

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ГАББРОИДНЫХ ПОРОД ОФИОЛИТОВОГО
КОМПЛЕКСА ЗОНЫ РАЗЛОМА ХАНТЕР (ТИХИЙ ОКЕАН)**

*И.А. Тарарин**, *В.М. Чубаров***, *Т.М. Философова***

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

***Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Коллекция образцов, драгированных в зоне разлома Хантер (Тихий океан), включает полнокристаллические массивные и кумулятивные основные и ультраосновные породы и вулканы офиолитового комплекса, состав которых варьирует от базальтов до риолитов. Массивные ультраосновные породы – большей частью серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты, минералогические особенности которых свидетельствуют об их реститовой природе. Ультраосновные породы кумулятивной структуры генетически связаны с кумулятивными габбро и габброноритами, а не с реститовыми перидотитами. Габброидные породы представлены кумулятивными P1-Орх-Срх-(±О1) габброноритами и P1-Срх-(±О1) габбро и меньше – их массивными разновидностями. Минеральные особенности габброидов позволяют предполагать их кристаллизацию в условиях среднеглубинного магматического очага. Зеленый и буровато-зеленый амфибол, кристаллизующийся на позднемагматической стадии, частично замещает клинопироксен во многих образцах и сам при диафорезе замещается актинолитом и актинолитовой роговой обманкой. Сходство минеральных ассоциаций и состава минералов габброидов, двупироксеновых вулкаников и вулканокластических бонинитов свидетельствует об их генетических связях и формировании из единого магматического очага. Петрологические данные позволяют предполагать, что габброиды офиолитового комплекса образовались в островодужной обстановке, а не в условиях срединно-океанического хребта.

Ключевые слова: офиолитовый комплекс, минералогия и петрология габброидов, зона разлома Хантер, Северо-Фиджийский окраинный бассейн, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из главных тектонических элементов Новогвинеидской провинции Тихого океана является зона глубинного разлома Хантер, протягивающаяся между Фиджийским плато (Северо-Фиджийский бассейн) и островодужной системой Тонга-Лау (рис. 1). По этому разлому в плейстоцене происходило интенсивное смещение Фиджийского плато на юго-запад, в результате чего был разрушен некогда единый линеамент Тонга-Вануату-Соломоновы острова [39]. Амплитуда горизонтальных смещений масс вдоль зоны разлома Хантер была неравномерной и уменьшалась с глубиной, что обусловило инверсию сейсмофокальной плоскости. Важным результатом инверсии явилось нарушение конфигурации фокальной плоскости, возникновение "сейсмических разрывов", "аномальной крутизны" и др. [5]. Прилегающие к зоне разлома Хантер части фокальной плоскости испытали значительный флексуообразный изгиб. Зона разлома Хантер шириной около

250 км полностью вместила блоки, несущие архипелаг Фиджи (платформу Фиджи) и северную часть хребта Лау. В процессе миграции главного сместителя разлома эти блоки испытали смещение и вращение, подтверждаемое палеомагнитными данными [9, 17, 22, 32].

Островная дуга Вануату и ее юго-восточное продолжение – подводный хребет Хантер и сопряженная с ним зона разлома Хантер, продолжающаяся на восток желоб Вануату, являются наиболее сложно построенными фрагментами Новогвинеидской островодужной провинции. Главной особенностью дуги Вануату является современная ориентация ее сейсмофокальной плоскости на восток, в отличие от большинства островных дуг этого региона, чьи сейсмофокальные зоны ориентированы на запад. Эта особенность является следствием сложной постпалеоценовой геодинамической эволюции дуги Вануату, включающей в себя три этапа [8, 9, 17, 21–23, 25, 32, 41]:

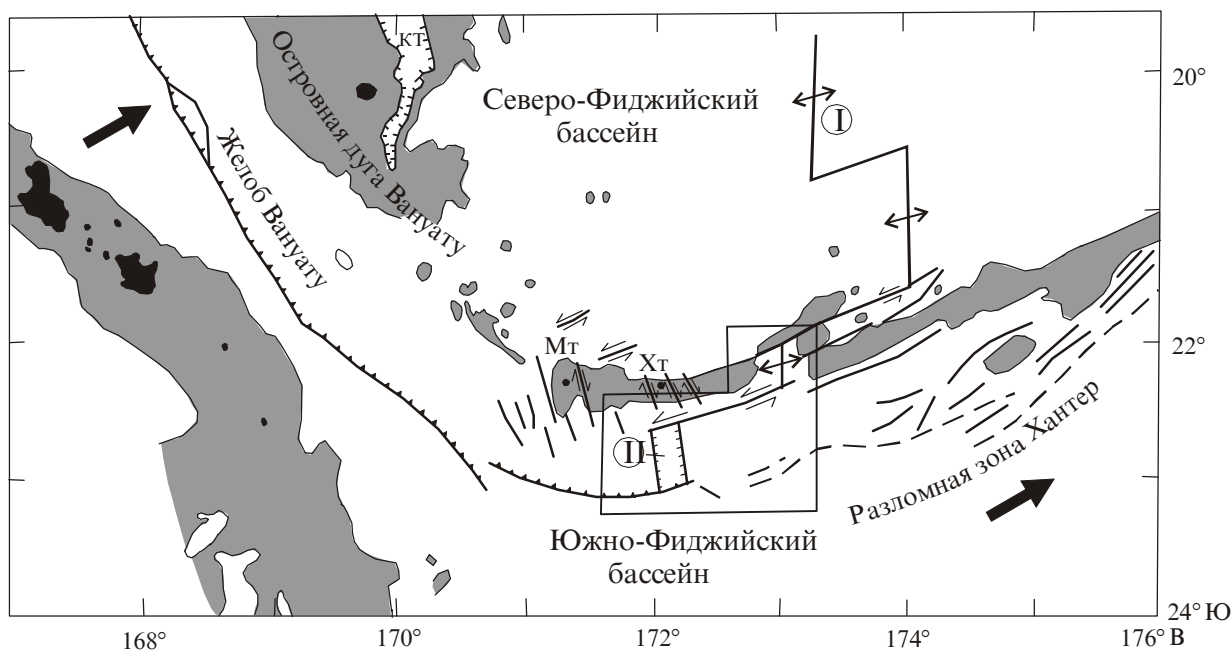


Рис. 1. Схема предполагаемой геодинамической конфигурации южной части Северо-Фиджийского бассейна (по [32] с упрощениями).

КТ – задуговый трог Кориолис (Corgolis), Мт – вулкан Мэттью (Matthew), Хт – вулкан Хантер (Hunter). I – Центральный спрединговый хребет, II – небольшой раздвиговый бассейн (типа pull-apart basin). Крупными стрелками показано направление движения Индо-Австралийской плиты. Серым фоном выделены площади с глубинами 0–2 км, черным – острова. Выделенная площадь – полигон исследований 17 рейса НИС "Академик Александр Несмеянов" в 1990 году (рис. 2).

1. Позднеэоцен-миоценовый – существование единой островодужной системы Витязя, включающей островную дугу Вануату, о-ва Фиджи, хребты Лау и Тонга, под которые в желобе Витязя происходила направленная на запад субдукция Тихоокеанской плиты;

2. Позднемиоцен-раннеплиоценовая структурная перестройка этой островодужной системы, обусловившая отмирание желоба Витязя, переориентацию зоны субдукции на восток и начало раскрытия Северо-Фиджийского бассейна;

3. Позднеплиоцен-современный – направленная на восток субдукция молодой океанической коры Южно-Фиджийского бассейна и Кораллового моря и образование Северо-Фиджийского окраинного бассейна.

Зона разлома Хантер выражается в рельефе цепочкой вулканических построек и мелких трогов. В средней части островного склона южной части желоба Вануату выявлен субширотный трог шириной около 35 км, который картируется до меридиана 171° в.д. Восточнее его, в центральной части района работ НИС "Академик Александр Несмеянов", зона разлома Хантер осложнена крупной подводной вул-

канической постройкой, названной вулканом Ильичева [5]. Западнее вулкана расположена субмеридиональная впадина глубиной около 1 км, которая имеет природу pull-apart basin, образующихся вдоль зон крупных сдвиговых дислокаций [32].

Северо-Фиджийский бассейн, обрамляемый с юга зоной разлома Хантер, является сложным задуговым бассейном, сформированным 8–10 млн лет назад при распаде единой островодужной системы Витязя в результате коллизии желоба Витязя и плато Онтонг-Джава [36]. С возникновением Центрального спредингового хребта в Северо-Фиджийском бассейне (примерно 3 млн лет назад, [8]) начинаются интенсивные раздвиговые движения, продолжающиеся и в настоящее время, с формированием современной океанической коры [8, 14]. Предполагается, что Центральный спрединговый хребет продолжается в пределы подводного островодужного поднятия островной дуги Вануату и далее к югу в зону разлома Хантер (рис. 1) [32], с чем связано формирование здесь современных базальтов срединно-океанических хребтов и базальтов окраинноморской ассоциации [5].

Сложная история геодинамического развития Северо-Фиджийского бассейна и зоны разлома Хан-

тер обусловила многообразие и разновозрастность развитых здесь магматических комплексов [5]. Геолого-геофизические исследования, проведенные в 17 рейсе НИС "Академик Александр Несмеянов" в зоне разлома Хантер и Северо-Фиджийском бассейне, позволили впервые в зоне разлома Хантер установить широкое развитие ассоциации офиолитов и бонинитов. В ходе драгирования была получена обширная коллекция магматических пород, включающая в себя кумулятивные и метаморфизованные перидотиты, различные типы габброидов и широкий спектр вулканических пород ультраосновного, основного, среднего и кремнекислого состава. Цель данной статьи – дать детальную петрологическую характеристику габброидных пород офиолитовой ассоциации и осветить проблему их формирования.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗОНЫ РАЗЛОМА ХАНТЕР

Детальные петрологические исследования показали, что в пределах зоны разлома Хантер четко устанавливаются две разновозрастные вулканоплутонические ассоциации, слагающие зону меланжа и вулканический чехол [7].

Зона меланжа имеет вид субширотного тела мощностью около 4 км (рис. 2), приурочена к восточному продолжению желоба Вануату, который отчетливо прослеживается только до меридиана 172°20' в.д. Это свидетельствует о смене условий косо́й субдукции океанической коры Южно-Фиджийского бассейна и Кораллового моря левосторонним трансформным движением вдоль зоны разлома Хантер (рис. 1). В зоне меланжа обнажаются породы офиолитовой ассоциации, бониниты, океанические и островодужные толеиты и внутриплитные базальты, сформировавшиеся до распада единой островодужной системы Витязя. Вулканический чехол, включающий бониниты, внутриплитные базальты, островодужные толеиты и вулканы бимодальной известково-щелочной серии, несогласно перекрывает образования зоны меланжа, приурочиваясь к подводному продолжению на восток островной дуги Вануату, и формировался в течение последних 3 млн лет.

Офиолитовый комплекс включает широкий спектр основных и ультраосновных пород – перидотиты реститовой природы, базиты и гипербазиты расслоенных интрузивов, метадолериты и метабазальты. Дуниты и гарцбургиты офиолитового комплекса – сильно деплетированные породы, потеряв-

шие до 30 % легкоплавкой базальтовой составляющей. Среди магматических пород офиолитовой серии преобладают лерцолиты, верлиты, различные кумулятивные и массивные габбро и габбронориты. Подчиненное значение имеют пироксениты, вебстериты, троктолиты и кортландиты, образующие, вероятно, жильные тела среди пород расслоенного комплекса. Разрез офиолитовой серии завершается метадолеритами и метабазальтами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и цеолитовой фаций [5]. Венчается офиолитовая ассоциация комплексом неизмененных двупироксеновых вулканитов и вулканокластических бонинитов.

Магматические породы офиолитовой ассоциации являются наиболее древними образованиями зоны меланжа. Их выведение на современный уровень обусловлено, вероятно, тектоническими движениями по зоне разлома Хантер, сопровождающимися в период 8–3 млн лет назад ротационное перемещение Новогейбридского блока при раскрытии Северо-Фиджийского бассейна. Возраст пород офиолитовой серии точно не установлен. На о. Пентекост в восточной цепи островов Вануату известны допозднемиоценовые (возможно эоценовые) серпентинизированные перидотиты и полосчатые амфиболиты, метаморфизованные в условиях нижних частей амфиболитовой фации, формирование которых связывается с тектоническими движениями по субширотной зоне Д'Антраксто – Хейзел-Хоум [2]. Аналогичные метаморфические породы Соломоновых островов имеют эоценовый возраст и представляют собой блоки среди серпентинитового меланжа [2]. Возможно, что перидотиты офиолитового комплекса зоны разлома Хантер также имеют допозднемиоценовый возраст, а их выведение на современную поверхность определяется временем раскрытия Северо-Фиджийского бассейна.

ПЕТРОГРАФИЯ ГАББРОИДОВ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ

В комплекс расслоенных интрузивов зоны разлома Хантер объединены перидотиты и габброиды с ясно выраженными кумулятивными структурами, а также массивные габбро, габбро-долериты и долериты, которые, вероятно, сменяют вверх по разрезу кумулятивные образования и слагают силлово-дайковый комплекс.

Лерцолиты, верлиты и их плагиоклазосодержащие разности являются наиболее распространенными породами кумулятивных перидотитов, они драгированы на ст. Н17-77, 78 и 80 (рис. 2) в виде обломков размером от 1–2 до 6–8 см.

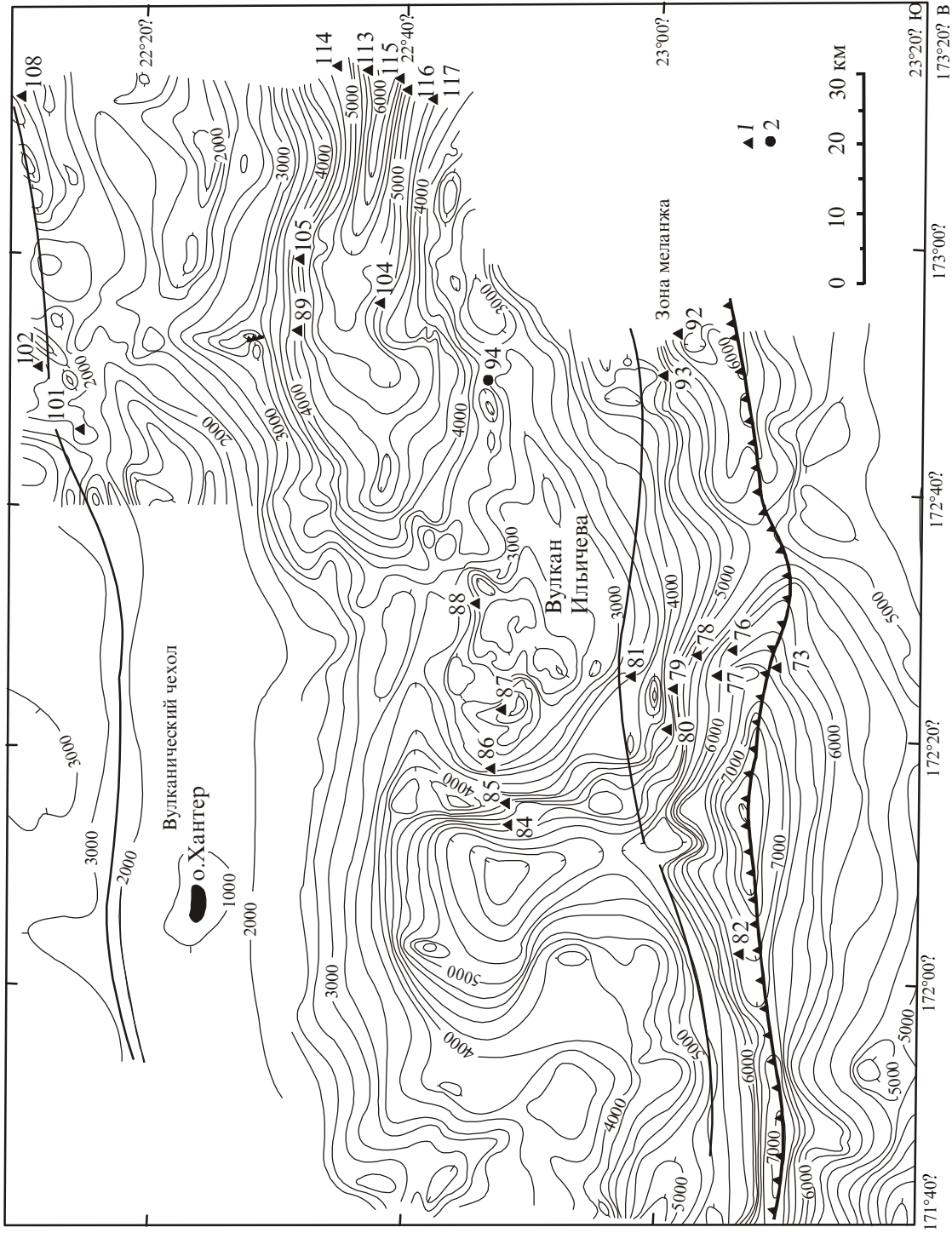


Рис. 2. Геологическая схема и расположение станций драгирования 17 рейса НИС "Академик Александр Несмеянов" в пределах зоны разлома Хангер (по [5] с изменениями).

Границы между зонами меланжа и вулканического чехла проведены условно, кроме южной границы зоны меланжа, совпадающей с тальвегом зоны разлома Хангер [7]. Багитметрия северо-западной части района показана схематически (по [32]). 1 – станции драгирования, 2 – станции отбора проб прямоугольной трубкой. Номера станций опробования даны без кода рейса (т.е. 76 означает Н17-76).

Лерцолиты содержат оливин и ортопироксен, аналогичные по составу минералам реститовых гарцбургитов этого региона [5], но характеризуются кумулятивными структурами. Оливин имеет состав $Fo_{90.1-91.3}^*$, а ортопироксен – $En_{88-90.1}$. Ортопироксен в значительной мере изменен и замещен баститом, серпентином и тальком. Моноклинный пироксен лерцолитов представлен диопсидом, содержащим пластинчатые вроски пижонита варьирующего состава, и частично замещается тремолитом.

Во всех ультраосновных породах зоны разлома Хантер содержится аксессуарная хромистая шпинель, сохраняющаяся даже при полной их серпентинизации. Шпинель реститовых перидотитов (дунитов и гарцбургитов) обладает повышенной хромистостью $Cr/(Cr+Al)=0.58-0.71$ и низким отношением $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ [5]. В кумулятивных лерцолитах хромистость шпинели значительно ниже и составляет $0.29-0.40$. Поэтому на диаграмме $Cr/(Cr+Al)-Mg/(Mg+Fe^{2+})$ шпинель гарцбургитов и лерцолитов образует четко обособленные поля [5]. Вариации состава хромистых шпинелей дунитов и гарцбургитов аналогичны таковым перидотитов Марианского и Идзу-Бонинского желоба [1, 5, 11, 27].

Верлиты состоят из оливина (50–70 %), клинопироксена (30–45%), Cr-шпинели и небольшого количества плагиоклаза, присутствующего в некоторых образцах. Структура пород кумулятивная, участками пойкилитовая. Оливин характеризуется более железистым составом Fo_{86-88} по сравнению с оливином лерцолитов (табл. 1). Моноклинный пироксен представлен диопсидом; обычно он свежий и лишь незначительно обрастает и замещается на краях кристаллов чермакитовой роговой обманкой (по номенклатуре [31]). Хромистая шпинель отличается высокой окисленностью (табл. 2) и на диаграмме $Cr/(Cr+Al)-Mg/(Mg+Fe^{2+})$ располагается в более железистой области по сравнению с хромшпинелидами абиссальных перидотитов. Плагиоклаз принадлежит к посткумуляционной фазе и почти нацело замещен гидросульфаром, пренитом и хлоритом.

Пироксениты (вебстериты, оливиновые клинопироксениты и ортопироксениты) подняты, в основном, на ст. Н17-77 и 78. На ст. Н17-77 они составляли около 30–35 % драгированного материала и пред-

ставлены остроугольными обломками размером до 15 см. Это средне- и крупнозернистые (размер кристаллов от 2–6 до 10 мм), нередко катаклазированные породы, состоящие из оливина, моноклинного и ромбического пироксена и реже плагиоклаза. В вебстеритах и клинопироксенитах количественно преобладает клинопироксен, а оливин (5–10 %), ортопироксен (до 5 %) и плагиоклаз (1–5 %) имеют подчиненное значение. Значительно реже встречаются ортопироксениты. Иногда в вебстеритах отмечается буроватая магнезиальная роговая обманка, обрастающая и частично замещающая клинопироксен.

Составы минералов из пироксенитов приведены в табл. 1. Оливин этих пород – Fo_{80-88} , а ортопироксен – En_{79-89} . Клиннопироксен представлен диопсидом с низким содержанием Cr_2O_3 и иногда содержит вроски не испытавшего инверсии магнезиального пижонита.

Габбронориты – широко распространенные породы расслоенных интрузивов зоны разлома Хантер. Это среднезернистые породы (размер кристаллов 1–3 мм) с кумулятивными и габбровыми структурами. Фактически большая часть габброноритов представляет собой оливин-пироксен-плагиоклазовый ортокумулят. В составе габброноритов главная роль принадлежит основному плагиоклазу (40–60 %) и моноклинному пироксену (20–40 %). В подчиненных количествах присутствуют ортопироксен (5–10 %), оливин (до 3–15 %), буровато-зеленая роговая обманка и титаномagnetит (до 1 %).

Четко различаются несколько групп габброноритов. В оливинсодержащих разновидностях присутствует оливин Fo_{75-79} (табл. 3, обр. Н17-78/31, 78/42, 82/4, 92/25), бронзит En_{76-79} , диопсид или реже салит $Wo_{48-50}En_{42-45}Fs_{6-10}$ обычно без структур распада и очень основной плагиоклаз An_{87-100} . Плагиоклаз этих пород практически не зонален, и только в очень узкой краевой оторочке отмечается прямая или обратная зональность. В безоливиновых парагенезисах габброноритов все темноцветные минералы несколько более железистые, а плагиоклаз в узкой краевой зоне обладает резкой прямой зональностью An_{88-58} (табл. 3, обр. Н17-78/51, 80/29). Ортопироксен формирует как крупные кумулятивные кристаллы, выделяющиеся одновременно с клинопироксеном, так и пойкилитовые кристаллы, приуроченные к интерстициям между другими фазами. Он представлен бронзитом и реже гиперстеном En_{67-75} , а моноклинный пироксен – авгитом $Wo_{40-47}En_{40-43}Fs_{10-18}$. В ортоклазсодержащих габброноритах кроме авгита $Wo_{40}En_{42}Fs_{18}$ и гиперстена En_{67} присутствует бедный кальцием авгит, содержащий вроски более магнези-

*В статье приняты следующие обозначения: An – анортит, Crx – клинопироксен, Cr-Spl – хромистая шпинель, En – энстатит, Fo – форстерит, Fs – ферросилит, Hb – амфибол, Ol – оливин, Orx – ортопироксен, Or – калинатровый полевой шпат, Px – пироксен, Wo – волластонит, c – центр, r – край кристалла, $X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe)$, $X_{An}=Ca/(Ca+Na+K)$.

Таблица 1. Микронзондовые анализы минералов из пироксенитов, вебстеритов и троктолитов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

	Н17-77/5				Н17-77/6					Н17-80/6		
	<i>Ol_c</i>	<i>Ol_r</i>	<i>Px</i>	<i>Cpx</i>	<i>Ol_c</i>	<i>Ol_r</i>	<i>Cpx</i>	<i>Opx</i>	<i>Hb</i>	<i>Ol</i>	<i>Cpx</i>	<i>Hb</i>
SiO ₂	40.31	40.30	55.79	55.60	39.31	39.87	53.32	56.70	49.13	40.79	53.19	54.46
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.32	0.00	0.03	0.06
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	1.75	0.04	0.00	0.00	2.14	1.87	8.36	0.00	2.29	4.06
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.21	0.04	1.05	0.00	0.54	0.55
FeO	12.49	12.46	6.52	1.37	17.80	17.86	3.77	9.97	6.46	11.68	3.40	4.42
MnO	0.05	0.06	0.02	0.00	0.12	0.13	0.00	0.12	0.00	0.09	0.00	0.00
MgO	46.46	47.18	27.12	16.85	42.90	41.79	16.15	30.37	17.13	47.49	16.47	20.38
NiO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.05	0.00	0.00
CaO	0.02	0.04	7.28	25.42	0.01	0.10	23.20	0.79	12.58	0.04	23.03	12.65
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	1.27	0.00	0.01	0.55
K ₂ O	0.02	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04
Сумма	99.35	100.07	98.81	99.30	100.76	99.75	98.89	99.86	96.33	100.15	98.98	97.17
X _{Mg}	0.869	0.871	0.874	0.956	0.811	0.807	0.884	0.844	0.825	0.879	0.896	0.892
X _{An}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	14.5	50.9	-	-	-	1.6	-	-	47.4	-
En	-	-	75.3	46.9	-	-	-	83.1	-	-	47.1	-
Fs	-	-	10.2	2.2	-	-	-	15.3	-	-	5.5	-

	Н17-78/20				Н17-78/19-1			Н17-78/19-2				
	<i>Opx_c</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Cpx_c</i>	<i>Cpx_r</i>	<i>Ol</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Ol_c</i>	<i>Ol_r</i>	<i>Cpx</i>	<i>Hb₁</i>	<i>Hb₂</i>
SiO ₂	58.05	58.12	55.12	54.75	40.06	43.59	43.13	40.23	40.94	52.75	44.32	52.94
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.15	0.00
Al ₂ O ₃	0.66	0.93	0.41	1.38	0.00	37.48	37.05	0.00	0.00	1.87	13.29	6.70
Cr ₂ O ₃	0.11	0.30	0.10	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19
FeO	6.74	6.51	2.05	2.31	13.16	0.16	0.20	12.19	12.72	7.10	6.57	3.68
MnO	0.05	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.08	0.08	0.00	0.00
MgO	33.05	32.75	16.83	16.31	46.02	0.00	0.00	46.46	45.35	12.88	16.09	20.06
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	H.o.	0.00	0.00	0.14	0.09	0.00	0.00	0.00
CaO	0.35	1.04	24.65	23.59	0.00	19.67	19.71	0.00	0.00	24.23	12.55	12.74
Na ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.07	0.00	0.05	0.07	0.00	0.00	0.05	1.88	1.02
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.65	0.18
Сумма	99.02	99.70	99.19	99.10	99.32	100.96	100.18	99.06	99.20	99.11	95.50	97.51
X _{Mg}	0.897	0.900	0.936	0.926	0.862	-	-	0.872	0.864	0.763	0.814	0.907
X _{An}	-	-	-	-	-	0.995	0.993	-	-	-	-	-
Wo	0.7	2.0	49.6	49.1	-	-	-	-	-	50.8	-	-
En	89.1	88.2	47.2	47.2	-	-	-	-	-	37.6	-	-
Fs	10.2	9.8	3.2	3.7	-	-	-	-	-	11.6	-	-

Примечание. Обр. Н17-77/5, 80/6 – *Ol* – клинопироксенит, Н17-77/6 – *Ol* – вебстерит, Н17-78/20 – ортопироксенит, Н17-78/19-1 – троктолит, Н17-78/19-2 – прожилок кортландита в троктолите. H.o. – не определялось.

ального авгита, а также зерна ферропиконита и субкальциевого ферроавгита (табл. 3, обр. Н17-80/29). Плагноклаз этих пород на краях кристаллов обрастает и замещается альбитом и калишпатом, а в интерстициях отмечаются кварц-калишпатовые симплектитовые сростки. Наконец, четко выделяется группа двупироксеновых габбро-долеритов и долеритов, отличающихся мелкозернистыми долеритовыми структурами (табл. 3, обр. Н17-82/2, 76/67-11, 87/45-5). Для этих пород характерна более существенная разница составов центральных и краевых зон кристаллов. Возможно, что долериты и габбро-долериты принадлежат к дайковой серии габброидов, прорывающих интрузивы расслоенной серии, и являются

подводящими каналами для двупироксеновых вулкаников, широко проявленных в пределах офиолитового комплекса.

Двупироксеновый габбро-долерит (табл. 3, обр. Н17-87/45-5), обнаруженный среди магматических пород вулканического чехла (рис. 2) и представляющий собой, видимо, ксенолит в вулканиках, отличается от габброидов зоны меланжа довольно резкой зональностью плагноклаза и темноцветных минералов, присутствием в интерстициях графических сростков кварца и кислого плагноклаза и наличием многочисленных игольчатых кристаллов апатита.

Габбронориты метаморфизованы, в основном, в условиях зеленосланцевой фации. Плагноклаз обыч-

Таблица 2. Микронзондовые анализы акцессорных шпинелей из пироксенитов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

	Н17-77/6	Н17-80/6		Н17-78/20		Н17-78/19-2
	1	2	3	4с	4г	5
TiO ₂	0.81	0.07	0.03	0.02	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	15.00	25.59	33.43	14.57	17.14	65.32
Cr ₂ O ₃	31.08	39.34	30.64	50.90	43.65	0.48
Fe ₂ O ₃	23.32	5.53	6.53	6.23	8.64	2.12
FeO	26.71	21.01	21.10	22.32	25.21	14.42
MnO	0.44	0.34	0.34	0.48	0.52	0.02
MgO	5.21	9.87	10.89	8.03	6.05	18.29
CaO	0.24	0.16	0.02	0.00	0.02	0.01
NiO	Н.о.	0.00	0.00	Н.о.	Н.о.	0.16
Сумма	102.81	101.71	103.00	102.56	101.24	100.82
X _{Mg}	0.163	0.405	0.418	0.339	0.246	0.671
Cr/(Cr+Al)	0.582	0.507	0.380	0.701	0.631	0.048
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.258	0.456	0.479	0.391	0.300	0.698
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0.440	0.186	0.218	0.201	0.236	0.119

Примечание. Обр. Н17-77/6 – оливиновый вебстерит, 80/6 – оливиновый клинопироксенит, 78/20 – ортопироксенит, 78/19-2 – кортландит.

но свежий и только изредка замещается цеолитами и альбитом. Реже отмечается обрастание и замещение плагиоклаза калинатовым полевым шпатом. Оливин интенсивно преобразуется в серпентин или реже в серпетин в ассоциации с тремолитом и тальком, а ортопироксен замещается баститом, тремолитом и реже тальком. Иногда ортопироксен замещается бурый биотитом. По моноклинному пироксену при диафторезе развивается актинолит или актинолитовая роговая обманка. Позднемагматическая буровато-зеленая роговая обманка обрастает и частично корродирует кристаллы клинопироксена и, в свою очередь, замещается магнезиальной и актинолитовой роговой обманкой и актинолитом (табл. 3). В некоторых образцах по зонкам дислокаций в кристаллах плагиоклаза и клинопироксена отмечается развитие актинолита в ассоциации с зеленой герцинитовой шпинелью.

Габбро и оливиновые габбро – наиболее типичные породы расслоенных интрузивов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер. Они драгированы на ст. Н17-76, 77, 78 и 92, но наиболее обильный материал этих пород был поднят на ст. Н17-78, где они составляли около 35% объема драгированного материала, представленного обломками размером 3–7 (иногда до 15) см. Это темно-серые среднезернистые (размер кристаллов 1–3 мм), реже мелкозернистые породы с хорошо выраженными кумулятивными, реже массивными структурами. Кумулятивные различия представляют собой оливин-клинопироксен-плагиоклазовый или клинопироксен-плагиоклазовый ортокумулят. Реже встречаются различия габброидов с долеритовыми структурами, знаменая, вероятно, переход к породам дайкового комплекса.

Оливин (0–15%) кумулятивных и массивных различий габбро имеет довольно выдержанный состав Fo₈₂₋₈₄ (табл. 4, обр. Н17-76/67-5, 78/35, 78/79-13) и практически не зонален. Клинопироксен – главный железо-магнезиальный минерал этих пород; его количество составляет 40–50 объемн.%. Состав клинопироксена изменяется в значительных пределах – Wo₄₈₋₅₀En₃₉₋₄₇Fs₅₋₁₀; наиболее железистые и резко зональные клинопироксены Wo₃₅₋₄₄En₃₀₋₄₈Fs₈₋₃₆ характерны для долеритов и габбро-долеритов, в составе которых присутствуют пижонит и феррогиперстен (табл. 4, обр. Н17-92/19, 76/67-4). Содержание TiO₂ в клинопироксенах обычно не превышает 0.1–0.2 % и только изредка возрастает до 0.4–0.5 % (табл. 4). В виде единичных кристаллов в рассматриваемых породах отмечается ортопироксен.

Кристаллы плагиоклаза кумулятивных и массивных габбро практически не зональны – An₉₂₋₉₈ (табл. 4), лишь узкие краевые зоны кристаллов обладают обратной зональностью, и только в пижонитсодержащих различиях пород основность плагиоклаза понижается на краях кристаллов до An₈₈₋₇₂ (табл. 4, обр. Н17-92/19). Аналогичное строение имеют кристаллы плагиоклаза из габбро-долеритов и долеритов. В них также основная часть зерен не зональна, а узкие краевые каймы характеризуются прямой зональностью.

Степень метаморфических изменений габбро значительно сильнее, чем габброноритов, хотя нередки и слабо диафторированные различия. В слабо метаморфизованных габбро клинопироксен с краев обрастает и частично замещается буровато-зеленой позднемагматической роговой обманкой, которая, в

Таблица 3. Микронзондовые анализы минералов из габроноритов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

	H17-78/31												H17-78/42				
	Ol _c	Ol _r	Op _x _c	Op _x _r	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	Hb ₁	Hb ₂	Ol _c	Ol _r	Cpx	Pl _c	Pl _r		
SiO ₂	39.34	39.36	55.67	55.60	53.61	53.10	45.21	44.96	45.16	55.99	39.35	39.00	53.17	44.24	43.58		
TiO ₂	0.00	0.00	0.07	0.04	0.08	0.03	0.00	0.00	0.81	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00		
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	1.22	1.09	1.67	1.06	35.34	35.50	11.00	1.79	0.00	0.00	1.74	36.27	36.15		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.63	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
FeO	20.00	19.91	12.58	12.83	5.10	4.31	0.45	0.36	8.31	3.43	21.14	23.18	5.16	0.21	0.23		
MnO	0.12	0.13	0.16	0.19	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.24	0.05	0.00	0.00		
MgO	40.98	41.56	28.78	29.19	15.59	15.98	0.00	0.00	16.30	21.20	40.93	38.42	15.26	0.00	0.00		
CaO	0.01	0.00	1.34	0.79	23.49	24.12	18.90	19.45	12.24	13.22	0.04	0.03	23.44	19.59	20.27		
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.06	1.00	0.76	1.94	0.28	0.00	0.00	0.05	0.35	0.00		
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.21	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01		
Сумма	100.45	100.96	99.84	99.75	99.85	98.70	100.93	101.05	96.60	95.96	101.64	100.90	98.94	100.67	100.24		
X _{Mg}	0.785	0.788	0.803	0.802	0.845	0.869	-	0.911	0.778	0.917	0.775	0.747	0.841	-	-		
X _{An}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.968	0.999		
Wo	-	-	2.6	1.5	47.8	46.7	-	-	-	-	-	-	48.1	-	-		
En	-	-	78.2	79.0	44.1	44.8	-	-	-	-	-	-	43.6	-	-		
Fs	-	-	19.2	19.5	8.1	8.5	-	-	-	-	-	-	8.3	-	-		

	H17-82/4												H17-92/25				
	Hb	Op _x _c	Op _x _r	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	Hb ₁	Hb ₂	Ol _c	Ol _r	Op _x _c	Op _x _r	Cpx _c	Cpx _r		
SiO ₂	55.57	55.04	55.63	54.09	53.74	46.61	54.28	50.39	53.06	39.45	39.21	55.61	55.78	54.53	54.77		
TiO ₂	0.01	0.14	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	1.29	0.20	0.00	0.00	0.15	0.14	0.00	0.00		
Al ₂ O ₃	1.70	1.18	1.25	0.54	0.34	34.57	29.58	5.37	3.42	0.00	0.00	1.32	1.37	0.26	0.27		
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00		
FeO	6.26	15.03	14.21	6.41	6.70	0.57	0.44	10.26	10.16	21.37	22.37	13.89	13.68	3.70	3.45		
MnO	0.00	0.19	0.15	0.03	0.04	0.00	0.00	0.02	0.07	0.16	0.26	0.17	0.18	0.00	0.03		
MgO	19.50	26.97	26.81	14.51	14.36	0.00	0.01	16.12	17.53	40.88	39.27	28.24	28.48	16.31	16.08		
CaO	12.66	1.32	1.46	23.25	23.87	17.50	11.43	11.77	11.03	0.00	0.04	1.27	0.96	24.76	24.81		
Na ₂ O	0.05	0.00	0.00	0.22	0.13	1.38	4.54	1.06	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		
K ₂ O	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.21	0.32	0.20	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02		
Сумма	95.79	99.88	99.63	99.16	99.19	100.46	100.49	96.72	96.28	101.88	101.17	100.69	100.60	99.60	99.43		
X _{Mg}	0.847	0.762	0.771	0.801	0.792	-	-	0.737	0.755	0.773	0.758	0.784	0.788	0.887	0.893		
X _{An}	-	-	-	-	-	0.873	0.574	-	-	-	-	-	-	-	-		
Wo	-	2.6	2.9	48.0	48.6	-	-	-	-	-	-	2.5	1.9	49.2	49.8		
En	-	74.2	74.8	41.7	40.7	-	-	-	-	-	-	76.4	77.3	45.1	44.8		
Fs	-	23.2	22.3	10.3	10.7	-	-	-	-	-	-	21.1	20.8	5.7	5.4		

Таблица 3. (Продолжение).

	H17-92/25					H17-78/51					H17-80/29				
	Pl _c	Pl _t	Hb	Op _{x_c}	Op _{x_t}	Cpx _c	Cpx _t	Pl _c	Pl _t	Hb ₁	Hb ₂	Op _{x_c}	Op _{x_t}	Cpx _c	Cpx _t
SiO ₂	45.47	43.61	46.22	54.91	55.40	52.63	53.30	45.77	53.48	47.79	54.35	53.94	54.25	51.14	52.29
TiO ₂	0.00	0.00	1.60	0.03	0.04	0.14	0.03	0.00	0.00	0.66	0.00	0.09	0.11	0.28	0.30
Al ₂ O ₃	35.17	37.03	9.91	0.56	0.76	1.52	0.89	35.29	29.90	7.40	1.74	1.27	1.27	2.52	2.17
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.58	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.40	0.41	9.19	16.09	15.90	6.94	6.70	0.35	0.56	10.97	12.62	19.06	19.84	10.87	11.60
MnO	0.00	0.00	0.00	0.33	0.32	0.04	0.05	0.00	0.00	0.02	0.38	0.25	0.30	0.10	0.14
MgO	0.01	0.00	15.64	26.89	26.74	15.07	15.14	0.00	0.00	15.77	15.06	24.64	24.37	14.81	14.66
CaO	18.71	20.40	12.28	0.82	0.64	23.12	23.21	18.37	11.88	11.91	12.79	1.74	1.74	19.35	19.89
Na ₂ O	0.98	0.07	2.07	0.00	0.01	0.29	0.26	1.32	4.52	1.19	0.03	0.00	0.00	0.28	0.20
K ₂ O	0.04	0.05	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.15	0.31	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01
Сумма	100.78	101.57	97.53	99.63	99.82	99.79	99.59	101.13	100.49	96.24	96.99	101.01	101.90	99.35	101.26
X _{Mg}	-	-	0.752	0.749	0.750	0.795	0.801	-	-	0.719	0.680	0.697	0.686	0.708	0.692
X _{An}	0.911	0.991	-	-	-	-	-	0.883	0.587	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	1.6	1.3	46.7	46.9	-	-	-	-	3.4	3.4	39.9	40.3
En	-	-	-	73.7	74.0	42.4	42.6	-	-	-	-	67.3	66.3	42.5	41.3
Fs	-	-	-	24.7	24.7	10.9	10.5	-	-	-	-	29.2	30.3	17.6	18.4

	H17-80/29					H17-82/2								
	Px ₁	Px ₂	Cpx	Pl _c	Pl _t	Or	Hb	Op _{x_c}	Op _{x_t}	Cpx _c	Cpx _t	Pl _c	Pl _t	Hb _c ¹
SiO ₂	50.42	50.63	53.19	51.78	56.33	66.08	50.21	52.40	51.66	53.66	53.12	46.78	53.84	48.94
TiO ₂	0.40	0.13	0.02	0.00	0.00	0.00	0.50	0.08	0.13	0.00	0.16	0.00	0.00	1.37
Al ₂ O ₃	2.95	1.53	0.38	30.92	28.12	18.35	6.54	2.00	2.69	0.32	1.92	34.48	28.83	6.14
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	26.60	34.06	13.57	0.57	0.40	0.01	12.18	22.65	23.40	8.52	9.24	0.69	0.71	13.08
MnO	0.31	0.77	0.29	0.00	0.00	0.00	0.08	0.34	0.37	0.13	0.14	0.00	0.00	0.14
MgO	8.55	8.69	12.15	0.05	0.01	0.00	15.60	22.10	21.52	14.08	14.02	0.00	0.02	15.28
CaO	9.42	3.39	21.25	13.79	10.24	0.00	12.01	1.25	0.92	23.30	22.08	17.14	11.35	11.29
Na ₂ O	0.98	0.58	0.23	3.96	5.86	0.02	0.78	0.00	0.00	0.20	0.22	1.82	5.30	1.37
K ₂ O	0.30	0.05	0.03	0.07	0.12	17.32	0.17	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.22	0.43
Сумма	99.93	99.83	101.11	101.14	101.08	101.78	98.07	100.85	100.71	100.13	99.93	100.97	100.27	98.04
X _{Mg}	0.364	0.313	0.615	-	-	-	0.695	0.635	0.621	0.747	0.730	-	-	0.676
X _{An}	-	-	-	0.655	0.488	-	-	-	-	-	-	0.836	0.537	-
Wo	22.4	8.1	43.6	-	-	-	-	2.5	1.9	47.0	45.2	-	-	-
En	28.3	28.7	34.7	-	-	-	-	61.9	60.9	39.5	40.0	-	-	-
Fs	49.4	63.2	21.7	-	-	-	-	35.6	37.2	13.5	14.8	-	-	-

Таблица 3. (Окончание).

	Н17-82/2					Н17-76/67-11					Н17-87/45-5					
	Hb ¹	Hb ₁	Hb ₂	Hb ₃	Hb _r	Cpx _c	Cpx _r	Hb _c	Hb _r	Оpx _c	Оpx _r	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	Hb
SiO ₂	49.24	44.82	51.69	54.90	49.14	52.26	52.67	47.24	49.14	56.54	53.32	53.50	52.41	46.94	61.09	53.14
TiO ₂	1.21	1.54	0.72	0.25	0.96	0.04	0.10	1.21	0.96	0.00	0.09	0.00	0.22	0.00	0.00	0.07
Al ₂ O ₃	6.13	11.11	3.96	1.51	5.95	0.62	0.76	7.15	5.95	1.23	0.00	1.66	1.10	34.66	25.25	2.55
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.71	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.78	13.45	12.15	10.87	16.03	13.44	12.50	16.53	16.03	8.27	29.02	5.84	14.56	0.87	0.45	14.31
MnO	0.12	0.05	0.08	0.12	0.13	0.32	0.23	0.16	0.13	0.09	0.34	0.00	0.16	0.00	0.00	0.24
MgO	15.00	13.42	15.51	18.36	12.80	12.24	12.70	12.43	12.80	30.41	17.15	17.39	12.18	0.00	0.00	13.03
CaO	11.42	11.86	12.43	11.62	11.47	21.09	21.41	10.82	11.47	1.98	1.70	19.96	19.42	17.42	6.52	14.10
Na ₂ O	1.22	2.18	0.81	0.26	1.27	0.22	0.20	1.34	1.27	0.00	0.00	0.04	0.23	1.54	5.97	0.32
K ₂ O	0.45	0.13	0.26	0.14	0.20	0.01	0.02	0.24	0.20	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.43	0.05
Сумма	97.57	98.57	97.61	98.03	97.95	100.24	100.59	97.12	97.95	99.09	101.34	98.69	100.30	101.46	99.71	97.81
X _{Mg}	0.677	0.640	0.695	0.751	0.567	0.619	0.644	0.573	0.567	0.868	0.513	0.841	0.599	-	-	0.445
X _{An}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.861	0.366	-
W ₀	-	-	-	-	-	43.4	43.8	-	-	3.9	3.5	41.0	40.7	-	-	-
En	-	-	-	-	-	35.0	36.2	-	-	83.4	49.5	49.7	35.5	-	-	-
Fs	-	-	-	-	-	21.6	20.0	-	-	12.7	47.0	9.3	23.8	-	-	-

Примечание. Обр. Н17-78/31, 78/42, 82/4, 92/25 - оливиновые габбронориты, Н17-78/51, 80/29 - габбронориты, Н17-82/2, 76/67-11, 87/45-5 - дуплироксиновые габбро-долериты.

Таблица 4. Микронзондовые анализы минералов из габбро и оливиновых габбро офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

	Н17-76/67-5					Н17-78/35					Н17-78/79-13				
	Ol	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	Hb	Ol _c	Ol _r	Cpx _c	Cpx _r	Pl _c	Pl _r	Ol _c		
SiO ₂	39.97	54.16	54.43	43.79	43.90	48.11	40.18	40.03	53.95	53.25	45.40	44.56	40.10		
TiO ₂	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00		
Al ₂ O ₃	0.00	1.23	0.82	37.76	37.19	9.66	0.00	0.00	2.24	2.26	36.34	36.89	0.00		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.46	0.00	0.00	0.14	0.22	0.00	0.00	0.00		
FeO	16.35	3.64	3.41	0.11	0.16	6.73	15.32	15.88	4.43	4.35	0.34	0.27	16.19		
MnO	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12		
MgO	43.77	16.14	16.28	0.00	0.00	17.14	44.65	44.63	16.02	16.33	0.00	0.02	44.06		
CaO	0.02	24.17	23.86	19.73	19.57	12.75	0.01	0.01	22.35	22.43	18.60	19.36	0.01		
Na ₂ O	0.00	0.03	0.02	0.17	0.34	1.29	0.00	0.00	0.04	0.06	0.83	0.52	0.00		
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00		
Сумма	100.74	99.48	98.86	101.58	101.18	96.55	100.30	100.66	99.24	98.97	101.54	101.64	100.50		
X _{Mg}	0.824	0.888	0.895	-	-	0.819	0.837	0.834	0.866	0.870	-	-	0.829		
X _{An}	-	-	-	0.984	0.968	-	-	-	-	-	0.923	0.952	-		
W ₀	-	48.9	48.5	-	-	-	-	-	46.5	46.2	-	-	-		
En	-	45.4	46.1	-	-	-	-	-	46.3	46.8	-	-	-		
Fs	-	5.7	5.4	-	-	-	-	-	7.2	7.0	-	-	-		

Таблица 4. (Окончание).

	Н17-78/79-13				Н17-77/26				Н17-76/67-4				
	Ol _r	Срх _c	Срх _r	Pl _c	Pl _r	Срх _c	Срх _r	Pl _c	Pl _r	Hb ¹ _c	Hb ¹ _r	Hb ²	Срх _c
SiO ₂	39.64	53.45	54.27	45.27	45.02	54.43	53.75	44.97	46.43	53.03	52.80	53.29	52.41
TiO ₂	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.26	0.34	0.08
Al ₂ O ₃	0.00	1.95	1.06	36.08	36.37	0.27	0.40	35.96	34.02	3.51	3.96	3.43	0.78
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.65	4.74	3.98	0.35	0.38	6.43	6.86	0.45	0.65	9.63	10.17	11.68	12.90
MnO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.22
MgO	43.43	16.49	16.09	0.00	0.02	14.15	14.17	0.02	0.01	17.64	16.94	15.76	12.00
CaO	0.02	21.59	24.08	18.46	18.62	26.04	25.29	19.09	17.43	11.88	12.36	12.45	21.79
Na ₂ O	0.00	0.04	0.01	0.91	0.74	0.01	0.08	0.93	1.69	0.48	0.58	0.55	0.06
K ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.05	0.03	0.06	0.19	0.25	0.05	0.02
Сумма	99.83	98.33	99.56	101.11	101.17	101.38	100.60	101.45	100.29	96.69	97.34	97.55	100.26
X _{Mg}	0.823	0.861	0.878	-	-	0.796	0.786	-	0.848	0.765	0.748	0.706	0.616
X _{An}	-	-	-	0.916	0.932	-	-	0.917	-	-	-	-	-
Wo	-	44.8	48.6	-	-	51.3	50.2	-	-	-	-	-	44.9
En	-	47.6	45.2	-	-	38.8	39.2	-	-	-	-	-	34.4
Fs	-	7.6	6.2	-	-	9.9	10.6	-	-	-	-	-	20.7

	Н17-76/67-4				Н17-92/19								
	Срх _r	Орх	Pl _c	Pl _r	Hb _c	Hb _r	Срх _c ¹	Срх _r ¹	Срх _c ²	Срх _r ²	Px	Pl _c	Pl _r
SiO ₂	52.59	51.06	54.41	57.22	47.02	50.78	53.62	50.67	51.79	50.69	54.93	45.60	50.83
TiO ₂	0.05	0.03	0.00	0.00	1.25	0.00	0.06	0.44	0.33	0.49	0.06	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.63	0.41	28.90	26.87	7.15	3.02	1.86	1.32	2.40	2.42	1.15	34.73	31.19
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.11	30.36	0.28	0.17	18.62	25.20	5.36	21.67	11.37	15.59	15.18	0.55	1.12
MnO	0.24	0.85	0.00	0.00	0.21	0.39	0.02	0.33	0.11	0.22	0.27	0.00	0.00
MgO	11.88	15.80	0.00	0.00	11.40	6.77	17.21	10.43	14.19	12.63	24.27	0.20	0.15
CaO	22.69	0.98	11.63	8.95	10.99	12.32	21.58	16.26	19.22	18.31	5.55	18.50	15.10
Na ₂ O	0.03	0.00	5.17	6.58	1.34	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.00	1.32	3.21
K ₂ O	0.03	0.03	0.21	0.13	0.28	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03
Сумма	100.25	99.52	100.60	99.92	98.26	98.57	99.90	101.17	99.48	100.41	101.43	100.94	101.63
X _{Mg}	0.636	0.481	-	-	0.522	0.324	0.851	0.462	0.690	0.591	0.740	-	-
X _{An}	-	-	0.547	0.426	-	-	-	-	-	-	-	0.884	0.721
Wo	46.6	2.1	-	-	-	-	43.4	34.1	40.2	38.1	10.8	-	-
En	34.0	47.1	-	-	-	-	48.2	30.4	41.3	36.6	66.0	-	-
Fs	19.4	50.8	-	-	-	-	8.4	35.5	18.5	25.3	23.2	-	-

Примечание. Обр. Н17-76/67-5, 78/35, 78/79-13 – оливиновое габбро, Н17-77/26 – сильно амфиболитизированное габбро, Н17-76/67-4, 92/19 – габбро-долерит и долерит.

свою очередь, замещается актинолитом или реже железистым актинолитом, характерной интенсивной фиолетово-зеленоватой окраски. Совместно с зеленой герцининовой шпинелью актинолит иногда выполняет тонкие прожилки, а также развивается в виде коронарных структур на контакте оливина и плагиоклаза. Оливин при метаморфизме преобразуется в серпентин, нередко в ассоциации с тальком и тремолитом, а плагиоклаз пелитизирован и замещается цеолитами, клиноцоизитом, пренитом, реже хлоритом и альбитом.

Сильно метаморфизованные разности рассматриваемых габброидов обычно катаклазированы и превращены в мелко-, реже среднезернистые эпидот-амфибол-плагиоклазовые сланцы со значительным содержанием цеолитов и хлорита. Эти породы подняты на многих станциях драгирования в зоне меланжа, но только на ст. Н17-76 (рис. 2) они составляют заметную часть поднятого материала, наблюдаясь в виде обломков размером до 4–5 см.

ГЕОХИМИЯ ГАББРОИДНЫХ ПОРОД

Химический состав изученных габброидов (табл. 5) свидетельствует, что они характеризуются очень низкими содержаниями K_2O , P_2O_5 , Rb, Ba и Zr. Это подтверждает их кумулятивное происхождение как кристаллизационных кумулатов с небольшим количеством интерстиционного расплава. Содержание TiO_2 в габброидах также пониженное, его вариации обусловлены изменением содержания TiO_2 в моноклинном пироксене. Изменения содержания $Zr = 0–30$ г/т отражают количество в габброидах интеркумулясных фаз или степень вторичной амфиболизации. Габбро-долерит (обр. Н17-80/33) с наибольшим содержанием $Zr = 31$ г/т является сильно амфиболизированной породой.

Вариации содержаний других компонентов также объясняются кумулятивной природой рассматриваемых пород. В них отмечается понижение концентрации Ni с увеличением отношения FeO/MgO. Пониженные величины отношения FeO/MgO типичны для габброидов океанических областей, а также офиолитов Омана [44]. Снижение содержания Ni в породах сопровождается падением концентрации Cr, что обусловлено увеличением степени фракционирования исходного габброидного расплава. В противоположность поведению Ni в породах, содержание V возрастает с ростом фракционирования расплава, что характерно для магм толеитового состава [35]. Концентрация Cr_2O_3 в габброидах снижается со снижением их магнезиальности. Подобный тренд поведения Cr_2O_3 изучен экспериментально [24], подтвер-

ждается изучением распределения Cr_2O_3 в порфировых вкрапленниках базальтов срединно-океанических хребтов [42] и интерпретируется как результат фракционирования базальтового расплава.

Широкое развитие кумулятивных габбро в зоне разлома Хантер свидетельствует о присутствии здесь интенсивно фракционировавших магматических камер. Одновременно для офиолитового комплекса зоны разлома типичны раннеостроводужные вулканы, представленные пирокластическими фациями бонинитов и двупироксеновыми базальтоидами, переходными к островодужным толеитам. Эти породы характеризуются высокой степенью фракционной кристаллизации, обусловившей формирование вкрапленников Ol, Орх и Срх в бонинитах и Ol, Срх, Pl и Fe-Ti-оксидов в толеитовых базальтах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Некоторые особенности минералогии габброидов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер свидетельствуют о значительной глубинности их формирования. Как известно, экспериментальные исследования показали, что большая часть океанических базальтов кристаллизуется в приповерхностных условиях при низких давлениях ($P \leq 1$ кбар), что определяет относительно невысокую магнезиальность клинопироксенов их вкрапленников ($X_{Mg} < 0.84$ при $P = 1$ атм.) [24, 46]. Анализ табл. 3 и 4 показывает, что большая часть кумулятивных габброноритов и габбро содержит высокомагнезиальный клинопироксен, магнезиальность которого $X_{Mg} > 0.84$, что свидетельствует о более значительной глубинности их кристаллизации, чем океанических базальтов. И только двупироксеновые габбро-долериты и долериты характеризуются пониженной магнезиальностью клинопироксена, которая ниже чем $X_{Mg} < 0.84$ и варьирует от 0.84 до 0.60. Судя по экспериментальным данным, подобные высокомагнезиальные клинопироксены кристаллизуются из примитивных толеитовых магм в условиях средних глубин, которые, по данным экспериментов, могут отвечать давлению 5–10 кбар [10, 15, 19].

Среднеглубинные условия кристаллизации исходных базитовых расплавов габброидов зоны разлома Хантер подтверждаются определениями давления (глубинности) по составу позднемагматического амфибола, кристаллизующегося из остаточного расплава и частично замещающего клинопироксен. Состав изученных амфиболов (табл. 3, 4) с использованием эмпирического амфиболового геотермометра [4] свидетельствует об их кристаллизации в условиях давления, отвечающего 4–6 кбар,

Таблица 5. Химический состав габбро и габброноритов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

	H17-78/31	H17-82/4	H17-92/89	H17-80/29	H17-82/2	H17-78/59	H17-82/3	H17-87/38
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45.90	46.53	47.03	52.63	48.66	45.95	45.08	47.10
TiO ₂	0.10	0.15	0.19	0.75	0.35	0.11	0.12	0.21
Al ₂ O ₃	16.49	16.16	14.37	16.06	15.49	16.81	16.97	17.09
Cr ₂ O ₃	0.046	0.037	0.056	0.007	0.008	0.052	0.034	0.027
Fe ₂ O ₃ *	5.82	6.64	5.95	11.26	9.00	5.91	6.03	4.31
MnO	0.12	0.12	0.12	0.18	0.19	0.11	0.11	0.12
MgO	12.68	12.54	11.94	5.68	9.17	13.30	12.39	11.71
CaO	16.26	15.48	17.91	8.23	10.53	16.11	15.53	11.45
Na ₂ O	0.49	0.77	0.00	3.62	2.44	0.70	0.80	3.02
K ₂ O	0.00	0.01	0.06	0.66	0.84	0.00	0.01	0.19
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.09	0.03	0.03	0.02	0.03
П.п.п.	1.80	1.70	1.15	2.50	4.50	1.70	2.80	5.40
Сумма	99.736	100.167	98.806	101.667	101.208	100.782	99.894	100.657
Rb	0	5	18	1	6	1	33	0
Sr	130	215	151	267	456	146	163	179
Ba	6	11	11	94	28	17	6	6
Zr	0	0	0	20	0	0	0	0
Ni	337	222	188	83	95	357	208	147
Co	76	60	56	37	46	100	60	35
Cr	726	512	772	34	72	750	303	196
V	159	119	156	386	228	133	86	132
Cu	76	20	15	137	125	35	15	18
X _{Mg}	0.812	0.709	0.799	0.500	0.669	0.817	0.803	0.843

	H17-76/22	H17-78/37	H17-78/43	H17-78/47	H17-82/6	H17-92/22	H17-80/33	H17-92/19
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48.09	50.01	46.56	45.78	46.98	47.33	54.08	49.53
TiO ₂	0.87	0.68	0.09	0.12	0.16	0.42	0.70	0.44
Al ₂ O ₃	15.66	16.35	18.80	15.17	17.52	14.44	15.34	15.34
Cr ₂ O ₃	0.016	0.011	0.043	0.043	0.038	0.063	0.012	0.03
Fe ₂ O ₃ *	12.08	10.11	4.39	5.42	5.69	7.53	10.14	7.21
MnO	0.20	0.16	0.07	0.10	0.105	0.13	0.20	0.15
MgO	7.23	6.81	11.66	13.58	10.80	12.86	6.04	10.01
CaO	12.12	9.67	13.41	15.59	13.83	10.39	6.97	10.81
Na ₂ O	2.55	3.40	1.50	1.05	3.05	1.60	3.92	2.06
K ₂ O	0.16	0.12	0.41	0.00	0.50	0.25	0.90	0.40
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.02	0.03	0.03	0.05	0.10	0.05
П.п.п.	1.70	2.80	4.00	3.30	4.00	5.55	2.30	5.10
Сумма	100.796	100.231	100.953	100.183	102.703	100.613	100.702	101.13
Rb	0	10	0	0	10	17	0	10
Sr	257	208	135	105	320	86	245	94
Ba	25	13	20	18	23	8	195	15
Zr	10	13	0	0	0	2	31	0
Ni	99	70	334	327	248	303	58	278
Co	60	40	39	57	48	49	27	54
Cr	227	90	594	447	551	404	118	298
V	371	195	118	96	174	173	254	237
Cu	122	57	23	18	30	65	119	65
X _{Mg}	0.542	0.572	0.840	0.832	0.790	0.772	0.541	0.733

Примечание. *Все железо в форме Fe₂O₃.

1–3 – оливиновые габбронориты, 4 – габбронорит, 5 – двупироксеновый габбро-долерит, 6–8 – оливиновое габбро, 9–14 – габбро, 15 – габбро-долерит, 16 – долерит.

Химические анализы выполнены рентгено-флуоресцентным методом в ГЕОХИ РАН, Na₂O и K₂O определены атомно-абсорбционным методом в ДВГИ ДВО РАН. Rb, Sr, Ba, Zr определены рентгено-радиометрическим методом, Ni, Co, Cr, V, Cu – количественным спектральным анализом в ДВГИ ДВО РАН.

т.е. соответствует оценкам давления по составу клинопироксена.

В какой-то мере полученные значения глубинности кристаллизации исходных базитовых расплавов расходятся с данными, полученными по составу ортопироксена. Как видно из табл. 3, магнезиаль-

ность ортопироксена в изученных породах большей частью X_{Mg} < 0.81, что, по данным экспериментов [24, 46], характерно для ортопироксенов, кристаллизующихся в малоглубинных магматических камерах. Однако, если учесть, что большая часть ортопироксена изученных габброидов относится к интеркумулусной

фазе, кристаллизовавшейся из интеркумуляусного расплава, остающегося после формирования Ol-Cpx-Pl ортокумулата, то оценки не противоречат полученным значениям глубинности.

Кристаллизацию в приповерхностных магматических камерах можно предположить лишь для долеритов и габбро-долеритов, магнезиальность клинопироксена которых $X_{Mg} < 0.84$ и которые иногда содержат малокальциевый пироксен – пижонит. Последний, как известно, кристаллизуется вместо ортопироксена при снижении литостатического давления [12, 19, 34, 40, 42] и замещается ортопироксеном с увеличением давления нагрузки [16, 19, 20, 30]. Поэтому пониженная магнезиальность клинопироксена долеритов и габбро-долеритов и нередкое присутствие в них пижонита свидетельствуют о кристаллизации этих пород в условиях приповерхностных магматических очагов. Эти образования, вероятно, относятся к дайково-силловому комплексу и являются подводными каналами для двупироксеновых вулкаников, широко развитых в офиолитовом комплексе зоны разлома Хантер.

Оливин в габброидах характеризуется чрезвычайно низкими содержаниями второстепенных элементов. Содержание СаО в нем менее 0.06 %, что типично для оливинов, формирующихся при пониженных температурах, что подтверждается их оценками по двупироксеновому геотермометру.

Соотношения магнезиальности оливина и клинопироксена приведены на рис. 3. На диаграмме видно, что фигуративные точки состава оливина и клинопироксена габбро и габброноритов зоны разлома Хантер располагаются вне области кристаллизации океанических базитов и гипербазитов и вне области экспериментов, выполненных при 1 атм [24].

Плаггиоклаз изученных габброидов отличается очень высокой основностью, причем большая часть кристаллов не зональна и только в узкой краевой зоне отмечается повышение или, реже, понижение основности. Повышение основности плаггиоклаза в краевой зоне трактуется по-разному. Учитывая экспериментальные данные по системе альбит–анортит, предполагают, что по мере охлаждения исходного расплава зоны дорастания кумулятивных кристаллов плаггиоклаза должны приобретать более кислый состав, что обычно и типично для ортокумулатов. Рост же основности плаггиоклаза в краевых зонах кристаллов может быть обусловлен повышением температуры расплава, что для рассматриваемых пород вряд ли возможно, поскольку структурные и минералогические признаки, подтверждающие это предположение, кроме появления зон плаггиоклаза повышенной ос-

новности, отсутствуют. Поэтому формирование более основных краевых зон кристаллов плаггиоклаза, видимо, связано или с местным повышением давления в замкнутом поровом пространстве в связи с опусканием кумулятивных кристаллов на нижние уровни магматической камеры, или с повышением потенциала H_2O , обуславливающего снижение температуры ликвидуса и образование основных кайм [29, 38]. Второе предположение наиболее реально, так как плотность кристаллов плаггиоклаза ниже плотности базитового расплава, что обуславливает их флотацию, а не опускание на дно магматической камеры [18, 20].

Состав пироксенов из изученных пород нанесен на диаграмму (рис. 4). На ней видно, что тренды кристаллизации ортопироксена и клинопироксена параллельны трендам кристаллизации пироксенов таких расслоенных комплексов, как Скергаардского и комплекса Марум, и располагаются вдоль субсолидусного тренда пироксена из расслоенных габброидов офиолитового комплекса Марум северной части Папуа на Новой Гвинее [28].

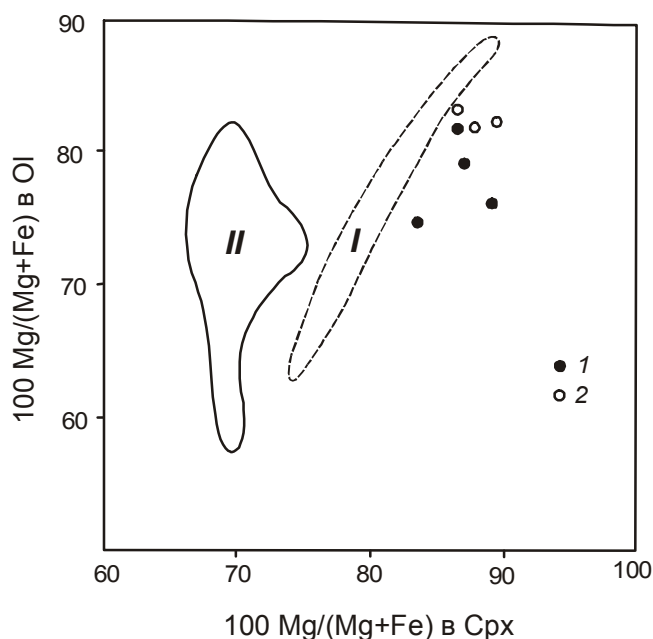


Рис. 3. Соотношения магнезиальности оливина и клинопироксена в оливиновых габбро и габброноритах офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

I, II - соотношения магнезиальности оливина и клинопироксена в океанических базитах и ультрабазитах (I) [26] и полученные при экспериментальных исследованиях при давлении 1 атм. (II) [24].

1 – оливиновые габбронориты, 2 – оливиновые габбро.

Широкое развитие кумулятивных образований в офиолитовом комплексе зоны разлома Хантер свидетельствует о наличии здесь интенсивно фракционировавших магматических камер. Возникает вопрос: какова природа исходных магматических расплавов, из которых происходила кристаллизация кумулятивных пород, и какова их связь с вулканическими образованиями, также широко проявленными в офиолитовом комплексе? Среди вулканитов офиолитового комплекса зоны меланжа наибольшим распространением пользуются вулканокластические (туфы и лавобрекчии) бониниты и двупироксеновые толеитовые базальты, андезибазальты и андезиты. Оба типа вулканических пород характеризуются высокой степенью фракционной кристаллизации: для бонинитов типичны порфиоровые выделения Ol, Орх, Срх и Cr-Spl, а для толеитовых двупироксеновых вулканитов – Орх, Срх, Pl и Fe-Ti-оксиды.

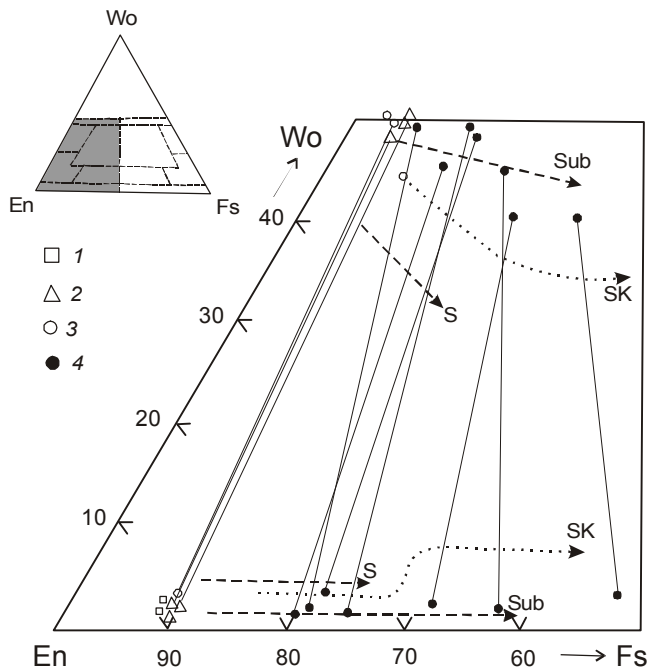


Рис. 4. Состав пироксенов реститовых и кумулятивных ультраосновных и основных пород офиолитового комплекса зоны меланжа зоны разлома Хантер. Связующими линиями соединены сосуществующие высококальциевые и бедные кальцием пироксены в одном образце. SK – тренд кристаллизации пироксенов Скергаардского интрузива [37], S и Sub – тренды солидусной и субсолидусной кристаллизации пироксенов габброидов офиолитового комплекса Марум, Новая Гвинея [28].

1 – гарцбургиты, 2 – лерцолиты, 3 – кумулятивные ультраосновные породы, 4 – габбро.

Среди вулканитов бонинитовой серии преобладающим распространением пользуются вулканокластические породы – кластолавы (по номенклатуре [3]) и лавобрекчии. Эти породы состоят из обломков кристаллов Ol, Орх, Cr-Spl и реже Срх и обломков лав бонинитов размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров, сцементированных стекловатой основной массой [5, 6]. Состав минералов порфиоровых вкрапленников обломков лав и связующей массы одинаков. Вкрапленники оливина отвечают Fo_{85-91} , Орх – бронзиту $Wo_{3-6}En_{80-85}Fs_{10.5-14.5}$, содержащему 0.5–1.0 % Al_2O_3 [5]. Большинство микровкрапленников и микролитов ортопироксена окружено оторочками авгита, состав которого аналогичен составу краевых зон самостоятельных кристаллов клинопироксена. Клинопироксен во вкрапленниках присутствует значительно реже и представлен авгитом или магнезиальным авгитом $Wo_{30-43}En_{44-58}Fs_{8-17}$, содержание Al_2O_3 в котором достигает 3–5 %. Кроме авгита иногда отмечаются бедный кальцием авгит и пижонит.

Более значительные вариации состава микролитов и закалочных фаз пироксена, среди которых резко преобладает ортопироксен, окруженный оторочками авгита и магнезиального авгита. Содержание TiO_2 в закалочных фазах клинопироксена возрастает до 0.15–0.20 %, а концентрация Al_2O_3 достигает 8–10 %.

Химические составы вулканокластических бонинитов отвечают высококальциевым разностям бонинитов (по классификации [13]). Эти породы отличаются пониженной концентрацией SiO_2 , соответствующей составу базальтов и андезибазальтов, и очень низкими концентрациями TiO_2 . Содержания когерентных элементов Ni, Co и Cr очень высокие. Низкие концентрации TiO_2 , обуславливающие высокие CaO/TiO_2 и Al_2O_3/TiO_2 и низкое Ni/V отношения, позволяют предполагать сильно деплетированный перидотитовый источник их выплавления, характерный для зон субдукции. Подобные перидотиты образуются в качестве тугоплавкого остатка, потерявшего при частичном плавлении значительную часть базальтовой составляющей.

Двупироксеновые базальты и андезибазальты – редкопорфиоровые (до афировых) пористые и микропористые породы с преимущественно стекловатыми и закалочными структурами основной массы. Вкрапленники (обычно не более 3–5 %) представлены пироксенами и плагиоклазом; характерны их гломеропорфиоровые срастания, состав которых отвечает габбро и габбронориту.

Двупироксеновые вулканиты отличаются низкой титанистостью, варьирующей глиноземистостью

и низким содержанием щелочей. Количество оксида калия обычно не превышает 0.5 %, а содержания Ва и Sr повышены, что позволяет относить рассматриваемые породы к толеитовой серии. Для этих пород характерны плоские графики распределения РЗЭ и низкие отношения $[La/Sm]_N = 0.6-2.2$ и $[La/Yb]_N = 0.36-4.0$ сравнительно с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов. Особенно значительно двупироксеновые вулканиды деплетированы тяжелыми редкими элементами (HREE).

В табл. 6 приведено сравнение составов порообразующих минералов габбро и габброноритов с составом порфировых вкрапленников бонинитов и

двупироксеновых базальтоидов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер. Как видно из таблицы, составы плагиоклаза и пироксенов габброидных пород перекрывают пределы колебаний состава порфировых вкрапленников вулканидов. Оливин бонинитов является значительно более магниальным, чем оливин габброидов, и аналогичен составу оливина кумулятивных и релитовых перидотитов этого региона [5]. Более магниальным составом отличаются и ортопироксены бонинитов. Оливин в бонинитах образует как ранняя ликвидусная фаза, реагируя с расплавом с началом кристаллизации ортопироксена. Более значительные вариации по составу отмеча-

Таблица 6. Состав порообразующих минералов габбро и габброноритов и вкрапленников бонинитов, двупироксеновых базальтов и андезибазальтов офиолитового комплекса зоны разлома Хантер.

Обр.	Ol	Orx	Срх	Pl	Примечание
Габбронориты и оливиновые габбронориты					
H17-78/31	Fo ₇₅₋₇₉	En ₇₈₋₇₉	Wo ₄₈₋₅₂ En ₃₇₋₄₅ Fs ₅₋₁₂	An ₉₁₋₉₃	Ol габбронорит
H17-78/42	Fo ₈₃₋₈₆	-	Wo ₄₈ En ₄₄ Fs ₈	An ₉₇₋₁₀₀	Ol габбронорит
H17-82/4	-	En ₇₄₋₇₅	Wo ₄₈₋₄₉ En ₄₁₋₄₂ Fs ₁₀₋₁₁	An ₈₇₋₅₈	Ol габбронорит
H17-92/25	Fo ₇₆₋₇₇	En ₇₆₋₇₇	Wo ₄₉₋₅₀ En ₄₅ Fs ₅₋₆	An ₉₁₋₉₉	Ol габбронорит
H17-78/51	-	En ₇₄	Wo ₄₇₋₅₀ En ₄₀₋₄₃ Fs ₁₀₋₁₁	An ₈₈₋₆₀	Габбронорит
H17-80/29	-	En ₆₆₋₆₇	Wo ₄₀₋₄₄ En ₃₅₋₄₃ Fs ₁₈₋₃₂	An ₆₆₋₂₁	Габбронорит с пижонитом, бедным кальцием ферроавгитом и ортоклазом
H17-82/2	-	En ₆₁₋₆₂	Wo ₄₅₋₄₇ En ₃₉₋₄₀ Fs ₁₃₋₁₅	An ₈₄₋₅₄	Габбро-долерит
H17-87/45-5	-	En ₈₃₋₅₀	Wo ₄₀₋₄₁ En ₃₆₋₅₀ Fs ₉₋₂₄	An ₈₆₋₃₇	Габбро-долерит из зоны вулканического чехла
Габбро и оливиновые габбро					
H17-76/67-5	Fo ₈₂	-	Wo ₄₈₋₅₀ En ₄₅₋₄₆ Fs ₅₋₆	An ₉₇₋₉₈	Ol габбро
H17-78/35	Fo ₈₃₋₈₄	-	Wo ₄₆₋₄₇ En ₄₆₋₄₇ Fs ₇	An ₉₂₋₉₅	Ol габбро
H17-78/79-13	Fo ₈₂₋₈₃	-	Wo ₄₅₋₄₉ En ₄₅₋₄₈ Fs ₆₋₈	An ₉₂₋₉₃	Ol габбро
H17-77/26	-	-	Wo ₅₀₋₅₁ En ₃₈₋₃₉ Fs ₁₀₋₁₁	An ₉₂₋₈₅	Габбро
H17-76/76-4	-	-	Wo ₄₅₋₄₇ En ₃₄₋₃₅ Fs ₁₉₋₂₁	An ₅₅₋₄₃	Габбро-долерит
H17-92/19	-	-	Wo ₃₄₋₄₃ En ₃₀₋₄₈ Fs ₈₋₃₆	An ₈₈₋₇₂	Долерит с магниальным пижонитом
Двупироксеновые базальты, андезибазальты, андезиты и андезидациты					
H17-76/67-1	-	En ₇₀₋₇₁	Wo ₃₁₋₄₀ En ₄₅₋₅₂ Fs ₁₅₋₁₇	An ₇₀₋₆₇	Базальт
H17-78/62a	Fo ₈₅	En ₇₉₋₈₄	Wo ₂₇₋₄₁ En ₅₀₋₅₉ Fs ₈₋₁₄	An ₈₃₋₇₉	Базальт
H17-78/63	-	En ₇₃₋₇₅	Wo ₂₄₋₄₀ En ₃₈₋₄₃ Fs ₁₄₋₂₃	An ₇₄₋₆₂	Базальт; An ₅₅ - микролиты основной массы
H17-79/2	-	En ₆₆₋₇₂	Wo ₃₄₋₃₈ En ₃₅₋₄₃ Fs ₂₃₋₂₇	An ₆₆₋₆₇	Андезибазальт
H17-79/3	-	En ₆₀₋₆₈	Wo ₃₉₋₄₀ En ₃₇₋₄₂ Fs ₁₉₋₂₃	An ₇₀₋₄₇	Долерито-базальт
H17-79/8	-	En ₇₁₋₇₂	Wo ₄₁₋₄₂ En ₄₀₋₄₅ Fs ₁₅₋₁₈	An ₈₅₋₆₇	Андезит; An ₆₃ - микролиты основной массы
H17-81/22	-	En ₇₅₋₇₆	Wo ₃₇₋₄₁ En ₄₇₋₄₈ Fs ₁₂₋₁₅	An ₈₉₋₇₅	Базальт; An ₆₂₋₅₃ - микролиты основной массы
H17-84/5	-	En ₆₁₋₆₃	Wo ₄₀₋₄₂ En ₃₉₋₅₁ Fs ₁₈₋₃₀	An ₇₅₋₆₄	Андезидацит с пижонитом и бедным кальцием авгитом
H17-89/1	-	En ₆₄₋₇₂	Wo ₃₉₋₄₂ En ₄₅₋₄₇ Fs ₁₃₋₁₄	An ₆₇₋₆₁	Андезит
Туфы бонинитов					
H17-76/35	Fo ₈₈₋₉₀	En ₈₂₋₈₅	Wo ₃₈₋₄₁ En ₄₄₋₅₀ Fs ₈₋₁₉	Н.о.	Обломок из туфа
H17-76/36	-	En ₇₇₋₈₅	Wo ₃₆ En ₅₀₋₅₃ Fs ₁₀₋₁₄	Н.о.	
H17-76/39	Fo ₈₄₋₉₀	En ₈₀₋₈₇	Wo ₃₉₋₄₂ En ₄₉₋₅₂ Fs ₈₋₉	Н.о.	Обломок из туфа Связующая масса туфа
H17-76/41	Fo ₈₉₋₉₀	En ₈₅	Wo ₃₅ En ₅₀ Fs ₁₅	Н.о.	
H17-77/28	Fo ₈₈₋₉₀	En ₈₅₋₈₈	Wo ₃₀₋₃₉ En ₄₂₋₅₉ Fs ₉₋₂₀	Н.о.	
H17-77/28-1	Fo ₈₉₋₉₀	En ₈₂₋₈₅	Wo ₃₀₋₃₉ En ₅₂₋₅₉ Fs ₉₋₁₅	Н.о.	
H17-80/51	Fo ₈₅₋₈₇	En ₈₁₋₈₂	Wo ₃₅₋₄₂ En ₄₉₋₅₅ Fs ₈₋₂₃	An _{85.4}	
H17-81/18	Fo ₈₉₋₉₁	En ₇₉₋₈₇	Wo ₄₅ En ₃₅ Fs ₂₀	Н.о.	
H17-94/1	Fo ₈₇₋₈₉	En ₈₃₋₈₅	Wo ₃₆ En ₅₁ Fs ₁₃	Н.о.	

Примечание. Использованы данные табл. 3 и 4, а также [5] и неопубликованные данные авторов. Н.о. – не обнаружен.

ются для моноклинного пироксена вкрапленников вулканитов по сравнению с габброидами. Это связано с преимущественной кристаллизацией на ранних этапах формирования бонинитов малокальциевых пироксенов, сменяющихся позднее высококальциевыми разностями. Сходство составов пороодообразующих минералов габброидов зоны разлома Хантер с минералами двупироксеновых вулканитов и бонинитов подчеркивает их тесную генетическую связь и формирование из единого глубинного магматического источника, испытавшего значительную дифференциацию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геолого-геофизические исследования и детальное драгирование зоны разлома Хантер, являющегося восточным продолжением островодужной системы Вануату, позволило установить, что в его строении принимают участие два разновозрастных структурных яруса – зона меланжа и перекрывающий ее вулканический чехол [7]. Предполагается, что формирование зоны меланжа, послужившей фундаментом для заложения вулканического чехла, произошло в позднемиоцен-раннеплиоценовое время за счет распада, скупивания и структурной перестройки единой островодужной системы Витязя, обусловивших переориентацию с запада на восток зоны субдукции и начало раскрытия Северо-Фиджийского окраинного бассейна.

В зоне меланжа установлен широкий спектр магматических и вулканических пород офиолитового комплекса, включающего массивные и кумулятивные габброиды и перидотиты расслоенных интрузивов, ассоциирующих с тектонизированными гарцбургитами, дунитами и лерцолитами реститовой природы и раннеостроводужными вулканитами (двупироксеновыми базальтоидами и вулканокластическими бонинитами).

Показано, что кумулятивные ультраосновные породы генетически связаны с кумулятивными габброидами, а не с реститовыми перидотитами. Габброидные породы представлены кумулятивными габбро и габброноритами и, меньше, их массивными разностями, минеральные особенности которых позволяют предполагать их кристаллизацию в условиях среднеглубинного магматического очага. Расчеты, проведенные с использованием эмпирического амфиболового геотермобарометра, подтвердили этот вывод. Установлено, что буровато-зеленый амфибол, кристаллизующийся в габброидах из позднемагматического расплава, формируется при давлении около 4–6 кбар и при диафорезе, осуществляемом при дав-

лении около 1 кбар, замещается актинолитом и актинолитовой роговой обманкой. Широкое распространение позднемагматического амфибола в изученных габброидах и наличие в их парегенезисах практически незонального очень основного плагиоклаза свидетельствует о высоком содержании водного флюида в исходном базитовом расплаве.

Тесная пространственная связь габбро и габброноритов офиолитового комплекса с раннеостроводужными вулканическими породами зоны меланжа, сходство их минеральных ассоциаций и составов минералов свидетельствуют об их генетической связи и формировании из единого глубинного магматического очага, испытавшего значительную дифференциацию. Петрологические данные позволяют предполагать, что габброиды офиолитового комплекса образовались в островодужной обстановке, а не в условиях срединно-океанического хребта.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают своим долгом выразить искреннюю признательность руководителю экспедиции И.К. Пущину, капитану и команде НИС «Академик Александр Несмеянов» за помощь и сотрудничество.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и петрология зон глубоководных желобов Запада Тихого океана / И.Н.Говоров, ред. М.: Наука, 1991. 260 с.
2. Дюбуа Ж., Равен К., Обертон А., Луи Ж., Гийом Р., Лоне Ж., Монтадер Л. Континентальные окраины вблизи Новой Гвинеи // Геология континентальных окраин / К.Берк и Ч.Дрейк (ред.). М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 226–241.
3. Малеев Е.Ф. Вулканиты: Справ. М.: Недра, 1980. 240 с.
4. Мишкин М.А. О природе метаморфических пород дна Берингова моря // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 4. С. 641–644.
5. Петрологические провинции Тихого океана / Ю.М.Пуцаровский, И.Н.Говоров, ред. М.: Наука, 1996. 444 с.
6. Тарарин И.А. Вариации состава вулканического стекла бонинитов южной части Новогвинеидского желоба (Тихий океан) // Докл. АН. 1997. Т. 354, № 1. С. 86–88.
7. Тарарин И.А., Злобин С.К., Колесов Г.М., Седых Э.М., Чубаров В.М., Философова Т.М. Островодужный магматизм зоны разлома Хантер (Северо-Фиджийский бассейн, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 6. С. 78–98.
8. Auzende J.M., Eissen J.P., Lafoy Y., Gente P., Charlou J.L. Seafloor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific) // Tectonophysics. 1988. V. 146, N 1–4. P. 317–351.
9. Auzende J.M., Lafoy Y., Marsset B. Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (Southwest Pacific) // Geology. 1988. V. 16, N 10. P. 925–929.
10. Bender J.F., Hodges F.N., Bence A.E. Petrogenesis of basalts from the Project FAMOUS area: Experimental study from 0 to 15 kbar // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41, N 3. P. 277–302.

11. Bloomer S.H., Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: An Island Arc ophiolite // D.E.Hayes (ed.). The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands (Pt. 2). Union Geophys. Monogr. Ser. 27. 1983. P. 294–317.
12. Buerly G. The nature of differentiation trends in some volcanic rocks from the Galapagos spreading center // J. Geophys. Res. 1980. V. 85, N 7. P. 3797–3810.
13. Crawford A.J., Fallon J.J., Green D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites. L.: Unwin Hyman, 1989. P. 1–49.
14. Eissen J.-P., Lefürre C., Maillet P., Morvan G., Nohava M. Petrology and geochemistry of the central North Fiji Basin spreading centre (Southwest Pacific) between 16°S and 22°S // Marine Geol. 1991. V. 98, N 2/4. P. 201–239.
15. Elthon D., Casey J.F., Komor S. Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite: Evidence for high-pressure crystal fractionation of oceanic basalts // J. Geophys. Res. 1982. V. 87, N 10. P. 8717–8734.
16. Elthon D., Scarfe C.M. High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts // Amer. Mineral. 1984. V. 69, N 1–2. P. 1–15.
17. Falvey D.A. Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides // Austral. Soc. Explorat. Geophys. Bull. 1978. V. 9. P. 117–123.
18. Flower M.J. Accumulation of calcic plagioclase in ocean ridge tholeiite: an indication of spreading rate? // Nature. 1980. V. 287, N 5782. P. 530–532.
19. Fujii T., Bougault H. Melting relations of a magnesian abyssal tholeiite and the origin of MORBs // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62, N 2. P. 283–295.
20. Fujii T., Kushiro I. Melting relations and viscosity of abyssal tholeiite // YearBook Carnegie Inst., Wash., 1977. V. 76. P. 461–465.
21. Gill J.B. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc: Fiji and South Fiji Basin // J. Geol. 1987. V. 95, N 5. P. 589–615.
22. Gill J.B., Gorton M. A proposed geological and geochemical history of Eastern Melanesia // P.Coleman (ed.). The Western Pacific-Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry. W. Austral Univ. Press. 1973. P. 543–566.
23. Gill J.B., Whelan P. Early rifting of the oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B4. P. 4561–4578.
24. Grove T.L. and Bryan W.B. Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: An experimental study // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 84, N 4. P. 293–309.
25. Hamburger M.W., Isacks B.L. Deep earthquakes in the South Pacific: A tectonic interpretation // J. Geophys. Res. 1987. V. 92, N B13. P. 13841–13854.
26. Hodges F.N., Papike J.J. DSDP site 334: Magmatic cumulates from oceanic layer 3 // J. Geophys. Res. 1976. V. 81, N 23. P. 4135–4151.
27. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125 // Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. et al., (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results, 125. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 1992. P. 445–486.
28. Jacques A.L. Petrology and petrogenesis of cumulate peridotites and gabbros from the Marum ophiolite complex, northern Papua, New Guinea // J. Petrol. 1981. V. 22, N 1. P. 1–40.
29. Johannes W. Melting of plagioclase in the system Ab-An-H₂O and Qz-Ab-An-H₂O at P_{H₂O}=5 kbars, an equilibrium problem // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 66, N 3. P. 295–303.
30. Kushiro I., Thompson R.N. Origin of some abyssal tholeiites from the Mid-Atlantic Ridge // YearBook Carnegie Inst., Wash., 1972. V. 71. P. 403–406.
31. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Canad. Mineral. 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
32. Maillet P., Monzier M., Eissen J.-P. and Louat R. Geodynamics of an arc-ridge junction: the case of the New Hebrides Arc / North Fiji Basin // Tectonophysics. 1989. V. 165, N 1–4. P. 251–268.
33. Malahoff A., Feden R.H., Fleming H.S. Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand // J. Geophys. Res. 1982. V. 87, N 5. P. 4109–4125.
34. Matthey D.P., Muir I.D. Geochemistry and mineralogy of basalts from the Galapagos spreading center. Deep Sea Drilling Project, Leg 54 // Initial Reports DSDP. 1980. V. 54. P. 755–771.
35. Miyashiro A., Shido F. Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Ti, V, Cr and Ni // Amer. J. Sci. 1975. V. 275, N 3. P. 265–277.
36. Moberly R. Youthful oceanic lithosphere of marginal isles, western Pacific // Proceed. 12th Pacific Sci. Congr. Canberra, 1971. P. 393.
37. Nwe Y.Y. Two different pyroxene crystallization trends in the trough bands of the Skaergaard intrusion, East Greenland // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. V. 49, N 4. P. 285–300.
38. Panjasawatwong Y., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Harris K.L. An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 118, N 4. P. 420–432.
39. Pushchin I.K., Konovalov Yu. I., Tararin I.A. Composition and structure of oceanic crust in the southern part of the New Hebrides arc-trench system // Abstr. 29th Internat. Geol. Congr., Kyoto, 24Aug.-3 Sept., 1992, V. 2. P. 307.
40. Shibata T. Phenocryst-bulk rock composition relations of abyssal tholeiites and their petrogenetic significance // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40, N 11. P. 1407–1417.
41. Shipboard Scientific Party. Introduction // Proc. ODP, Init. Rep., 134. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. P. 5–18.
42. Sigurdsson H. First-order major element variation in basalt glasses from the Mid-Atlantic Ridge 29°N to 73°N // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, N 10. P. 9483–9502.
43. Sigurdsson I.A., Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Eggins S.M. and Zlobin S.K. Primitive island arc and oceanic lavas from the Hunter Ridge-Hunter Fracture Zone. Evidence from glass, olivine and spinel composition // Mineral. and Petrol. 1993. V. 47. P. 149–169.
44. Smewing J.D. Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: Evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, N B4. P. 2645–2659.

45. Stakes D.S., Shervais J.W., Hopson C.A. The volcanic tectonic cycle of the FAMOUS and AMAR valleys, Mid-Atlantic Ridge (36°47'N): Evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady state magma chamber beneath the valley midsections, AMAR 3 // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, N B8. P. 6995–7028.
46. Walker D., Shibata T., DeLong St.E. Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone. II. Phase equilibria and mixing // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 70, N 2. P. 111–125.

Поступила в редакцию 20 августа 2001 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

I.A. Tararin, V.M. Chubarov, T.M. Filosofova

Petrology and origin of gabbroic rocks of the ophiolite assemblage from the Hunter Fracture Zone (Pacific Ocean)

Dredge collections from the Hunter Fracture Zone include massive and cumulate textured gabbroic and ultramafic rocks and volcanic rocks ranging from basaltic to rhyolitic in composition. The ultramafic rocks are largely serpentized harzburgite and lherzolite; their relict mineralogy is typical of peridotite considered to be the refractory residue of partial melting of the mantle. Cumulate textured ultramafic rocks probably are related to the cumulate gabbro and granodiorite rather than to the residual mantle material. The gabbroic rocks are dominantly cumulate textured Pl-Opx-Cpx±Ol gabbronorite and Pl-Cpx±Ol gabbros; the mineral features of these rocks are the result of their crystallization at moderate pressure (in a moderate level magma chamber). The massive Pl-Cpx±Ol gabbros are less common. Green and brown-green Ca-amphibole has partially or totally replaced the clinopyroxene in many samples. There is an overlap in mineral chemistry between the cumulate rocks and the Opx-Cpx-Pl volcanic rocks and boninites. We interpret this as the indication that the cumulate rocks were cogenetic with Opx-Cpx-Pl volcanic rocks and that they both constitute the remnants of an island arc volcanic-plutonic series. The petrologic evidence indicates that ophiolite gabbroic rocks were derived from an island-arc rather than from a mid-ocean ridge.