

**МАГМАТИЗМ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА
(ОХОТСКОГО, ЯПОНСКОГО, ФИЛИППИНСКОГО)****Леликов Е.П., Емельянова Т.А.***Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, lelikov@poi.dv.ru*

В геологическом строении Японского, Охотского и Филиппинского морей значительную роль играют разновозрастные магматические породы – гранитоиды и вулканиты. Формирование структур Японского и Охотского происходило в течение двух крупных этапов, каждый из которых характеризуется своеобразным магматизмом. Первый – докайнозойский, в котором эти структуры развивались как единое целое со структурами окружающей суши, и магматизм которого предшествовало образованию впадин этих морей. Докембрийские метаморфические породы и палеозойские граниты Японского моря образовались при мощности коры 30-35 км. Ее современная мощность под этими возвышенностями составляет 24-26 км, что свидетельствует о деструкции сиалической коры в процессе формирования впадины Японского моря, которое представляет собой кайнозойскую рифтогенную систему. Второй, кайнозойский этап магматизма тесно связан с раскрытием впадин этих морей и сопровождал процессы деструкции континентальной коры. Он представлен вулканогенными образованиями.

Гранитоиды. Многочисленные выходы докембрийских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских гранитоидов установлены на материковом склоне, подводных возвышенностях и хребтах Японского, Охотского и Филиппинского морей. На основании петрогеохимической классификации [3], структурно-тектонической позиции массивов они подразделяются на три генетических класса: ультраметаморфогенные, палингенные и дифференциаты андезитовой и толеитовой магм.

Среднепалеозойские палингенные граниты Японского моря наиболее обогащены Rb и Nb и представляют собой синколлизийные образования. Они характеризуются резко фракционированным спектром распределения REE, что выражается в высоких La/Sm (3,58-6,93) и La/Yb (18,35-50,88) отношениях. Позднепалеозойские гранитоиды Ямато представлены двумя типами пород: субщелочными и породами нормальной щелочности. Все они относятся к гранитоидам вулканических дуг, производных андезитовой магмы. В породах обоих типов наблюдается резко фракционированный спектр распределения REE, но в щелочных разностях это выражено более четко, что отражается в более высоких значениях отношений La/Sm (4,14-6,64) и La/Yb (14,44-40,32) в субщелочных, чем в известково-щелочных, где La/Sm – 1,77-3,22, а La/Yb – 3,64-7,70.

Меловые гранитоиды Охотского моря совместно с одновозрастными вулканитами формируют вулcano-плутонические комплексы и относятся к породам вулканических дуг производных андезитовой магмы. В них при четко фракционированном спектре распределения REE в гранитах он выражен более резко за счет накопления LREE, чем в габбро и диоритах. Эти различия отражаются в меньших значениях отношений La/Sm (1,44-1,94) и La/Yb (2,39-3,14) в диоритах и гранодиоритах, чем в гранитах (6,24 и 18,91 соответственно).

Филиппинское море в отличие от вышеназванных морей заложилось на океанической коре. На хребте Кюсю-Палау в его южной части в составе мезозойского метаморфического комплекса установлены плагиограниты и диориты, являющимися производными толеитовой магмы. К производным андезитовой магмы отнесены кайнозойские габбро, диориты, тоналиты, плагиограниты, комагматичные позднеолигоценным вулканитам центральной части хребта.

Вулканиты. Позднемезозойские вулканиты Японского и Охотского морей представляют собой подводное продолжение Сихоте-Алинского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов.

Кайнозойские вулканиты Охотского моря относятся к известково-щелочной серии тихоокеанского типа и формировались в геодинамической обстановке активной континентальной окраины. Состав этих пород позволяет предполагать, что фундамент подводных возвышенностей и котловины имеет континентальную природу и образован сиалическим субстратом, влияние которого отражается на составе выплавляющихся расплавов. Плиоцен-плейстоценовые вулканиты обрамления Курильской котловины близки породам субщелочной серии Курильской дуги и подводным вулканам ее тыловой зоны и отражают этапы тектоно-магматической активизации и рифтогенеза, которые привели к разрушению континентальной окраины и к образованию риф-

тогенных прогибов [1]. Магматическим источником для них служила обогащенная континентальной корой мантия (ЕМП).

В Японском море проявлены более разнообразные типы вулканитов, отвечающие различным этапам рифтогенеза. На первых этапах континентального рифтогенеза в олигоцене – раннем миоцене основным магмогенерирующим источником служила обогащенная континентальной корой мантия типа ЕМП, в период максимального спрединга в среднем миоцене-плиоцене главную роль стали играть деплетированная верхняя мантия, а затем обогащенная флюидами мантия типа ЕМІ. В большинстве случаев на магмогенерирующий процесс активное влияние оказывает континентальная составляющие литосферы. Лишь в период максимального спрединга магматическим источником являлась деплетированная мантия.

В Филиппинское море в южной оконечности хребта Кюсю-Палау установлены метаморфические породы, представляющие зональные образования, сформированные при переменном давлении от 4,0 до 8,0 кбар по океаническим толеитам. Тектонические движения и метаморфизм (150, 90 млн. лет), можно рассматривать в качестве начального этапа зарождения островной дуги Кюсю-Палау на океаническом основании.

В позднемеловое-раннепалеогеновое время вдоль аккреционной зоны формируются платообразные или щитовые вулканические постройки гавайского типа, сложенные вулканитами, близкими к толеитам океанических островов и поднятий. [2]. Наблюдается различие в геохимии базальтов южного и северного вулканов. Первые при аналогичном содержании Rb (12-33 г/т) характеризуются более высоким содержанием Sr (355-423 г/т), Ba (176-398 г/т) и Zr (48-119) по сравнению с северным, где эти значения составляют: 182-231, 43-90 и 26-68 г/т соответственно. Кроме того, при слабом фракционировании REE пород обеих построек в базальтах южного вулкана отношение La/Sm – 2,9-4,1 и La/Yb – 4,3-5,0 несколько выше, чем в базальтах северного (La/Sm – 1,0-1,3 и La/Yb – 0,8-1,3).

В период среднеэоцен-позднеолигоценной тектоно-магматической активизации произошло формирование стратовулканов [2]. Они подразделяются на две группы. Базальты 1-ой группы характеризуются высокими концентрациями Rb (11-26 г/т) и низкими – Sr (96-129 г/т), Ba (22-47 г/т) и Zr (13-18 г/т), а также низкими значениями отношений La/Sm (0,38-0,39), La/Yb (0,37) и $Eu/Eu^* = 1,03-1,04$. Базальты 2-ой группы при аналогичном уровне Rb (13-24 г/т) имеют более высокие концентрации Sr (229-372 г/т), Ba (207-327 г/т) и Zr (24-48 г/т). В них наблюдается очень слабое фракционирование REE с накоплением легких (La/Sm – 2,16-2,69 и La/Yb – 3,0-4,08) и $Eu/Eu^* = 0,89-0,91$. Стратовулканы сложены вулканитами островодужного типа (толеитовой и известково-щелочной серии), излившихся в условиях сжатия коры. Главным фактором формирования хребта Кюсю-Палау был разновозрастный вулканизм (от океанических толеитов до известково-щелочных базальтоидов), который привел к наращиванию земной коры (до 12-15 км) под хребтом. В отличие от вулканизма Японского и Охотского морей заложившихся на континентальной коре тесно связанного с ее деструкцией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток. Дальнаука, 2004. 145 с.
2. Леликов Е.П., Сьедин В.Т. Геология и геохимия магматических пород хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XVIII Международной школы морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. V. С. 85-90
3. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.