

閉吸収法と呼ばれるもので、土壌表面に容器を一昼夜ほど被せ、この容器内に入れたアルカリ溶液に土壌呼吸で発生した二酸化炭素を吸収させ、溶液に吸収された二酸化炭素量を滴定で求めて、土壌呼吸量を算出する方法である。このような方法で測定すると、容器内の二酸化炭素濃度が著しく下がり(最低で 50 ppmv 前後)、しかも二酸化炭素濃度が低いと、土壌呼吸が著しく促進されることが分かってきた。第 1 図はアルカリ密閉吸収法の代わりに、通気法で求めた土壌呼吸速度を示している。この通気法というのは、二酸化炭素濃度を一定に保った空気を容器に絶えず流して、容器の入口と出口の二酸化炭素濃度差を非分散型赤外線分析計で連続測定して、有機物の分解速度を求める方法である。図から明らかなように、通常の二酸化炭素濃度(350 ppmv)の場合よりも、低濃度の空気(50 ppmv)を流すと、有機物の分解が 2, 3 倍促進されることが分かる。このような結果は、今のところ耕地土壌のみでしか調べられておらず、他の土壌でも同じような結果が得られるかは、これからの重要な検討課題である。もしも、この結果が広く他の土壌にもあてはまるなら、前に紹介した地球規模の分解速度にも影響を及ぼす可能性がある。

## 引用文献

- Kimball, B.A., 1986: Chapter 8. Influence of elevated CO<sub>2</sub> on crop yield. ed. H.Z. Enoch and B.A. Kimball "Carbon Dioxide Enrichment of Greenhouse Crops vol. II. Physiology, Yield and Economics", 105-115. CRC Press Inc. Boca Raton.
- Melillo, J.M. *et al.*, 1990: 10. Effects on ecosystems. ed. J.T. Houghton *et al.*, "Climate change, The IPCC scientific assessment", 283-310. Cambridge University Press, New York.
- 中台利枝, 1991: 耕地の土壌呼吸速度に関する実験的研究. 筑波大学環境科学研究科, 修士論文 56 pp.
- Watson, R.T. *et al.*, 1990: 1. Greenhouse gases and aerosols. ed. J.T. Houghton *et al.*, "Climate change, The IPCC scientific assessment", 1-40. Cambridge University Press, New York.
- Whittaker, T.H. and Likens, G.E., 1973: Carbon in the biota. ed. G.M. Woodwell and E.V. Pecan, "Carbon and the biosphere". US Atomic Energy Commission, 281-300.
- Woodwell, G.M. *et al.*, 1978: The biota and the world carbon budget. *Science*, 199, 141-146.

201 (地球化学)

## 4. 海洋中の生物・地球化学過程\*

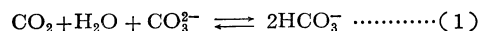
半田 暢彦\*\*

## はじめに

化石燃料の燃焼など、人間活動によって発生する二酸化炭素は年間 5.8 GtC(×10<sup>15</sup>gC)と見積られている。このうち、58%は大気中に残留し(第 1 表)、大気中の二酸化炭素濃度の上昇に関与しているが、残りについては海洋および陸上植生がその受け皿として考えられている。しかし、炭素収支から判断すると、これに対する陸上植生の寄与にはあまり大きな期待はもてない。むしろ、現時点では熱帯域を中心とする森林伐採などによる土壌の露出が土壌有機物の分解を促し、二酸化炭素の発生源となっているものと理解されている。

これに対して、海洋では、その表面を通しておこる大気-海洋間での二酸化炭素交換が活発である。この交換量

は海洋の <sup>14</sup>C 収支 (Broecker *et al.*, 1979), <sup>222</sup>Rn 収支 (Oeschger *et al.*, 1975) から見積ると、それぞれ 19±6 mol m<sup>-2</sup>年<sup>-1</sup>, 16 mol m<sup>-2</sup>年<sup>-1</sup>となる。したがって、全海洋規模では、二酸化炭素交換量は 90 GtC 年<sup>-1</sup>と算定される。また、<sup>14</sup>C 収支 (Broecker *et al.*, 1981) および大気-海洋間を通しての二酸化炭素交換に関するボックスモデル (Oeschger *et al.*, 1975) では、人間活動によって発生する二酸化炭素のうち、年間 2 GtC が海洋に移行し、(1) 式を通して、重炭酸イオンとして海水



中に溶け込んでいる。この点では、海洋が地球表層で発生する二酸化炭素の受け皿となっていると理解される。

海洋表層の混合層では、大気との間に活発に二酸化炭素の交換を行っているが、ここではまた、生物活動によ

\* Ocean Biogeochemical Processes.

\*\* Nobuhiko Handa, 名古屋大学水圏科学研究所。

第1表 地球表層付近に於ける炭素収支

		$\times 10^{15} \text{gC 年}^{-1}$
発生源	化石燃料の燃焼	5.8
	赤道域における二酸化炭素の発生	?
	火山ガス	0.05
吸収源	海洋表層	2.00
	大気への残留	3.36
不明		0.49

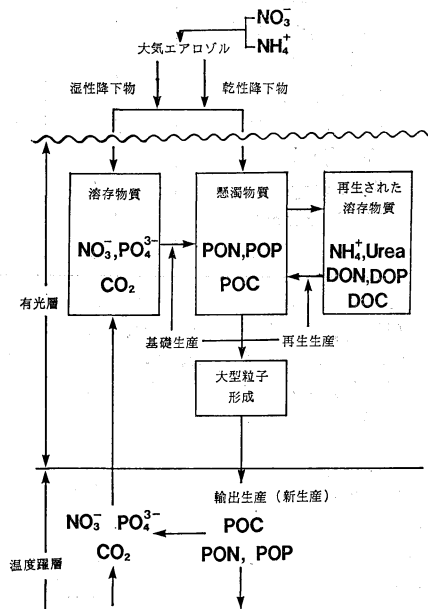
り二酸化炭素が有機物および炭酸カルシウムに変換している。これらの物質はプランクトン粒子の構成成分となり、粒子の沈降とともに長い滞留時間（1,000~2,000年）をもつ深層水に移行し、分解（微生物による）や溶解を通して再び二酸化炭素に変換している。いわば、生物活動は大気中から海洋に溶け込んで来た二酸化炭素をその貯留場所へ運搬する運び屋としての役割を演じているといえる。したがって、ここでは二酸化炭素のシンクとしての海洋深層水に対して、生物活動がどのようにかわっているかを述べる。

#### 海洋表層における炭素物質の形成と鉛直輸送

海洋表層付近では、二酸化炭素、硝酸イオン、リン酸イオンを材料として、植物プランクトンの光合成により粒状有機物を形成する（基礎生産）（第1図）。この粒子は沈降により、下層に輸送されるが、その途中で動物プランクトンの捕食により、糞粒形成のため粒子の大型化が引き起される。そのため、植物プランクトン粒子の沈降速度は  $1.5 \text{ m 日}^{-1}$  から  $200 \text{ m 日}^{-1}$  程度に増加し、表層付近から深層水への物質輸送の効率化がはかれる。この間に、粒状物質の有機物は表層水内で分解し、アンモニウムイオン、リン酸イオンなどを生成する。これらの物質は直接植物プランクトンの光合成に利用されるため、粒状有機物と溶存アンモニウムイオンとそれに相当するリン酸イオンとの間に有機物生産ループが形成されている。これを再生生産（regenerated production）と呼んでいる。

したがって、海洋の基礎生産は再生生産と下層から表層水に供給された栄養塩、二酸化炭素に依存した生産（新生産，new production あるいは輸出生産，export production）とに分けられる。

種々の海域における基礎生産、新生産（輸出生産）および再生生産を第2表に示す。新生産は有光層直下にセ



第1図 海洋表層における炭素及び窒素循環。POC: 懸濁態有機炭素, PON: 懸濁態有機窒素, POP: 懸濁態有機リン, DOC: 溶存態有機炭素, DON: 溶存態有機窒素, DOP: 溶存態有機リン

ジメントラップを設置して測定した有機炭素フラックスに相当し、基礎生産（実測）と新生産との差を再生生産としている。海洋表層からの二酸化炭素除去という点で重要な働きをもつ新生産の、基礎生産に対する割合、 $P_E/P_T$  (f 値) は 0.24-0.55 (平均0.36) である。すなわち、基礎生産において、有機物として固定された二酸化炭素の36%が有光層から下層に抜けていくことを示している。

この有機炭素は深層水においてどのような振る舞いをするであろうか。これを明らかにするため、1 km 深に

第2表 海洋に於ける基礎生産 ( $P_T$ ,  $gCm^{-2}$  期間 $^{-1}$ ), 輸出生産 ( $P_E$ ,  $gCm^{-2}$  期間 $^{-1}$ ), 再生生産 ( $P_R$ ,  $gCm^{-2}$  期間 $^{-1}$ ),  $f$  値 ( $P_E/P_T$ )

海 域	$P_T$	$P_E$	$P_R$	$f$	観測期間 (月)	文献
Loch Ewe	90	30	60	0.33	12	1
Loch Thurnaig	111	28	83	0.25	12	2
Bedford Basin	200	55	145	0.28	12	3
Kiel Bight	125—175	30—66	59—145	0.32	12	4
Naneohe Bay	365	155	210	0.42	12	5
Gulf of Finland	78	19	59	0.24	6	6
Lindaspollen	90—120	29—37	53—91	0.31	12	7
Vogsbopollen	130	44	86	0.34	6	8
Kviturdvickpollen	200	110	90	0.55	9	9
Baltic proper	134	48	86	0.36	12	10
Gulf of Finland	102	37	65	0.36	9	11
Fanafjorden	150	58	92	0.39	12	12
St. Georges Bay	61	19	42	0.31	6	13
Nordasvannet	190	81	109	0.43	12	14
Gullmarsfjord	230	119	111	0.52	12	15

1. Steele and Baird (1972), 2. Davies (1975), 3. Hargrave and Taguchi (1978), 4. Smetacek (1980), 5. Taguchi (1982), 6. Forsskahl *et al.* (1982), 7. Wassmann (1983), 8. Wassmann and Aadnesen (1984), 9. Wassmann (1985 a), 10. Elmgren (1984), 11. Kuparinen *et al.* (1984), 12. Wassmann (1984), 13. Hargrave *et al.* (1985), 14. Wassmann (1985 b), 15. Wassmann (1985 b).

注目して、深層水における有機炭素フラックスの計測を行った。

深層水における有機炭素フラックスは深さとともに顕著な減少を示す(第2図)。特に、北太平洋深層水の1 km 深における有機炭素フラックスは $0.55\sim 12.0 gCm^{-2}$  年 $^{-1}$ と計測され、これらの値は各海域表層の基礎生産量に対して ( $C_{flux}/C_{production}$ ),  $0.8\sim 4.1\%$ にしか相当しないことを認めた。 $C_{flux}$ と $P_E$ とは、何れも下方に向う有機炭素フラックスであるため、 $f$ 値は $C_{flux}/C_{production}$ と比較し得る量である。 $f$ 値に対して、1 km 深における $C_{flux}/C_{production}$ が極めて小さい事は、沈降粒子が有光層直下から1 km 深まで沈降していく間に、粒子を構成する大部分の有機物が分解されて二酸化炭素、硝酸イオン、リン酸イオンなどに交換されていることによる。第2表から、400~500 m 深における $C_{flux}/C_{production}$ も5%以下であることを示している。この事実は、沈降粒子有機物の分解が有光層直下から高々200~300 mの間で極めて活潑に引き起されていることを示している。

これを支持する現象は海洋の溶存酸素消費速度において認められている(半田, 松永 1976; 第3表)。北部北

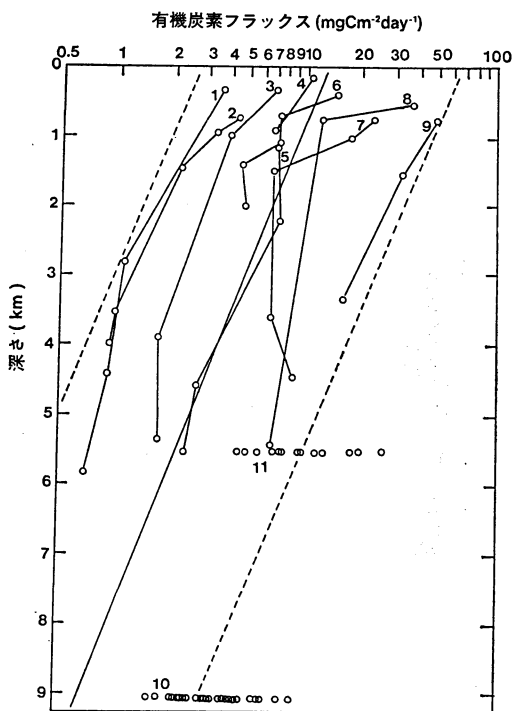
太平洋, カムチャッカ沖の観測点における溶存酸素の鉛直分布を一次元拡散移流モデルを適用して解析し、各層における溶存酸素消費速度を見積った。これにRKRモデル(Redfield *et al.*, 1963)を適用して、有機物分解量に変換した。その結果、有光層下部の48 m 深から321 m 深における有機物の分解量は水柱全体の37.5%に相当し、中層水および深層水に比較して圧倒的に大きいことが認められている。

深層水に移行した有機物のうち、大洋底に蓄積されるものは基礎生産量の0.1%以下である。それ故、1 km 深の界面を越えて下層に輸送された有機物は殆んど全て生物活動によって分解され、二酸化炭素に変換すると考えてよい。したがって、全海洋規模での深層水において分解される有機炭素量は、全海洋規模の基礎生産量、 $32 \times 10^{15} gC$  年 $^{-1}$ を適用すると、 $0.26\sim 1.3 \times 10^{15} gC$  年 $^{-1}$ と見積られる。これらの量に相当する二酸化炭素は深層水に保存され、平均的には1,000~2,000年後になって初めて大気と接することの出来る二酸化炭素である。

海洋表層からの二酸化炭素の除去には生物性炭酸塩殻の形成とその沈降とがある。生物性炭酸塩殻の形成は次

第3表 KH-71-3, St-19 (44°09.6'N, 154°01.9'E) に於ける有機物の分解量

深さ m	溶存酸素消費速度 m 10 <sup>2</sup> 日 <sup>-1</sup>	有機物分解速度 CO <sub>2</sub> /O <sub>2</sub> 比			
		0.1	0.9	0.8	0.7
48—322	290.8	156	140	125	110
322—517	60.9	33	29	26	23
517—4,774	68.1	37	33	29	26
48—4,774	419.8	226	202	180	157



第2図 海洋における有機炭素フラックスの鉛直分布

- 1) 中部北太平洋 (15°N, 151°w)
- 2) 東部北太平洋 (31°N, 124°w)
- 3) 熱帯大西洋 (13°N, 54°w)
- 4) 北部北太平洋 (45°N, 165°w)
- 5) 北部北太平洋 (48°N, 176°w)
- 6) 中部北太平洋 (18°N, 145°w)
- 7) 東部北太平洋 (37°N, 127°w)
- 8) 西部北太平洋 (45°N, 155°E)
- 9) 南極海 (61°S, 150°E)
- 10) 日本海溝 (34°N, 142°E)
- 11) 日本海溝 (41°N, 144°E)

式によって進行し、



炭酸カルシウム (固相) を形成するとともに一分子の二酸化炭素を発生する点に留意しておかなければならない。

生物性炭酸塩殻が深層水に移行すると溶解して、再び  $\text{Ca}^{2+}$  と炭酸物質 ( $\text{CO}_2 + \text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ ) とを生成する。しかし、炭酸カルシウムに対する海水の飽和度は深さによって異なる。例えば、大西洋海水では方解石 (円石藻と有孔虫などの炭酸カルシウム) に対して、5,000 m 深以浅では飽和、それ以深では未飽和、あられ石 (翼足類の炭酸カルシウム) に対しては飽和、未飽和度の境界は 2,500 m 深にある。これに対して、太平洋海水では方解石、あられ石に対する飽和、未飽和度の境界がそれぞれ 3,500 m および 400~500 m 深に存在する。したがって、5,000 m 深以深の深層水では全ての炭酸カルシウムは溶解するが、それ以浅では海底堆積物中に保存され、海洋の炭素循環系からははずれることになる。

現在までに報告されている外洋での炭酸塩炭素フラックスの測定結果に関する主要なものを第4表に挙げる。炭酸塩炭素フラックスの特徴は、計測された深さでは炭酸塩炭素フラックスの鉛直変化は特に顕著ではない。ただサルガッソー海の 5.20 km 深からの試料においてのみ炭酸塩炭素フラックスの減少が認められた。これらの観測結果は、試料中の生物性炭酸塩殻が主に有孔虫および円石藻殻からなり、翼足類の存在はきわめてわずかであることと一致しており、炭酸カルシウムは海水に対して溶解度の低い方解石から構成されていた事を示している。また、海域による炭酸塩炭素フラックスは海域によって大きく変動していることを認めた。特に、大西洋、太平洋ともに低緯度海域において高い炭酸塩炭素フラックスを示し、中・高緯度になるにつれて減少し、2 mgCm<sup>-2</sup> 日<sup>-1</sup> 以下の値を示す場合が多い。ただし、北海のノル

第4表 種々の海洋に於ける炭酸塩炭素フラックス

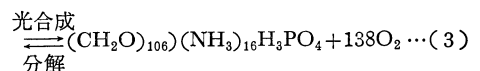
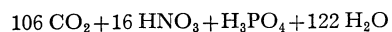
海 域	深 さ km	炭酸塩炭素フラックス mgCm <sup>-2</sup> 日 <sup>-1</sup>	文献
サルガッソ海 (31°32.5'N, 55°55.4'W)	0.98	1.37	1
	3.69	1.49	
	5.20	0.16	
熱帯北太平洋 (13°30.2'N, 54°00.1'W)	0.39	5.22	2
	0.99	3.24	
	3.76	3.13	
ドレイク海峡 (南極海) (60°54.4'N, 57°0.6.0'W)	表面水	1.85	3
	0.97	1.48	
	2.54	2.15	
ノルウェー大西洋海流 (65°31'—70°00'N) (00°64'—11°28'E)	1.7—2.8	3.6—6.2	4
東部グリーンランド/ フラム海峡域 (74°35'—78°52'N) (01°22'—06°43'E)	2.0—2.9	0.76—1.8	5
パナマ海盆 (5°21'N, 81°53'W)	0.67	4.71	5
	1.27	4.68	
	2.27	5.13	
	3.77	5.16	
東部ハワイ深海平原 (15°21'N, 151°28'W)	0.98	0.12	6
	2.78	1.34	
	4.28	1.36	
	5.48	0.78	

1. Brewer *et al.* (1980), 2. Honjo (1978), 3. Wefer *et al.* (1982), 4. Honjo (1991), 5. Deuser *et al.* (1981), 6. Honjo (1982).

ウェー側を北上するノルウェー大西洋海流は特別で、高緯度域ではあるが非常に高い炭酸塩炭素フラックスを示している。ここでは北大西洋の 800 m 深を中心とする海水が湧昇しており、栄養塩の供給があるため、円石藻の増殖が極めて活潑であることが認められている。これが炭酸塩炭素フラックスの増大を引き起していると言明されている。第4表によれば、海洋における生物性炭酸塩殻の沈降に伴う深層水への炭酸塩炭素フラックスは 0.62~6.20 mgC m<sup>-2</sup> 日<sup>-1</sup> の範囲で測定されている。したがって、全海洋規模での生物性炭酸塩殻による深層水への二酸化炭素—炭素輸送量は年間 0.81—8.15 × 10<sup>14</sup> gC の範囲にあると見積られる。この値は、基礎生産による有機物—炭素の深層水への鉛直輸送量とはほぼ同じ程度のものであると判断される。

#### 海洋の基礎生産に対する大気降下物のかかわり

海洋における基礎生産は、二酸化炭素とともに NO<sub>3</sub><sup>-</sup>、PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> を材料として有光層で引き起こされる (第1図)。植物プランクトンの光合成による有機物の生産は次式によるため、



材料物質である C, N, P はそれぞれ一定の割合で必要とする。しかし、海水中に存在する N は所定の必要量の 94% 程度にしか相当しない (第5表)。したがって、下層から供給される二酸化炭素、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>、PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> を材料としている限り、海洋の基礎生産過程は NO<sub>3</sub><sup>-</sup> によって制限されることになる。

第5表 海洋に於ける海水及び植物プランクトンのC, N, P比

	濃度 mg atm l <sup>-1</sup>	存在量 (原子比) (A)	プランクトン有機物 (原子比) (B)	A/B
リン (P)	2.3	1	1	1
窒素 (N)	34.5	15	16	0.94
炭素 (C)	2,340	1,017	106	9.6

Redfield *et al.* (1963)

第6表 降水に於ける大気から海洋表面への無機窒素の負荷

海 域	無機窒素フラックス $\mu\text{mol N m}^{-2}\text{日}^{-1}$		文 献
	NO <sub>3</sub>	NH <sub>4</sub>	
大西洋			
パーミュウダ	20	9.8	Galloway (1985)
パーミュウダ	17	13	Knap <i>et al.</i> (1985)
サルガッソー海	10—20	10—15	Savoie (1984)
太平洋			
北太平洋中央還流域	3—6	2—10	Galloway (1985)
北太平洋中央還流域	4.4		Savoie (1984)
サモア	1.0		Pszenny <i>et al.</i> (1982)
ニュージーランド	1.6		Pszenny <i>et al.</i> (1982)
インド洋			
アムステルダム諸島	4.1	5.5	Galloway and Gaudry (1984)
全海洋			
	2.0—5.9	2.0—5.9	Logan (1983)
	2.0—7.8	3.9—14	Soderludd and

近年、人間活動によって大気中に排出される物質の中に NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>などが存在することはよく知られている。これらの物質は大気微粒子に吸着して、その構成成分となり、降水過程および乾性粒子の降下過程を通して地表に達する。SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>の共存もあり、これらは酸性降下物として、一般に好まれてはいない。しかし、比較的緩衝能の強い海水では、むしろ NO<sub>3</sub><sup>-</sup>の負荷は基礎生産量の増加を引き起すことが知られている (Paerl, 1985)。

近年、海洋および都市域大気における降水および乾性降下物による地表への NO<sub>3</sub><sup>-</sup>フラックスに関する観測結果が蓄積されつつある。

まず、洋上大気に関しては、太平洋、大西洋、インド洋などにおいて測定がなされている。大西洋における降水による NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>フラックス (第6表) が、太平洋の洋上大気と比較して高いのは観測点の離岸距離の大小に依存しているものと思われる。また、太平洋では北太

平洋と南太平洋域では、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>フラックスの大きさが顕著に異なり、南太平洋大気の高潔さがうかがえる。

乾性降下物の窒素化合物については極めて限られた測定結果が報告されているに過ぎない。しかし、化学種としては NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>などのイオンの他に、HNO<sub>3</sub>, NH<sub>3</sub>, NO<sub>x</sub>などの存在が認められている (第7表)。

以上の2つをまとめると、太平洋および大西洋の観測点における湿性降下物による無機窒素化合物のフラックスはそれぞれ 8~26, 26~54  $\mu\text{mol N m}^{-2}\text{日}^{-1}$ と見積られる (第8表)。この値は陸上の都市域における無機窒素フラックスと比較すると数分の1以下に相当している (第9表)。

有光層に負荷される無機窒素は大気降下物によるものと同時に、下層からの上昇流および拡散によってもたらされる。したがって、サルガッソー海およびハワイ沖の

第7表 乾性降水物による大気から海洋表面への無機窒素の負荷

海 域	NO <sub>3</sub>	無機窒素フラックス			NO <sub>x</sub>	文 献
		NH <sub>4</sub>	HNO <sub>3</sub>	NH <sub>3</sub>		
		umol N m <sup>-2</sup> 日 <sup>-1</sup>				
サルガッソー海	4.5—19	—	—	—	—	Savoie (1984)
北太平洋中央循環域	5.5	—	—	—	—	Savoie (1984)
外洋大気	1.2	0.2	1.2—0.2	—	0.05—1.0	Logan (1983)
	1.0	0.2	1.6	—	0.02	Galloway (1985)
	—	0.6—1.0	—	—	—	Sonderlund and Svensson (1976)

第8表 サルガッソー海及び北太平洋中央還流域に於ける海洋表面への無機窒素の負荷

	無機窒素フラックス							合計
	湿性 NO <sub>3</sub>	湿性 NH <sub>4</sub>	乾性 NO <sub>3</sub>	乾性 NH <sub>4</sub>	乾性 HNO <sub>3</sub>	乾性 NH <sub>3</sub>	乾性 NO <sub>x</sub>	
	mol N m <sup>-2</sup> 日 <sup>-1</sup>							
ルガッソー海	0—20	10—15	5—15	0.2—1.0	0.5—2	0	0.05—1	26—54
太平洋中央循環域	3—6	2—10	2—6	0.2—1.0	0.5—2	0	0.05—1	8—26

第9表 大気降水物による海洋及び地表面への無機窒素の負荷

海域及び地域	umol m <sup>-2</sup> 日 <sup>-1</sup>	文 献
サルガッソー海	24—56	
北太平洋中央還流域	8—26	
地中海西部	80	L-Pilot <i>et al.</i> (1990)
東京	165	Tsuruta (1989)
横浜	175	Tsuruta (1989)
府中	150	Ogura (1980)
長崎—山口	321	Nishikawa <i>et al.</i> (1989) Nishikawa <i>et al.</i> (1990)

北太平洋中央環流域における、これらの三つの過程によって有光層にもたらされる無機窒素フラックスの比較を試みた。

上昇流による無機窒素フラックスの算出には、有光層に続く下層の海水における湧昇速度( $w$ ), 100~150 m 深における NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 濃度の平均値( $R$ )を用いた。また、拡散による無機窒素フラックスは有光層直下の鉛直渦動拡散定数( $D_z$ ), 100~250 m 深での NO<sub>3</sub><sup>-</sup> の濃度勾配 ( $d\text{NO}_3^-/dz$ ) より算出した。得られた結果を第10表に示す。有光層への無機窒素の負荷には拡散による下層からの輸送が最も大きく寄与していることは、両海域において共通し

ていた。それと共に、大気降水物による海洋表面への無機窒素の負荷も重要で、サルガッソー海では全負荷量の1/4~1/3に達することを認めた。これに対して、北太平洋中央環流域では、大気降水物による無機窒素の負荷は全体の10%にも満たないものであった。しかし、これは北太平洋における海洋表層への無機窒素の負荷に対して、大気降水物の寄与が小さいことを意味するものではない。大陸起源の物質が大気を通して海洋表面に達する場合、離岸距離に逆比例してその負荷量が指数函数的に減少することは知られている (Ohta and Handa, 1985)。第9表に示すように、北太平洋西岸域には数千

第10表 大気降下物による海洋表面への無機窒素の負荷

	フラックス: $\mu\text{mol m}^{-1} \text{日}^{-2}$			合計
	上昇流	渦拡散	大気降下物	
サルガッソー海	$W=0.01 \text{ m 日}^{-11}$ $R=0.5-1.0$ $\text{mmolm}^{-3} \text{ }^3)$ 5-10 (5.2-5.9%)	$D=5 \text{ m}^2 \text{ 日}^{-1} \text{ }^2)$ $dM/dz=13-21$ $\mu\text{molm}^{-4} \text{ }^4)$ 65-105 (62-68%)	26-54 (27-32%)	96-169 (100%)
北太平洋中央還流域	$W=0.01 \text{ m 日}^{-11)$ $R=0.8-1.8$ $\text{mmolm}^{-3} \text{ }^5)$ 8-18 (2.5-4.4%)	$D=5 \text{ m}^2 \text{ 日}^{-1} \text{ }^2)$ $dM/dz=61-73$ $\mu\text{molm}^{-4} \text{ }^6)$ 305-365 (89-95%)	8-26 (2.5-6.3%)	321-409 (100%)

1) Martin and Gordon (1988), 2) Martin and Gordon (1988), 3) GEOSECS (1981, 1982), 4) GEOSECS (1981, 1982), 5) Gundersen *et al.* (1976), 6) GEOSECS (1982)

第11表 世界主要河川に於ける流出量 ( $10^3 \text{m}^3 \text{S}^{-1}$ ) 及び  $\text{NO}_3^-$  濃度 ( $\text{mmol Nm}^{-3}$ )

貧栄養河川			富栄養河川		
アフリカ	南アメリカ	オセアニア	北アメリカ	ヨーロッパ	アジア
河川名	流出量	$\text{NO}_3^-$ 濃度	河川名	流出量	$\text{NO}_3^-$ 濃度
アマゾン	180	10 <sup>1)</sup>	揚子江	34	70 <sup>3)</sup>
コンゴ	41	7 <sup>2)</sup>	ミシシッピー	18	150 <sup>3)</sup>
オリノコ	20	8 <sup>3)</sup>	メコン	11	75 <sup>4)</sup>
ニガー	6	8 <sup>2)</sup>	ライン	2	350 <sup>5)</sup>

1) Ryther and Menzel (1967), 2) Van Bennekom *et al.* (1978), 3) Walsh *et al.* (1981) 4) Meybeck and Carbonnel (1975), 5) Van der Eijk (1979)

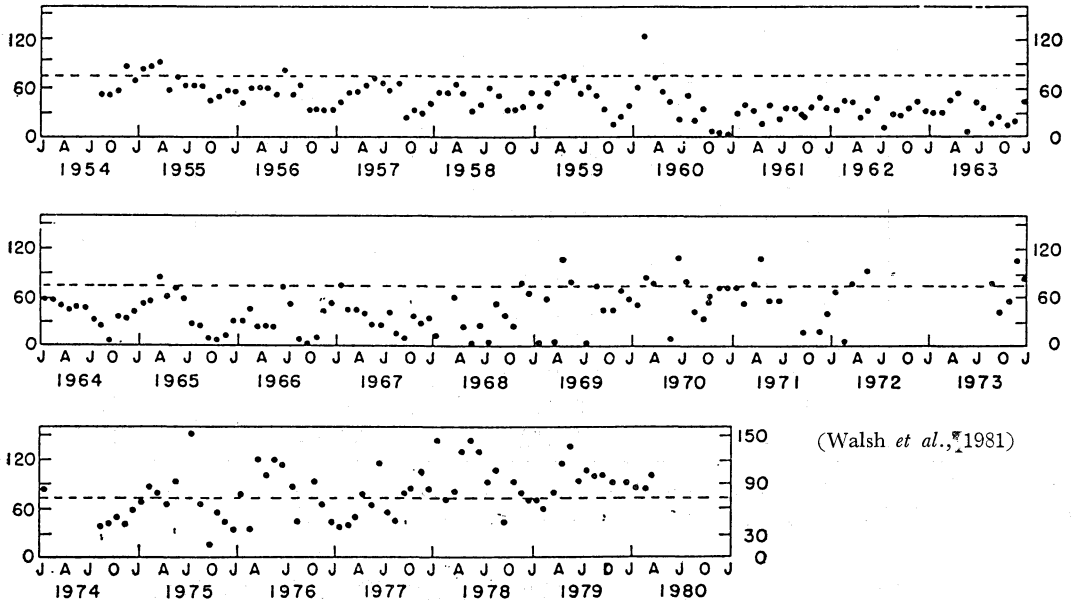
km にわたり、人類活動を中心とした無機窒素化合物の発生源が拡がっており、この物質に関する非常に高い降下量が観測されている。この事実は、少なくともハワイ諸島以西に拡がる西部太平洋では、海洋表層への無機窒素負荷に対する大気降下物の寄与はかなり大きいものと推定される。

海洋表面への大気降下物による無機窒素負荷量の測定は Duce *et al.* (1990) によって実施され、その結果の蓄積は大巾に進展した。しかし、全海洋規模でその負荷量を見積るためには、更に組織的な観測網の設定が必要である。

海洋表層からの二酸化炭素の除去という点では、移流(海水の上昇)拡散による有光層への無機窒素の負荷と大気降下物によるその負荷とは本質的に異なる。移流拡

散による場合は、(3)式で示されるような有機物の分解によって生ずる二酸化炭素が  $\text{NO}_3^-$  とともに有光層に輸送されるはずである。したがって、供給される  $\text{NO}_3^-$  に見合った量の二酸化炭素を吸収して有機物が形成され、それが粒子の構成成分として下層に沈降していったとしても、海洋表層から正味の量で二酸化炭素が除去されたことにはならない。これに対して、大気降下物により無機窒素化合物が海洋表層に負荷された場合は、二酸化炭素とは独立して移動しているため、正味の量での海洋表層からの二酸化炭素除去につながる。この点から、大気降下物は海洋の炭素循環に対して大変重要な意味をもつものと判断される。したがって、地域規模の観測を積み上げることにより、最終的に全海洋規模での海洋表面への大気降下物による無機窒素負荷量の評価が必要不可





第3図 1954~1980にわたるミシシッピ河における NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 濃度の年々変動

第12表 流出河川水による海洋への NO<sub>3</sub> の負荷と二酸化炭素固定量

主要河川による流出量	$9.8 \times 10^{15}$ 1年 <sup>-1</sup>
全河川による流出量	$3.2 \times 10^{16}$ 1年 <sup>-1</sup> 1)
主要河川による NO <sub>3</sub> 負荷量	$3.9 \times 10^{12}$ gN 年 <sup>-1</sup>
全河川による NO <sub>3</sub> 負荷量	$1.3 \times 10^{13}$ gN 年 <sup>-1</sup>
NO <sub>3</sub> 負荷量に見合う二酸化炭素固定量	
C/N 5.7の場合	$0.63 \times 10^{14}$ gC 年 <sup>-1</sup>
C/N 10の場合	$1.10 \times 10^{14}$ gC 年 <sup>-1</sup>

1) Garrels and MaacKenzie (1973)

欠である。

海洋の基礎生産に対する河川水の寄与

海洋の栄養塩、特に NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 負荷に関しては河川の流入もまた、注目すべき過程である。

世界の主要河川の海洋への流入量と NO<sub>3</sub><sup>-</sup> の年平均濃度を第11表 (Walsh et al., 1981) に示す。アマゾン河、コンゴ河など南アメリカ大陸およびアフリカ大陸の河川では、海洋への流入量は大きい、NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 濃度が低いのにに対して、北半球の河川では、流入量はそれほど大きくないが、NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 濃度が高いという特徴をもっている。1970年の人口統計では、アフリカおよび南アメリカ

地域の人口が  $5.5 \times 10^8$  人に対して、ヨーロッパ、北アメリカおよびアジアの人口が  $30.1 \times 10^8$  人であることを考えあわせれば、北半球の河川で NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 負荷量が多いのは人間活動によっているといえる。

1954~1980におけるミシシッピ河の中流域における NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 濃度の変化を第3図に示す (Walsh et al., 1981)。河川水中の NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 濃度は毎年顕著な季節変動を示すが、その平均濃度は観測を実施した27年間に約2倍に増加している。経済的發展の途上にある国々、地域の河川水中の NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 濃度は  $< 10 \text{ mmol l}^{-1}$  である。したがって、1954年当時のミシシッピ河でもすでに人間活動の影響が出ていた事を示唆する。

主要8河川の流入量,  $\text{NO}_3^-$  濃度を基礎にして, 世界の全河川による海洋への  $\text{NO}_3^-$  負荷量を見積った(第12表)。これらの  $\text{NO}_3^-$  のほとんどは, 河口域, 内湾, 沿岸域での植物プランクトンの活潑な光合成活動により, 有機物に固定されると考えてよい (McCarthy *et al.*, 1977)。その際, 生成する有機物の C/N は5.7 (Schubel and Okubo, 1972) である。しかし, この有機物が分解, 再合成, 変質過程を経て最終的に堆積物に固定される時は, C/N は10に達している (Hay and Southam, 1977)。したがって, 負荷された  $\text{NO}_3^-$  によって固定される二酸化炭素量が増すことになり, 地球規模では  $1.10 \times 10^4 \text{ gC 年}^{-1}$  と見積られる。この値は, 海洋表層の基礎生産過程により有機物として深層水へ輸送される炭素量や炭酸カルシウムとして除去される炭素量に比較すると数分の1から10分の1程度である。したがって, 河川による海洋への  $\text{NO}_3^-$  負荷過程は, 現在の海洋での炭素循環にとってはやや副次的なものと理解される。しかし, 増加の一途をたどる地球規模での人間活動を考えると, 海洋の炭素循環に対する浅海域の重要さは年々増大するものと予想される。

#### おわりに

海洋の炭素循環に対する海洋表層の基礎生産, 大気降下物による海洋表面への無機窒素負荷, 河川水の流入による  $\text{NO}_3^-$  負荷などのかかわりを取り扱ってきた。

海洋は大気との間で年間 90 GtC の二酸化炭素を交換しているが, これに加えて人間活動によって発生する二酸化炭素のうち年間 2 GtC の二酸化炭素を吸収していることを見積られている。本報告では, プランクトン粒子の沈降により, 二酸化炭素は有機物および炭酸カルシウムとして海洋表層から深層水に輸送されていることを示した。また, 種々の海域での実測値を参考にして, 浮層水への炭素(二酸化炭素)の輸送量を見積った。しかしながら, これの炭素の鉛直輸送が, 海洋が吸収するといわれている人間活動由来の二酸化炭素 ( $2 \text{ GtC 年}^{-1}$ ) と量的にどのような関係にあるのかは, 今の所明確な答は得られていない。海洋の炭素循環の研究においては, 放射性および安定同位体などを用いた, この点の解明がこれからの最も重要な課題といえる。

#### 参考文献

- Brewer, P.G., Y. Nozaki, D.W. Spencer, and A.P. Fleer, 1980: *J. Mar. Res.*, **38**, 793.
- Broecker, W.S., T. Takahashi, H.J. Simpson and T.-H. Peng, 1979: *Science* **206**, 409.
- , 1981: *Climate Variations and Variability Facts and Theories* ed by A. Breger D. Reidel Publishing Co., 109-120.
- Davies, J.M. 1975: *Marine Biol.* **31**, 353.
- Deuser, W.G., E.H. Ross and F.R. Anderson, 1981: *Deep-Sea Res.*, **28**, 495.
- Duce, R., 1990: *Cheical Oceanography Vol. 10* ed J.P. Riley, R. Chester and R.A. Duce Academic Press, 1-14.
- Elmgren, E. 1984: *Papp P.-V. Cons. Int. Explor. Mer.*, **183**, 152.
- Forsskaal, M., A. Laakkonen and J.M. Leppanen, 1982: *Neth, J. Sea Res.*, **16**, 290.
- Galloway, J.N. 1985: *Atmospheric Cycling of S and N in Remote Atmosphere*, ed by J. Galloway, R. Charlson, M. Andreae and H. Rodhe, Report of a NATO Advanced Research Workshop, Reidel, Dordrecht, 231-240.
- , and A. Gaudry, 1984: *Atmos. Environ.*, **18**: 2649.
- Garrels, R.M. and F.T. MacKenzie, 1973: *Chemical Cycle and Global Environment*, **1**.
- GEOSECS, 1981: *GEOSECS Atlantic Expedition, Vol. 1, Hydrographic Data*, NSF, Washington, D.C. 122.
- , 1982: *GEOSECS Pacific Expedition, Vol. 3, Hydrographic Data*, NSF, Washington, D.C. 137.
- Gundersen, K.R., J.S. Corbin, C.L. Hanson, M. L. Hanson, R.B. Hanson, D.J. Russell, A. Stollar and O. Yamada, 1976: *Pac. Sci.*, **30**, 45.
- Handa, N. and K. Matsunaga, 1976: *Res. Organic Geochem.*, **1**, 7-9.
- Hargrave R.T. and S. Taguchi, 1978: *J. Fish. Res. Bd. Can.*, **35**, 1604.
- Hargrave, B.T., G.C. Harding, K.F. Drinkwater, T.C. Lambert and W.G. Harrison, 1985: *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **20**, 221.
- Hay W.W. and J.R. Southam, 1977: *The Fate of Fossil Fuel C O2 in the Oceans* ed by N.R. Anderson and A. Malahoff Academic Press, New York, 569-655.
- Honjo, S., 1978: *J. Mar. Res.*, **36**, 469.
- , 1982: *Deep-Sea Res.*, **29**, 609.
- , 1991: *Deep-Sea Res.* (in press).
- Knap, A.H., T.D. Jickells, A. Pszenyand and J.N. Galloway, 1985: *Nature*, **319**, 572.
- Kupainen, J., J.-M. Leppanen, J. Sarvala, A. Sundberg and A. Virtanen, 1984: *Rapp. P.-V. Cons. Int. Explor. Mer.* **183**, 180.
- L-Pilot, M.D., J.M. Martin and J. Morelli, 1990: *Biogeochemistry*, **9**, 117.

- Logan, J.A., 1983: *J. Geophys. Res.*, **69**, 3395.
- Martin, J.H. and R.M. Gordon, 1988: *Deep-Sea Res.*, **35**, 177.
- McCarthy, J.J., W.R. Taylor and I.L. Taft, *Limnol. Oceanogr.* **22**, 996.
- Meybeck, M. and T.K. Carbonnel, 1975: *Nature*, **255**, 134.
- Nishikawa, M., S. Kanamori and T. Mizoguti, 1989: Survey of kosa aerosol, ed by The Association of Air Pollution, 35-44.
- Oeschger, H., U. Siegenthaler, U. Schotterer and A. Guzman, 1975: *Tellus* **28**, 168.
- Ogura, N.: 1980: Dispersion of Pollutants from Air to Ocean, ed by S. Tsunogai, 47-54.
- Ohta, K. and N. Handa, 1985: *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 25.
- Paerl, H.W., 1985: *Nature* **315**, 747.
- Pszenny, A.A.P., F. MacIntyre and R.A. Duce, 1982: *Geophys. Res. Lett.*, **9**, 751.
- Redfield, A.C., B.K. Ketchum and F.A. Richards, 1963: *The Sea Volume 2*, ed by Hill, Interscience Publishers 26-77.
- Ryther, J.H. and D.W. Menzel, 1967, *J. Mar. Res.*, **25**, 69.
- Savoie, D.L. 1984: Nitrate and Non-Sea-Salt Sulfate Aerosols over the World Ocean, Ph.D thesis
- Schubel, J. and A. Okubo, 1972: Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, ed. by D.J. Swift, D.B. Duane and O.H. Pilkey Dowden, Hutchinson and Ross, **33**.
- Smetacek, V. 1980: *Ophelia Suppl.*, **1**, 65.
- Soderlund, R. and B.H. Svensson, 1976: The Global Nitrogen Cycle in Nitrogen, Phosphorus and Sulfure-Global Cycles ed by B.H. Soderlund and R. Soderlund, SCOP Report **7**, 89-134.
- Steel, J.H. and I.E. Baird, 1972: *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.* **29**, 73.
- Taguchi, S. 1982: *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, **14**, 533.
- Tsuruta, O. 1989: *Kagaku*, **59**, 305(in Japanese).
- Van Bennekom, A.J., G.W. Berger, W. Helder and R.T.P. de Vries, 1978: *Neth. J. Sea Res.*, **12**, 296.
- Van der Eijk, 1979: Marine Production Mechanism, ed by Dunbar M.J, 197
- Walsh, J.J., G.T. Rowe, R.L. Iverson and C.P. McRoy, 1981: *Nature* **291**, 196.
- Wassmann, P. 1983: *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **13**, 237.
- , 1984: *Marine Biol.*, **83**, 83.
- , 1985 a: *Sarsia*, **70**, 317.
- , 1985 b: *Mar. Ecol. Prog. Ser. Mar. Ecol. Prog. Sea.*, **22**, 259.
- , and A. Aadnesen, 1984: *Sarsia*, **69**, 139.
- Wefer, G., E. Suess, W. Balzer, G. Liebezeit, P.J. Muller, A. Ungerer and W. Zenk, 1982: *Nature*, **299**, 145.

03 (海洋大循環)

## 5. 海洋大循環—中層水の役割\*

杉ノ原 伸 夫\*

### 1. はしがき

海洋大循環はその駆動力によって、洋上の卓越風による風成循環と海面を通しての熱収支・水収支の地域差による熱塩循環とを分けて考えることが出来る。いま便宜的に、躍層（水温が深さ方向に急激に変化する層）付近を中層、それから上を表層、下を深層とよぶことにす

る。いままでの研究によって、表層では風成循環が、深層では熱塩循環が卓越し、中層はこれらの循環が拮抗する深さであると考えられている。熱塩循環の理解は風成循環に比べ著しく立ち遅れていた。その理由の一つは、表層に比べ中層や深層、特に中層の循環の実態が観測の困難さのためほとんど把握されていなかったからである。しかし、近年の理論的研究の進展や GEOSECS によって得られた全世界の海洋における化学トレーサー分布から、その実態把握の糸口を得ることが出来た。

本講演で議題とする中層水は、塩分極小で特徴づけられるもので、北大西洋北部を除き、各大洋の低・中緯度域に広く存在しており、その大半が南極環海で形成され

\* Ocean General Circulation  
—Role of the Intermediate Water.

\*\* Nobbuo Sugino-hara, 東京大学理学部  
本稿は、シンポジウム当日に配布された予稿を著者の了解のもとに原文のまま掲載したものです(天気編集委員会)。