

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ СТРУКТУР ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Голубева Э.Д.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, gol_ed@mail.ru

Тихий океан отличается наибольшими размерами, особенностями тектоники и характера магматизма западного и восточного блоков океана. Участие в Международном проекте глубоководного бурения в рамках Государственной программы «Мировой океан» позволило автору суммировать данные по геологии и магматизму дна Тихого океана.

Рельеф тихоокеанского дна представлен срединно-океаническими хребтами и равнинами (плитами) с расположенными на них хребтами, поднятиями и котловинами. Выделены формационно-геохимические типы пород (типизация), образующих в различных структурах океана ассоциации (магматические серии). В систематике пород, кроме химизма, учитывалось нормированное к хондриту [3] отношение редкоземельных элементов (концентраций лантана к самарию ($[La/Sm]_n$)). В разных структурах океана состав пород имеет существенные различия (табл. 1). Так, слагающие срединно-океанический хребет (СОХ) Восточно-Тихоокеанского поднятия породы (гр. 1), характеризуются пониженным отношением $[La/Sm]_n$, и варьируют по составу (типы 1-3, 7). Породы разломных зон (типы 4-6) сходны с базальтами окраин континента. В рифтовых зонах Галапагос и Хуан де Фука проявлены ультратитанистые толеиты (гр. 2). Примитивные толеиты плит PIP (Primitive in Plate) (гр. 3) близки по составу базальтам срединно-океанического хребта (СОХ) (гр. 1). Состав островных толеитов при пониженном содержании щелочей обогащен титаном и лёгкими РЗЭ (гр. 4). Субщелочные базальты (гр. 5) приурочены к трансформным разломам. Магматизм поднятий Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик сложен породами, происхождение которых, по И.Н. Говорову [2], связано с глубинными магматическими очагами, возник-

Таблица 1

Петрогеохимическая систематика толеитовых базальтов Тихого океана

Формационно-геохимические типы пород	TiO ₂	La/Sm _n	Геодинамическая позиция вулканизма (типичные примеры)
1. Толеиты срединно-океанических хребтов (MOR)(СОХ)			Восточно-Тихоокеанское поднятие (СОХ)
1) магнотолеиты (N-tin)	1,2	0,5-0,8	1, 2, 7 – осевые зоны
2) ферротолеиты (Fe-tin)	1,9	0,4-0,6	и 3, 5, 6 поднятия в зонах спрединга (зоны Галапагос, поднятия ВТП и ЮТП, хр. Хуан де Фука), 4 – участки выклинивания рифтов (Калифорнийская зона);
3) К-ферротолеиты (K-Fe tin)	2,0	0,6- 1,0	5, 6 – поднятия в зонах спрединга (Галапагос, Хуан де Фука и др.).
4) Na-толеиты (Na-tin)	1,8	0,8-1,0	
5) переходные (T-tin)	1,4	0,8-1,2	
6) обогащенные (E-tin)	2,7	1,2	
7) деплетированные (D-tin)	0,9	0,45	
2. Ультратитанистые ферротолеиты (UTi-Fe-tin)	2,7	0,6-1,0	Глубинные разломы рифтовых зон Хуан де Фука, Галапагос
3. Примитивные толеиты плит (Primitive in Plate) PIP			Зоны рассеянного спрединга внутри абиссальных плит (впадина Науру)
магнотолеиты	1,0	0,75-	плато (Манихики, Онтонг-Джава)
ферротолеиты	1,3	0,78	и другие юго-западные структуры
4. Толеиты океанических островов			Зоны глубинных разломов (хребты Гавайский, Императорский, Лайн, Магеллановы горы; Маршаловы о-ва
гавайский (H-Ti-tin)	2,5	2,30	Гилберта, Тувалу, Полинезийские
самоанский (S-UTi-tin)	2,6	2,03	
5. Субщелочные базальты (переходные – transitional)	1,7	1,47	Зоны трансформных разломов секущих ВТП, боковые зоны поднятий.
6. Автономные анкарамиты	2,9		Поднятия Мид Пацифик, Маркус-Уэйк и другие поднятия
7. Базальты KLAEP			Возвышенности Шатского, Хесса, и другие зоны западной Пацифики
толеитовые	1,3		
субщелочные	2,3		

шими при активизации погребенных древних структур типа расслоенных интрузивов (анкармиты, трахибазальты и тристаниты), (гр. 6). Особенностью пород, слагающих поднятия западного блока океана (Шатского, Хесса и др.) (гр. 7), является обогащение их калием (К), литофильными акцессорными элементами (Lithophile Accessory Elements) и фосфором (Р) (тип КЛАЕР).

Классификация пород, слагающих ложе океана и выделение формационно-геохимических типов пород, образующих в различных морфоструктурах океана ассоциации (магматические серии), позволило выявить особенности магматизма океана. Подавляющая площадь главной «первичной» океанической плиты западного блока ложа Тихого океана сложена примитивными базальтами плит (PIP). В восточном блоке преобладают толеитовые базальты срединно-океанических хребтов (СОХ). Генезис островных хребтов гавайского типа обусловлен, видимо, формированием зон глубинных разломов и дискретным формированием магматических камер – источников излияний толеитовых и дифференцированных лав [1].

Анализ пространственно-временного размещения океанических структур ложа океана, позволил на фоне непрерывного магматизма, формирующего океанические плиты, выявить этапы становления геологических комплексов ложа океана. Для первых двух этапов (юра-мел-палеоцен) характерны высокий флюидно-тепловой режим плавления и «избыточная» генерация магм: доля базальтоидного магматизма линейного спрединга (толеиты СОХ) составляла не менее 70% объёма магматических излияний юрско-мелового периода. Обогащённые щелочами лавы (около 30%) формировали поднятия и хребты. В кайнозойский период (3-4-й этапы), обусловленный, видимо, умеренными тепловыми мантийными потоками, основной объём выплавляемых магм был сосредоточен в спрединговых зонах срединно-океанических хребтов и представлен разными типами базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ) с феннеровским (меланократовым) эволюционным трендом. Доля спрединговых базальтов составляла более 90% общего объёма лавовых излияний срединно-океанического поднятия ВТП.

Тихоокеанская плита уже в поздне меловое (кампанское) время (~70 млн. лет) имела размеры близкие к современным [2]. Формирование обновленной литосферы океана происходило в срединно-океанических хребтах – зонах спрединга; компенсирует спрединг литосферной плиты её погружение (субдукцию) в глубоководных желобах. Сутью механизма субдукции являются представления об океанической литосфере как о жесткой плитной структуре, движущейся по находящейся ниже её более размягчённой астеносфере, погружающейся в глубоководных желобах. В пределах всего ложа океана в результате рассеянного спрединга формировались структуры океанического ложа. К середине палеогена в результате линейного спрединга новая океаническая кора образовалась в протяжённой спрединговой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Периферическое разрастание Тихоокеанской плиты не нарушало глубинной стабильности центральной части плиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голубева Э.Д. Зональность и эволюция магматизма западных плато и хребтов Тихого океана // Литосфера. 2009. № 3. С. 12-24.
2. Петрологические провинции Тихого океана / И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, И.К. Пуцин, И.А. Тарарин, С.В. Высокский, Г.И. Говоров. М.: Наука, 1996. 444 с.
3. Evensen N.M., Hamilton P.F., O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. № 8. P. 1199-1212.