

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ

ОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД В ОСАДКАХ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

(Представлено академиком И. М. Страховым 16 IX 1974)

Органический углерод был изучен в 911 пробах верхнего слоя (0—5 см) донных осадков усовершенствованным химическим методом Кнопфа — Фрезениуса. По этим данным были рассчитаны средние содержания $C_{орг}$ в различных генетических и гранулометрических типах осадков (табл. 1). При расчетах учитывались только те пробы осадков, для которых имелись аналитические данные по гранулометрическому и химическому составам. При построении карты (рис. 1) были также учтены ранее опубликованные материалы (1^{—7}).

В осадках океана найдено от 0,04 (мелководные кварцевые пески) до 16,06% $C_{орг}$ (мелководные диатомовые илы). Если пересчитать максимальную цифру на бескарбонатно-бескремнистое вещество, то она повысится до 20,62%, что равно 37,6% органического вещества. Наиболее высокие средние содержания наблюдаются в осадках шельфа Африки: в терригенных 2,02, в терригенных слабодиатомовых 7,61, в диатомовых 5,35%. Среднее для осадков океана 1,09%, а с учетом площадей, занимаемых осадками различного типа, 0,83%.

В терригенных и вулканокластических осадках содержание $C_{орг}$ увеличивается от песков к мелкоалевритовым илам (врезка А на рис. 1). Если же мелкоалевритовые илы исключить, то будет наблюдаться так называемый упорядоченный тип (8) распределения $C_{орг}$, т. е. равномерное повышение его концентраций от песков к пелитовым илам. В биогенных карбонатных осадках распределение $C_{орг}$ по гранулометрическим типам нестрогое и относится к неупорядоченному типу распределения, что обусловлено различным генетическим составом карбонатов. В связи с тем, что в биогенном известковом веществе содержание $C_{орг}$ обычно выше, чем в терригенном обломочном материале песчано-алевритовой размерности, но ниже, чем в глинистом веществе, $CaCO_3$ является разбавителем содержания $C_{орг}$ в илах, но обогащает этим компонентом терригенные пески и алевриты.

В пределах шельфа океана типы осадков по уменьшению в них среднего содержания $C_{орг}$ выстраиваются в следующий ряд: диатомовые илы (6,44%) — гидрогетит-шамозитовые илы — терригенные илы — глауконитовые алевриты и пески — фораминиферовые илы — терригенные алевриты — терригенные пески — вулканокластические пески (0,27%). В зоне материкового склона этот ряд несколько иной: терригенные илы (0,98%) — раковинные и фораминиферовые алевриты — терригенные алевриты — вулканокластические алевриты — фораминиферовые илы — раковинные пески — вулканокластические пески (0,40%). В пределах ложа океана содержание $C_{орг}$ уменьшается от раковинных песков к обломочным пескам и алевритам рифтовых ущелий Срединно-Атлантического хребта (см. табл. 1).

Почти во всех типах осадков, начиная от глубин 200—500 м, среднее содержание $C_{орг}$ уменьшается по мере увеличения глубины их залегания (в пелитовых илах в 8 раз, в песках — в 4 раза). Однако в разных областях океана это уменьшение неодинаково (врезка В на рис. 1), что связано как

Таблица 1

Содержание $C_{орг}$ * в верхнем слое (0—5 см) донных осадков в различных геоморфологических и фациальных зонах Атлантического океана

Генетич. тип осадка **	Пески		Алевриты		Илы (пелиты)	
	n	$C_{орг}$, %	n	$C_{орг}$, %	n	$C_{орг}$, %
Осадки шельфа (гл. от 25 до 360 м)						
Т	90	0,04—3,87 (0,53)	52	0,19—9,78 (1,23)	29	0,16—12,60 (2,06)
Р	64	0,10—4,71 (0,93)	18	0,36—6,57 (1,43)	16	0,27—12,29 (1,76)
Д	—	—	—	—	13	3,66—14,05 (6,44)
Г	11	0,15—3,42 (1,33)	7	1,02—4,71 (2,04)	10	0,98—3,02 (2,27)
В	5	0,07—0,42 (0,27)	—	—	—	—
Среднее	163	0,04—4,71 (0,73)	77	0,19—9,78 (1,35)	68	0,16—14,04 (2,86)
Осадки материковых склонов (гл. от 300—360 до 4500 м)						
Т	46	0,05—1,25 (0,42)	1144	0,10—4,16 (0,81)	91	0,10—3,88 (0,98)
Р	30	0,10—2,91 (0,50)	64	0,14—6,57 (0,90)	75	0,21—4,06 (0,70)
В	9	0,11—1,43 (0,40)	17	0,04—1,71 (0,67)	7	0,49—1,36 (0,78)
Среднее	85	0,05—2,91 (0,44)	225	0,10—6,57 (0,83)	174	0,10—4,06 (0,85)
Подножье материкового склона (гл. 4500—5000 м, в Северо-Американской котловине до 5500 м)						
Т	1	— (0,27)	4	0,11—0,59 (0,35)	20	0,21—1,25 (0,47)
Р	—	—	11	0,20—0,71 (0,40)	16	0,17—0,56 (0,35)
Среднее	1	— (0,27)	15	0,11—0,71 (0,37)	36	0,17—1,25 (0,42)
Осадки области Срединно-Атлантического хребта и подводных банок						
Среднее (по Р+О+Д)	13	6,12—1,02 (0,47)	6	0,09—0,16 (0,12)	22	0,09—1,39 (0,41)
Пелагические осадки (гл. > 5000 м, в Северо-Американской котловине > 5500 м)						
Среднее (по Т+Ф+К.Г)	—	—	—	—	26	0,19—0,83 (0,37)
Среднее для океана	2620	0,04—4,71 (0,62)	323	0,09—9,78 (0,92)	326	0,09—14,05 (1,16)

* Показаны пределы содержания и средние (в скобках).

** Т — терригенные (<30% $CaCO_3$ и $SiO_{2ам}$); Р — раковинные, кораллово-водорослевые, раковинно-мшанковые, фораминиферные (Ф), кокколито-фораминиферные (>30% $CaCO_3$); Д — диатомовые (>30% $SiO_{2ам}$); Г — глауконитовые и гидротит-шамозитовые; В — вулканокластические (<30% $CaCO_3$ и $SiO_{2ам}$); О — обмолочные, состоящие из продуктов разрушения ультрабазитов; К.Г — красные глубоководные глины.

с неодинаковой биологической продуктивностью и неодинаковым поступлением органического вещества на дно, так и с различными условиями его захоронения и разными темпами минерализации в донных осадках.

Распределение $C_{орг}$ по площади океана тесно связано с циркуляционно-зональной зональностью (см. рис. 1). Почти во всех областях океана содержание этого компонента уменьшается по мере продвижения от берега

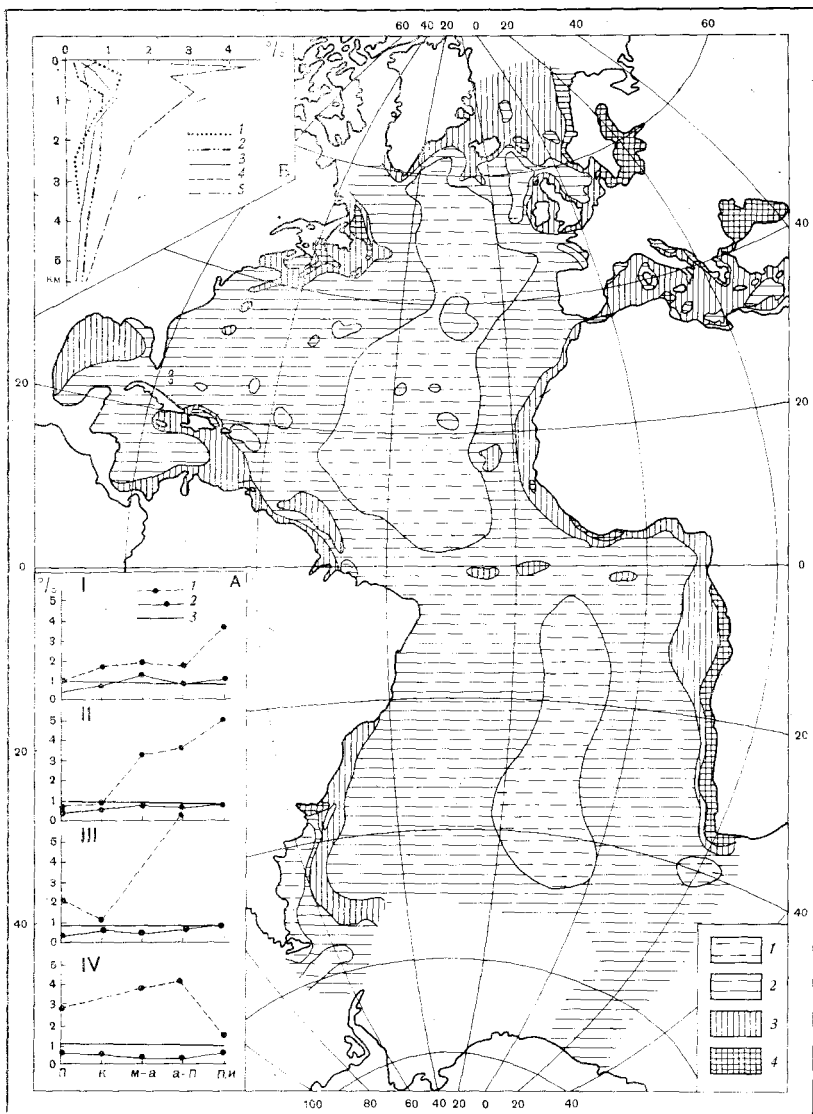


Рис. 1. Карта распределения $C_{орг}$ в верхнем слое (0–5 см) донных осадков Атлантического океана (%). 1 – $<0,25$; 2 – $0,25-0,5$; 3 – $0,5-1,0$; 4 – $>1,0$. Врезка А – распределение $C_{орг}$ в различных гранулометрических разновидностях терригенных и биогенных известковых осадков Атлантического океана (слой 0–5 см): I – терригенные осадки ($<10\%$ $CaCO_3$), II – терригенные слабоизвестковые осадки ($10-30\%$ $CaCO_3$), III – биогенные известковые осадки ($30-50\%$ $CaCO_3$), IV – биогенные сильноизвестковые осадки ($>50\%$ $CaCO_3$); гранулометрические разновидности осадков: *n* – пески, *к* – крупные алевроиты, *м-а* – мелкоалевритовые илы, *а-п* – алевритово-пелитовые илы, *п.и* – пелитовые илы; 1 – осадки побережья Западной Африки (глубины до 1000 м), 2 – океан без побережья Западной Африки и без Балтийского, Черного и Средиземного морей). 3 – среднее содержание $C_{орг}$ в данных генетических типах осадков океана, включая побережье Западной Африки (I – 0,92, II – 0,97, III – 0,84, IV – 0,95%). Врезка Б – распределение средних содержаний $C_{орг}$ в верхнем слое донных осадков различных котловин Атлантического океана (с прилегающими участками побережья) в зависимости от глубины: 1 – Лабрадорская котловина с побережьем Лабрадора и Ньюфаундленда, 2 – Северо-Американская котловина, 3 – Гвианская котловина, 4 – Западно-Европейская котловина и область возвышенности Рокелл, 5 – Ангольская котловина

к центру океана. В целом полосы повышенных содержаний $C_{орг}$ примерно совпадают с зоной повышенной биологической продуктивности, с той лишь разницей что она несколько сдвинута в пелагическом направлении и обычно находится в области верхней части материкового склона. Минимальное количество $C_{орг}$ найдено в осадках областей Срединно-Атлантического хребта, где распространены высококарбонатные фораминиферовые и кокколитовые илы и где скорости осадконакопления минимальны.

Мощнейшим фактором, обуславливающим накопление высоких концентраций $C_{орг}$ в осадках, является подъем глубинных вод в зону шельфа Африки. Именно здесь найдены наиболее высокие биомассы фитопланктона и наиболее высокие содержания $C_{орг}$ в осадках. Местами накопление органического вещества в осадках идет настолько интенсивно, что оно представлено свежим (зеленым) органическим детритом. В целом влияние апвеллинга на химический состав осадков юго-восточной части океана так велико, что мы можем говорить о геохимической асимметричности океана. При этом характерно, что апвеллинг отражается не только на составе осадков шельфа и материкового склона, но и на составе илов центральных частей Ангольской котловины, где на глубине более 5 км содержится наиболее высокое количество $C_{орг}$ (до 0,83%).

По уменьшению содержаний $C_{орг}$ в осадках бассейна океана можно выделить следующие акватории: небольшие заливы — небольшие замкнутые моря — большие котловинные моря и моря открытого океана — котловины открытого океана — область Срединно-Атлантического хребта.

Сравнивая Атлантический и Тихий океаны⁽⁹⁾, можно констатировать, что в первом количество $C_{орг}$ в осадках в 2—3 раза больше, чем во втором. Это обусловлено как более высокой биологической продуктивностью Атлантики, так и более интенсивным ее питанием терригенным материалом и большими скоростями седиментации. Однако закономерности распределения $C_{орг}$ по типам осадков и по площади дна в обоих океанах остаются принципиально одними и теми же.

Атлантическое отделение
Института океанологии им. П. П. Ширшова
Академии наук СССР
Калининград

Поступило
22 VII 1974

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ С. К. Эл-Векил, Дж. П. Райли, Сб.: Вопросы геохимии и геохронологии океана, М., 1965. ² П. М. Вихренко, Океанология, т. 4, в. 3, 1964. ³ П. М. Вихренко, Сб.: Хим. процессы в морях и океанах, «Наука», 1966. ⁴ И. К. Авиллов, Тр. Всесоюз. н.-и. инст. морск. рыбн. хоз. и океаногр., т. 57, сб. II, 1965. ⁵ Т. П. Горшкова, Иссл. по программе МГГ, Тр. Всесоюз. н.-и. ин-та морск. рыбн. хоз. и океаногр., т. 45 (1962). ⁶ Д. Е. Гершанович, И. К. Авиллов, И. П. Зарихин, Тр. Всесоюз. н.-и. ин-та морск. рыбн. хоз. и океаногр., т. 75 (1972). ⁷ Приложение к кн.: Осадконакопление в Атлантическом океане, Под ред. А. П. Лисцына, М., 1973. ⁸ Н. М. Страхов, Основы теории литогенеза, Изд. АН СССР, т. 2, М., 1962. ⁹ Е. А. Романкевич, Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 2, «Наука», 1970.