

二酸化炭素の行方と炭素循環(その2) :
海洋の生物過程と有機物循環の役割

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-05-28 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 鈴木, 款 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00025173

二酸化炭素の行方と炭素循環 (その2)

～海洋の生物過程と有機物循環の役割～

鈴木 款*

はじめに

海洋への二酸化炭素の吸収あるいは炭素循環を考える上で、海洋における有機物の研究は欠かすことができない重要な要素である。海洋の生物過程は海洋における炭素循環において、人間活動により移動する炭素の量に比べるとはるかに大きな役割をしている。この有機物循環は、有機物の組成、起源、分解速度、補食、移動量、分布の特徴など解決すべき多くの問題がある。炭素循環における有機物の研究は、今、すこしずつ明らかになりつつあるのが現状である。前回述べた、IPCC 報告の炭素循環における問題点はリザーバーやフラックスの値として不確かな項目が多いことを明らかにした。例えば、リザーバーとしては生物量や溶存有機炭素 (DOC) の値についてである。また炭素循環図の全体的な問題点として、数値に時間的、空間的な変動幅が考慮されていないことや河川からの有機物や栄養塩の流入量が考慮されていないこと、石灰化生物の役割が評価されていないことを明らかにした。さらに、IPCC では1年の時間スケールで炭素収支がバランスしていると仮定しているが、実際の自然海洋での生物群集の生産、分解、特に有機物は必ずしも全てが1年のライフサイクルにはなっていないことから、この仮定自体も確かなものではないことを指摘した。ここでは海洋の有機物研究の現状をまとめ、二酸化炭素の行方の新たな方向を考えてみたい。

有機物の循環

海洋の有機物、特に海水中の有機炭素の存在量、分布、生産量と分解量および中深層への移行量などのくらいかということを明らかにする。海水中の有機炭素は存在状態により粒子態と溶存態に区別される。現在のところ、この区別は $0.45 \mu\text{m}$ あるいは $0.4 \mu\text{m}$ の孔径をもつミリポアフィルターあるいはニュークレアポアフィルターあるいは GFF あるいは GFC のようなガラスフィルターでろ過した時にフィルター上に捕捉される部分を粒子態、通過する部分を溶存態と定義している。したがって溶存態の部分は物理化学で定義される“真”の溶存とは異なり、微小粒子、コロイドを含んでいる。

海水中の溶存態と粒子態の存在量の割合はおよそ 10 : 1 である (図 8)。海水中の有機物の大部分が溶存態である。海水中の有機物を構成している化合物として主なものは炭水化物、蛋白質 (ペプチド、アミノ酸を含む)、脂肪酸、炭化水素それと腐食酸である。これらの化合物の濃度は個々に測定されている。しかし、これらの個々の有機化合物の濃度を炭素の濃度に換算して有機炭素として測定された量と比較すると、全溶存有機炭素量の 20-30% が説明されるに過ぎない。残りはどのように説明するのか。70-80% が未知の化合物であるのか。それとも個々の有機化合物の分解測定に問題があるのか。この一つの例として、最近、Keil と Kirchmann (1992) は海水中のアミノ酸の測定において結合アミ

* 静岡大学生物地球環境科学科

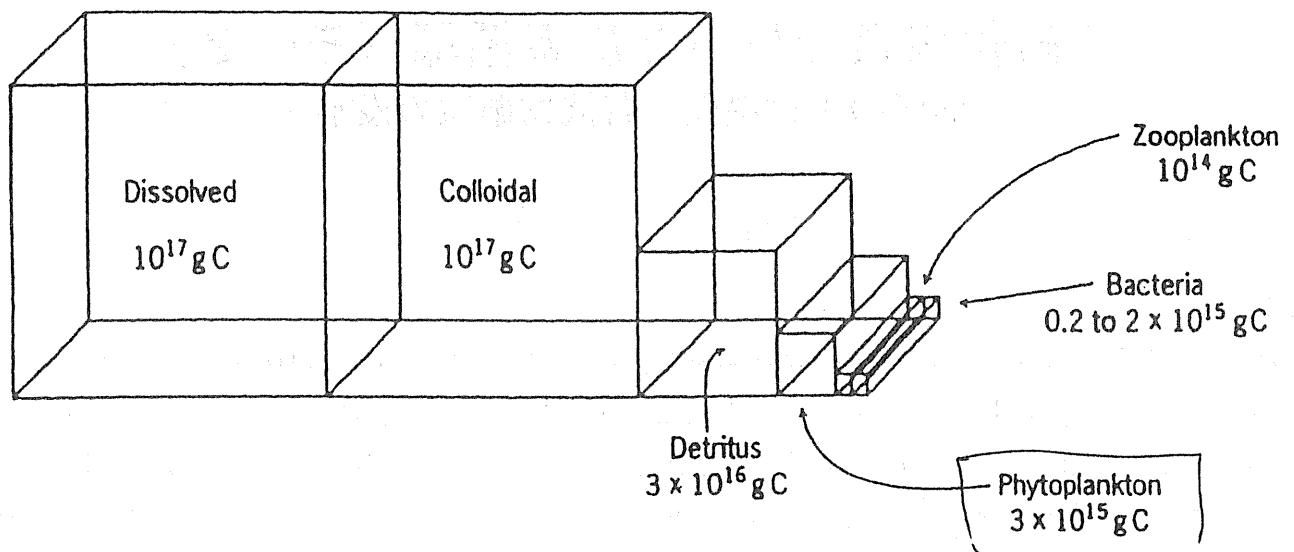


図8 海洋の溶存有機炭素、粒子態有機炭素、植物・動物プランクトンの現存量

ノ酸の分解法として Vapor-Phase 加水分解法と従来の塩酸加水分解法を比較した。その結果、Vapor-phase 法は従来法に比べて2倍高い値を示した。しかも、彼等は結合アミノ酸を分子量分画して、同様に比較したところ、分子量30,000以上の高分子分画部分ほど差が大きいことを見出した。未同定の有機化合物の割合が70-80%あるという問題は海洋の有機地球化学の“Enigma” (謎)で、分解の方法により異なる値が得られることは、海水中の溶存有機物の実態解明と共に、分析法の確立がいかに重要であることを示している。これに対して、粒子態有機物の実態解明はかなり進んでいて、70-80%が同定されている (Williams, 1969)。しかしながら、海水中の粒子状有機物がどのくらい直接、無機化合物へ酸化されるのか、どのくらい溶存有機物に変換されるのかは良くわかっていない。

現在まで海水中の有機炭素の起源として、大部分は海洋の植物プランクトンあるいは動物プランクトンあるいはバクテリア等の遺骸や代謝産物であると説明されている。海洋の外、例えば河川あるいは大気から供給される割合はおよそ10%以下である (Suzuki, 1993)。しかしながら、最近、河川から有機物が0.3から0.5 Gt/yr 供給され、これが炭素収支を考える上で非常に重要であると指摘されている (表2) (Sarmiento and Sundquist, 1992)。この結果は Romankevich (1977) により報告された数値とよく一致している。また、陸地から海洋上に大気を経由して輸送される有機物量は正確に見積もられていないが、およそ0.4 Gt/yr (Romankevich, 1977) であると報告されている。最近この点に関しても、Cornellら (1995) により大気経由の溶存有機窒素が海洋の生物生産増加に重要な役割をしているという報告がされている。この問題は海洋における生物生産を規定している重要な因子としてあるいは炭素、窒素、リンの収支を研究する上で重要である。

この生産された溶存有機物の内の、1-3%程度は数日の時間スケールでバクテリア等により分解消費される (図9と表3)。さらに、70-80%は一年から数年また数十年以内に分解消費されると考えられる (Suzuki, 1993)、残りの数%から数十%が海水中に数百年から数千年の時間スケールで滞留している (Williamr and Druffel, 1991) (図10と表4)。従来、有機物はその物理化学的な性質と回転時間 (turn-over time) に基づき、Labile (易分解性有機物) と Refractory (難分解性有機物) の二つ

表2 人間活動により放出された二酸化炭素の収支

(a) IPCC¹ and Tans *et al.*²

Sources	Average perturbation (Gt C yr ⁻¹)	
	IPCC*	Tans <i>et al.</i> †
Fossil	5.4 ± 0.5	5.3
Deforestation	1.6 ± 1.0	0.0-3.2
Total	7.0 ± 1.2	5.3-8.5
Sinks		
Atmosphere	3.2 ± 0.1	3.0
Oceans (steady-state models)	2.0 ± 0.8	0.3-0.8
Total	5.2 ± 0.8	3.3-3.8
Imbalance (inferred terrestrial uptake)	1.8 ± 0.4	2.0-4.7

(b) Comparison of the IPCC terrestrial and oceanic sinks¹ with the budget of Tans *et al.*²

	IPCC*	Tans <i>et al.</i> †
(1) Inferred terrestrial uptake	1.8 ± 1.4	2.0-4.7
(2) Deforestation	1.6 ± 1.0	0.0-3.2
Net terrestrial uptake, (1) - (2)	0.2 ± 1.7	1.5-2.0
Net ocean uptake	2.0 ± 0.8	0.3-0.8
Total uptake (terrestrial + ocean)	2.2 ± 1.9	2.3

(c) Modified IPCC¹ and Tans *et al.*² ocean sink budgets

	Fluxes in Gt C yr ⁻¹
Revised Tans <i>et al.</i> budget	
Tans <i>et al.</i> synoptic estimates of air-sea input	0.3-0.8
Correction for skin temperature effect	0.1-0.6
Correction for carbon monoxide budget	0.3
Modified estimate of air-sea input	0.7-1.7
Net river inorganic carbon flux	0.2-0.3
Net river organic carbon flux	0.2-0.4
Total ocean uptake	1.1-2.4
Revised IPCC budget	
Model estimates of oceanic uptake	1.7-2.8

* The IPCC budget covers the period 1980-89. The atmospheric sink has been reduced to 3.2 ± 0.1 from the original IPCC value 3.4 ± 0.2 (P. Tans, personal communication).

† The Tans *et al.* budget is based on their scenarios 5-8, which make use of an atmospheric transport model constrained by the interhemispheric gradient of CO₂ as estimated from observations for the period 1980-87, and by oceanic observations in the region between 15° S and 90° N for the period 1972-89. The 15° S-90° N oceanic observations give a global uptake of 0.35 Gt C yr⁻¹ with the gas exchange coefficient of ref. 9, and 0.71 Gt C yr⁻¹ with an empirical gas exchange coefficient based on observations of ocean uptake of bomb radiocarbon. The Tans *et al.* scenarios adjust the Southern Hemisphere ocean uptake so that the total ocean uptake with the two different gas exchange coefficients is comparable. The total terrestrial and ocean uptake is fixed at 2.3 Gt C yr⁻¹ in all their scenarios.

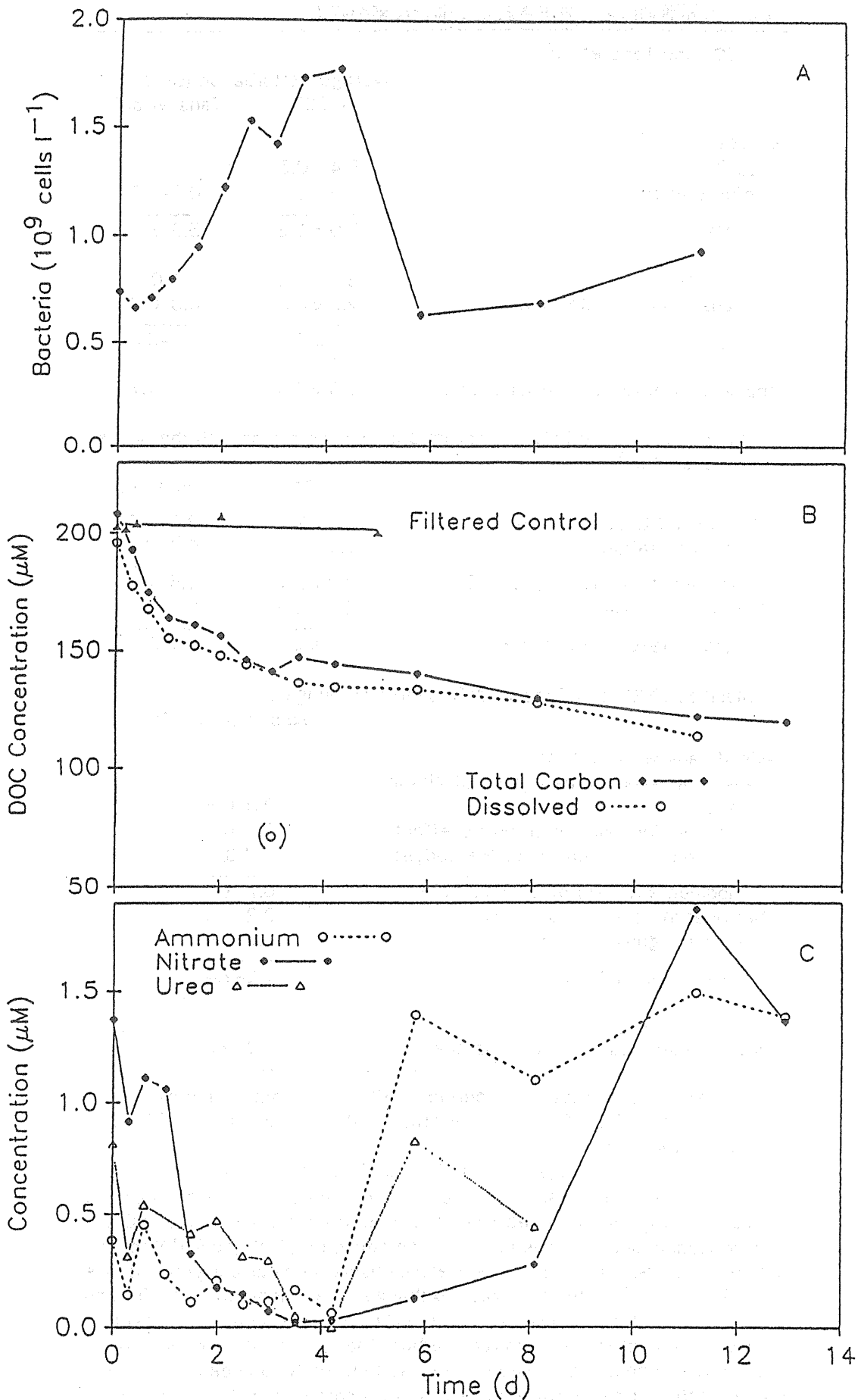


図9 海水中の溶存有機炭素のバクテリアによる分解速度

表3 海水中の溶存有機炭素の回転時間

Start Date (1989)	Incubation Period (d)	Initial DOC (μM)	Fraction Consumed (%)	Turnover Rate (d^{-1})*	n
May 25	0-1.0	196 \pm 8		0.230 \pm 0.020	4
	1.0-4.2	155 \pm 3		0.048 \pm 0.003	6
	4.2-11	134 \pm 1	42	0.025 \pm 0.005	4
May 28	0-1.0	178 \pm 2		0.429	2
	1.3-4.0	146 \pm 2	28	0.044 \pm 0.009	4
May 31	0-3.0	136 \pm 3	23	0.087 \pm 0.017	5

* Slope of \ln (DOC concentration) vs. time during indicated incubation periods; \pm SE.

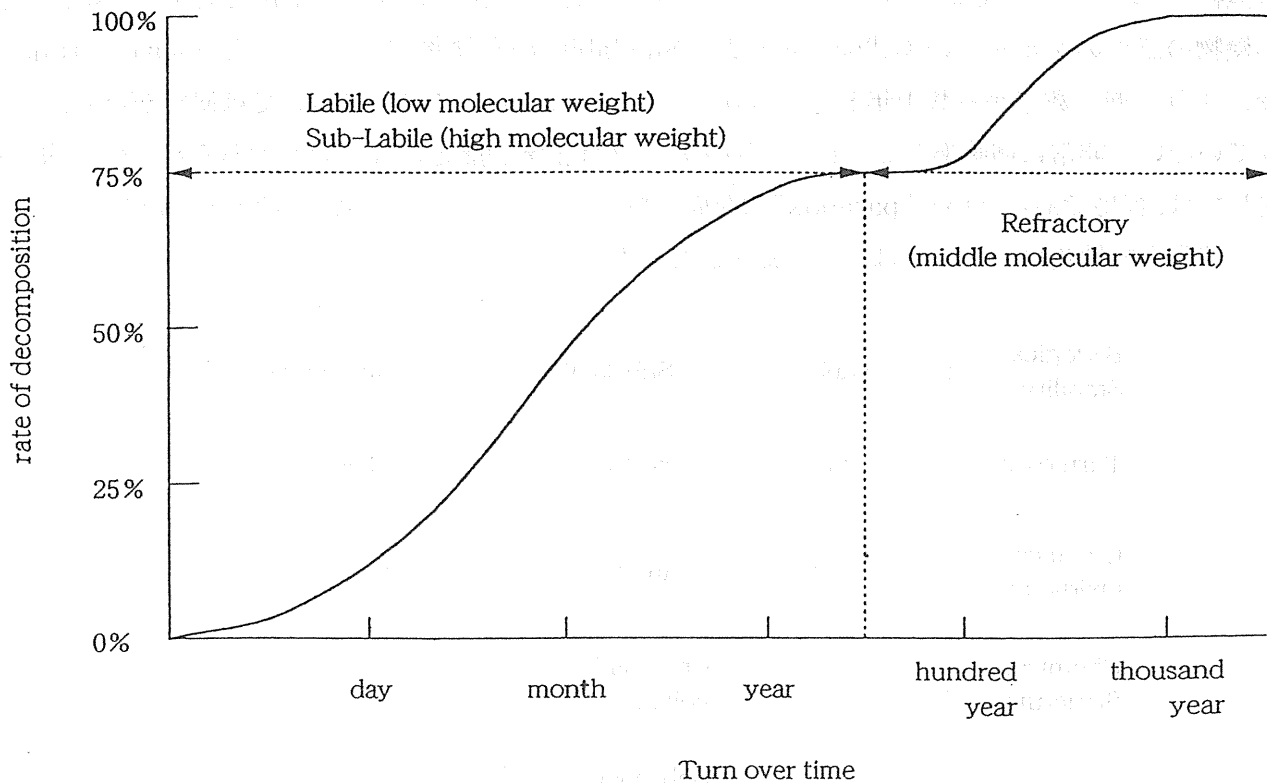


図10 海水中に溶存している有機物の分解時間の違いによる模式図

に分類されていた。したがって、現在まで、溶存有機物は海水中では生物的には分解しにくく、また生物的には役に立たないものであると考えられ (Suzuki, 1993)、化学的にも酸化分解が容易であるとして分析測定されてきた。このことは、海洋の炭素循環のダイナミックシステムの系から溶存有機炭素の循環および役割を除外して考えるようになった大きな理由である。その結果、粒子態有機物の役割が、海洋の炭素循環において支配的であるとして、多くの研究が、粒子態、特に沈降粒子の研究が行われている (Martine, et al.,1987)。

最近、海水中の溶存有機炭素の研究から、従来のこの二つのグループ以外に、Sub-labile(亜易分解性有機物)のグループを加え三つのグループに分類する提案がされている (Suzuki, 1996)。図 11 に溶存有機物の三つのグループの模式図を示した。Sub-labile の有機物グループは Turn-Over time は Labile よりも遅い数年から数十年と考えられる。しかしながら、この点については研究がほとんどなされていない。非常に興味あることは、このグループは化学的酸化には不活性であるが、生物的分解に対しては、容易であるという“paradox”的な面を持っていると考えられる。この Sub-labile のグループの物理化学的性質についてはほとんど知られていない。

表 4 海水中の溶存有機炭素を放射性炭素で測定した年齢

Sampling location	Depth (m)	Age(yrs.)
Eastern Pacific 30° 00' N 140° 00' W	10	761
	200	91
	500	1600
	2000	2647
Northeastern Pacific 30° 15' N 119° 49' W 30° 16.2' N 119° 49.6' W	1880	3574
	1920	3447
Western Gulf of Mexico 22° 07' N 94° 20' W	690	5324
	2990	6600
Western Atlantic 20° 56' N 74° 46' W	30	1210
	250	3448
	750	5190

Biological Stability	:	Labile	Sub-labile	Refractory
Turn over time	:	Quick	Fast	Slow
Chemical Oxidation	:	Easy	Inert	Easy
Chemical Structure	:		Cross-linked polymer	
Size	:		Sub-micron colloid (0.02~0.01 μm)	less than 0.01 μm
C/N ratio	:		6.5~7.5	8~12

図11 海水中に溶存している有機物の三つの主なグループの性質

前に述べたように、溶存有機物は文字どおり“溶存”ではなく、かなりのコロイド粒子から成り立っている。このコロイド粒子として存在している溶存有機物は、数万から数百万程度の高分子有機物である (Suzuki and Tanoue, 1991, Toggweiler, 1989; Johnson and Kepkay, 1992; Amon and Benner, 1994)。どの程度の分子量で存在しているのか、それは場所により、季節によりどの程度変化するのかという研究は今、スタートしたばかりである。また、どのような過程で海水中の有機物が“Refractory”、難分解性有機物になるかについては図12のようなスキームが提案されているが、どのくらいの時間で、生産された有機物のどのくらいが難分解化 (例えば、腐食酸) するのか、どんな条件で形成されるのかについては、必ずしもわかっていない。この問題も海洋における有機物の挙動を解明するうえで重要である。これらの研究の最初のステップとして、海水中の有機物を分子量あるいはサイズ別に分離し、その物理化学的性質を解明することが重要である。

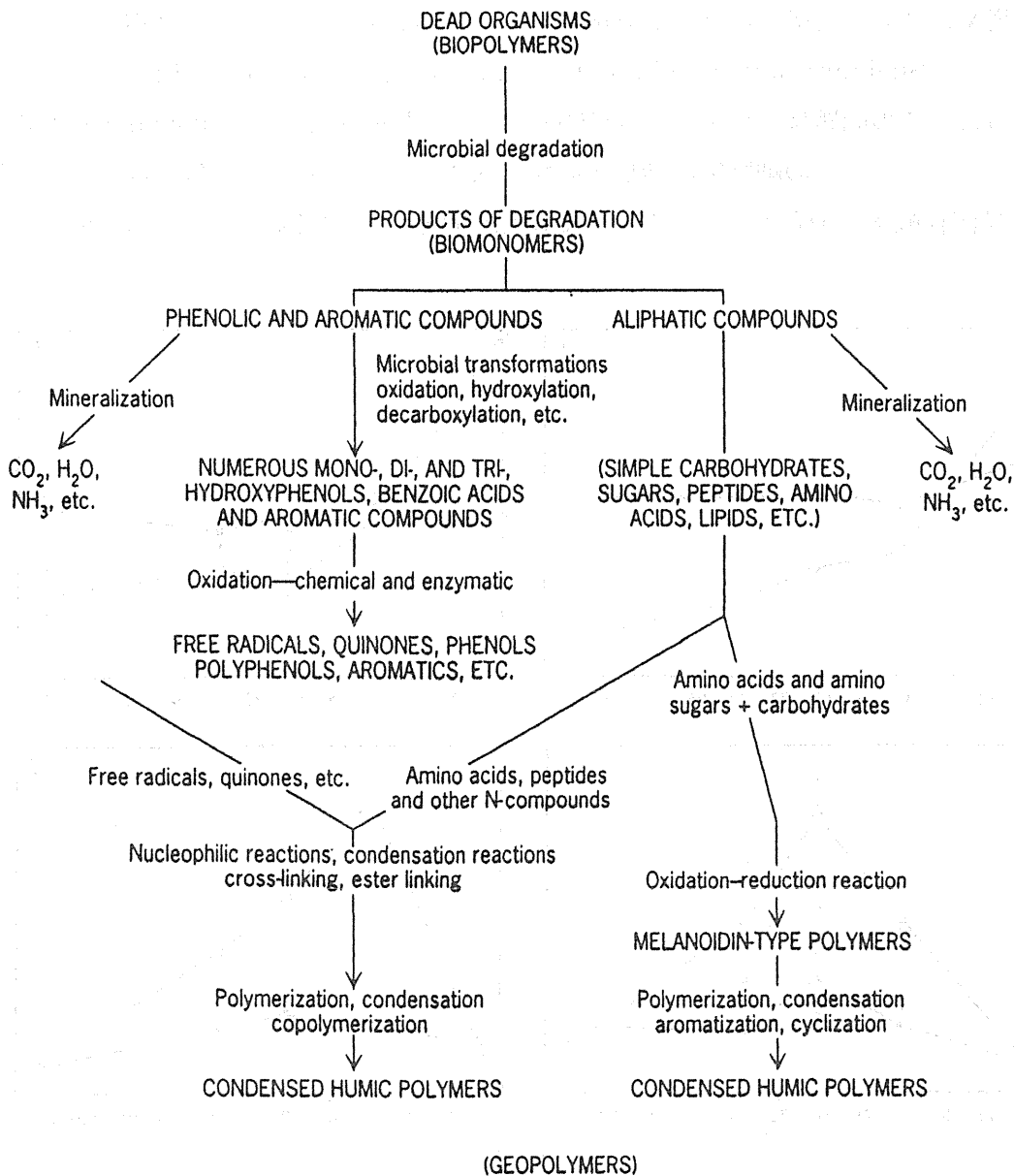


図12 海水中の難分解性有機物の生成のスキーム (完全には実証されていない)

有機物の分子量分画に関する研究は限外ろ過法、ゲルろ過法、遠心分離法、透析法により、従来から生化学の分野では広く行われている。ただ、これらの方法の大部分は特定の有機化合物（例えば、蛋白質）を対象としたもので、炭素あるいは窒素という元素レベルを測定対象にはしていない。さらに、海水中の溶存有機物を対象とした場合の濃度レベルとは一けたあるいは二けた異なる。したがって、溶存有機物を分子量分画し、その炭素濃度を正確に測定するという事は非常に難しい。

最近、タンジェンシャルフローという限外ろ過膜を用いる方法により、海水中の溶存有機物の分子量分画が行われ、有機炭素濃度が測定された (Amon and Benner, 1994)。彼等は分子量 1000 を基準に高分子と低分子に分画し、それぞれの分子量分画の有機物について、分解速度を測定した。その結果の一部を図 12 に示した。図 13 は 132 時間における溶存酸素濃度、溶存有機炭素(DOC)、バクテリアの細胞数等が示されている。図に示されているように、高分子有機物 (HMW-DOC) は急速にバクテリアにより分解されている。一方、低分子有機物については、分解速度が遅く、6 倍程度遅い。この結果は、従来、低分子有機物のほうが分解しやすいと考えられてきたのとは逆である。この点については、すでに、Sugimura and Suzuki (1988)、Suzuki and Tanoue (1991) においても指摘されている。さらに、この問題は、Kepkay ら (1990) により、bubbled 海水と unbubbled 海水では溶存酸素の消費速度とバクテリアの細胞数の増加との間に大きな違いがあると報告されている。特に、bubbled 海水では溶存酸素の消費とバクテリアの細胞数の増加は急激であり、これは、海水をバブリング

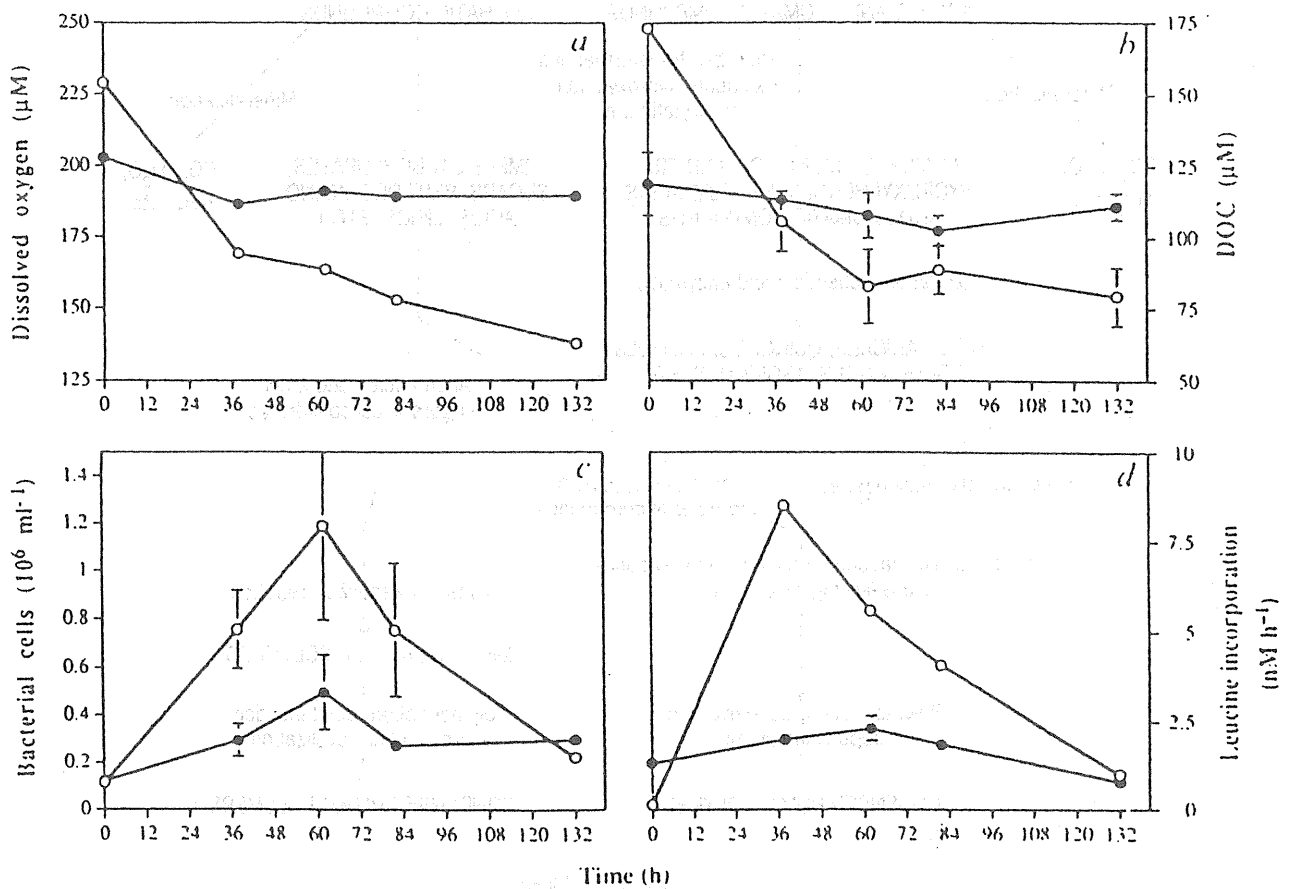


図13 海水中の高分子溶存有機物の分解速度

することにより、海水中の溶存有機物が Aggregation を起こして高分子化した結果ではないかと指摘している(図14)。海水中の有機物の電子顕微鏡写真が報告されている (Baturina and Mishustina, 1975) (図15)。これらの有機物の大部分は粒子状有機物でさまざまな生物起源粒子からできていることがわかる。溶存有機物のコロイド粒子としての実態については、Well と Goldberg (1991) や Goldberg et al. (1995) による超遠心分離法と電子顕微鏡を組み合わせた研究により報告されている。しかしながら、方法等についてさらなる検討が必要である(鈴木、未発表)。

さらに、最近、高分子あるいはコロイド有機物が直接 bacterio-plankton、choanoflagellates により消費されるという報告がされている (Marchant and Scott, 1993 ; Tranvik, et al., 1993 ; Coffin et al., 1993)。これらのすべての結果は、溶存有機物の海洋における挙動を解明する上で、図11に示したような三つのグループのそれぞれについて、特に、Sub-labile のグループについての研究する必要があることを示唆している。

海水中の粒子状有機物の循環だけで、海洋の炭素循環、特に無機炭素化合物と有機物との間のバランスを説明しようとする、深層の無機炭素化合物の増加、酸素の消費量、硝酸塩、リン酸塩の分布等の説明を定量的にすることができないことが分かってきた (Murray et al., 1994)。Murray et al. (1994) は太平洋熱帯域での炭素循環の研究から、溶存有機炭素の Flux は粒子状有機物の Flux に比べて3倍程度大きいと報告した。さらに、生産された有機物の80-90%が表層で分解消費され、CO₂になるとすると、大気中のCO₂は、平衡値として600 ppm になることが予測された。しかし、現実にはそう

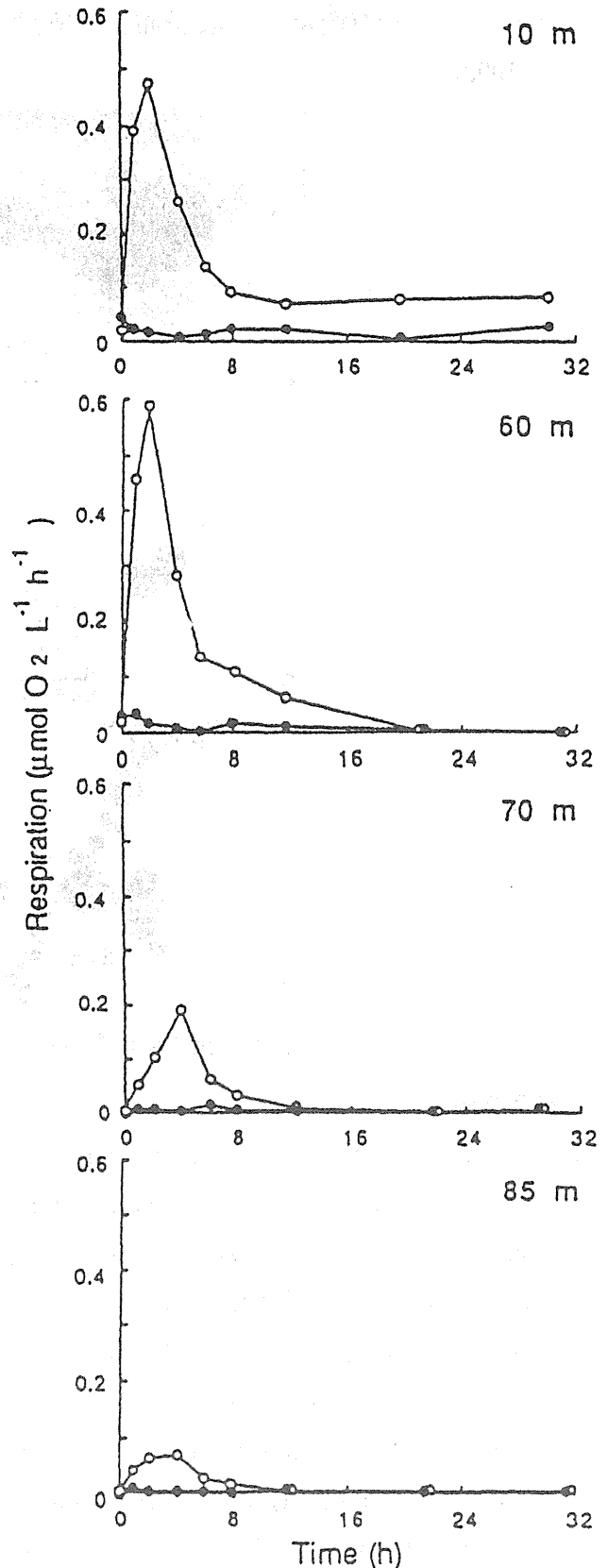


図14 海水中の有機物の粒子化の違いによる分解速度の違い

ということがあり得ないので、CO₂に変わらず有機炭素として保存されている可能性がある。このような点からも、溶存有機炭素の量、分布、分解時間等を明らかにすることの重要性が注目されている (Suzuki, 1993)。

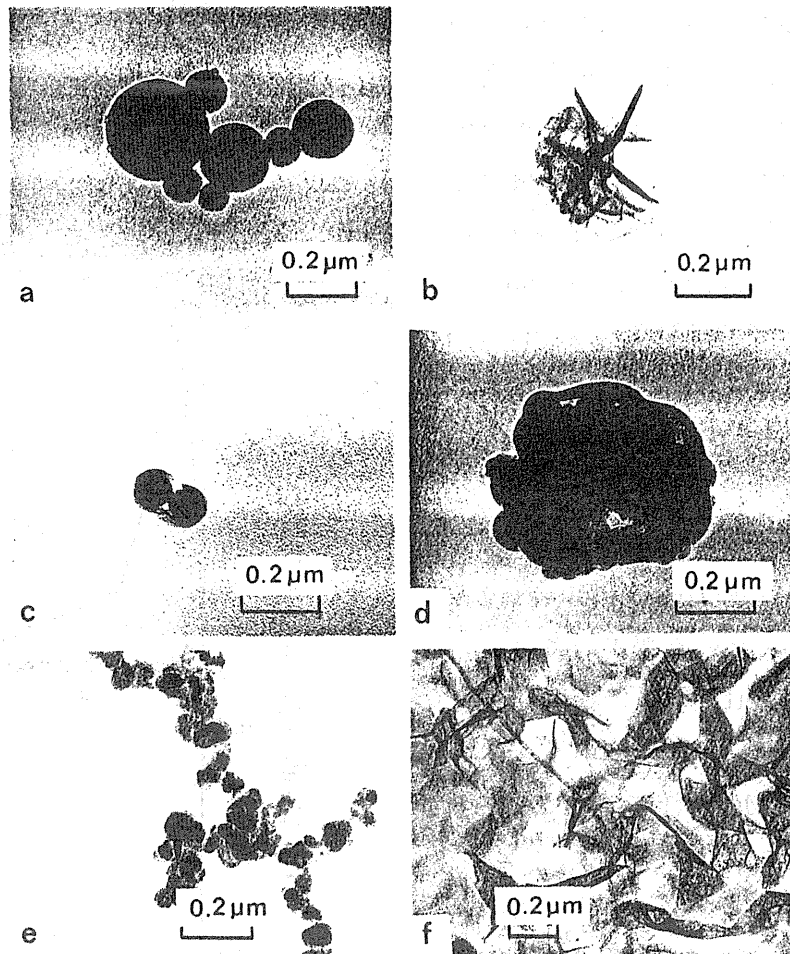


図15 海水中に存在している粒子態有機物の電子顕微鏡の写真

参考文献

- 8) Sugimura, Y. and Y. Suzuki ; High temperature catalytic oxidation method for the determination of non-volatile dissolved organic carbon in seawater by direct injection of a liquid sample. *Marine Chemistry*, 24 105-131 (1988).
- 9) Toggweiler, J.R., J.L. Sarmiento and R. Najja (1987) ; Models of chemical cycling in the oceans: a progress report, Ocean Tracers Laboratory Technical Report 4, AOSC, Princeton University, pp. 61 (1987).
- 10) Suzuki, Y., E. Tanoue and H. Ito ; A high temperature catalytic oxidation for the determination of dissolved organic carbon in seawater : analysis and improvement, 39, 185-198 (1992).
- 11) Romankevich, E. ; *Geochemistry of organic matter in the ocean.*, Springer-Verlag Berlin, pp. 1-304 (1984).
- 12) Kirchman, D.L., Y. Suzuki, C. Garside and H.W. Ducklow ; High turnover rates of dissolved organic carbon during a spring phytoplankton bloom, *Nature*, 352, 612-614 (1991).