinopyroxenite xenoliths, Malaita, Solomon Islands // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 259, p. 134—148, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.034>.

Itoh Y., Takano O., Takashima R. Tectonic synthesis: A plate reconstruction model of the NW Pacific region since 100 Ma // *Ch. 5, Dynamics of arc migration and amalgamation — architectural examples from the NW Pacific margin*. IntechOpen, 2017, <http://dx.doi.org/10.5772/67358>.

Konter J.G., Hanan B.B., Blichert-Toft J., Koppers A.A.P., Plank T., Staudigel H. One hundred million years of mantle geochemical history suggest the retiring of mantle plumes is premature // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 275, p. 285—295, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.023>.

Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific Plate motion // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 163, p. 53—68, [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00175-7](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00175-7).

Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R. Dating crystalline groundmass separates of altered Cretaceous seamount basalts by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating technique // *Chem. Geol.*, 2000, v. 166, p. 139—158, [http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00188-6](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00188-6).

Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans J.R. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4 (10), p. 1—49, <http://doi.org/10.1029/2003GC000533>.

Lee T.-G., Lee K., Hein J.R., Moon J.-W. Geophysical investigation of seamounts near the Ogasawara Fracture Zone, western Pacific // *Earth Planets Space*, 2009, v. 61, p. 319—331, <http://doi.org/10.1186/BF03352914>.

Machida S., Kogiso T., Hirano N. Petit-spot as definitive evidence for partial melting in the asthenosphere caused by CO_2 // *Nat. Commun.*, 2017, v. 8, 14302, <http://doi.org/10.1038/ncomms14302>.

Mastin L.G., Ghiorso M.S. Adiabatic temperature changes of magma-gas mixtures during ascent and eruption // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 307—321, <http://doi.org/10.1007/s004100000210>.

McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253, [http://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](http://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).

Moine B.N., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Sheppard S.M.F., Cottin J.Y. High field strength element fractionation in the upper mantle: Evidence from amphibole-rich composite mantle xenoliths from the Kerguelen Islands (Indian Ocean) // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2145—2167, <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2145>.

Nakanishi M. Topographic expression of five fracture zones in the north Western Pacific Ocean // *The Mesozoic Pacific: Geology, tectonics, and volcanism. Geophys. Monogr. Ser.*, v. 77 / Eds. M.S. Pringle, W.W. Sager, W.V. Silter, S. Stern. 1993, p. 121—136.

Nakanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Magnetic anomaly lineations from late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean // *Geophys. J. Int.*, 1992, v. 144, p. 535—545.

Natland J.H., Winterer E.L. Fissure control on volcanic action in the Pacific // *Plates, plumes and paradigms* / Eds. G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnall, D.L. Anderson, 2005, p. 687—710.

Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2000, v. 139 (5), p. 541—554, <http://doi.org/10.1007/s004100000156>.

Niu Y. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges // *J. Petrol.*, 2004, v. 45 (12), p. 2423—2458, <http://doi:10.1093/petrology/egh068>.

Niu Y. Lithosphere thickness controls the extent of mantle melting, depth of melt extraction and basalt compositions in all tectonic settings on Earth – A review and new perspectives // *Earth-Sci. Rev.*, 2011, v. 217, 103614, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103614>.

Niu Y., Green D.H. The petrological control on the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath ocean basins // *Earth Sci. Rev.*, 2018, v. 185, p. 301—304, <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.011>.

Niu Y., O'Hara M.J. Origin of ocean island basalts (OIB): A new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108 (B4), 2209, <http://doi.org/10.1029/2002JB002048>.

Ohara Y., Ishii T. Peridotites from the southern Mariana forearc: Heterogeneous fluid supply in mantle wedge // *Island Arc*, 1998, v. 7 (3), p. 541—558, <http://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1998.00209.x>.

Ohara Y., Stern R.J., Ishii T., Yurimoto H., Yamazaki T. Peridotites from the Mariana Trough: First look at the mantle beneath an active back-arc basin // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2002a, v. 143 (1), p. 1—18, <http://doi.org/doi:10.1007/s00410-001-0329-2>.

Ohara Y., Fujioka K., Ishizuka O., Ishii T. Peridotites and volcanics from the Yap arc system: Implications for tectonics of the southern Philippine Sea Plate // *Chem. Geol.*, 2002b, v. 189 (1—2), p. 35—53, [http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00062-1](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00062-1).

Ohara Y., Fujioka K., Ishii T., Yurimoto H. Peridotites and gabbros from the Parece Vela backarc basin: Unique tectonic window in an extinct backarc spreading ridge // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4 (7), p. 1—22, <http://doi.org/10.1029/2002GC000469>.

O'Neill H.St.C., Wall V.J. The olivine—orthopyroxene—spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // *J. Petrol.*, 1987, v. 28, p. 1169—1191, <http://doi.org/10.1093/petrology/28.6.1169>.

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 // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2007, v. 154, p. 535—558, <http://doi.org/10.1007/s00410-007-0208-6>.

Pickard M. A microanalytical approach to understanding the origin of cumulate xenoliths from Mauna Kea, Hawaii. M.S. Thesis, Brigham Young University, Provo, UT, 2008, 45 p., <https://scholarsarchive.byu.edu/etd/1575>.

Pilet S., Baker M.B., Stolper E.M. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas // *Science*, 2008, v. 320, p. 916—919, <http://doi.org/10.1126/science.1156563>.

Pilet S., Abe N., Rochat L., Kaczmarek M.-A., Hirano N., Machida S., Buchs D.M., Baumgartner P.O., Müntener O. Pre-subduction metasomatic enrichment of the oceanic lithosphere induced by plate flexure // *Nat. Geosci.*, 2016, v. 9, p. 898—903, <http://doi.org/10.1038/ngeo2825>.

Pringle M.S. Radiometric ages of basaltic basement recovered at sites 800, 801, and 802, Leg 129, Western Pacific Ocean // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1992, v. 129, p. 389—404.

Renkin M.L., Sclater J.G. Depth and age in the north Pacific // *J. Geophys. Res.*, 1988, v. 93 (B4), p. 2919—2935, <http://doi.org/doi:10.1029/jb093ib04p02919>.

Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2012, v. 163, p. 877—895, <http://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>.

Ridolfi F., Zanetti A., Renzulli A., Perugini D., Holtz F., Oberti R. AMFORM, a new mass-based model for the calculation of the unit formula of amphiboles from electron microprobe analyses // *Am. Mineral.*, 2018, v. 103, p. 1112—1125, <http://doi.org/10.2138/am-2018-6385>.

Sen G. Petrogenesis of spinel lherzolite and pyroxenite suite xenoliths from the Koolau shield, Oahu, Hawaii: Implications for petrology of the post-eruptive lithosphere beneath Oahu // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1988, v. 100, p. 61—91, <http://doi.org/10.1007/BF00399440>.

Sen G., Keshav S., Bizimis M. Hawaiian mantle xenoliths and magmas: Composition and thermal character of the lithosphere // *Am. Mineral.*, 2005, v. 90, p. 871—887, <http://doi.org/10.2138/am.2005.1731>.

Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth Sci. Rev.*, 2012, v. 113 (3—4), p. 212—270, <http://doi:10.1016/j.earscirev.2012.03.002>.

Steinberger B., Becker T. A comparison of lithospheric thickness models // *Tectonophysics*, 2018, v. 746, p. 325—338, <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.001>.

Sudholz Z.J., Yaxley G.M., Jaques A.L., Brey G.P. Experimental recalibration of the Cr-in-clinopyroxene geobarometer: improved precision and reliability above 4.5 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2021, v. 176 (11), <http://doi.org/10.1007/s00410-020-01768-z>.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 42, 1989, p. 313—345, <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Taylor W. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1998, v. 172, p. 381—408, <http://doi.org/10.1127/njma/172/1998/381>.

Wang C., Liang Y., Xu W. Formation of amphibole-bearing peridotite and amphibole-bearing pyroxenite through hydrous melt-peridotite reaction and in situ crystallization: an experimental study // *JGR Solid Earth*, 2021, v. 126 (3), <http://doi.org/10.1029/2020JB019382>.

Warren J.M. Global variations in abyssal peridotite compositions // *Lithos*, 2016, v. 248—251, p. 193—219, <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.023>.

Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, v. 46, p. 129—139, <http://doi.org/10.1007/BF00372872>.

Witt-Eickschen G., Seck H.A., Mezger K., Eggins S.M., Altherr R. Lithospheric mantle evolution beneath the Eifel (Germany): Constraints from Sr–Nd–Pb isotopes and trace element abundances in spinel peridotite and pyroxenite xenoliths // *J. Petrol.*, 2003, v. 44 (6), p. 1077—1095, <http://doi.org/10.1093/petrology/44.6.1077>.

Yavuz F., Yildirim D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // *Periodico di Mineralogia*, 2018, v. 87, p. 149—172, <http://doi.org/10.2451/2018PM787>.