

22. Рябчук Д. В. Литология и генезис верхнепалеозойских ленточных глин восточной части Финского залива // Вести. С.-Пб. ун-та. Сер. 7. Геол.—1992.— Вып. 2.— С. 75—79.
23. Салун С. А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинали системы.— М.: Недра, 1978.
24. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли // Сов. геология.— 1975.— № 2.— С. 3—16.
25. Смирнов А. М. Проблема субстрата Тихоокеанского подвижного пояса // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока.— Владивосток, 1975.— С. 76—87.
26. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973.
27. Хаин В. Е. Региональная тектоника. Внеальпийская Азия и Австралия.— М.: Недра, 1979.
28. Хаин В. Е. О практике применения некоторых новых понятий в раннекембрийской геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1987.— № 2.— С. 130—131.
29. Черныш Б. Я. К выделению верхнепалеозойских эвгеосинклиналичных отложений на северо-западе Приморья и в смежных районах // Сов. геология.— 1985.— № 10.— С. 132—133.
30. Шипилов Э. В. Деструктивные системы Арктической шельфовой зоны СССР // Проблемы кайнозойских морей Северного Ледовитого океана: палеоэкология, палеогеография.— Апатиты, 1989.— С. 96—97.
31. Яншин А. Л., Монин А. С. О тектонике катархея и архея // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 273, № 4.— С. 954—957.
32. Chen Z., Chen Q. Палеогеография платформы Янцзы и особенности распространения фосфоритов раннего кембрия // Sci. geol. Sin.— 1987.— N 3.— P. 246—257.
33. Guoqiang P. The late precambrian and early Palaeozoic marginal basin in South China // Magrinal Basin Geol.— Oxford, 1984.— P. 279—284.
34. Hirokawa O. Geological Map of Japan. Sc. 1: 1 000 000. (2nd Ed).— Geological Survey of Japan, 1978.
35. Houten F. B., van. Meaning of molasse // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1973.— V. 24, N 4.— P. 555—575.
36. Kuonen Ph. H. Deep-sea Sands and ancient turbidites // Development Sedimentol. V. 3. Turbidites.— Amsterdam; London; New York, 1974.— P. 3—33.
37. Reading H. G. Fashions and models in sedimentology: a personal perspective // Sedimentology.— 1987.— V. 34, N 1.— P. 3—9.
38. Sclater J., Celerier B. Extensional models for the formations of sedimentary basins and continental margins // Nor. geol. tidsskr.— 1987.— V. 67, N 4.— P. 253—267.
39. Tateiva J. Synopsis of the geological systems of Korea // Geol. and Mineral. Resources of Far East.— 1967.— V. 1.— P. 3—24.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
7 декабря 1992 г.

УДК 549.74

Н. В. Астахова, А. И. Обжиров, А. С. Астахов,
С. А. Горбаренко

АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ В ЗОНАХ ГАЗОВЫХ АНОМАЛИЙ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ВОСТОКА АЗИИ

Приводятся данные о строении, химическом и изотопном составе кислорода и углерода аутигенных карбонатных образований из четвертичных отложений районов газогеохимических аномалий Охотского, Японского и Южно-Китайского морей. Аутигенные карбонаты представлены кальцитом или магнезиальным кальцитом. Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от +6,6‰ до -0,9‰. Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ отмечаются у карбонатов Охотского моря, более низкие — Южно-Китайского. Значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются от -26‰ до -50,1‰, что указывает на образование карбоната за счет термогенного или биогенного метана. Исключением является карбонат, обнаруженный в осадках залива Бейбу Южно-Китайского моря, поднятых недалеко от устья реки, поэтому очень низкое значение $\delta^{18}\text{O} = -6,5\text{‰}$ связано с сильным опреснением вод в заливе. Значение $\delta^{13}\text{C} = -6,5\text{‰}$ указывает на образование карбоната в результате раннедиагенетических процессов.

Делается вывод, что наличие большого количества аутигенных карбонатов в верхних частях донных осадков, особенно северных морей, с большой вероятностью указывает на наличие газовых выходов в этом районе, т. е. может служить поисковым признаком газовых аномалий на морском дне.

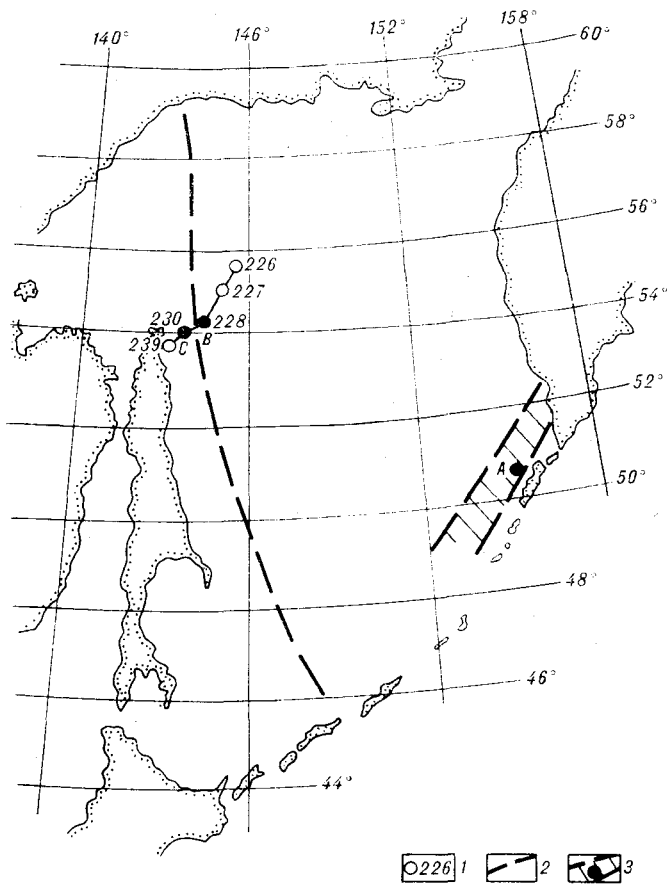


Рис. 1. Расположение станций газогеохимического опробования в Охотском море. 1 — станция и ее номер; 2 — зона разлома; 3 — Гольгинский прогиб. Черный кружок — место выхода газа, зафиксированное на эхограмме.

Карбонатные осадки в верхних частях осадочного слоя окраинных морей северо-восточной части Тихого океана, в основном, биогенные, т. е. являются остатками морских организмов. Аутигенные карбонаты в четвертичных отложениях этого региона встречаются значительно реже, особенно в северных морях. Тем не менее уже были обнаружены и описаны карбонатные новообразования из нескольких районов Охотского моря [1—3]. В 33-м и 34-м рейсах НИС «Морской геофизик» вновь были обнаружены аутигенные карбонаты в колонках донных осадков, поднятых в районах нефтегазоносных структур и газовых аномалий в Охотском, Японском и Южно-Китайском морях.

В Охотском море наиболее интенсивная карбонатная минерализация обнаружена на склоне о. Парамушир в районе подводного газового выхода, где наблюдалась повышенная концентрация метана (более $2 \cdot 10^{-4}$ мл/л). Здесь при драгировании было поднято большое количество карбонатных корок, которые, судя по подводным фотографиям, изменяют площадное распространение. Максимальная длина поднятых корок достигает 80 см при ширине 60 см. Толщина корок неравномерная, от 1 до 10 см, увеличивается от периферии к центру. Поверхность их неровная, с многочисленными ямками и дырами, со следами обрастания и жизнедеятельности морских организмов. Образование корок связано с цементацией карбонатом отдельных участков донного осадка [2—4, 6, 8].

В 1989 г. в 34-м рейсе НИС «Морской геофизик» в северо-восточной части впадины Дерюгина Охотского моря (рис. 1), у основания материкового склона на глубине 700 м был обнаружен газовый выход, зафиксированный на эхограмме по звукорассеивающей аномалии в придонном

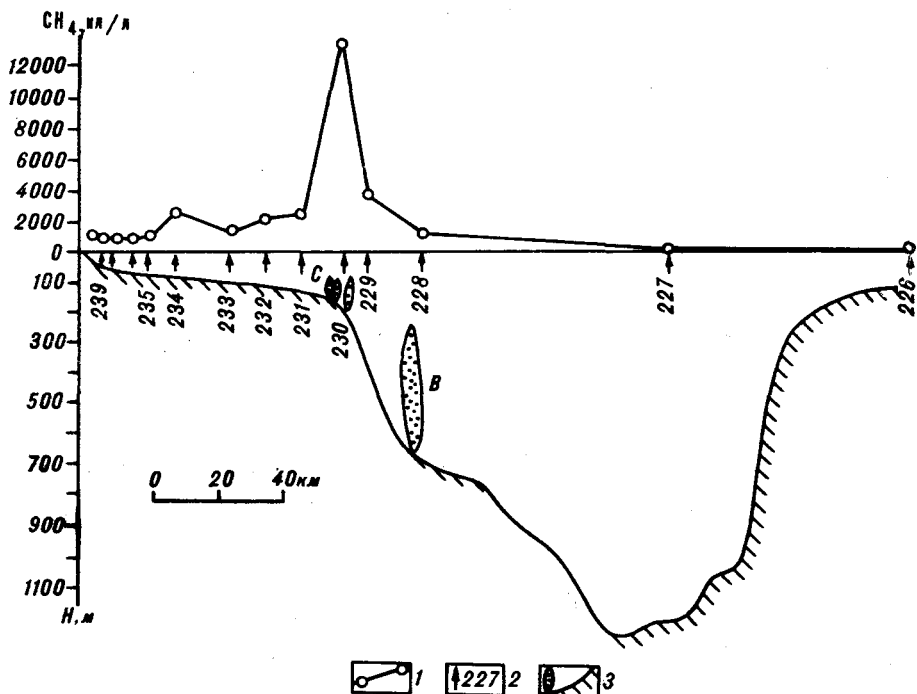


Рис. 2. Газогеохимический профиль концентрации метана в придонной воде по профилю станций 89226—89239.

1 — концентрация и ее номер; 2 — место отбора проб на станции и ее номер; 3 — район выхода газа, зафиксированный на эхограмме.

слое. Концентрация метана в придонной воде в районе высачивания газа из морского дна превысила его фоновое значение на несколько порядков (рис. 2). Прямо в этой точке прямооточной трубкой была отобрана колонка донных осадков (ст. 89228). Она сложена относительно однородными, слабокремнистыми пелитами и алевроитовыми пелитами. В основании колонки залегал песчаный горизонт. Поднятый осадок издавал очень сильный запах сероводорода. После извлечения осадка из колонковой трубы произошло его быстрое разрушение. При этом в интервале 90—210 см обозначилась вертикальная ячеистая отдельность, по которой керн разделился на продольные полосы. Ниже осадок приобрел облик губки, из которой при сдавливании выделялся газ. По результатам газохроматографических определений основным компонентом газа был метан (интервал 250 см).

Аутигенные карбонаты представлены магниезиальным кальцитом и встречаются по всему разрезу. Но в верхних частях колонки (0—100 см) они цементируют вмещающий осадок, образуя как бы нашлепки или наросты на раковинах двустворок или их обломках. Ниже по разрезу образовались крупные линзовидные, округлые или неправильной формы конкреции, размером до 9 см. Поверхность конкреций неровная, ямчатая, реже гладкая. В ядре их часто отмечают раковины двустворок или трубки полихед. По степени литификации конкреции отчетливо делятся на две группы. Конкреции первой группы более плотные, массивные, серые, на сколе темно-серые, встречаются в интервале 100—170 см. Во внутренних частях этих конкреций иногда находятся узкие щелевидные полости, напоминающие трещины синерезиса, стенки которых покрыты щетками прозрачного кальцита, размер кристаллов не превышает 0,1 мм. Конкреции второй группы встречаются ниже по разрезу, в интервале 200—315 см, менее твердые, более светлые и однородные, чем описанные выше. В шлифах отчетливо видно, что конкреции образованы пелитоморфным кальцитом, цементирующим терригенные мине-

Результаты химического анализа аутигенных карбонатных образований

Район	Номер станции, глубина отбора пробы	Интервал, см	CO ₂	MgO	CaO	Нерастворимый остаток	CaO/MgO	10 ⁻⁴ %				
			%					Mn	Ba	Sr	P	F
Охотское море Впадина Дерюгина	89228, 700 м	105—112	34,41	2,55	39,95	23,39	15,67	80	200	60	30	1 %
		120—130	41,71	2,39	50,13	5,77	20,97	80	200	80	40	1 %
		150	41,43	2,40	49,48	6,69	20,62	100	200	80	40	1 %
		205—215	28,11	3,13	31,49	37,27	10,06	80	200	80	40	800
		245	30,51	3,02	34,71	31,76	11,49	1%	150	60	80	2 %
		270—310	42,61	2,71	50,57	4,11	18,66	80	200	60	30	1 %
Японское море Восточно-Корейский залив	89102, 230 м	165—180	37,91	0,58	47,53	13,98	81,95	80	80	Н. о	40	2 %
Южно-Китайское море Впадина Западной Натуна Залив Бейбу	8937, 230 м 8935, 115 м 8785, 23 м	170—195	36,51	3,61	41,54	18,34	11,51	100	80	30	30	400
		40—50	15,21	3,08	15,11	66,60	4,91	1 %	150	60	80	2 %
		30—60	43,04	0,79	53,78	2,39	68,08	500	50	20	30	800

Примечание. Н. о. — не определено. Анализ карбонатной составляющей конкреций выполнен в ТОИ ДВО РАН, аналитик И. И. Якушева, содержание микроэлементов определено пектральным полуколичественным анализом в ИПГО Приморгеология.

галы и органические остатки. Содержание карбоната в конкрециях варьирует от 95,9 до 62,7 % (табл. 1). Помимо карбоната в колонке обнаружено также большое количество аутигенного пирита.

В Японском море экспедиционные работы проводились в Восточно-Корейском заливе. Здесь, в юго-западной части залива в районе Хыннамской впадины была обнаружена газовая аномалия. Максимальные содержания метана в придонной воде в этом районе ($13,0 \cdot 10^{-4}$ мл/л) превысили фоновое в 18 раз.

В пределах Хыннамской впадины были отобраны колонки длиной до 1,0—1,3 м на шельфе в 1,5—2,7 м на материковом склоне. Большая часть осадков в пределах аномалии представлена песками или алевроитовыми песками, хорошо проницаемыми для морских вод. Поэтому на шельфе, где расположена центральная часть газовой аномалии, смогли отобрать лишь короткие колонки. В восточной части аномалии, где распространены тонкозернистые осадки (алевроиты и пелитовые алевроиты), была получена колонка достаточной длины (ст. 89102, глубина отбора 230 м), где в интервале 150—200 м были обнаружены агрегаты аутигенных карбонатов. Эти агрегаты имеют веретенообразную форму, длиной до 5 см, и расположены по напластованию осадка. Образованы они пористыми сростками желтых кристаллов кальцита скаленоздрического габитуса. Края кристаллов как бы оплавлены, что, вероятно, указывает на начальную стадию их растворения. Размер кристаллов 0,05—0,2 мм. Содержание CaCO₃ в этих агрегатах достигает 85,4 % (см. табл. 1). В нижней части колонки обнаружено также большое количество фрамбоидального пирита и отмечается сильное сероводородное заражение. В то же время, в колонках, отобранных восточнее аномалии, имеющих большую длину и сложенных тонкозернистыми осадками, аутигенных минералов не обнаружено.

В Южно-Китайском море газогеохимическая аномалия в придонном слое воды была выявлена в юго-западной части моря, примыкающей к вьетнамскому шельфу. В двух колонках донных осадков (ст. 8935,

глубина отбора 115 см; ст. 8937, глубина отбора 230 м), отобранных в районе впадины Западная Натуна, были обнаружены карбонатные образования. На этих станциях в придонной воде зафиксированы высокие аномалии метана $10-15 \cdot 10^{-4}$ мл/л при фоновом его содержании $0,7-0,8 \cdot 10^{-4}$ мл/л. Осадки на обеих станциях имеют позднеплейстоценовый возраст и представлены чередованием песчаных и мелкозернистых заиленных прослоев. В колонке 8935 они имеют мощность 20—40 см. Граница между ними выражена весьма отчетливо. В песчаных прослоях содержится до 40 % целой и битой ракуши. В колонке 8937 слои имеют большую мощность, границы между ними постепенные и наиболее тонкозернистыми разностями являются алевриты пелитовые.

Карбонатные конкреции обнаружены в песчаных слоях в интервале 40—60 см колонки 8935 и 80—200 см колонки 8937. Выше этих интервалов залегают тонкозернистые горизонты, слабо проницаемые для газов и поровых вод.

В верхней части колонки 8935 карбонатом цементируется донный осадок, представленный терригенными минералами и обломками пород с примесью органических остатков: фораминифер, двустворчатых моллюсков и т. д. В результате получились слаболитифицированные, слегка ожелезненные корки неправильной формы с максимальным размером до 5 см, с многочисленными ямками и выростами. Часть поверхности некоторых образцов покрыта органической коркой, напоминающей бактериальные маты. Ниже по разрезу, в интервале 25—30 см, появляются карбонатные образования типа инкреций, которые имеют цилиндрическую форму с полой серединой, заполненной грубозернистым песчаником, сцементированным карбонатом. Длина их до 3 см при диаметре 0,9 см. В нижней части колонки, в интервале 40—50 см, обнаружено плотное плоское (толщина до 0,5 см) стяжение серого цвета, округлой формы, около 3 см в диаметре, с неровной поверхностью. Оно образовано мелкокристаллическим карбонатом, цементирующим терригенные зерна.

На ст. 8937 карбонатные новообразования встречаются в нижней части колонки в виде стяжений разной формы, чаще уплотненных, слегка округлых. В интервале 80—115 см матриксом является грубозернистый осадок с большой примесью органических остатков. Вниз по разрезу количество органики значительно уменьшается, а терригенный материал становится средне-мелкозернистым с примесью алевролита. По химическому составу карбонаты обеих станций можно отнести к магнезиальным кальцитам (см. табл. 1).

В Южно-Китайском море карбонатные новообразования были также обнаружены в заливе Бейбу, в колонке донных осадков, поднятых с глубины 23 м (ст. 8785, рейс НИС «Академик Александр Несмеянов»). Они встречаются в интервале 26—54 см в прибрежно-морских (авандельтовые, лагунные) раннеголоценовых отложениях, представленных уплотненными алевритовыми пелитами с большим количеством растительных остатков. По внешнему виду это стяжения неправильной формы, с шероховатой поверхностью, с многочисленными ямками и выростами, удлинённой или округлой формы с максимальными размерами $7 \times 5 \times 2$ см. В основном они образованы мелкокристаллическим кальцитом, цементирующим терригенный осадок с примесью битой ракуши. Во внутренних частях стяжений выделяются прослой твердого, белого и сероватого известняка (см. табл. 1). По плоскостям напластования и в многочисленных трещинах встречаются щетки прозрачных или белых кристаллов кальцита.

Для выявления условий образования аутигенных карбонатов был изучен изотопный состав кислорода и углерода отобранных образцов. Анализ проводился на отечественном масс-спектрометре МИ-1201 по стандартной методике [7]. Углекислый газ из образцов был выделен при помощи 99%-й ортофосфорной кислоты при температуре 50°C в течение 3 ч. Все данные изотопного анализа кислорода и углерода карбонатов соотнесены с международным стандартом PDB (табл. 2, рис. 3).

Значения изотопного состава кислорода и углерода карбонатных образований (в % относительно стандарта PDB)

Номер станции	Интервал отбора, см	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
3155	Драга	+5,3	-28,7
	»	+6,6	-41,5
	»	+5,3	-42,0
	»	+5,4	-33,2
	»	+5,1	-33,2
89228	120—130	+5,4	-50,1
	245	+5,0	-39,0
89102	165—180	+4,5	-40,2
8937	170—195	+3,2	-35,2
8935	40—50	+0,3	-26,0
8785	30—60	-0,9	-39,7
		-6,5	-6,5

Примечание. Станции 3155, 89228 — Охотское море (3155 — склон о. Парамушир, 89228 — впадина Дерюгина); 89102 — Японское море, Восточно-Корейский залив; 8937, 8935, 8785 — Южно-Китайское море (8937, 8935 — впадина Западная Натуна, 8785 — залив Бейбу).

В результате проведенного анализа выявлено, что изученные карбонаты существенно различаются между собой по изотопному составу кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ варьирует от +6,6 ‰ до -6,5 ‰). Но здесь наблюдается четкая географическая закономерность. У аутигенных карбонатов холодного Охотского моря значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от +6,6 ‰ до +4,5 ‰, а у карбонатов тропического Южно-Китайского моря — от +0,3 до -0,9 ‰, что связано с более высокими придонными температурами и, следовательно, с температурой образования карбонатов.

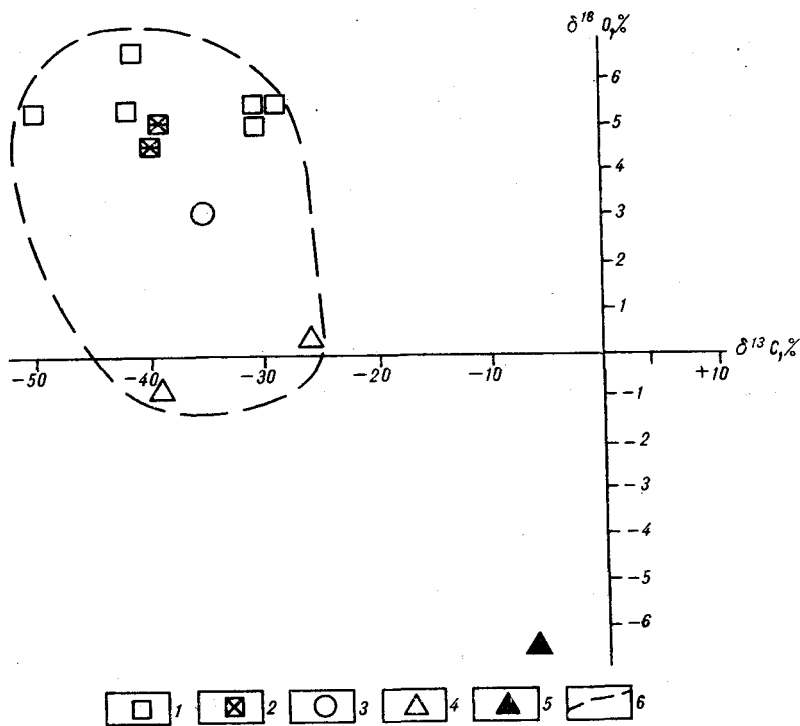


Рис. 3. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ аутигенных карбонатов (см. табл. 2).

1, 2 — Охотское море (1 — склон о. Парамушир, 2 — впадина Дерюгина); 3 — Восточно-Корейский залив, Японское море; 4, 5 — Южно-Китайское море (4 — впадина Западная Натуна, 5 — залив Бейбу); 6 — граница поля.

Очень низкие значения $\delta^{18}\text{O} = -6,5\text{‰}$ в карбонате залива Бейбу объясняются значительным опреснением морских вод в этом районе, так как станция 8785 находится недалеко от устья реки. Изотопный состав углерода карбонатов (за исключением образца из залива Бейбу) варьирует от -26‰ до $-50,1\text{‰}$, что однозначно указывает на образование его за счет окисления биогенного и термогенного метана, так как при диагенетических процессах углекислота, образующаяся при бактериальном разложении органического вещества, имеет изотопный состав от -20 до -25‰ [5], а в дальнейшем значение $\delta^{13}\text{C}$ углекислоты может только увеличиваться за счет смешения ее с неорганическим растворенным углеродом (от -2 до $+2\text{‰}$) иловых вод. Образование аутигенного карбоната ($\delta^{13}\text{C} = -6\text{‰}$) в результате диагенетических процессов наблюдается в заливе Бейбу Южно-Китайского моря.

Таким образом, в результате проведенных работ выявлено, что в районах газогеохимических аномалий в верхнем слое донных осадков наблюдаются значительные скопления аутигенных карбонатов. Образование этих карбонатов связано с микробиальным окислением биогенного и термогенного метана, просачивающегося сквозь толщу донных осадков. Поэтому наличие большого количества аутигенных карбонатов в верхних частях донных осадков с большой вероятностью указывает на существование газовых выходов в этом районе, т. е. может служить поисковым признаком нефтегазоносных площадей на морском дне. Особенно это характерно для северных морей, где низкие температуры и невысокие значения рН придонных вод исключают хемогенное осаждение карбонатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А. С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря.— Владивосток, 1986.
2. Астахова Н. В., Горбаренко С. А. К вопросу об источнике углерода в карбонатных образованиях Парамуширской гидротермы и впадины Дерюгина (Охотское море) // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 3.— Владивосток, 1987.— С. 9—10.
3. Астахова Н. В., Горбаренко С. А. Сравнительная характеристика карбонатных образований Охотского моря/ВИНИТИ.— М., 1988.
4. Богданова О. Ю., Мурдма И. О., Купцов В. Н., Морозов А. А. Аутигенные карбонатные стяжения района подводного газового источника на склоне о. Парамушир // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Ч. 3.— Владивосток, 1987.— С. 8—9.
5. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода.— М.: Недра, 1968.
6. Зоненшайн Л. П., Мурдма И. О., Баранов Б. В. и др. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от острова Парамушир // Океанология.— 1987.— Вып. 5.— С. 795—800.
7. Игнатьев А. А., Горбаренко С. А., Киселев В. И. К методике исследования температуры роста морских организмов изотопно-кислородным методом // Биогеохимия морских беспозвоночных.— Новосибирск, 1979.— С. 118—123.
8. Лейн А. Ю., Гальченко В. В., Покровский Б. Г. и др. Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробного окисления газогидратного метана в Охотском море // Геохимия.— 1989.— № 10.— С. 1396—1406.