

О ВОЗРАСТЕ И ГЕНЕЗИСЕ ФОСФАТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА СЕВЕРНОМ ЯМАТО В ЯПОНСКОМ МОРЕ**М.И.Липкина, И.Б.Цой***Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г.Владивосток*

В районе Северного Ямато (ст. 3111, 35-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев») в вулcano-терригенной валунно-глыбовой конгломерато-брекчии с глинисто-фосфатным цементом был обнаружен комплекс диатомей исключительно хорошей сохранности. Распространение комплекса ограничено среднемиоценовой зоной *Denticulopsis praedimorpha* (13,3 - 12,1 млн лет). В комплексе преобладают неритические виды диатомей, обычно обитающие в пределах шельфа. Характерно низкое содержание видов, свойственных районам апвеллинга. Установлено, что диатомеи попали в межзерновые пространства конгломерато-брекчии после завершения цементации породы глинисто-фосфатным веществом, т. е. возраст фосфатной минерализации в данном конкретном образце не может быть моложе среднего миоцена. Источник фосфора гидротермальный. Для фосфоритов на этой станции ранее был установлен позднемиоценовый возраст. Вероятно, процесс фосфатной минерализации в районе Северного Ямато не был одноактным, имел место не только в позднем миоцене, но и в более раннее время.

ВВЕДЕНИЕ

Большинством исследователей признается, что фосфатная минерализация в морских фосфоритах является вторичной, наложенной. Время образования фосфоритов, как правило, связывается с возрастом замещенных фосфатом органических остатков. Возникновение фосфатов объясняют высвобождением фосфора из разлагающихся мягких тканей отмерших морских организмов и его переходом в условиях диагенеза в неорганическую минеральную форму (например, во франколит, являющийся наиболее типичным фосфорным минералом морских фосфоритов). При этом необходимым условием считается наличие апвеллинга, отвечающего за поставку питательных веществ из глубин океана к его поверхности, в зону фотосинтеза, где происходят жизненно важные микробиологические процессы, в том числе поглощение растворенного фосфора фито- и зоопланктоном [13].

В 35-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», выполнявшемся летом 1985 года в Японском море преимущественно в пределах северной окраины подводной возвышенности Ямато, была добыта целая серия образцов фосфоритов, однозначно отнесенных к позднему миоцену на основании возрастной принадлежности замещенных фосфатом морских органических остатков, а также данных палинологических исследований [1-3,18]. Но в природе можно встретить породы, где фосфатная минерализация и совершенно незатронутые фосфатизацией органические остатки, отличающиеся к тому же хорошей сохран-

ностью, наблюдаются в пределах одного и того же образца. В этом случае нет причин связывать наличие фосфатов в породе с жизнедеятельностью морской биоты. К тому же, процесс фосфатизации и жизнедеятельность морских организмов могут не совпадать во времени.

После изучения трех образцов из коллекции 35-го рейса, добытых с основания склона третичного вулкана (станция 3111, 40°14,9' с.ш., 133°58,9' в.д., интервал глубин 1650-1500 м.) и переданных нам участником рейса М.И. Гнидашом, удалось внести коррективы в вопрос о времени проявления фосфорной минерализации в этом районе и высказать некоторые соображения об источнике фосфора. Один из трех образцов, а именно - 3111/3 (номер образца соответствует отчетным данным по рейсу, к отчету приложена фотография этого образца), представляет собой фосфатизированную вулcano-терригенную валунно-глыбовую конгломерато-брекчию, содержащую среднемиоценовый комплекс диатомей. Два других образца - это небольшие (меньше сантиметра) кусочки типичных гидротермальных кварцево-глауконитовых пород, имеющих широкое распространение на подводных вулканических горах в Японском море [10, 11, 19]. Образцы изучались визуально, под поляризационным микроскопом, в сканирующем электронном микроскопе, в протолочках под бинокляром, в иммерсионных жидкостях. Фрагментарно определялись содержания P_2O_5 . Проводилось изучение комплекса диатомовых водорослей.

ФОСФАТИЗИРОВАННАЯ ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННАЯ КОНГЛОМЕРАТО-БРЕКЧИЯ
(обр. 3111/3)

Обр. 3111/3 отнесен к вулcano-терригенной валунно-глыбовой конгломерато-брекчии в соответствии с классификацией Е.Ф. Малеева [12]. К крупной и крепкой андезитовой плите, имеющей толщину от 7 до 10 см, ширину 20 и длину 45 см, прикреплены в виде горки обломки андезитов, величина которых варьирует от 0,1 до 4,5 см при преобладающем их размере 0,3-0,5 см. Вес образца около 20 кг, рис. 1.

Судя по характеру поверхностей образца, он неоднократно менял свое положение на дне моря. Последнее состояние образца было наиболее устойчивым. Плита своим основанием лежала непосредственно на дне. На открытой части образца обитали полихеты, на что указывают молодые червеобразные постройки полихет на поверхности «горки», вычерненной до этого гидроксидами марганца.

Но положение образца, по-видимому, совсем недавно было иным. На нижней и одной из боковых сторон можно найти остатки кораллов, сломанных при перемещении образца по дну, скорее всего, при периодических землетрясениях, свойственных вулканическим областям.

Весь этот крупный фрагмент вулcano-терригенной конгломерато-брекчии был некогда косо погружен в осадок, напитываемый специфическими растворами. Из растворов на поверхности образца, выступавшей над дном, отлагались черные пленки гидроксидов марганца, а на одной из сторон плиты, погруженной в ил, блестящие темно-коричневые фос-

фатные «поливывы», подтверждаемые качественной реакцией на фосфор.

Вещественный состав конгломерато-брекчии

Вещественный состав конгломерато-брекчии простой и достаточно легко поддается стадийному анализу. Порода состоит из обломочной части, цемента и комплекса диатомей среднемиоценового возраста. Обломочная часть в свою очередь подразделяется на вулcano-терригенную и вулканическую.

Вулcano-терригенная часть составляет около 65-70% (не считая андезитовую плиту, которая сама составляет примерно 80% по отношению ко всей массе образца, см. рис. 1) и представлена угловатыми и слабо окатанными обломками андезитов, аналогичных андезитовой плите. Преимущественный размер остальных обломков этой группы варьирует в пределах от 0,3 до 4,5 см при преобладающей их величине 0,5-0,7 см. Андезиты серые, плотные, крепкие, плитчатые, с заметной флюидальностью. Редкие обломки имеют фиолетовый оттенок. Андезиты обладают порфировой структурой и пилотакситовой основной массой, во вкраплениях обычен ромбический пироксен.

Вулcano-терригенная часть породы являет собой хаотическое нагромождение совершенно несортированных морских прибрежно-мелководных отложений, выделяющихся слабой окатанностью обломочного материала. Доказательством морских условий накопления материала андезитов служит присутствие среди них прекрасно сохранившихся крупных кусков диктионального скелета стеклянной опаловой губки и четырехлучевые спиккулы - триэн.

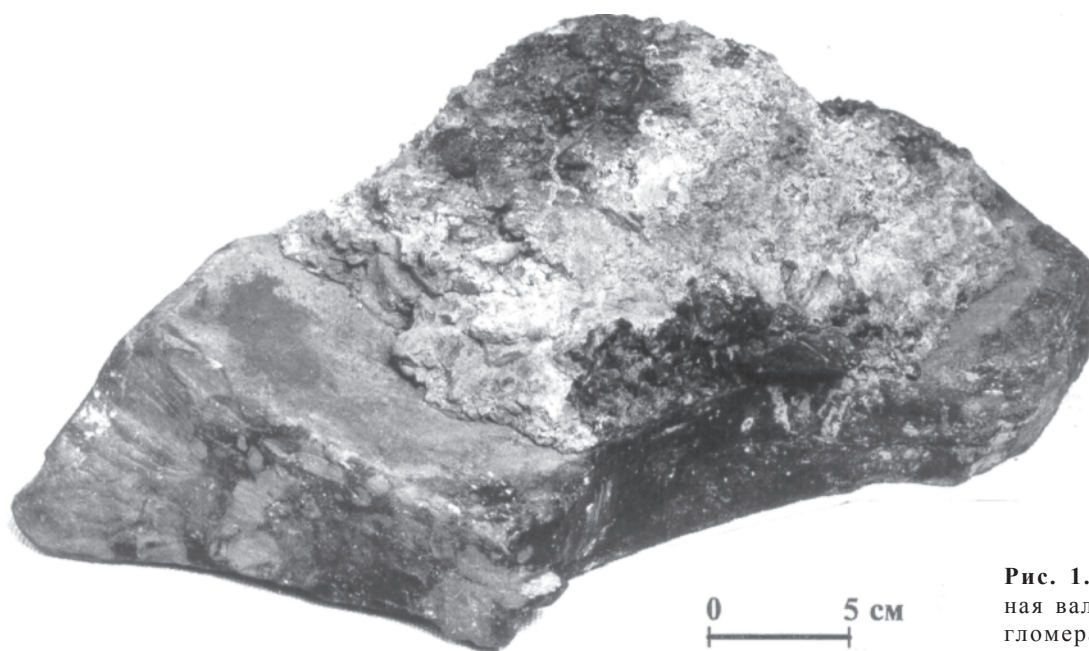


Рис. 1. Вулcano-терригенная валунно-глыбовая конгломерато-брекчия.

Вулканическая часть составляет около 20% породы и представляет собой пирокластический матрикс. Это преимущественно яркие красные гематитизированные андезиты и замещенные глинистым веществом вулканические стекла, также пигментированные красным колломорфным гематитом. Размерность частиц пирокластике находится в пределах 0,03-0,15 мм, единичные частицы достигают величин 0,3-0,4 мм, т. е. вулканическая часть конгломерато-брекчии достаточно хорошо отсортирована. Эта пирокластике вероятнее всего попала в породу несколько позднее, чем преобладающая грубообломочная масса крепких флюидальных андезитов, составляющая костяк породы. Это могло произойти в результате активизации вулканической деятельности. Мелкий пирокластический материал заполнил свободные пространства между несортированными обломками андезитов, испытывшими к тому времени незначительную волновую обработку.

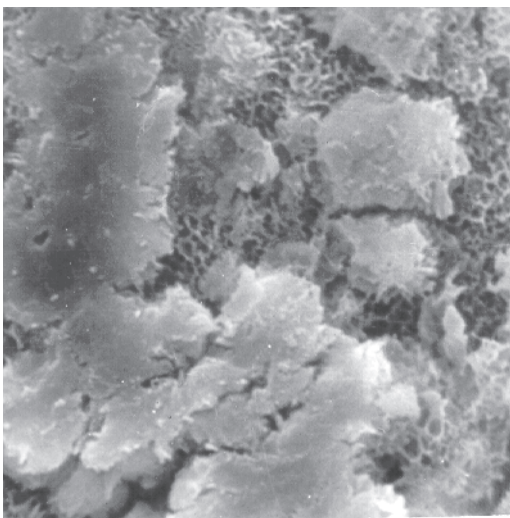
Цемент конгломерато-брекчии пленочный, местами порово-пленочный, иногда порово-базальный, по составу - глинисто-фосфатный. Тонкие (0,01-0,02 мм) глинисто-фосфатные пленки покрывают сплошной оболочкой мелкозернистый материал. На крупных обломках пленка либо прерывистая, либо отсутствует совсем. В результате обрастания глинисто-фосфатными пленками мелкие зерна как бы заключены в своеобразные белесые капсулы и приобрели яйцевидную форму. Они, в сущности, представляют собой микроконкреции. В прозрачном шлифе пленочный цемент выглядит гомогенным, он изотропен, имеет светло-зеленую окраску и показатель преломления 1,630. В отдельных местах можно наблюдать, что цемент проникает внутрь обломочных зерен по микротрещинкам в виде тончайших прожилок.

На экране сканирующего электронного микроскопа видно, что «гомогенные» глинисто-фосфатные пленки состоят из двух фаз: глинистой, непосредственно облегающей зерна и имеющей лепестково-ячеистую структуру, и аморфной фосфатной, островками и пятнами лежащей на глине и как бы выросшей из нее (рис. 2, а, б). Создается впечатление последовательного выпадения минералов из одного раствора - сначала глины, затем фосфатов, - что могло произойти вследствие кристаллизационной дифференциации минералов, последовательно выпадавших из одного раствора при изменении его концентрации и незначительном падении температуры. Именно цемент содержит фосфор, что показали не только качественные реакции на фосфор, делавшиеся избирательно в местах с хорошо развитым цементом, но и данные химического анализа. Содержание P_2O_5 в породе неравномерное, в среднем оно не превышает 2,89%, но местами, особенно в поровых пространствах с мелкозернистым заполнителем и развитым пленочным глинисто-фосфатным цементом, его содержание возрастает до 5,68%. Фосфат рентгеноаморфен.

После цементации в породе остались поры, часть которых заполнилась диатомовым осадком в виде белоснежного сыпучего порошка. Осадок находился в непосредственном контакте с глинисто-фосфатным цементом конгломерато-брекчии, но не подвергся никаким изменениям, т. е. диатомеи попали в конгломерато-брекчию после завершения процесса фосфатизации.

Минералогия. Для изучения минералогического состава конгломерато-брекчии была выбрана фракция 0,1-0,25 мм. Исходная навеска составила 35 мг. Подавляющая часть навески представлена лег-

а



б

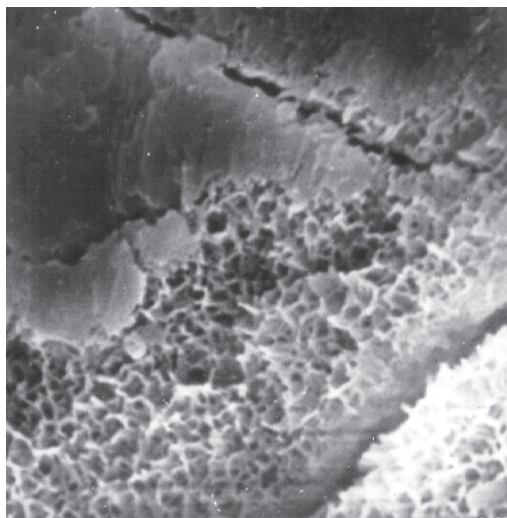


Рис. 2. Ультрамикроструктура порово-пленочного глинисто-фосфатного цемента. Рентгеноаморфный фосфат на смектитах с ячеистой структурой: а- х 1500, б - х 3000.

кой фракцией, почти целиком состоящей из частичек измененной гематитизированной пирокластик, заключенной в глинисто-фосфатные капсулы и обладающей электромагнитными свойствами. Кроме этих частиц встречаются белые прозрачные кристаллы плагиоклаза (олигоклаз-андезина), кусочки спикул губок. Тяжелая фракция составляет менее 1 мг, она состоит на 70% из обломков и целых кристаллов клинопироксена и 30% ромбического пироксена. Рудные минералы отсутствуют, за исключением единственного зерна тодорокита смоляно-черного цвета почковидной текстуры.

Результаты изучения диатомей

Для изучения диатомей непосредственно из белоснежного диатомового осадка, неравномерно заполняющего межзерновые пространства конгломерато-брекчии, был приготовлен препарат с использованием в качестве высокопреломляющей среды нафракса (NAFRAX) в толуоле. Оказалось, что этот осадок состоит из совершенно неизмененных мелких форм диатомей с примесью единичных силикофлагеллят, эбриидей и спикул губок, радиолярии отсутствуют. Диатомовый комплекс представлен 46 таксонами, из которых наиболее многочисленны *Ikebea tenuis* и представители рода *Chaetoceros* (таблица). Комплекс характеризуется также видами *Actinocyclus ingens*, *Denticulopsis praedimorpha* var. *minor*, *D. simonsenii*, *Coscinodiscus gracilis*, *Nitzschia heteropolica*, *Proboscia praebarboi*, *P. barboi*, *Stephanopyxis grunowii*, *S. schenckii*, *Stephanogonia hanzawae* et al. Это преимущественно миоценовые виды, но присутствие вида *Denticulopsis praedimorpha* var. *minor*, стратиграфическое распространение которого ограничено среднемиоценовой зоной *Denticulopsis praedimorpha* (13,3-12,1 млн лет), позволяет провести корреляцию именно с этой зоной [16, 21].

В комплексе преобладают диатомей в виде спор, что характерно для неритических видов, обычно обитающих в пределах шельфа [9]. Резкое преобладание покоящихся спор и неритических видов (87% от общего количества флоры), незначительное участие океанических видов (менее 3%), наличие 5% бентических форм (*Actinocyclus senarius*, *Paralia sulcata*, *Diploneis subcineta*, *Stictodiscus hardmanianus*) свидетельствует о том, что комплекс формировался, вероятно, в пределах шельфовой зоны или верхней части островного склона (в настоящее время содержание неритических видов диатомей в поверхностных осадках возвышенности Ямато менее 30% [9]). Виды, которые могли бы указывать на наличие апвеллинга, составляют около 1% по отношению к общей численности диатомей, что не может служить доказательством апвеллинга в период расцвета диатомовой флоры.

Таблица. Таксономический состав диатомей в образце 3111-3.

Таксоны	экология	3111-1
<i>Actinocyclus ingens</i> Rattray	pow	0,5
<i>Actinocyclus senarius</i> (Ehr.) Ehr.	b	4
<i>Chaetoceros affinis</i> Lauder	rs	2
<i>Chaetoceros capreolus</i> Ehrenberg	rs	0,3
<i>Chaetoceros cinctus</i> Gran	rs	0,3
<i>Chaetoceros ingolphianus</i> Ostf.	rs	3,3
<i>Chaetoceros</i> spp.	rs	0,8
<i>Chaetoceros subsecundus</i> (Grev.) Hust.	rs	0,3
<i>Cladogramma dubium</i> Lohman	rs	2,5
<i>Coscinodiscus gracilis</i> Dolmatova	p	0,3
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehr.	roc	0,8
<i>Coscinodiscus oculus iridis</i> Ehr.	roc	0,5
<i>Cymatosira debyi</i> Temp. et Brun	p	0,3
<i>Cymatosira</i> sp.	p	0,3
<i>Denticulopsis praedimorpha</i> v. <i>minor</i> Yanagisawa et Akiba	p	0,5
<i>Denticulopsis simonsenii</i> Yanagisawa et Akiba	p	0,5
<i>Diploneis subcineta</i> (A.S.) Cl.	b	0,5
<i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba	rs	50
<i>Nitzschia</i> cf. <i>exincta</i> Kozyrenko et Sheshukova	p	0,3
<i>Nitzschia heteropolica</i> Schrader	p	0,5
<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cl.	b	0,3
<i>Proboscia barboi</i> (Brun) Jordan et Priddle	p	0,3
<i>Proboscia praebarboi</i> (Schrader) Jordan et Priddle	p	0,3
<i>Pterotheca reticulata</i> Sheshukova	rs	1,3
<i>Pterotheca spada</i> Temp. et Brun	rs	0,3
<i>Pterotheca subulata</i> Grunow	rs	0,3
<i>Radialiplicata sol</i> (Ehr.) Gles.	b	0,3
<i>Rhizosolenia hebetata</i> f. <i>hiemalis</i> Gran	roc	0,5
<i>Sheshukovia condecora</i> (Bright.) Olsht.	p	0,3
<i>Stellarima microtrias</i> (Ehr.) Hasle et Sims	p	1
<i>Stephanogonia hanzawae</i> Kanaya	rs	4
<i>Stephanopyxis</i> cf. <i>schlenckii</i> Kanaya	pn	0,5
<i>Stephanopyxis grunowii</i> Gr. et St.	pn	1,8
<i>Stephanopyxis marginata</i> Grunow	pn	0,3
<i>Stephanopyxis schenckii</i> Kanaya	pn	3
<i>Stephanopyxis turris</i> Grev. et Arn.	pn	1,5
<i>Stephanopyxis turris</i> var. <i>arctica</i> Grunow	pn	3,5
<i>Stictodiscus hardmanianus</i> Grev.	b	0,3
<i>Thalassionema hirosakiensis</i> (Kanaya) Schrader	p	0,3
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grun.) H. et M. Perag.	p	0,3
<i>Thalassiosira manifesta</i> Sheshukova	pn	0,5
<i>Thalassiosira</i> sp.1 (cf. <i>Thalassiosira</i> sp. <i>B sensu</i> Akiba, 1986)	p	0,3
<i>Thalassiosira</i> sp. 2	p	0,8
<i>Xanthiopyxis diaphana</i> Forti	rs	8
<i>Xanthiopyxis globosa</i> Ehrenberg	rs	0,3
<i>Xanthiopyxis panduraeformis</i> Pant.	rs	0,8
Общее количество в %		100

b(benthic) – бентические, p (planctonic) – планктонные, pn (planctonic neritic) – планктонные неритические, n (neritic) – неритические, o (oceanic) – океанические, rs (resting spore) – покоящиеся споры, w (warm) – тепловодные, c (cold) – холодноводные. Экологическая характеристика видов дана главным образом по [9,15,17,20]

Кварцево-глауконитовые породы

Мы ограничимся краткой характеристикой кварцево-глауконитовых пород, имеющих поразительное сходство с аналогичными гидротермальными породами подводных вулканических гор Японского моря, описанными достаточно подробно в более ранних работах [10, 11, 19]. Судя по фотографиям (рис. 3а, б), изображенная на них кварцево-глауконитовая порода ничем не отличается от многочисленных аналогичных образцов, добытых в различных районах Японского моря с подводных вулканических построек Ченцова, Медведева, Первенца, хребта Кита-Оки, желоба Тоямо и др. Зеленый глауконит рассеян микропрожилками несколько более позднего, мозаично погасающего микрокристаллического кварца. Снимки наглядно показывают распад одной фазы или одного раствора в результате кристаллизационной дифференциации. Глауконит в сканирующем электронном микроскопе имеет лепестковую структуру (рис. 3в). Показатели преломления глауконита из этого образца: $n_g - 1.682$, $n_p - 1.630$, двупреломление равно 0.052 .

Факт присутствия гидротермальных пород на возвышенности Ямато (в частности, на станции 3111, где ранее были обнаружены позднемиоценовые фосфориты [1, 2]) можно рассматривать как свидетельство проявления субмаринной гидротермальной деятельности, синхронной позднемиоценовому фосфатонакоплению. В 35 рейсе нис «Дмитрий Менделеев» неподалеку от ст. 3111 (ст. 3150, $40^{\circ}13,6'$ с.ш., $133^{\circ}48,0'$ в.д., глубина моря 1900-2100 м [18]) были добыты образцы позднемиоценовых оливково-зеленых глин (диатомовая зона *Thalassionema hirosakiensis*) вместе с позднемиоценовыми фосфоритами [1]. К сожалению, минералогия глин осталась не изученной. Эти глины, скорее всего, относятся к диоктаэдрическим слоистым силикатам и, вероятно, аналогичны гидротермальным зеленым глинам Японского моря.

На Ямато, в районе его северо-восточной оконечности, еще в 1979 году в 33-м рейсе нис «Первенец» на станции 1808 ($39^{\circ}44,3'$ с.ш., $136^{\circ}32,7'$ в.д., интервал глубин 1900-1600 м) были добыты драгой куски гидротермальных зеленых глин с прожилковыми и гнездообразными выделениями светло-бежевого фторкарбонатапатита. Глина пятнами пигментирована черными гидроксидами марганца, участками пронизана прожилками черного тодорокита [19].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вулкано-терригенная валунно-глыбовая конгломерато-брекчия формировалась в три этапа. Исключительно однородный вулканогенный состав обломочного материала конгломерато-брекчии свидетельствует о бывшем здесь некогда изолированном

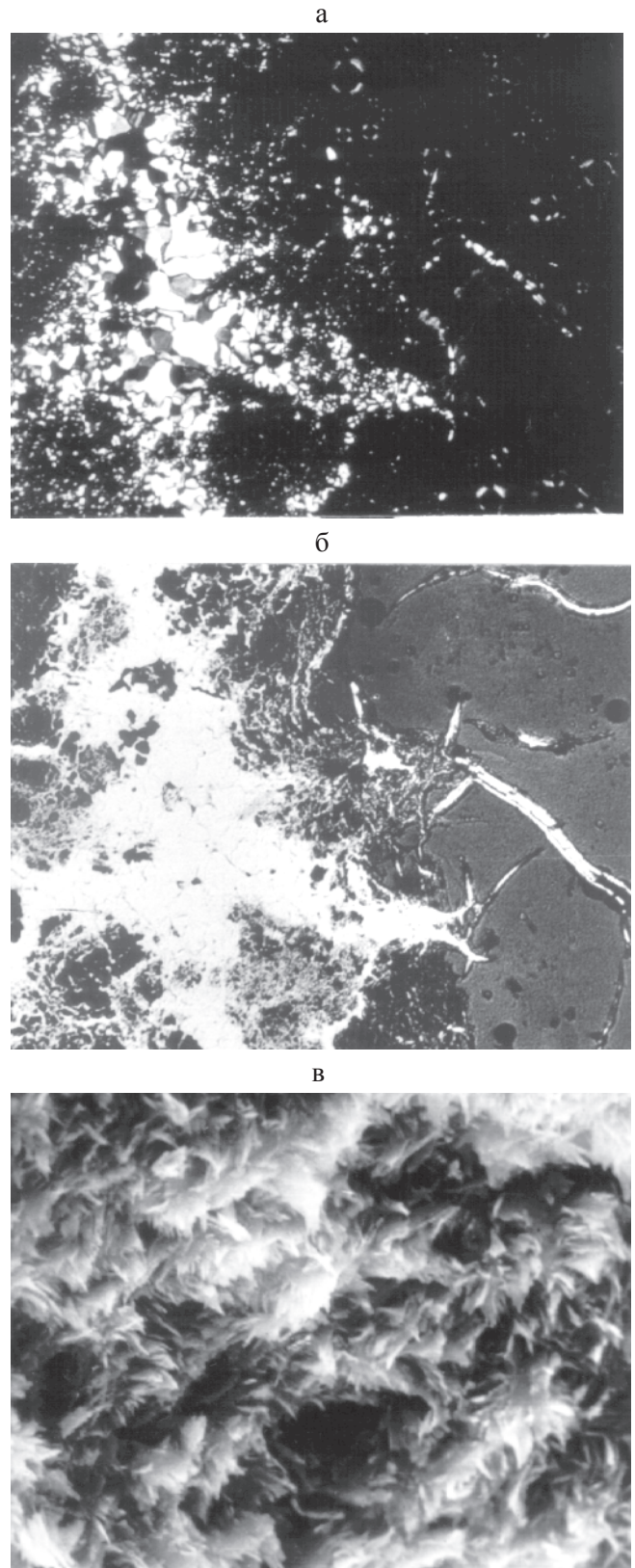


Рис. 3. Гидротермальная кварцево-глауконитовая порода. Шлиф, а - николи +, б - николи II, темное - глауконит, светлое - кварц, х 19; в - лепестково-ячеистая структура глауконита, х 7410 (СКАН).

вулканическом острове, разрушавшемся в береговой зоне. Первые свалы андезитов представляли собой прибрежные грубообломочные несортированные отложения, лишь слабо обработанные волноприбойными движениями. Возможно, это была затопленная морем кальдера вулкана. Это начальный этап формирования породы. Затем свободные пространства между обломками андезитов были заполнены достаточно хорошо отсортированной тефрой андезитов песчано-алевритовой размерности, пигментированной красным колломорфным гематитом. Наконец, на третьем этапе сформировался порово-пленочный глинисто-фосфатный цемент, скрепивший весь обломочный материал. В целом становление породы было довольно быстрым, о чем свидетельствует небогатый минералогический состав обломочного материала и скудный минеральный состав тяжелой фракции.

Выпадение тефры и цементация породы, скорее всего, были вызваны импульсом вулканической активности. В данном случае в цементации вулканотерригенной конгломерато-брекчии логично предположить участие гидротермального процесса. Вряд ли в этой, достаточно изолированной вулканической области диагенез мог внести заметную лепту в состав растворов, из которого формировался аутигенный глинисто-фосфатный цемент породы. Вероятно, впоследствии остров стал затапливаться. На шельфовых глубинах оставшиеся в породе свободные пространства заполнились белоснежным диатомовым илом. По-видимому, между цементацией породы и накоплением в ней диатомей был перерыв во времени, так как створки и панцири диатомей остались совершенно неизменными и сохранились в первозданной свежести. Формирование глинисто-фосфатного цемента, скорее всего, предшествовало погружению вулканического острова.

Таким образом, результаты диатомового анализа приводят к выводу о том, что процесс фосфатонакопления в районе Северного Ямато был не только в позднем миоцене, но и в более раннее время. Возраст фосфатной минерализации в изученном образце вулканотерригенной валунно-глыбовой конгломерато-брекчии не может быть моложе среднего миоцена (13,3-12,1 млн лет).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фосфатная минерализация на Ямато, так же как и в кальдере подводного вулкана Ченцова в Японском море [19], не была одноактной. По имеющимся данным [18], в Японском море фосфатная минерализация, по-видимому, впервые проявилась в среднем миоцене и достигла максимума в позднемиоценовое время. Наличие на Ямато в районе распространения позднемиоценовых фосфоритов гидротер-

мальных кварцево-глауконитовых пород, а также данные предыдущих исследований [1, 19] позволяют достаточно уверенно высказать мнение о синхронной фосфатонакоплению субмаринной гидротермальной деятельности в позднем миоцене.

К сожалению, приходится признать, что большинство исследователей, занимающихся фосфоритами, недостаточно уделяют внимания комплексному изучению пород, сопутствующих фосфоритам. Это касается также и общей геологической ситуации. Не секрет, что фосфориты широко распространены на подводных вулканических горах и гайотах Тихого океана. Однако в большинстве работ не усматривается никакой связи между фосфатонакоплением, характером и типом подводного вулканизма. Исключения составляют сравнительно недавно появившиеся статьи М.И. Гнидаша с соавторами [6, 7] и его диссертационная работа [5]. Приходится также констатировать, что более ранние фундаментальные работы Н.С. Шатского [14], Г.С. Дзоценидзе [8], а также Н.Г. Бродской [4], заложившие основы связи подводного вулканизма и рудообразования, обойдены вниманием исследователей, занимающихся морскими фосфоритами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бараш М. С. Палеоокеанологические условия образования позднемиоценового фосфоритоносного горизонта поднятия Северное Ямато (Японское море) // *Океанология*. 1986. Т. XXVI, вып. 6. С. 953-958.
2. Бараш М. С., Казарина Г. Ч., Кругликова С. Б., Сафарова С. А. Стратиграфия неогена и палеогеография поднятия Северное Ямато (Японское море) // *Материалы по стратиграфии и палеогеографии Востока Азии и Тихого океана*. Владивосток, 1987. С. 134-146.
3. Батурин Г. Н., Кашинцев Г. Л. Геологические исследования в 35-м рейсе научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев» (4-27 июля 1985 г.) // *Океанология*. 1986. Т. XXVI, вып. 5. С. 870-873.
4. Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. 196 с.
5. Гнидаш М. И. Фосфатонакопление на подводных вулканических горах западной части Тихого океана: Автореф. дис. ...канд.геол.-минер. наук. Харьков, 1996. 18 с. (на укр. языке).
6. Гнидаш М. И., Съедин В. Т. О связи вулканизма с фосфатонакоплением // *Сов. геология*. 1991. N 10. С. 39-43.
7. Гнидаш М. И., Съедин В. Т., Можеровский А. В., Якушева И. Н. Геохимические ассоциации фосфора в базальтах Японского моря // *Тихоокеан. геология*. 1988. N 3. С. 23-34.
8. Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965. 156 с.
9. Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в Северо-Западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.
10. Липкина М. И. Глауконитоносные породы подводных

- вулканических гор Японского моря // Литология и полез. ископаемые. 1980. N 4. С. 44-54.
11. Липкина М. И., Дриц В. А., Ципурский С. И., Устинов В. И., Стрижев В. П., Якушева И. Н., Черкашин В. И. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря // Изв. АН СССР, сер. геол. 1987. N 10. С. 92-111.
 12. Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 213 с.
 13. Открытия в СССР/ВНИИПИ. М., 1985. 43 с.
 14. Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избр. тр. Т. III. М.: Наука, 1985. 348 с.
 15. Шешукова-Порецкая В. С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 432 с.
 16. Akiba F. Middle Miocene to Quaternary Diatom Biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary Diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington (U. S. Government Printing Office). 1986. V. 87. P. 393-481.
 17. Barron J. A. Late Miocene-Early Pliocene Marine diatoms from Southern California // Paleontographica art B. 1975. V. 151. P. 97-170.
 18. Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-Russia Monograph Series, vol I) N Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki et al. (Eds.) Tokio: Terra pub. 1996. 488 p.
 19. Lipkina M. I. Hydrothermal Green Clays in Marine Sediments: Clues to Marine Mineral Deposits//Marine Mining. 1990. V. 9. P.379-402.
 20. Sancetta C. Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas // Micropaleontology. 1982. V. 28, N 3. P. 3-19.
 21. Yanagisawa Y., Akiba F. Taxonomy and phylogeny of the three marine diatom genera, *Crucidenticula*, *Denticulopsis* and *Neodenticula* // Bulletin of the Geological Survey of Japan. 1990. V. 41 (5). P. 197-301.

Поступила в редакцию 5 февраля 1998 г.

Рекомендована к печати Г.Л.Кирилловой

M.I.Lipkina, I.B.Tsoy

**On the age and the phosphate mineralization genesis in the North Yamato Ridge
(the Sea of Japan)**

--

The excellent preserved diatoms of mid-Miocene Zone *Denticulopsis praedimorpha* (13.3-12.1 Ma) have been found in the volcanic terrigenous boulder-block breccia-conglomerate with clay phosphate cement in the North Yamato Ridge region (Station 3111, Cruise 35 RV «Dmitriy Mendeleev»). The predominance of neritic species common within the shelf zone are observed in this assemblage. The amount of upwelling diatoms is very low. Diatoms penetrate into intergranular pores of a breccia-conglomerate after the rock cementation by clay phosphate substance has been completed. Thus the age of the phosphate mineralization in this sample could not be younger than Middle Miocene. The phosphorus is hydrothermal in its nature. Earlier the age of the phosphorites at this station was determined as late Miocene. Probably, the process of phosphate mineralization in the North Yamato region took place not only during the Late Miocene but before, too.