

О. В. ШИШКИНА

БИОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ИЛОВЫХ ВОДАХ И РОЛЬ ОБМЕНА В ПЕРЕНОСЕ ФОСФАТОВ В ПРИДОННЫЕ ВОДЫ

(Представлено академиком А. П. Виноградовым 18 IX 1970)

Как известно, районы подъема вод в тропической части Тихого и Атлантического океанов у западных берегов Южной Америки и Африки являются наиболее продуктивными зонами Мирового океана.

Во время 4-го рейса «Академика Курчатова» в одном из этих районов у берегов Чили и Перу была получена информация о распределении биогенных элементов в иловых и придонных водах, а также некоторые физико-химические показатели, характеризующие верхний слой осадков. Если поведение биогенных элементов в водной толще исследуемого района Тихого океана было освещено в литературе ранее (¹⁻⁵) и др.), то данные по придонным и иловым водам получены впервые. Эти данные позволяют судить об интенсивности обмена на границе придонные воды — осадки.

Между придонной водой и граничащим с нею верхним слоем ила, вернее пропитывающей его иловой водой, существует при наличии разности в концентрациях химических элементов постоянный обмен.

Несмотря на интерес, который вызывает этот вопрос, данных одновременных исследований иловых и придонных вод, особенно в океане, чрезвычайно мало. В 4-м рейсе при помощи батометров, соединенных несложным устройством с дночерпателем «Океан», удалось систематически получать вместе с пробой верхнего слоя ила и пробу не взмученной придонной воды на расстоянии около 90 см от дна. Иловые воды отжимались из проб верхнего слоя ила, взятых с глубин около 20 см от дна. Выделение иловой воды осуществлялось при давлении до 200 кг/см² при помощи прессформ и гидравлического пресса марки «Физприбор» (⁶). Методы исследования описаны в соответствующих публикациях и руководствах (⁶⁻⁹). Часть полученных данных приведена в табл. 1.

Представленный материал позволяет сопоставить распределение биогенных элементов и других характеристик в водах поверхностных*, придонных и иловых для станций, взятых в открытых и прибрежных (у берегов Чили и Перу) областях океана, и получить представление о разной в разных районах степени обогащения этих вод питательными солями (рис. 1).

В открытом океане над большими глубинами поверхностные воды содержат Р 0,01—0,02 и Si 0,02—0,20 мг/л. Эти величины, а также приведенные в табл. 1 значения щелочного резерва (Alk), активной реакции и содержания кислорода, характерны для поверхностных вод всей исследованной открытой юго-восточной части Тихого океана (^{1, 2}). В придонных водах, в основном антарктического происхождения, концентрация Р в 6—10 раз, Si в 20—70 раз выше, чем в поверхностных водах. Те же примерно концентрации этих элементов наблюдаются и в иловых водах на соответствующих станциях. Щелочной резерв придонных и иловых вод по сравнению с поверхностными повышен незначительно. Концентрация аммонийного азота, появляющегося в придонных водах в размере сотых долей миллиграммов на 1 л, в иловых возрастает на два порядка. Осадки на станции

* Пробы поверхностных вод были получены из гидрологических батометров.

ях открытого океана представлены красными глинами (ст. № 227) и глинисто-известковыми илами (ст. № 235) с высокими Eh (+470, +530 мв) и сравнительно низким $C_{орг}$ (десять доли процента). Органи-

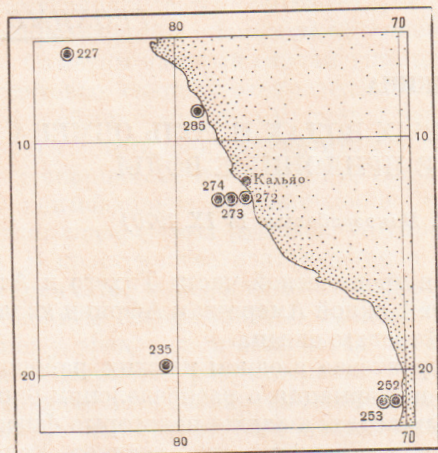


Рис. 1. Схематическая карта станций у берегов Перу и Чили

ческое вещество, образующееся в водах пелагической части океана, проходя 3—5-километровую толщу вод, успевает минерализоваться, и этот процесс почти целиком заканчивается в придонных водах. В осадки попадает только незначительная, наиболее устойчивая часть органического вещества, поэтому в иловых водах существенного (по сравнению с придонными) обогащения элементами за счет процесса распада органического вещества, не наблюдается. Исключением является только аммонийный азот, накапливающийся в заметных количествах.

Для P и Si , таким образом, отсутствуют сколько-нибудь существенные градиенты концентраций между иловыми и придонными водами,

а следовательно, здесь практически не существует и обмена.

Совсем иная картина распределения наблюдается в прибрежных районах океана, в исследуемом районе у берегов Чили и особенно Перу.

Здесь поверхностные воды содержат P 0,02—0,06 мг/л, т. е. в 2—3 раза больше, чем в соответствующих водах открытого океана, Si 0,10—0,54 мг/л, т. е. в 3—5 раз больше. В придонных водах содержание P 0,07—0,09 и Si 0,80—1,3 мг/л, т. е. концентрация первых только в 2—3 раза, а вторых в 5—10 раз выше, чем в поверхностных водах. Для наиболее же мелководной станции (№ 285), как следует из табл. 1, эта разница составляет всего 1,5 и 2 раза. Таким образом, разница в содержании этих элементов в придонных и поверхностных водах здесь в зонах энергичного подъема глубинных вод значительно уменьшается.

Эти данные лишней раз наглядно иллюстрируют известное явление обогащения биогенными элементами поверхностных вод в районах интенсивного подъема вод. Нами высказывалось предположение о том, что причиной высокой продуктивности вод этого района может быть неоднократное использование биогенных элементов в жизненном цикле, т. е. большая скорость круговорота веществ (2).

Результаты исследования иловых вод дают возможность получить представление об обмене на дне, т. е. о том, какое количество биогенных элементов, выведенных из кругооборота в составе погребенного органического вещества, может вновь возвратиться в толщу вод.

У берегов Чили и Перу $C_{орг}$ в осадках, по данным Е. А. Ромапкевича, составляет 6—9% (устное сообщение). В процессе его минерализации в поверхностном слое осадка освобождающиеся биогенные элементы, как следует из табл. 1, накапливаются в иловых водах, где достигают значительных по сравнению с придонными концентраций.

Представляет интерес рассмотрение иловых вод прибрежных районов в связи с физико-химическими условиями, существующими в осадках. В иловых водах окисленных осадков прибрежной зоны Чили (ст. № 252, 253) и Перу (ст. № 274) со значительно более низким, чем в открытом океане, Eh (+100, +200 мв), концентрация P достигает 0,61, Si 12,8 и NH_4 6 мг/л.

В иловых водах прибрежных восстановленных осадков, представленных глинистыми, диатомовыми и глинисто-диатомовыми илами (ст. №№ 272;

Таблица 1

№ ст.	Глуб. океана, м	Объект исследования	O ₂ мг/л	Alk. мг-экв/л	P, мг/л	Si, мг/л	NH ₄ , мг/л	pH	Eh, мВ
Район открытого океана									
227	4160	Поверхностная вода	5,13	2,34	0,02	0,22	Нет	8,1	—
		Придонная »	2,99	2,41	0,12	4,3	0,01	7,5	—
		Иловая »	—	3,02	0,09	7,6	1,00	7,6	+530
235	3200	Поверхностная вода	5,55	2,37	0,01	0,05	Нет	8,2	—
		Придонная »	3,58	2,45	0,08	3,7	0,02	7,6	—
		Иловая »	—	2,57	0,12	4,2	0,64	7,5	+470
Прибрежный район Чили									
252	590	Поверхностная вода	5,56	2,35	0,03	0,25	Нет	8,1	—
		Придонная »	1,60	2,39	0,09	—	0,05	—	—
		Иловая »	—	2,69	0,24	—	1,80	7,4	+170
253	1030	Поверхностная вода	5,71	2,35	0,02	0,2	—	8,1	—
		Придонная »	1,86	2,44	0,09	1,3	0,05	—	—
		Иловая »	—	2,82	0,09	6,6	3,00	7,3	+190
Прибрежный район Перу									
272	106	Поверхностная вода	4,95	2,38	0,04	0,23	Нет	8,1	—
		Придонная »	0,21	2,44	0,08	0,95	0,08	7,8	—
		Иловая »	—	9,93	1,45	30,9	33,1	7,9	—185
273	176	Поверхностная вода	5,34	2,37	0,02	0,11	Нет	8,1	—
		Придонная »	—	2,34	0,07	1,0	0,1	—	—
		Иловая »	—	11,03	1,33	28,5	28,4	7,7	—137
274	500	Поверхностная вода	5,45	2,36	0,03	0,24	Нет	8,0	—
		Придонная »	0,93	2,27	0,08	1,0	0,05	7,5	—
		Иловая »	—	—	0,61	12,8	6,00	7,3	+118
285	50	Поверхностная вода	2,67	2,36	0,06	0,54	Сл.	7,8	—
		Придонная »	0,22	2,38	0,09	1,3	0,1	7,5	—
		Иловая »	—	18,40	1,95	15,0	48,2	8,0	—190

Примечание. В сборе материала и аналитических определениях кроме автора участвовали Г. А. Павлова, Б. В. Волостных, Г. И. Сычкова, В. С. Быкова. pH и Eh в «иловой воде» определены в пробе натурального ила до выделения из него иловой воды.

273; 285), где Eh имеет отрицательные значения (—140, 190 мВ), концентрация биогенных элементов особенно высока. Так, в иловых водах ст. №№ 272; 273 и 285 содержание P возрастает почти до 2,0 мг/л, т. е. в 20 раз выше, Si до 30 мг/л, т. е. в 30 раз выше; NH₄ до 48 мг/л, т. е. почти в 500 раз выше, чем их концентрация в соответствующих придонных водах. Щелочной резерв повышается до 18,4 мг-экв/л, т. е. он почти в 8 раз выше, чем в придонной воде. Активная реакция имеет тенденцию сдвигаться в щелочную сторону. Такое обогащение иловых вод шельфа Перу сравнимо лишь с обогащением иловых вод высокопродуктивных, внутриконтинентальных морей — Каспийского, Балтийского, Азовского ⁽¹⁰⁾.

В исследованном районе юго-восточной части Тихого океана наблюдается, как это видно из табл. 1, четкая зависимость между накоплением биогенных элементов в иловых водах и глубиной океана, что особенно наглядно на примере фосфатов, и отсутствие таковой для придонных вод. Уже эти данные указывают на то, что поступление фосфатов из иловых в придонные воды даже для высокопродуктивных прибрежных районов, где создаются большие градиенты концентраций, ничтожно.

В связи с этим было заманчиво попытаться определить хотя бы ориентировочно величину потока фосфатов, которая и будет характеризовать придонный обмен.

В вертикальном распределении фосфатов в иловых водах разных водоемов не наблюдалось четкой закономерности ^(3, 10), что вполне понятно, так как их распределение определяется развитием по крайней мере трех процессов. Минерализация органического вещества в осадках приводит к возрастанию концентрации фосфатов в иловых водах; аутигенное минералообразование, при котором фосфаты извлекаются из иловой воды, влечет за собой понижение их концентрации. Наконец, на распределении фосфатов сказывается диффузия, которая возникает в верхней толще осадков с вы-

сокой влажностью под влиянием образующихся в иловых водах градиентов концентраций. Преобладание в различных условиях того или иного процесса определяет наблюдаемое в конкретных случаях вертикальное распределение фосфатов.

Допустим, что фосфаты, образующиеся при минерализации органического вещества, целиком идут на процессы аутигенного минералообразования, тогда наблюдаемое распределение их должно подчиняться только законам диффузии. Проведем соответствующий расчет, для чего воспользуемся величиной коэффициента диффузии для PO_4^{3-} , найденной Дурсмой⁽¹¹⁾, и градиентами концентраций фосфатов, приведенными в табл. 1. Из этих данных можно определить величину потока фосфатов, направленного из иловых вод в придонные, согласно выражению:

$$G = \rho D \Delta C / \Delta Z, \quad (1)$$

где ρ — плотность иловой воды, которую принимаем равной 1 г/см^3 ; D — коэффициент диффузии, равный $2,2 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{сек}$ по⁽¹¹⁾; $\Delta C / \Delta Z$ — градиент концентрации фосфатов в верхнем слое осадков. Последний определяется в предположении, что на границе концентрация фосфатов будет той же, что была определена в придонной воде на расстоянии 90 см от дна. Содержание фосфатов в иловой воде определялось в осадках на глубине 20 см от дна, тогда $\Delta Z = 20 \text{ см}$. ΔC — разность концентраций фосфатов между иловой водой — и придонной на границе. Для ст. № 285, взятой в качестве примера, она будет равна $0,00186 \text{ г/кг}$; тогда количество фосфатов (в расчете на Р), поступающих в результате обмена из иловых в придонные воды, будет в соответствии с (1) $G = 65 \text{ мг/м}^2 \text{ год}$.

Эта величина по отношению к Р органического вещества первичной продукции составляет всего около $0,1\%$ *, т. е. очень мала.

Таким образом, приведенный на основании принятых допущений приближенный расчет показывает, во-первых, что возврат в результате придонного обмена фосфатов даже в прибрежной зоне с высокой их концентрацией в иловой воде действительно играет в пополнении питательными солями толщи вод ничтожную роль.

Во-вторых, что принятое допущение оправдано, т. е. практически весь накапливающийся в иловых водах фосфор используется в процессе аутигенного минералообразования. Этот вывод относительно фосфора подтверждается тем, что действительно на шельфе Чили и в других аналогичных районах (на шельфе юго-западной Африки) идет интенсивный процесс современного фосфоритообразования^(14, 15).

Поступило
11 IX 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. Н. Богоявленский, Гидрохимические исследования. Тр. Советск. Антарктич. экспед., 19 (1961). ² А. Н. Богоявленский, О. В. Шишкина, Тр. Инст. океанол., 89 (1971). ³ Тихий океан. Химия Тихого океана, «Наука», 1966. ⁴ E. D. Fersbergh, J. Joseph, Bull. Inter-Am. Trop. Tuna Comm., 8 (9), 479 (1964). ⁵ O. Guillen, Inf. Inst. Recurs mar., № 28 (1964). ⁶ О. В. Шишкина, В сборн. Поровые растворы и методы их изучения, Минск, 1968. ⁷ Руководство по морским гидрохимическим исследованиям под редакцией Л. К. Блинова, М., 1959. ⁸ J. Murphy, J. P. Riley, Anal. chim. acta, 27, № 1 (1962). ⁹ J. B. Mullin, J. P. Riley, Anal. chim. acta, 12, № 2 (1955). ¹⁰ Е. Д. Зайцева, В сборн. К познанию диатомовых осадков, Изд. АН СССР, 1959. ¹¹ E. K. Duursma, Symposium on the Disposal of Radioactive Wastes into Seas, Oceans and Surface Waters, Vienna, 1966. ¹² В. И. Ведерников, Е. Г. Стародубцев, Тр. Инст. океанол., 89 (1970). ¹³ A. P. Vinogradov, Elementary Chemical Composition of Marine Organisms, New Haven, 1953. ¹⁴ Г. Н. Батурич, ДАН, 189, № 6 (1969). ¹⁵ Г. Н. Батурич, А. В. Коченов, В. П. Петелин, Литол. и полезн. ископ., № 2 (1970).

* Величина первичной продукции у берегов Чили и Перу составляет 3000—6000 мг С на 1 м^2 в день (среднее 4500)⁽¹²⁾, отношение С/Р в диатомовом планктоне примем, по А. П. Виноградову, равным 31⁽¹³⁾.