

## БИМЕТАСОМАТОЗ И ГЕОДИНАМИКА РАССЛОЕННЫХ (ПОЛОСЧАТЫХ) КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВ ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫХ ПАЛЕОЗОН

**Юркова Р.М., Воронин Б.И.**

*Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия  
e-mail: bivrrnyrbz@mtu-net.ru*

## BIMETASOMATISM AND GEODYNAMICS OF ULTRABASIC-BASIC BANDING OPHIOLITE COMPLEXES IN FOREARC ZONES

**Yurkova R.M., Voronin B.I.**

*Institute of Oil and Gas Problems RAS, Moscow, Russia  
e-mail: bivrmrzb@mtu-net.ru*

The paper discusses the metasomatism evolution of ophiolite ultrabasic-basic banding complex in the northwestern Pacific fringing. At the stage of discrete formation of banding complex in depth from 20-30 to 10-12 km. formed different-temperature bimetasomatic layers: 1. apogabbronorite ( $T = 900^{\circ}\text{C}$ ) composed with bronzite, diopside and the pargasitic hornblende; 2. apolherzolite ( $T = 550-700^{\circ}\text{C}$ ) typically comprising diopside, pargasitic hornblende, grossular, andradite and hertzinite; 3. aposerpentinite, including antigorite, lizardite, pentlandite, chromspinellide. Hightemperature mineral associations were formed due to polycyclic intrusion of basic (gabbro-noritic) magma to lherzolite, verlite and apodunite-harzburgite serpentinite bands through the dyke channels, connected with uprising ophiolite diapir in the primitive island arc-trench transitional zone.

Объектами для изучения послужили ультрабазит-базитовые полосчатые комплексы офиолитов северо-западной части активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка и Корякский хребет. При обобщении и анализе результатов исследований, в сопоставлении с литературными материалами по этой проблеме, реконструирована последовательность этапов формирования офиолитовых ассоциаций в зоне перехода – примитивная островная дуга–желоб – над сейсмофокальной зоной. [8]. Начало формирования офиолитов связано с подъемом крупного мантийного диапира ультрабазитов дунит-гарцбургитового состава. Глубина – 40-50 км,  $T = 600-700^{\circ}\text{C}$ . Этап отмечен псевдоморфной серпентинизацией с образованием антигорита, и природных сплавов железо-никель [8]. Серпентинитовые диапиры в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением при растяжении свода поднимающегося диапира в зоне перехода – островная дуга–желоб – были последовательно пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатый, дайковый, спилит-кератофировый. Ультраосновная магма лерцолитового состава внедрилась в псевдоморфно серпентинизированные ультрабазиты по дайкоподобным каналам. На контакте магматических тел с серпентинитами возникли высокотемпературные ( $T = 990^{\circ}\text{C}$ ), биметасоматические слои (оливин, бронзит, диопсид).

Формирование полосчатой серии пород происходило при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной габброноритовой магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода поднимающегося мантийного диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов [9]. Интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км. Лерцолиты, чередующиеся с габброноритами, верлитами и пироксенитами, в полосчатом комплексе сложены энстатитом (% – 88,0 En; 10,5 Fs; 1,5 Wo) или низкожелезистым бронзитом (% – 83,5 En; 16,0 Fs; 0,5 Wo), диопсидом (% – 46,0 En; 3,0 Fs; 51,0 Wo) и оливином. Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16,5%). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разностями  $(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}_{0,32}^{2+})_{0,99}(\text{Al}_{1,61}\text{Cr}_{0,39})_{2,0}\text{O}_4$ , отвечающими по составу плеонасту и плеонастцейлониту. Сходные по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Япского желоба [1]. В этих условиях были сформиро-

**Таблица 1**

**Изотопный состав стронция в плагиоклазах габброноритов**

Номер образца	42	28-1	528	512	512	115-1	115-5	120
Тип породы	магматический					метаморфический		
Состав плагиоклазов (%An) в исследованной навеске*	85-88	85-88	83-92	92-94	92-94	95-100	95-100	95-100
Типы плагиоклазов, % масс.								
Негранулированные	60	10	10	10	10	95	95	95
Гранулированные	10	75	85	85	75	5	5	5
С включениями пренита	0	15	5	15	15	Нет	Нет	Нет
То же, серицита	30	0	0	0	0	"	"	"
Зерна пренита	Нет	+	Нет	+	++	"	"	"
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ( $\pm 0.00006-0.00010$ )	0,7044	0,7051	0,7049	0,7050	0,7050	0,7040	0,7039	0,7038
Содержание Eu, г/т	Не опр.	0,047	0,056	Не опр.	Не опр.	0,127	0,226	0,094

Примечание: (\*) Фракция 0,1-0,05 мм весом 120-300 мг; (+) – единичные зерна; (++) – 15-10% объема фракции; содержание Eu – по данным [4]. Анализы изотопного состава стронция выполнены в лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН.

ваны разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогабброноритовые ( $T = 900^\circ\text{C}$ ), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые ( $T = 550-700^\circ\text{C}$ ), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, гроссуляр-андрадит, герцинит. Присутствие герцинита может свидетельствовать об условиях повышенных давлений. Апосерпентинитовые слои включают лизардит, пентландит, хромшпинелид. Габбронориты и пироксениты подверглись автометаморфической амфиболитизации ( $T = 700-800^\circ\text{C}$ ) с образованием в разных сочетаниях эденита, эденитовой, магнезиальной и чермакитовой роговых обманок, а также магнезиогастингсита.

Габбронориты, экранированные серпентинитами в твердопластическом состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации ( $T = 830-880^\circ\text{C}$ ). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. Судя по ориентировке метаморфической полосчатости пород, расположению наложенных двойниковых полос, перекристаллизация габброноритов была стимулирована деформациями типа сдвига и скольжения, направленными вдоль контакта этих пород с ультрабазитами. Об экранировании свидетельствует малая степень наложенных минеральных преобразований перекристаллизованных габброноритов по сравнению с неперекрысталлизованными магматическими типами этих пород. Экранирование, по-видимому, кроме того, содействовало сохранению относительно низких значений изотопных отношений стронция в перекристаллизованных габброноритах (табл. 1). Эти значения выше верхнего предела отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в базальтах срединно-океанических хребтов и характерны для пород большинства современных островных дуг и активных континентальных окраин [7]. Разрушение ламелл диопсида при перекристаллизации бронзита привело к повышению роли катионов Ca в плагиоклазах и Fe во вновь сформированных пироксенах. Эти тенденции могли быть усилены при контактово-реакционных взаимоотношениях с ультрабазитами. Для перекристаллизованных габброноритов характерна отчетливая отрицательная аномалия Eu, что может свидетельствовать об их некумулятивном генезисе. Для неперекрысталлизованных габброноритов устанавливается как положительная, так и отрицательная аномалии этого элемента [4]. Стоит упомянуть о соотношении содержаний европия и анортитовой молекулы в плагиоклазах этих пород. Намечающаяся зависимость может быть случайной. Сведения приводятся в порядке сбора данных (табл. 1). В зонах локально повышенных температур ( $T = 700-800^\circ\text{C}$ ) и давлений ( $P > 5\text{ кбар}$ ) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы, горнblendиты, плагиоклазовые амфиболиты и бластомилониты в виде полосовидных и линзовидных тел, ориентированных субсогласно с полосчатостью (табл. 2). Для зон разлинзования внутри полос-

Таблица 2

Содержание окислов (мас. %) и ионов петрогенных элементов в минералах  
 эклогитоподобной породы по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	45,24	50,86	38,57	39,28	Fe <sup>2+</sup>	0,98	0,17	1,20	1,61
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,25	0,00	0,04	Mn	0,02	0,02	0,04	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,24	3,80	22,70	22,23	Mg	3,44	0,82	1,19	0,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,13	0,00	0,10	Ca	1,82	0,92	0,60	0,77
FeO	8,04	5,32	18,82	24,36	Na	0,56	0,02	0,00	0,05
MnO	0,16	0,04	0,61	0,00	K	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	15,79	14,61	10,38	1,77	Сумма	7,57	2,01	5,03	4,72
CaO	11,73	22,99	7,34	9,07	Mg/(Mg+ Fe)	0,78	0,83	0,50	0,12
Na <sub>2</sub> O	1,96	0,27	0,00	0,29	En	Не опр.	43,00	Не опр.	Не опр.
K <sub>2</sub> O	0,07	0,02	0,02	0,01	Fs	”	9,00	”	”
Сумма	96,02	98,29	98,44	97,15	Wo	”	48,00	”	”
Ионы	23(0)	6(0)	12(0)	12(0)	Альмандин	”	Не опр.	40,00	62,00
Si	6,57	1,91	2,95	3,13	Пироп	”	”	40,00	8,00
Al <sup>IV</sup>	1,43	0,09	0,05	0,00	Спессартит	”	”	1,00	0,00
Сумма	8,00	2,00	3,00	3,13	Са-компонент	”	”	19,00	30,00
Al <sup>VI</sup>	0,66	0,08	2,00	2,08					
Ti	0,09	0,005	0,00	0,00					
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00					

Примечание: 1 – эденитовая роговая обманка; 2 – диопсид; 3 – гранат; 4 – гранат апогаббронитового филлонита. Анализы выполнены в лаборатории ГИН РАН.

чатых комплексов характерны филлониты, в том числе гранатсодержащие, сформированные за счет гранатовых амфиболитов и эклогитоподобных пород. Порфириобласты альмандина в филлонитах отличаются низким содержанием пироповой молекулы (табл. 2). Уменьшение содержания пироповой молекулы в гранате по сравнению с исходными породами можно связать с его перекристаллизацией в условиях более низкотемпературного динамотермального метаморфизма.

Анализ строения, состава и минеральных преобразований рассмотренных ультрабазит-базитовых комплексов свидетельствует об их магматическо-метаморфическом происхождении. При этом вскрывается полигенетическая природа полосчатых комплексов, в которых габбронориты являются образованиями, одновременными с лерцолитами и вмещающими их аподунит-гарцбургитовыми серпентинитами. Габбронориты и лерцолиты внедрились в серпентиниты на разных уровнях глубинности (*P-T*-условий). В этом смысле полосчатые комплексы можно рассценивать как полигенные базит-гипербазитовые плутоны [3]. Лерцолиты, исходя из состава шпинелей, могли быть закристаллизованы в условиях повышенных давлений. Если учесть температуру (950°C) равновесного образования орто- и клинопироксенов, рассчитанную по геотермометру Л.Л. Перчука [5], и исходить из границ устойчивости фации шпинелевых перидотитов, то формирование лерцолитов полосчатого комплекса можно предполагать на глубинах 30-55 км при давлениях 8-16 кбар [10]. Как было показано ранее, в этих условиях возможно существование серпентинитов [8]. Габбронориты по оценкам, приведенным ранее, были закристаллизованы при  $T = 880-925^{\circ}\text{C}$ . Исходя из условий устойчивости плагиоклаз-пироксеновых парагенезисов, место формирования их определяется глубинами 20-30 км и давлениями до 7-8 кбар [2, 10]. Для достижения этих условий необходимо предположить протрудирование серпентинит-лерцолитовой ассоциации пород в более высокие уровни мантии и литосферы, возможно происшедшее одновременно с внедрением габброноритового расплава. Если опираться на альтернативную схему кристаллизации габброидных серий в восходящем потоке магмы в узких камерах-каналах с полибарическим фракционированием в присутствии водосодержащего флюида [9, 6], то внедрение магмы, сформировавшей габбронориты (и лерцолиты), можно представить по типу дайковых пакетов. Это представление согласуется с данными о встречных крутых падениях полосчатости и субсогласным с ней простиранием более поздних дайковых тел. Формирование

полосчатости могло быть обусловлено внедрением дифференцированного расплава по типу «дай-ка в дайку» с образованием эндоконтактовых и высокотемпературных биметасоматических зон в виде относительно меланократовых тонких (1-1,5 см) полос. Для пород промежуточного состава (верлиты, пироксениты) на данном уровне изученности можно предполагать как высокотемпературное биметасоматическое, так и магматическое (в частности, динамическая кристаллизация из расплава) происхождение [9]. Формирование гранулитовых (перекристаллизованных) габброноритов, эклогитоподобных пород, высокотемпературных гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов было связано с глубинным локальным постсолидусным (800°C) динамометаморфизмом габброноритов и биметасоматических пород ультраосновного состава. Эти преобразования совпадали по времени с автометаморфическими изменениями габброноритов в зонах, не затронутых воздействием интенсивных напряжений. Изменение условий локального динамотермального метаморфизма происходило от высокотемпературных (800°C) и высокобарических (15 кбар) до низкотемпературных субповерхностных (филлониты), что согласуется с концепцией протрузивно-диапирового становления офиолитовых ассоциаций [8].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 259 с.
2. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 229 с.
3. *Леснов Ф.П.* Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 135 с.
4. *Пейве А.А.* Строение и структурное положение офиолитов Коряжского хребта. М.: Наука, 1984. 99 с.
5. *Перчук Л.Л.* Сосуществующие минералы. Л: Недра, 1971. 413 с.
6. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 242 с.
7. *Шараськин А.Я.* Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря // XXVII Междунар. геол. конгр. Т. 6. Ч. 3. История и происхождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1984. С. 44-56.
8. *Юркова Р.М., Воронин Б.И.* Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56-67.
9. *Irving A.* Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcaic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // Amer. J. Sci. 1980. V. 280. P. 389-426.
10. *O'Hara M.J.* Mineral paragenesis in ultrabasic rocks // Ultramafic and related rocks. N.Y.: Blackwall, 1967. P. 393-408.