

1990年度日本気象学会春季大会シンポジウムの報告 「地球システムの風景—気候と共存するサブ・システムをめぐって—」*

座 長 木田秀次**

話題提供者 及川武久, 土器屋由紀子, 犬伏和之, 福田正己, 寺崎誠

はじめに

人為的影響で地球環境に変化が起こりつつある, という危惧が人々の間に広がっている. 当然, 大気科学の専門家は, この重大な課題に応じて行かねばなるまい. 地球の過去を振り返ってみると, 確かに, 地球環境は何度となく大きな変動を経験してきたようである. しかしながら, 何故そのような変動が生じたかとなると, 我々はほとんど答えられないのが実情である. 地球環境の変動についての我々の知見は, 現象を追いかけるだけで精一杯という段階にある. その点, 数値天気予報のように理論的根拠が明確で数日先の予報ができるようになっているのとは大違いである.

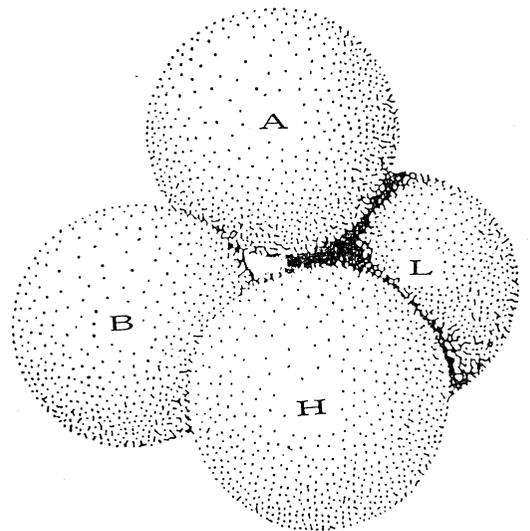
地球環境はもはや大気科学のみの対象ではあり得ず, 地球全体を総合的に扱うべき問題である. それだけに, 関係してくる要因が多く, 果たして明確に理解できるものなのかどうか, 不明である. しかし, 我々はここで数値予報の始まりを思い出して見るのも無駄ではあるまい. すなわち, 今から数十年前には, 数値予報は単なる夢物語であり, 複雑怪奇な天気計算によって予測できると考えるのはお笑いぐさですらあったが, 当時の否定的な, しかしそれなりに常識的な大方の思い込みは, 楽観的で, 非常識にすらみえた少数の先覚者の正しい直感に結局は覆された. 地球環境の未来予測が果たして可能なことなのかどうか, 楽観的にしろ悲観的にしろ, それを見極めるにはまだ時期が早い. 今はやっと地球環境の仕組みを知る必要があると思われ始めた時に過ぎないのだから.

地球は, その基本的な性質に違いのある4つの圏に分けて考えることができる. すなわち, 大気圏, 水圏, 地圏, 生物圏らの4圏である(第1図). これら4圏は, 互に強く或いは弱く結ばれている. 我々の関心である気候は, 大気圏の事柄であるが, 水圏との相互作用が強い場合は大気圏・水圏の分別が無意味なこともあるほどである. それだけに, 大気圏と水圏の相互作用の研究は部分

的にはかなり進んでいるといえる. しかし, 気候と地圏, 或いは生物圏との関係は研究がまだそれほど進んでいない. それで, 本シンポジウムでは, 生物圏および地圏の話題(ただしそれも全体から見ればほんの一部の話題にすぎないが)を取り上げることにし, それぞれの分野の立場から気候を見てもらうことにした. これまでの気象学会では, 気象・気候の側から生物圏や地圏を見てきたが, 今回はその視角を変えてみる. そのため, 我々は慣れない世界に踏み入らねばならないが, 地球システムの風景を眺望するにはそれは避けられない.

なお, 今回いきなり別世界に飛込んだという事情もあって, 討論の余裕もまたそのための時間的余裕もなかったことを座長として残念に思い且つ反省するが, 今後とも別途の機会を通じて, 気象学会における地球システムに対する関心の環が広がってゆくことを期待したい.

地球システムの4圏



第1図 地球システムの4圏. 互に支え合っている.
(A: 大気圏, H: 水圏, L: 地圏, B: 生物圏)

* A View of the Earth System —Some Sub-systems Coexisting with Climates—.

** Hideji Kida, 気象庁・気象研究所.

1. 陸上生態系*

及川 武久**

1. 地球上における二酸化炭素の動態

地球環境に対する陸上生態系の役割を、ここでは二酸化炭素の観点から概観してみる。

まず現在の大气圏・陸上生態系・海洋それぞれの炭素量を Moore and Bolin (1986) の推定値をもとにして見てみると、大气圏に740, 陸上の植物に550, 土壌中の死んだ有機物として, 1,200, 海洋の表層水に900と見積もられている(単位はいずれも $\times 10^{15}$ g=Gt である)。ここで注目される点は、陸上の植物現存量は大气中の存在量とほぼ同規模であるのに対し、土壌中には死んだ有機物として大气圏の2倍近い炭素が貯えられていることである。従って、土壌も含めた陸上生態系全体には、大气中の約3倍の炭素が有機体の形で保有されており、その増減は地球環境にとっても大きな影響を及ぼさずにはおかない。

次に、炭素フラックスを見てみる。植物は二酸化炭素と水とを原料として、太陽光をエネルギー源として光合成活動を行っている。これを生態系全体で見るとき総生産(Pg)と呼び、その大きさは年間110程度である。しかし、植物は絶えず呼吸(R)も行っているため、その半分近くの50が大气圏に返される。さらに土壌中の死んだ有機物も、土壌生物によって分解(D)されて、二酸化炭素として大气圏に60戻される。従って、陸上生態系全体としてみれば、取り込み(Pg)が110に対して、放出(D+R)も110であり、収支としては0と見積もられている。一方、海洋と大气圏の間にも、両者の二酸化炭素の分圧差に応じて交換が起きている。その結果、海洋表層では取り込みが105に対して、放出が102で、正味3が海洋に貯えられている(ここでの単位はいずれも $\times 10^{15}$ g C/y である)。

以上が自然状態での炭素の動態であるが、これに加えて現在では化石燃料から5~6, 森林伐採によって1~2, 従って、人間活動の結果として、6~8の炭素が放

出されているので、大气圏の炭素は年々 3×10^{15} g ずつ増えている。以上のことから分かるように、人間活動による炭素放出速度は、陸地全体の植物生産力のすでに6%前後の規模に達しており、今後いっそう増加する傾向にある。

2. 陸上生態系の成立と環境条件

地球上には様々な陸上生態系が成立しているが、そのタイプは主にその場の乾湿度と温度とによって規定されている。ここで植物にとっての乾湿度を表わす指標として、Budyko (1973) が提唱した放射乾燥度が有効のように思われる。この放射乾燥度はその場の年純放射量Rを、その場の年降水量rに水の気化熱Lをかけたものの比、 R/Lr として定義されている。この放射乾燥度が陸上生態系のタイプと密接な関連がある。すなわち、放射乾燥度が1以下で森林、1~2の間がサバンナからステップ、2~3の間が半砂漠、3以上が砂漠地帯になる。

今述べた放射乾燥度と陸上生態系の対応関係は、たんに乾湿度だけが問題なのではない。すなわち、乾湿度に伴って、その場の土壌条件も同時に変わっている。一般に成帯性土壌と呼んでいるように、土壌も気候と密接に関連して作られる。つまり、放射乾燥度の小さい湿潤な地域は、降った雨の一部しか蒸発で大气に戻さない地域であるから、残った水は流出水となって、最終的には海へ出ていく。放射乾燥度の小さい湿った地域の高温地帯、すなわち熱帯多雨林地域ほど流出水は多くなる。この際、流出水は土壌中の塩類も溶脱したり、土壌自体を浸食するので、熱帯多雨林地域では土壌の酸性化と貧栄養化とが起りやすい。

一方、放射乾燥度の大きい地域は、地表面から活発に蒸発が起るので、多量の塩類が地表面近くに集積する。従って、この地域はたんに土壌含水量が少ないだけでなく、土壌の浸透圧も高まるので、根からの吸水はいっそう困難になる。さらに、高濃度のナトリウムや塩素の害作用も加わって、多くの植物の生育を阻害する。こ

* Terrestrial Ecosystem.

** Takehisa Oikawa, 筑波大・生物科学系.

のような地域には、塩生植物とよばれる特有な植物も多く見られる。

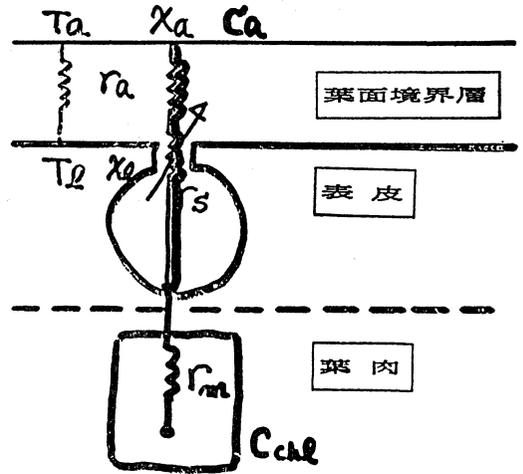
なお、このように環境条件に応じてその場に成立する陸上生態系が異なるのは、Lieth (1975) も指摘しているように、それぞれの気象環境や土壌環境の制約のもとに植物が行なっている生産活動が大きく関与している。今では生産力の基本となる光合成の炭素固定経路には3つのタイプがあることが分かっており、それぞれの経路を持つ植物を C_3 植物、 C_4 植物、CAM 植物と呼んでいるが、 C_3 植物よりは C_4 植物、さらに CAM 植物と進むにつれて耐乾性が高くなっていくので、陸上生態系の分布にもこの違いが反映している。

3. 地球環境変化と陸上生態系

初めにも述べたように、現在、石油・石炭などの化石燃料の大量消費によって、大気中には二酸化炭素が増え続けている。それに加えてメタン、亜酸化窒素、各種フロンガスなどの地球温暖化をもたらす微量気体（これらを一般に温室効果ガスと呼んでいるが、実際の温室はいわゆる温室効果によってではなく、換気が制限されているために暖まるので、ここでは地球温暖化気体と呼ぶ）も年々増加し続けていることも明らかになって来た。そしてこの増加傾向が今後この勢いで続くなら、来世紀の前半には二酸化炭素に換算して現在の濃度の2倍に達し、地球の平均気温が $3^{\circ}C$ 前後も上がるものと見られている（気象庁, 1989）。このような地球温暖化は大気圏を中心とした現在の気候システムにも大きな影響を及ぼし、地球の水循環システムにも重大な変更を迫るであろう。

この大気中の二酸化炭素濃度上昇は陸上生態系にも著しい影響を及ぼすものと思われるが、その点を個葉（1枚の葉のこと）を例にして考えてみよう。第1図に示したように、葉では光合成による二酸化炭素の取り込みと、蒸散による水の消費と、大気との顕熱交換が、類似の拡散過程として同時に進行している。ただし、それぞれの拡散経路には長さに違いがある。すなわち、光合成では二酸化炭素は葉面境界層から気孔を通して、葉肉細胞まで拡散しなければならず、最も長い経路になっている。蒸散では水蒸気が気孔を通り葉面境界層を介して大気へと逃げていく。顕熱交換では単に葉面境界層だけを介して熱輸送が行われている。このことを式で表わすと、

$$P = \frac{C_a - C_{chl}}{r_a + r_s + r_m} \quad (1)$$



第1図 葉と周辺空気との間の二酸化炭素、水蒸気、熱の交換模式図

$$E = \frac{\chi_l(T_l) - \chi_a}{r_a + r_s} \quad (2)$$

$$C = c_p \rho \frac{T_l - T_a}{r_a} \quad (3)$$

ここで、 P 、 E 、 C は単位葉面積あたりのそれぞれ光合成速度、蒸散速度、顕熱輸送速度である。また、 $C_a - C_{chl}$ は周辺空気と葉緑体間の二酸化炭素濃度差を表わし、 $\chi_l(T_l) - \chi_a$ は葉面と大気間の湿度差を表わし、 $T_l - T_a$ は葉と周辺空気間の温度差を表わしている。一方、分母は拡散抵抗を表わしている。すなわち、 r_a 、 r_s 、 r_m はそれぞれ葉面境界層、気孔、葉緑体の抵抗である。(3)式の c_p 、 ρ はそれぞれ空気の定圧比熱と密度である。一般に、 r_a は他の抵抗に比べて小さいので、(1)、(2)式ではそれを省略してもかまわない。

(1)、(2)式で共通していることは、二酸化炭素にしろ水蒸気にしろ、気孔と呼ぶ小さい孔（長さは $10 \sim 22 \mu m$ ）を介して拡散が起こっており、この気孔抵抗の大小が両者の交換速度に大きな影響を与えていることである。気孔の数は植物の種類によっても、あるいは環境条件によっても変わるが、一般に葉の裏に $1 cm^2$ あたり $4,000 \sim 50,000$ を数えるし、種によっては葉の両面に持っているものもある。植物はその場の環境条件に応じて、気孔をどの程度開けるかが、植物の生存と成長とを決める大きな要因になっている。すなわち、気孔を開ければ、(1)式から明らかのように、二酸化炭素を容易に取りこめるが、同時に(2)式に示したように、葉から

第1表 各種作物の CO₂ 拡散にたいする気孔抵抗と葉肉抵抗 (矢吹, 1985より)

植物名	r_s	r_m	測定者
トウモロコシ	{0.8 1.5	1.0	Shimshi (1963) El-Sharkawy & Hesketh (1965)
ヒマワリ	{0.62 1.7	1.5	Holmgren (1965) El-Sharkawy & Hesketh (1965)
Sorghanalumus	0.94	1.10	Ludlow (1971)
ワタ	2.0	2.9, 3.0	Slatyer & Bierhuizen (1964)
カラスムギ	1.7	4.1	El-Sharkawy & Hesketh (1965)
タバコ	3.6	5.5	El-Sharkawy & Hesketh (1965)
ソラマメ	{2.7 }	5.5	El-Sharkawy & Hesketh (1965) Kuiper (1961)
カブラ	2.7~3.1	5.0~7.0	Gaastra (1959)
テンサイ	2.7~3.1	5.0~7.0	Gaastra (1959)
タバコ	0.6		Zelitch (1971)
コムギ	{0.62 2.4		Penman, Schofield (1951) Milthorpe & Penman (1960)
トマト	4.1~5.8	2.0	Kuiper (1961)
インゲンマメ	4.1~5.8		Kuiper (1961)
ヒロス	4.1~5.8		Kuiper (1961)
キュウリ	1.0	1.9, 2.1	矢吹・清田 (1976)

多くの水を消費することになる。水を失い過ぎれば当然植物は枯れてしまうし、逆に乾燥を恐れて気孔を閉じ過ぎれば、成長はおろか、自分自身の呼吸分も賄えなくなって、やはり枯れてしまう。初めに述べた放射乾燥度と植物の分布との関係も、ひとつにはこの結果を反映したものである。第1表はこれまでに主に作物で得られた気孔抵抗 r_s と葉肉抵抗 r_m を示している。なお、ここに示した r_s は環境条件の良い、気孔が最も開いた状態での最低値である。

上での論議を踏まえて、ここでは大気中の二酸化炭素濃度上昇の陸上生態系への影響を考えてみよう。二酸化炭素濃度上昇の直接影響は(1)式の C_a の増加と r_s の増大をもたらすので、光合成を促進すると同時に、(2)式の蒸散を抑制する。すなわち、 C_a 上昇は植物にとっては生産力の増加と乾燥の緩和をもたらす可能性がある。一方、 C_a 上昇に伴う温暖化は、(3)式の気温 T_a の上昇を意味しているから、その結果、葉温 T_l も上昇する。(2)式の葉面の水蒸気量 γ_l は T_l の飽和水蒸気圧として捉えられるので、 T_l の上昇は葉面での飽差を拡大し、植物にとっては乾燥の激化となる可能性も大きい。従って、 C_a の増加を植物の水条件から見ると、環

境変化の度合いと植物の生理反応との兼合いで、乾湿両面の可能性がある。一方、植物の呼吸や土壌有機物の分解は、気温の上昇によって間違いなく促進される。

これまでの論議は個葉レベルでのものであったが、実際には陸上生態系に対する地球環境変化の影響を考えていかなければならない。しかし、植物の生理現象を基礎としてこの生態系の問題を捉えていくのは、これまでの学問レベルでは無理であり、生態学にとっての今後の大きな課題といえよう。そこでここでは二酸化炭素濃度上昇の光合成への影響のみを考慮して、森林生態系の炭素動態をシミュレートした例を紹介しよう。植物の生理・生態情報を基礎として熱帯多雨林をモデル化した Oikawa (1986) は、二酸化炭素濃度が倍増すると森林の現存量も炭素フラックスも1.8倍増加するものと予測した。ところが熱帯多雨林のような顕著な階層構造を示す森林生態系では、二酸化炭素濃度上昇とともに、多雨林の上層が茂り、中・下層の光環境が悪くなって、400 ppm 程度でも中層が存在できないことも示した。このことは上層の後継者がうまく育たないことを意味しており、その結果として森林の健全な更新が妨げられる恐れがある。しかし、実際の森林の複雑性と比べれば、これはかなり

単純化されたモデルから得られた結果であり、その仮定の妥当性を実験的に詳しく調べることが、今後の緊急課題といえよう。

4. おわりに

今年4月、日本学術会議は政府に、IGBP（地球圏・生物圏国際協同研究計画）の推進を勧告した。また、第1回目のIGBP国際シンポジウムが1991年9月に日本で開かれることも、すでに内定している。このシンポジウムでも、二酸化炭素を中心とした地球温暖化気体の動態が取り上げられることになっており、IGBPによる生態学者や気象学者などの広範な国際的な研究協力を通じ

て、多分野にわたる地球生態系の研究が、これから大いに進展するものと思われる。

参考文献

- Budyko, M., 1973: 気候と生命（上・下）、内嶋・岩切共訳、東大出版会
 気象庁、1989: 異常気象レポート'90、気象庁編
 Lieth, H., 1975: Primary productivity of the biosphere, ed. by Lieth & Whittaker, Springer-Verlag (New York), 285-304.
 Moore and Bolin, 1986: *Oceanus* 29, 9-15.
 Oikawa, T., 1986: *Bot. Mag. Tokyo* 99, 213-223.
 矢吹万寿, 1985: 植物の動的環境, 朝倉書店。

408 (土壌生態系; 微生物; 温室効果ガス)

2. 土壌生態系から放出される微量温室効果ガス*

犬伏和之**・土器屋由紀子***

1. はじめに

温室効果ガスのうち、一酸化二窒素 (N_2O 、あるいは亜酸化窒素とも言う) とメタンは、土壌からの発生量が全発生量の中で特に大きい割合を占める。大気中の濃度は二酸化炭素の1/100-1/1,000と小さいが、水と二酸化炭素の赤外吸収がない、いわゆる“窓領域”の波長に吸収を持つため、温室効果における寄与率は第1表に示すように大きく見積られている。ここでは、これらの微量温室効果ガスの土壌システムからの放出について紹介する。

2. ガス発生の際としての土壌

最初に、土壌について定義しておきたい。土壌とは、「地表部における気候・生物・母材・地形の自然環境因子と人間活動および時間的因子の影響下で、岩石の風化物である無機物質と動植物・微生物の遺体およびその分解物である有機物質との相互作用によって垂直方向に分化した物理性・化学性・生物性の異なる土層の集合した体制で、高等植物の根の生育を支持できる部位をいう」

(高井・三好, 「土壌通論」, 1977)。つまり土壌は、深さ数10 cm から数mの厚さで地表を覆い、縦方向に構造を持ち、現在地球上の生命のほとんどを直接・間接に維持している場である、と理解される。

さて、土壌からのガス発生はその大部分が、土壌生物（土壌微生物を主体とする）に起因している。また大小様々の土壌動物も、ガス発生に大きく寄与する場合がある。従って特にガスの発生を考える場合、土壌は土壌生物の棲息する生態系としてとらえる必要がある。 N_2O やメタンの相当部分がこの領域で発生し、また他の微生物により酸化されたり、還元されたりエネルギー源として利用されたりする。大気へ放出されるのは、これらの微生物が放出・吸収した結果で、いわばそれらの決算値のようなものである。

土壌中に棲息する生物を大きさで分類すると、ミミズなど数 cm の大きさのものから数 μm の細菌まで、多くの種が生存している。各生物の個体数は第2表のようになる。圧倒的に多いのがバクテリアであるが、土壌の種類による差は小さい。その点、土壌動物は条件の違いによって個体数が大きく変動する。また二酸化炭素の発生量について調べると、土壌動物が土壌全体からのガス発生に寄与している割合は、1.4~17%程度である(武田, 1989)。

* Greenhouse-effect trace gases emitted from soil ecosystem.

** Kazuyuki Inubushi, 三重大・生物資源学部。

*** Yukiko Dokiya, 気象庁・気象大学校。

第1表 微量温室効果ガス N_2O ・ CH_4 と CO_2

	N_2O	CH_4	CO_2
大気中の濃度 (ppm)	0.3	1.7	350
年増加率 (%)	0.3	1	0.5
温室効果への寄与率 (%)	~5	~15	~50
大気中での平均滞留時間 (年)	150	~10	~100

第2表 土壌の生物

	ツンドラ	亜高山林	温帯		熱帯	
			広葉樹林	草地 プレーリー	サバンナ	林
微生物 (g^{-1} soil)						
細菌	7×10^6	5×10^6	6×10^6	10×10^6	55×10^6	50×10^6
糸状菌	1,200	4,000	3,000	3,000	—	6,000
微小動物 (m^{-2})						
線虫, 原生動物	28×10^6	270×10^6	200×10^6	500×10^6	30,000	65,000
中型動物 (m^{-2})						
トビムシ, ダニ	100,000	400,000	40,000	25,000	2,000	15,000
ヒメミミズ	150,000	750,000	30,000	10,000	0~400	0~1,000
シロアリ	0	0	1,000	1,000	4,000	5,000
その他	1,000	1,000	500	1,000	500	1,000
大型動物 (m^{-2})						
ミミズ類	<10	20	200	750	1~100	0~250
倍脚類, 等脚類	0	500	1,000	500	<1	400
甲虫, 陸ガイ等	0	300	200	200	100	1,000

(武田, 1989)

土壌微生物は、土壌の表層付近に圧倒的に多く分布する。微生物には酸素を必要とする好氣的 (aerobic) なグループと、酸素があっても生きられない嫌氣的 (anaerobic) なグループ、それらの中間的なグループがあり、メタン生成細菌や N_2O の生成に関わる脱窒菌の一部は嫌氣的なグループに属する。

N_2O とメタンの発生源として、土壌生態系がどの程度関与しているかを第3表に示す。 N_2O の発生源としては60%程度が、メタンでは、土壌動物であるシロアリを含めると70%程度が土壌生態系に由来する。そのうち、農業活動に直接関係するものは、 N_2O では肥料施用土壌と開墾の約10%、メタンでは水田と家畜の約30%と見積られている。

第3表 N_2O と CH_4 の発生源 (10^{12} g/Y)

N_2O		CH_4	
土壌: 自然土壌	5~15	湿地	100~200
施肥土壌	0.8~4	水田	60~170
開墾	0.3~1	シロアリ	10~100
		家畜の腸内発酵	65~100
		廃棄物の埋立地	30~70
		石炭・天然ガス	50~100
バイオマス燃焼	1.5~3		50~100
海洋	2~5		5~20
合計	10~30		400~640

(陽, 1989; 和田, 1990)

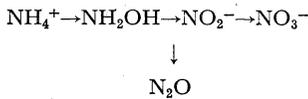
3. N_2O の発生源

Bouman (1988) や Ueda ら (1989) のまとめによる

と、 N_2O の発生源は、燃焼 (4~10 Tg/y, $Tg=10^{12}g$)、陸域の硝化・脱窒 (8~14 Tg/y)、海洋の硝化・脱窒 (2~6 Tg/y) と考えられている。一方、大気中に放出された N_2O は対流圏では安定で、成層圏に運ばれた後、おもに光分解されている。その差引き分として、年間、窒素に換算して 4 Tg の N_2O が大気中で増加し続けている。

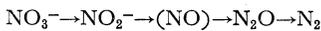
土壤微生物による N_2O の生成には、次の2つの経路がある。

(1) 硝化系



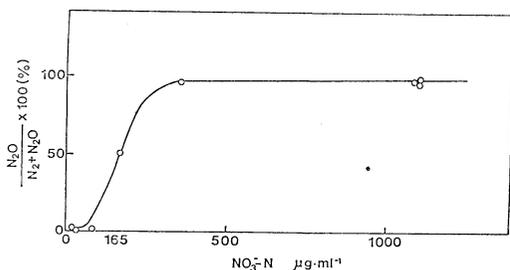
この系は好気的な条件で起こり、その途中で生成される N_2O は副産物であるが最終生成物でもあり、これ以上消費されないで系内にとどまるか、あるいは大気中に放出される。

(2) 脱窒 (硝酸還元) 系



この系は嫌気的な条件で起こるが、この場合 N_2O は中間生成物であり、通常の場合では N_2 まで還元される。しかし農耕地では、硝酸アンモニウムなどの施肥により N_2O の増える場合がある (和田, 1990)。脱窒系で N_2 として大気中へ放出されるか N_2O で放出されるかを定めるのは、 NO_3^- 濃度であることが、Wada ら (1990) の実験で明らかにされた。水田土壌を用いたインキュベーション実験で、 N_2 と N_2O の比は 0~100% の変動を示し、 NO_3^- 濃度が増加するほど N_2O の比率が高くなった (第1図)。

いずれにしても、 N_2O は土壤中で発生と消費を繰り返しており、そのフラックスに影響を与える因子も複雑である。また水田土壌が場合によっては N_2O のシンク



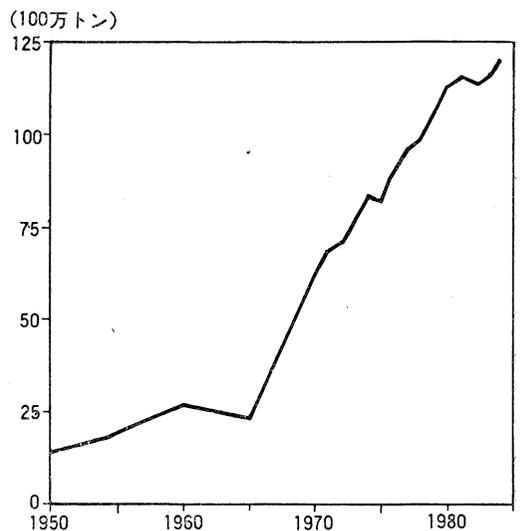
第1図 湛水土壤中の N_2O 生成と培地中の NO_3^- 濃度の関係 (Wada ら, 印刷中)

になることも見出されている (陽, 1989)。海洋からの N_2O 生産には、脱窒過程の方が効いているという最近の知見 (Yoshida ら, 1989) とあわせて、脱窒過程の重要性が今後さらに問題になるだろう。

一方、近年農業の機械化が進み、肥料の大量使用が問題になっている。世界の肥料使用量の変化を第2図に示すが、近代農業では、収穫を倍にするには、肥料は10倍必要であるともいわれている (小山, 1990)。そのため、作物に吸収されずに残った窒素肥料から、主に (1) の経路を経て N_2O が発生していることも、 N_2O 増加の一因と考えられている。また熱帯雨林などでも、世界平均の土壌からの N_2O フラックスの10~30倍の値を示すことがある (Kaplan, 1984)。まだ量的な結論は出ていないが、今後対策を考えるためにぜひ必要な情報である。

4. メタンの発生源

メタンは嫌気的な生態系で微生物により生成される場合と、非生物的に生成される場合とがある。前者の発生源としては、湿地や湖沼の堆積物や水田土壌などが挙げられる。また牛や羊などの反すう動物も腸内でセルロース発酵が起こり、メタンの大きな発生源となっている。一方、後者の非生物的発生源としては、焼き畑などの生物遺体の燃焼や天然ガスなどの化石燃料が挙げられる。ここでは土壤生態系からの生物的发生源のうち、水田と

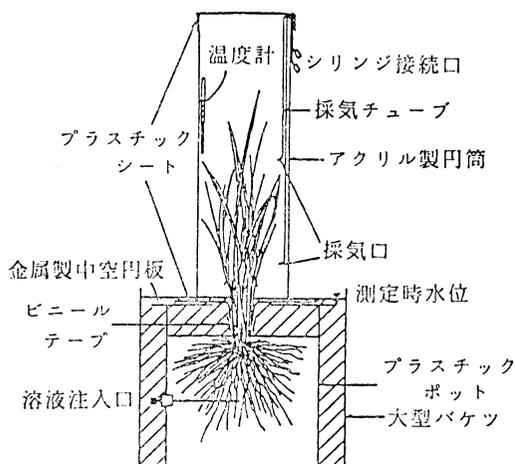


第2図 世界の肥料使用量 (1950~84年) (小山, 1990)

第4表 水田土壤中での酸化還元反応と有機物分解

物質変化	反応式*	反応の起こる土壌 Eh
分子状酸素の消失	$\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 \longrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$	+0.6 ~ +0.3 V
硝酸の消失	$5 \text{CH}_2\text{O} + 4 \text{NO}_3^- \longrightarrow 5 \text{HCO}_3^- + \text{H}^+ + 2 \text{N}_2 + 2 \text{H}_2\text{O}$	+0.4 ~ +0.1
Mn (II) の生成	$\text{CH}_2\text{O} + 2 \text{Mn}^{4+} + 2 \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{HCO}_3^- + 5 \text{H}^+ + 2 \text{Mn}^{2+}$	+0.4 ~ -0.1
Fe (II) の生成	$\text{CH}_2\text{O} + 4 \text{Fe}^{3+} + 2 \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{HCO}_3^- + 5 \text{H}^+ + 4 \text{Fe}^{2+}$	+0.2 ~ -0.2
S (II) の生成	$2 \text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} \longrightarrow 2 \text{HCO}_3^- + 2 \text{H}^+ + \text{S}^{2-}$	0 ~ -0.2
メタンの生成	$\text{CH}_3\text{COOH} \longrightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2$	-0.2 ~ -0.3
メタンの生成	$\text{CO}_2 + 4 \text{H}_2 \longrightarrow \text{CH}_4 + 2 \text{H}_2\text{O}$	-0.2 ~ -0.3

* CH_2O は土壤有機物の近似式を表す (Takai and Kamura, 1966; Inubushi ら, 1984を一部改変)。

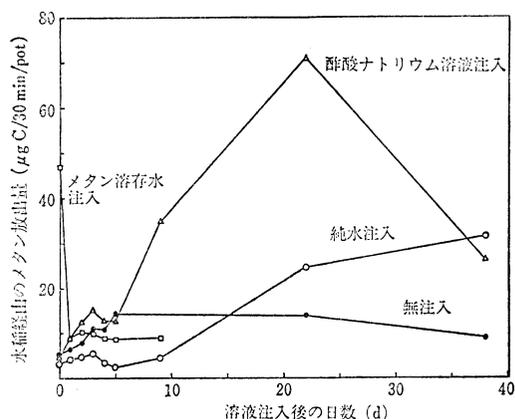


第3図 水田土壤から水稻を経由して大気へ放出される気体を捕集するチャンパー。
(犬伏ら, 1989)

シロアリについて概述する。なお、大気へ放出されたメタンは大部分が対流圏で消失する (巻出, 1988)。

4.1 水田からのメタンの発生

水田土壤中では、第4表に示すような酸化還元反応が順次進行する。この反応と共役して有機物が分解される。有機態炭素は、最終的に二酸化炭素かメタンにまで分解され土壤から大気へ放出される。両者の比率は80:1~1:1まで、土壤の種類や肥料のやり方等の来歴、あるいは地温などにより変化する。特に有機物含量の多い土壤やワラなどの新鮮有機物を施用した場合、あるいは高温ではメタン生成量が大きくなる。一方、鉄を多く含む土壤では、第4表の鉄還元反応が完了するまでに時間がかかるので、メタンは生成しにくい (Inubushi ら,



第4図 水稻の根圏へ各種溶液を注入したことによる水稻經由のメタン放出量の変化。
(犬伏ら, 1989)

1984; 1990)。

土壤中で生成されたメタンは、主に稲体を経由して大気へ放出されることが明らかにされている (陽・八木, 1988; 犬伏ら, 1989)。同様の現象は湿性植物でも検出されているが、稲は特にメタンの輸送能力が高く、栽培面積も圧倒的に広いのが特徴である。例えば第3図に示すような水稻のポット栽培を行い、注射針からメタンの溶存した蒸留水や、メタン生成の基質となる酢酸ナトリウムの水溶液を注入したところ、メタン放出量は大幅に増加した (第4図)。また土壤からのメタン放出量は、土壤や肥料の種類ばかりでなく、水管理など人為的管理によってもかなり変化することが見だされてきた (陽・八木, 1989; 陽, 1990)。さらに土壤中には、メタンを酸化する微生物もいることが知られており、今後この酸化能力を調べて行くことも必要であろう (犬伏, 1990)。

水田は熱帯モンスーン地域を中心に、約1億5千万haにも広がり、日本でも耕地面積の約半分を占めている。また、水稲作は極めて安定で生産性の高い農業形態である。ここで生産されるコメを主食とする約20億の人々のために、水田からのメタン放出を制御する技術を早急に確立し、可能なものから実施してゆかねばならない。

4.2 シロアリはメタンの発生源として重要か

多くの文献で、メタンの発生源としてシロアリが登場し、人目を引く。この発生源の大きさについては、1983年 Nature 誌上で活発な論争が行われ、まだ完全には結論が出ていない。この問題を最初に Science 誌上で提起したのは、NCAR の研究者 Zimmerman ら (1982) で、彼らは室内で2種類のシロアリのコロニーについてメタン生成量を測定し、地球上のシロアリの population を推定し算出した。シロアリの生態学の専門家によると、この計算にはかなり大胆な仮定が含まれている (阿部, 1989)。

シロアリは熱帯林やサバンナでは、最大で4,000~5,000/m²、約10g/m²も存在し、主として枯死植物を分解しているところから、「森の清掃係」として知られている。従って、シロアリは熱帯雨林の存続に不可欠な存在であると言える。またオオキノコシロアリは、人家より大きい塚をつくり、その中では完全な空調を行い、きのこを栽培し乾期に備えるなど、一種の社会的生物である (阿部, 1989)。

シロアリがメタンを発生するのは、シロアリの後腸内に原生動物を主体とするセルロース分解酵素を持つ生物が共生しており、さらにそれらの原生動物にメタン細菌が共生しているからである。つまり、牛や羊などの反すう動物と似たメタン発生機構を持っているのである。熱帯におけるシロアリの現存量からみると、メタンガスの発生源として無視できないという上述のような意見もあるし、それと異なる逆の意見もある (Seiler ら, 1984; 鶴田, 1990)。いずれにしても、量的な問題は今後のデータの集積に待つことになる。

5. おわりに

大気の厚さ(対流圏で約8~17km)に比べれば、土壌の厚さは極めて薄いものである。しかし、この土壌を基盤として光エネルギーを利用し生育する植物が、人間をはじめ多くの生物の直接、間接の食料となっている。また土壌は、保水能や各種の浄化能・緩衝能を持ってお

り、地球上で一つの安定したサブシステムを構成している。

さらに土壌は他と独立したシステムではなく、大気ともガス交換を行っている。(土壌の O₂ 吸収や CO₂ 放出は土壌呼吸と呼ばれている。) こうした「生きている」土壌を支えるのが、土壌中の生物であり、特に土壌微生物の働きには注目する必要がある。

ここでは、土壌から放出される微量温室効果ガスとして N₂O とメタンを取り上げたが、これらのガスの生成や代謝にも土壌微生物が深く関わっている。また、シロアリや水稲のように土壌中に生育する生物も含めた土壌生態系全体を十分に理解することが、ガスばかりでなく各種の物質やエネルギーの地球全体での循環を知り、これを制御するために、今後ますます重要になる。

謝辞

本報告のために資料を提供いただき御助言いただいた陽捷行氏(農業環境技術研究所)および和田英太郎氏(三菱化成生命科学研究所)に深い感謝の意を表します。

参考文献

- 阿部琢哉, 1989: シロアリの生態, 東大出版会.
 Bouman, A.F., 1988: Int. Conf. Soils and Greenhouse effect, Int. Soil Ref. and Inform. Cent., 143.
 服部 勉, 1978: 微生物生態入門, 東大出版会.
 Inubushi, K., Wada, H., and Takai, Y., 1984: Easily decomposable organic matter in paddy soil IV, Relationship between reduction process and organic matter decomposition, Soil Sci. Plant Nutr., 30, 189-198.
 犬伏和之, 堀 謙三, 松本 聡, 梅林正直, 和田秀徳, 1989: 水稲体を經由したメタンの大気中への放出, 土肥誌, 60, 318-324.
 _____, 1990: 水田におけるメタン発生機構とその制御, 化学工業, 41, 586-591.
 Inubushi, K., Umebayashi, M., and Wada, H., 1990: Trans. Int. Congress Soil Sci. II, 249-254.
 Kaplan, W., 1984: Sources and sinks of nitrous oxide, Current perspectives in microbial ecology, M.J. Klug and C.A. Reddy (ed.), Amer. Soc. Microbiol., Washington, 478-483.
 小山雄生, 1990: 土の危機, 読売科学選書 27, 98.
 巻出義紘, 1988: 大気中の微量気体と地球環境, 化学と生物, 26, 50-53.
 陽 捷行, 八木一行, 1988: 水田から発生するメタンのフラックスの測定法, 土肥誌, 59, 458-463.
 _____, 1989: 家畜からのメタンと温室効果, 畜産の研究, 43, 1121-1122.
 _____, 1989: 日本地球化学会年会要旨, 30.
 _____, 八木一行, 1989: 温室効果への農業生態

- 系の関わり, 研究ジャーナル, 12(8), 14-19.
- _____, 1990: 土壤肥料学会要旨集 36, シンポジウム, 松戸.
- Seiler, W., Conrad, R., and Scharffe, D., 1984: Field studies of methane emission from termite-nests into the atmosphere and measurements of methane uptake by tropical soils, *J. Atmos. Chem.*, 1, 171-186.
- Takai, Y., and Kamura, T., 1966: The mechanisms of reduction in waterlogged paddy soil, *Folia Microbiol.*, 11, 304-313.
- 高井康雄, 三好 洋, 1977: 土壤通論, 朝倉書店, 5-6.
- 武田博清, 1989: 土壤生物と分解, 森林生態学, 堤利夫編, 朝倉書店, 111-123.
- 鶴田治雄, 1990: 大気中のメタンの発生源とその挙動, 化学工業, 41, 572-578.
- Ueda, S. *et al.*, 1989: Proc. Annual Meeting Geochem. Soc. Japan, 212.
- Wada, E., Yoshida, N., Yoh, M., and Kabaya, Y., 1990: ^{15}N abundance of N_2O in aquatic ecosystems with emphasis on denitrification, "Cycling of Reduced Gases in the Hydrosphere", D. D. Adams, S.P. Saitzinger, and P.M. Crill(ed.), E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlungen, Stuttgart, FRG (in press)
- 和田英太郎, 1990: 窒素安定同位体比による N_2O 発生源の評価「人間環境系」研究報告集(印刷中)
- 和田秀徳, 1989: メタンへの対応と課題, 化学技術誌 MOL, 27, 53-60.
- Yoshida, N., Morimoto, H., Hirano, M., Koike, I., Matsuo, S., Wada, E., Saino, T., and Hattori, A., 1989: Nitrification rates and ^{15}N abundances of N_2O and NO_3^- in the western North Pacific, *Nature*, 342, 895-897.
- Zimmerman, P.R., Greenberg, J.P., Wandiga, S.O. and Crutzen, P.J., 1982: Termites: A potentially large source of atmospheric methane, carbon dioxide and molecular hydrogen, *Science*, 218, 563-565.

05: 305 (永久凍土; 気候変動; ツンドラ; タイガ; 古気候; 最終氷期)

3. 永久凍土と気候*

福田 正己**

1. はじめに一永久凍土の分布一

永久凍土は地球の全陸地の約15%を占め, シベリアからアラスカ・極地カナダに広範囲に分布している。この永久凍土を分類して第1表に示す。この分類は, 凍土表面を覆う植生の違い, 垂直的・水平的な凍土の分布, 凍土が形成されている場所によっている。寒冷の度合で植生の種類と永久凍土の分布深さの双方が独立に決ってくるので, 永久凍土の表面植生を見れば, 地中の永久凍土の状態がある程度推定できる。タイガとツンドラを比較すれば, ツンドラがより寒冷な地域に分布し, その下の永久凍土も深くまで存在する。しかし, 植生の分布状態には, 冬の寒冷度と夏の温暖度, 降水量とが関わっている。極地砂漠とツンドラとの差は必ずしも永久凍土の深さや分布を反映しない。極地砂漠の形成には, 夏の冷涼さと乾燥が関わっているからである。一例として, 南極半島の露岩地域 (Seymour 島南緯 64 度年平均気温 -9.5°C) では無植生で, 永久凍土の深さは約 200 m で

ある。一方, 極地カナダ (Tutkutuyaktuk 北緯 70 度年平均気温 -12.0°C) ではツンドラ 地域で永久凍土の深さも 400 m 以上となっている。年平均気温は極地カナダの方が低く, 永久凍土も深くまで形成されているが, 最暖月平均気温は $+8^\circ\text{C}$ まで上昇するのに, 南極半島では最暖月平均気温は -0.9°C に過ぎない。植物の生育条件としては, 冬の寒さよりも夏の温暖さがより重要である。東シベリアのオイミヤコンでは最低気温 -71.2°C を記録しているが, 夏には $+30^\circ\text{C}$ にまで温度が上昇するので, カラマツから成り立つタイガ地域となっている。

次に北半球の永久凍土の分布を第1図に示す。(福田, 1980)。分類の基準と凡例は第1表に挙げてある。東シベリアでは, 北緯 60 度まで永久凍土の連続的分布が広がるが, 西シベリアでは北極海に寄って狭くなっている。

アラスカから極地カナダでの連続的永久凍土分布でも, 東側でより南まで分布が広がり, 西側で北に寄っている。こうした分布状態を決めるのは, 永久凍土を形成

* Permafrost and Climate.

** Masami Fukuda, 北大・低温科学研究所.



写真1 水田土壤から水稻体経由で大気中へ放出されるメタン捕集方法(本文(P731~P736)および第3図参照)。



写真2 永久凍土中の地下水(Massive Ice) (西シベリア, 北極海沿岸, ヤマル半島)。

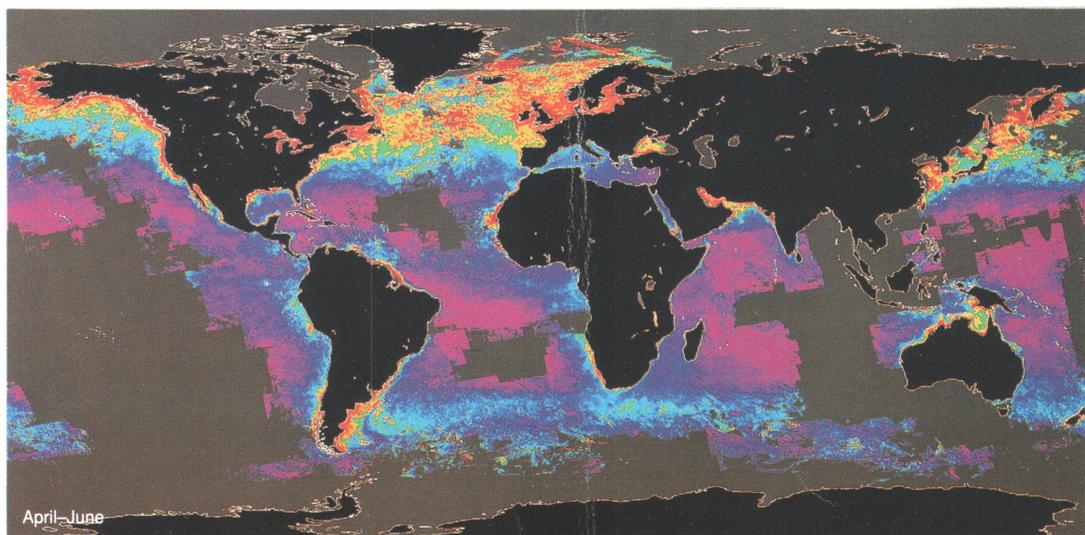


写真3 人工衛星 Nimbus-7 で計測した1979年春季(4~6月)の世界の海洋の表面クロロフィル濃度, 赤に向うほど高濃度を示し, 紫が最低濃度(NASA資料より)。

第1表 永久凍土の分類

表面を覆う植生の違いによる分類

分類	名称	特徴	主な分布地域
タイガ	(Taiga)	樹木が密林を構成する	北極海沿岸シベリア, アラスカ, 極地カナダ
ツンドラ	(Tundra)	樹木を欠く草本植生	東西シベリア, 中央アラスカ, 極地カナダ
極地砂漠	(Polar Desert)	無植生	南極 (マクマード入り江), 極地カナダ (エルズメアー島)

分布の状態による分類

分類	名称	特徴
連続的永久凍土	(Continuous Permafrost)	水平的にも垂直的にもいたるところに永久凍土が分布 主として永久凍土が分布するが, 存在しない場所もある 主として永久凍土が分布しないが, 場所によって存在する
不連続的永久凍土	(Discontinuous Permafrost)	
点的永久凍土	(Sporadic Permafrost)	

その他

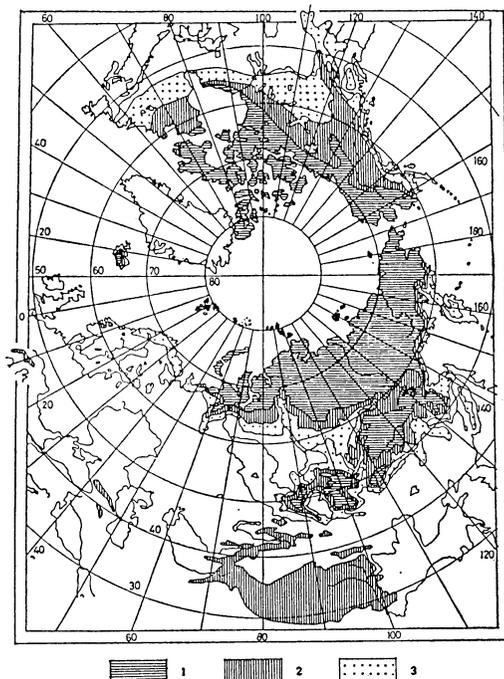
山岳永久凍土 (Alpine Permafrost)

沿岸海底永久凍土 (Off shore Permafrost)

中緯度地域で, 高山地域に分布 (チベット高原, 大雪山)
北極海沿岸の海底に分布

させるような低い地表面温度であり, 近似的にはその場所の年平均気温である。冬季の凍土が夏季にも融解せずに永久凍土として残るには, 年平均地表面が 0°C 以下であればよい。しかし, 局所的な条件で気温と地表面温度の差が大きくなり, 永久凍土が部分的に融解して分布が途切れたり, あるいは永久凍土の存在しない地域に狭い範囲で永久凍土が形成されることがある。アラスカから極地カナダでは, 永久凍土の南限は年平均気温 -2°C に一致している。

永久凍土は地表部だけでなく, 北極海沿岸の大陸棚斜面の海底でも発見された。海水の結氷点が -1.6°C であり, 海底まで海水が形成されることはないので, 海底面の年平均温度は 0°C 以下にはなり得ない。つまり, 数 100 m の深さまで形成された沿岸海底永久凍土は, 現在の気候環境下で形成されたのではない。最終氷期には海水面は現在よりも約 100 m 低下していた。北極海沿岸では, 永久凍土が現在よりも広く海側に広がっていた, その後, 1.3 万年以降の温暖化で海面が上昇し, 沿岸の永久凍土地域は沈水した。最終氷期末期には, 永久凍土は約 1,000 m 深さまで形成されていたが, 沈水したのちに表面温度の上昇のため, 永久凍土の厚みを減少させつつある。



永久凍土の分布。1: 連続的永久凍土分布帯, 2: 不連続的永久凍土分布帯, 3: 点的永久凍土分布帯

第1図 永久凍土の分布図 (福田, 1980)

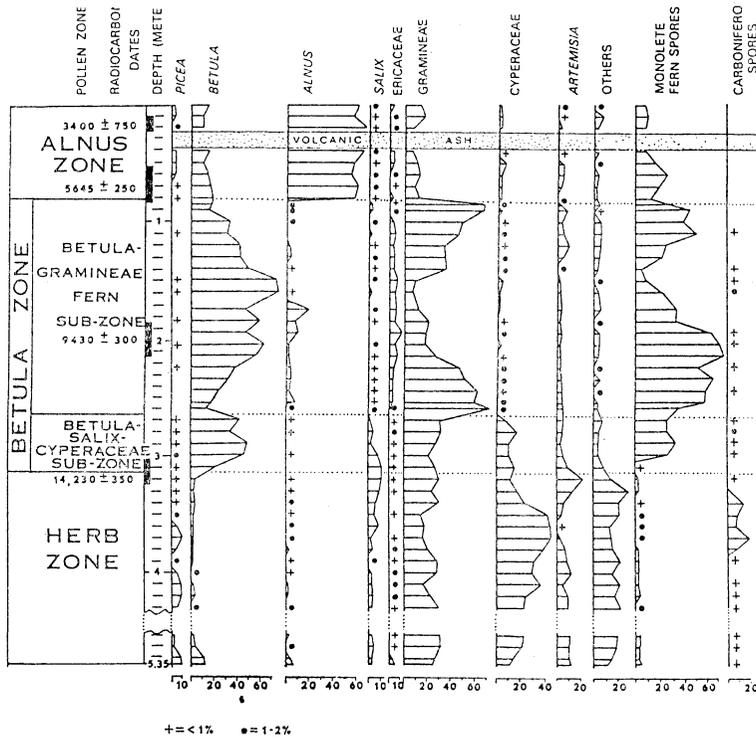
2. 氷床の消長と永久凍土

第1図に示した現在の永久凍土の分布は, いろいろに成り立っただろうか。CLIMAP (1976) による1.8万

年前の最終氷期の古環境復元図, それに基づく阪口 (1984) の復元図を見ると, 永久凍土の分布地域は, 第1図に比べてはるかに狭まり, 北ヨーロッパからウラル山脈東側 (オビ川) までにはフェノスカンジナビア氷床が, 北アメリカではハドソン湾を中心とするローレンタイド氷床が覆っていた。この北半球の2つの氷床は, 現在の南極大陸氷床の1.5倍にも達していた。南極氷床の基底にまで達するボーリング調査の結果, 数1,000mの厚みのある氷床では, その基底温度は0°C以上であることが確認された。氷床に覆われていた地域では, 氷床と地盤の境界温度は0°Cに近く, 永久凍土は形成されなかったであろう。後氷期 (1.3万年以降) になって, 地球全体の温暖化による氷床の後退によって, 西シベリアやカナダでは, 氷床の退いた後に永久凍土が形成されていった。氷床の退いた地域は永久凍土を形成させる程に寒冷環境下にあった。地球の温暖化→氷床の縮小→永久凍土の拡大によって現在の分布が成立したことになる。地球の温暖化が結果的に永久凍土の拡大を促したわけで, カナダ南部では化石化した永久凍土現象と温暖化

を示す花粉とが同一の層準で見いだされる。

氷床が退き永久凍土が形成されると, 裸地であった地表面を植生が覆い始める。氷床の退いた直後には, 乾燥に強い草本植生がまず侵入する。その後, 永久凍土地域の堆積物に土壌層が形成され, やがて樹木が生育してタイガとなる。こうした植生変化は, 永久凍土地域の堆積物に含まれる花粉分析から復元することが出来る。その1例を第2図に示す。(Anger, 1982)。アラスカのユーコン川デルタ地域での湖沼堆積物から得られた花粉分析結果で, 14,230±350年前より古い堆積物中では, 草本花粉が主体であるが, 下部ほど花粉の存在量が少なく, 氷床の影響を受けていることが分かる。イネ科 (Graminea) やカヤツリグサ科 (Cyperaceae), ヨモギ科 (Artemisia) の草本花粉が次第に増加し, その後のツンドラの拡大が示唆される。9,000年前頃には, カンパ (Betula) が最初の樹木として広がりはじめ, ツンドラからタイガへの移行 (ツンドラステップ植生) を示している。6,000年前以降には, ハンノキ (Alnus) が増加してきて, タイガへ移行した。こうした永久凍土地域での花粉分析が



第2図 永久凍土地域での堆積物花粉分析結果 (アラスカ・ユーコン河デルタ地域: A. Ager, 1984)

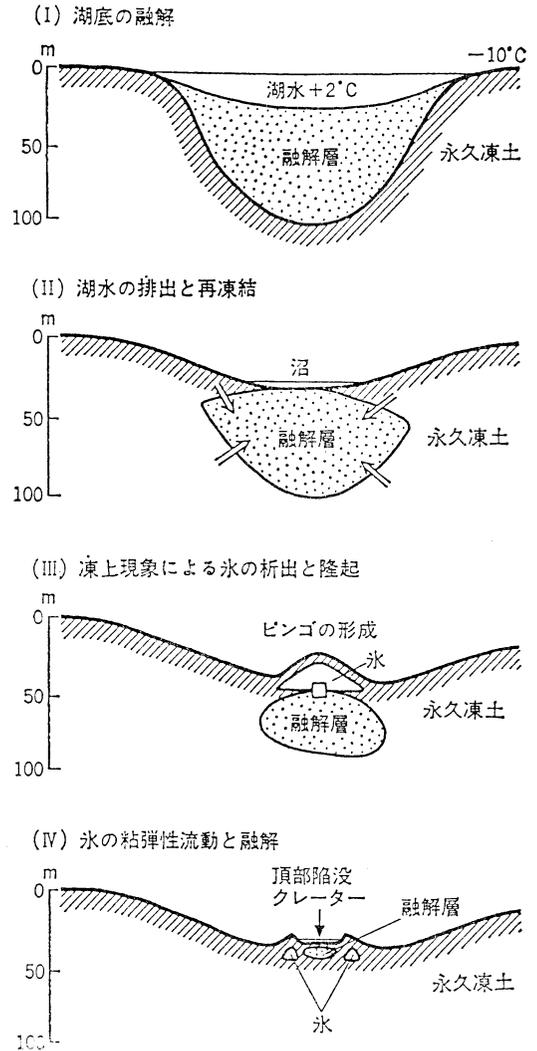
ら、第1図に挙げた現在の永久凍土の分布は、約6,000年前頃に成立したことが分かる。

3. 環境の変化と永久凍土

永久凍土には、大量の氷が存在している(写真2, P 737)に西シベリア永久凍土地域で見られる地下氷の様子を示す。このような地下氷(Massive Ice)の成因は、まだ明確に説明されていないが、数1,000年前の温暖期に永久凍土の上層が融解し、再凍結する過程で後述する凍上現象によって氷の析出があったと考えられている。

(Mackay, 1971). 地下氷の厚さは数10~100m程度である。現在の気候環境下では、表面の植生条件が変化しないかぎり、地下氷の存在する深さまで融解が及ぶことはない。しかし、タイガ地域での森林火災や河川氾濫によるツンドラ植生の破壊で、永久凍土の表面条件が変化することがある。すると地表面の熱収支バランスがくずれ、地表面の受ける日射量が増加して夏季の融解が深くまで達する。このため地下水が融解し、地表面が沈下して凹地が形成される。これをサーモカルスト(Thermokarst)と呼ぶ。

サーモカルスト凹地に地下水の融解水が蓄えられ湖沼化し、湖沼底の年平均温度は $+4^{\circ}\text{C}$ となってさらに地中の凍土と氷の融解が進行する。湖沼壁が河川侵食で切られて湖水の排出が生じたり、乾燥が卓越して湖水が干上がると、一旦融解した湖沼底の地中では表面と側面から再凍結が始まる。すると、湖沼底の中心では凍結面に向かって水が吹寄せられ、氷を析出させる。これは、北海道などの季節凍土地域で観察される凍上現象に他ならない。また地表面で氷が析出したのが霜柱である。融解層が完全に再凍結するまで、氷の析出が継続し、厚さ数10mの氷の層が形成される。そこに結果地表が隆起して、ピンゴ(Pingo)と呼ばれる永久凍土地域に独特の地形が発達する。このピンゴの形成過程を第3図に示す。(福田, 1989). ピンゴは極地カナダ, アラスカ, グリーンランド露岩地域, シベリア, スピツベルゲン永久凍土地域に見ることができる。最大のピンゴは高さ60m, 直径800m以上の円錐形となる。ピンゴの中心は、析出した氷の核からできている。湖沼底の融解層がすべて再凍結して、地中の氷の析出が停止すると、氷自身の重みで粘弾性流動を生じて、ピンゴは次第に潰れてくる。ピンゴの成長・発達に要する時間は、はじめに出来上がったサーモカルストの大きさに依存する。直径100~200m程度のサーモカルストでは、ピンゴの高さは5m程度



第3図 ピンゴの形成過程(福田, 1989)

で数100年で成長が停止する。しかしサーモカルストの直径が800mにもなると、ピンゴの高さは50m以上となり、成長期間は数1,000年にも達する。イギリス中央部にはかつてそこに形成されたピンゴの跡が地形に残されている。氷床の退いたあとに永久凍土が一旦形成され、その後の温暖化で融解したことが分かる。

4. 最近の地球規模の温暖化と永久凍土の変化

最近の地球規模の温暖化は、永久凍土へも影響を与えている。さきに述べたように、永久凍土は現在の気候環

境下で微妙なバランスを保っている。地表面植生の破壊のような外的擾乱で、融解が促進されることがある。極地カナダの北極海沿岸や、シベリアの北極海沿岸では、海岸に露出している地下水が大規模に融解し、海岸線の後退が進んでいる。極地カナダ (Banks 島) での観測によれば、年間 10m 以上海岸線が後退しているが、その原因は地下水の融解であると報告されている。(Lewkowitz, 1987)。東シベリアのコリマ川デルタ地域でも、地下水が融解し、大量の細粒物質が沿岸海洋へ拡散している。ヤクト語でこうした永久凍土の融解をエドマ (Edoma) と呼んでいる。こうした永久凍土の融解で、海岸線の後退、あるいは沿岸低地の海面下への沈水が生じようとしている。いつごろから、どの程度の融解が進行しているのか、まだ十分に調査されていないので不明な点が多い。

永久凍土は外的な環境と微妙なバランスを保っているので、気候環境の変動へはいち早く応答する。その意味で、地球規模の気候変動を察知する鋭敏なセンサーの役割をもっている。今後の研究の成果に期待したい。

引用文献

- Ager, T.A., 1982: Vegetation history of western Alaska during the Wisconsin glacial interval and the Holocene. *Palaeoecology of Berigia*, ed. D. Hopkins, Academic Press, New York, 75-93.
- Climap Project Memers, 1976: Surface of the Ice-Age Earth, *Science*, 191, 1131-1137.
- 福田正己, 1980: 永久凍土圏, 月刊地球, 2, 221-227.
- _____, 1989: ビンゴー永久凍土地域の生きている地形一, 科学, 59, 145-152.
- Lewkowitz, A.G., 1987: Nature and importance of thermokarst processes, sand hills moraine, Banks Island. Canada, *Geografiska Annaler*, 69A, 321-327.
- Mackay, J.R., 1971: The origin of massive icy bed in permafrost, western arctic coast, Canada *J. Earth Sci.*, 8, 397-422.
- 阪口 豊, 1984: 寒冷地域の気象変化, 寒冷地域の自然環境, 福田・野上・小崎 編, 北海道大学図書刊行会, 183-212.

306 (プランクトン; エルニーニョ; 赤潮)

4. 海洋プランクトン*

寺 崎 誠**

1. はじめに

海洋は全地球表面の約70%を占めるが、この世界には無数の生物がひしめいている。これらの海洋生物は生態学的に大きくプランクトン (Plankton), ネクトン (Nekton), ベントス (Benthos), 海洋細菌 (Bacteria) に区分することができる。そもそもプランクトンという名称はギリシャ語の放浪者という語から由来したもので、1887年にドイツの Hensen が初めて提唱したものである (Hensen, 1887)。

プランクトンは水中に浮遊して生活する独特の生物群で、動植物の両者を含み、その形態は比較的小さく、運動能力はすこぶる弱いか、または全く運動能力を欠き、移動は水の流動に支配される。また、ベントスやネクトンの中にも幼生期をプランクトンとして過ごすものも極

めて多い。近年、プランクトンネットで採集される小型魚類や遊泳性エビ類はマイクロネクトンと呼ばれるようになった。プランクトンの大きさも小は数 μm の単細胞生物から大は直径 1m 以上もあるクラゲ類までさまざまであるが、顕微鏡的な大きさのものが種類数においても、量のうえからも多い。プランクトンの大きさは第1表に示すように超微小プランクトン、微小プランクトン、小型プランクトン、中型プランクトン、大型プランクトン、巨大プランクトンの6つに区分される (Cushing *et al.*, 1958; Dussart, 1965)。超微小プランクトン、微小プランクトンの大部分は海洋細菌か植物プランクトンであり、中型プランクトン以上はすべて動物プランクトンである。

2. 海洋の基礎生産量

海洋の生産量とは、一定面積の海面下で一定時間に生

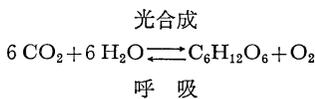
* Marine Planktons.

** Makoto Terazaki, 東大・海洋研究所.

第1表 プランクトンの大きさの区分

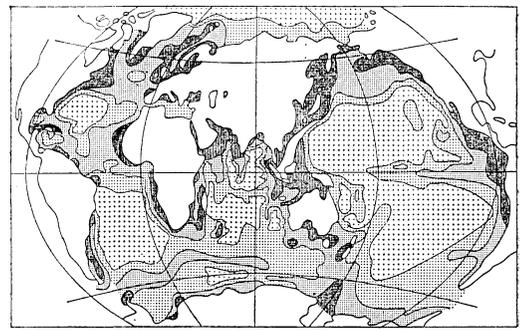
大きさの区分	おおよその大きさ	
	Cushing ら (1958)	Dussart (1965)
超微小プランクトン (Ultraplankton)	5 μm 以下	2 μm 以下
微小プランクトン (Nanoplankton)	5 ~ 60 μm	2 ~ 20 μm
小型プランクトン (Microplankton)	60 ~ 500 μm	20 ~ 200 μm
中型プランクトン (Mesoplankton)	500 μm ~ 1 mm	200 μm ~ 2 mm
大型プランクトン (Macroplankton)	1 ~ 10 mm	—
巨大プランクトン (Megaloplankton)	10 mm 以上	2 mm 以上

産される有機物の量のことである。海洋における有機物の生産は、大部分植物プランクトンの光合成によって行われる。食物連鎖においてこれより高次の段階にある動物プランクトン、魚類、ベントスなどは直接あるいは間接に、栄養塩を植物プランクトンに依存している。このため植物プランクトンによって行われる生産量を、基礎生産量 (Primary production) と呼ぶ。光合成の反応式は



で示されるので、基礎生産量の測定には大別すると、還元される CO_2 を定量する方法、放出される O_2 を定量する方法および光合成産物の定量による方法がある。現在よく使われるのは溶存酸素法 (ウィンクラー法) と放射性同位元素 ^{14}C を用いた方法 (Steeman Nielsen, 1952) であるが、最近日本では野外での放射性同位元素の使用が難しいので ^{14}C に代わり安定同位体 ^{13}C が使われるようになった。

Koblentz-Mishke *et al.*, (1970) は、過去の数多くの資料にもとづいて、世界の海洋における基礎生産量を図式化した (第1図)。これらの結果から、太平洋と大西洋のかなりの海域では、基礎生産は低い、一般に陸近くの沿岸部で高い生産力が見られる。また東部太平洋の赤道海域のように湧昇の起きている場所では下から植物プランクトンの増殖に必要な窒素、リンなどの栄養塩が供給されているので、外洋にもかかわらず比較的高生産量を示している。従来、基礎生産量は観測船等を使い現場で測定されていたので、膨大な手間と時間がかかったが、1978年に人工衛星 Nimbus-7 に4チャンネル (443 nm, 520 nm, 550 nm, 670 nm) の波長を計測できる走査型分光放射計が装備され日単位で世界の海洋の表面ク

1次生産 (mg C/m²/日) : <100 $100\sim150$ $150\sim250$ >250 第1図 世界の海洋の基礎生産。
Koblentz-Mishke *et al.*, (1970) より

ロプロフィール濃度が分かるようになった (写真3. p. 737)。クロロフィル濃度と基礎生産量の間には極めて良い正の相関があるので、間接的に基礎生産量を知ることが可能である (半田, 1988)。この手法にはまだ検討の余地があるが、地球規模の生産量の変動を把握するには将来、不可欠である。

アメリカの Ryther (1969) は世界の海洋を大きく外洋域、沿岸域、湧昇域に区分しそれぞれの海域の基礎生産量から魚の生産量を試算している。外洋域、沿岸域、湧昇域の年間生産量は有機炭素量としてそれぞれ 16.3×10^9 トン、 3.6×10^9 トン、 0.1×10^9 トンである。食物連鎖の栄養段階 (植物プランクトンを第1段階、その捕食者の動物プランクトン等を第2段階とした時、最高で第5段階までのピラミッドが考えられる) を5, 3, 1.5, 転換効率を10%, 15%, 20%とした魚類生産は外洋域で 16×10^5 トン、沿岸域で 12×10^7 トン、湧昇域で 12×10^5 トンとなり海洋全体では 24×10^7 トンとなった (第2表)。

第2表 世界の海洋における基礎生産量と魚類生産の推定値, Ryther (1969) より

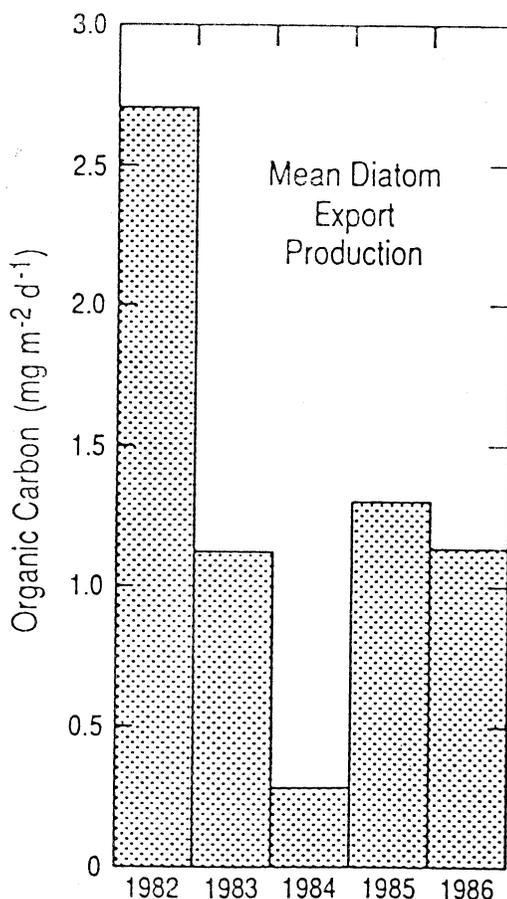
	面積		平均生産力 ($\text{gC}/\text{m}^2/\text{年}$)	全生産量 ($10^8\text{ton C}/\text{年}$)	栄養段階の数	効率 (%)	魚類生産 (生産) (トン)
	(km^2)	(%)					
外洋	326×10^6	90	50	16.3	5	10	16×10^5
沿岸	36×10^6	9.9	100	3.6	3	15	12×10^7
湧昇域	3.6×10^5	0.1	300	0.1	1.5	20	12×10^7
合計				20.0			24×10^7

これからも全海洋面積の0.1%しかない湧昇域の重要性が分かる。

3. 気候変動とプランクトン

南米ペルー沖の湧昇域は世界有数の漁場で1970年代には年間漁獲量が1,000万トンを越えた年もあったが、エル・ニーニョの年は漁獲量が300万トン以下に落ち込んでしまう。エル・ニーニョが起きると通常より3~5°C高い暖水が沿岸全域の100m以浅を覆うため湧昇が弱まり、植物プランクトンの増殖に必要な栄養塩が深層から十分に表層(0~200m)に補給されないで、例年に比べて基礎生産量は極端に低くなる(Barber and Chavez, 1986)。この海域の漁獲物の90%以上は植物プランクトンに依存する草食性のカタクチイワシなので、エル・ニーニョの年は餌不足のため生残率は悪くなる。湧昇域は効率の良い生産の場所であるが、そこに生息するプランクトンの種類数は少ないので、沿岸域とは異なり水温、塩分、栄養塩等の環境要因の急激な変化に適応できず食物連鎖のピラミッドが簡単に崩れる恐れがある。地球規模の気温の上昇に起因する気候変動が世界の海流系に異常をもたらし、その結果、湧昇域が減少すれば前述のごとく必然的に世界の魚類の生産量も下降する。

エル・ニーニョ現象は世界の気候に大きな影響を与えていることはよく知られているが、最近、アメリカの研究者によって北太平洋のアラスカ湾のプランクトン生産もエル・ニーニョの影響を強く受けていることが明らかにされた。Woods Hole 海洋研究所のグループは1982年以來、亜寒帯海域のアラスカ湾の気象観測地点(P点: 50°N , 145°W : 水深4,200m)の1,000mおよび3,800mの深さにセディメント・トラップとよばれる時系列式の海中沈降粒子(マリンスノー)捕捉採集器を設置し、この点の生物生産の長期変動を研究した(Honjou and Doherty, 1988)。亜寒帯海域では水温躍層、塩分躍層が発達する夏季を除き上下の鉛直混合がよく行われ栄



第2図 アラスカ湾のP点(50°N , 145°W)における植物プランクトン、珪藻類の平均日間生産量($\text{mg C}/\text{m}^2/\text{日}$)の年変動, Takahashi *et al.*, (1989) より

養塩も下層から供給されるため外洋でも高い基礎生産量を示す。しかし1983年後半から1984年は1982~1983年のエル・ニーニョの影響で100m層に通年顕著な水温躍

層が存在し、上下鉛直混合がなかったため例年にくらべて基礎生産量は低く、かつ1984年の植物プランクトンの組成は他の年と異なっていた (Takahashi, 1987). セディメント・トラップに採集された植物プランクトンの代表的なグループ、珪藻類の沈降遺骸の量から推測された珪藻類の平均日間生産量は 1 m^2 当り 0.5 mg 以下で他の年の $1/3$ 以下であった (第2図: Takahashi *et al*, 1989).

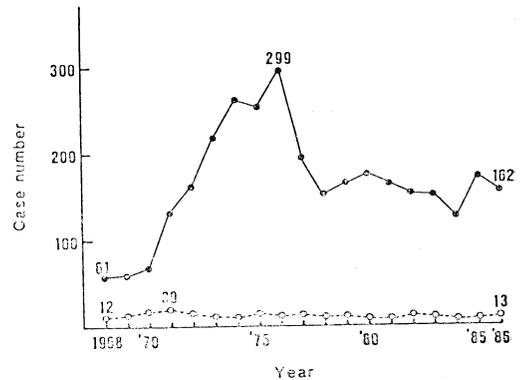
4. 赤 潮

赤潮ということばの定義は必ずしも明確でないが、一般には「海水中で浮遊している微小生物 (おもに植物プランクトン) が、突然、異常に繁殖してこのため海水の色が変わる現象」を赤潮と呼んでいる。赤潮として出現するプランクトンは珪藻、渦鞭毛藻、その他の鞭毛藻類、藍藻類および原生動物に大別することができる (岩崎, 1976). 鞭毛藻による赤潮は、しばしば魚介類などの死を招き、水産業に大きな被害を与える。また渦鞭毛藻の中には、有毒物質を生成する種類もあり、これらを餌生物としている貝類を毒化させる。

赤潮は、普通、内湾や沿岸部に多く発生するが、外洋でもみられる。赤潮は世界的な現象で日本の太平洋岸、ニュージーランド沿岸、オーストラリア東南部沿岸、カルフォルニア沿岸、ペルー・チリ沿岸、メキシコ湾、ブラジル沿岸、ポルトガル沿岸、北海、ノルウェー沿岸のフィヨルド、アフリカ西部のアンゴラ沿岸、インド～アラビア沿岸、紅海、地中海などで発生しており、高緯度の記録は北緯70度のノルウェー沿岸である (岩崎, 1976; Anderson, 1989). 国内では瀬戸内海、伊勢湾、東京湾、博多湾、浜名湖などで古くから赤潮が報告されている。

最近では赤潮の発生地域は年々、拡大し日本海沿岸や北海道にも及んでいる。

赤潮生物も自然界ではさまざまな環境要因の制約を受けながら生活している。環境要因としては光条件、水温、塩分、PH、栄養塩、促進物質などが挙げられる。光は赤潮の発生に必須な条件だが、光量が限定的に作用することは少ない。赤潮生物の最適水温は $18\sim 27^{\circ}\text{C}$ で渦鞭毛藻では $24\sim 26^{\circ}\text{C}$ 、夜光虫では $14\sim 18^{\circ}\text{C}$ で赤潮の発生がよく見られる。赤潮生物には広範囲の塩分濃度に耐えることのできる広塩性の種類が多く、海水よりむしろ汽水域に生息するものが多い。最適水素イオン濃度 (PH) は $7.5\sim 8.5$ である。赤潮生物は、窒素源として硝酸、アンモニア、尿素などを利用しているが、ある濃度範囲



第3図 瀬戸内海における赤潮の発生状況. 黒丸は発生件数, 白丸は魚類の大量死を伴った赤潮の発生件数. Okaichi (1989) より.

内では、一般に窒素の量に応じて増殖がよくなる。燐も窒素とならび重要な栄養塩であるが燐酸塩は窒素化合物に比べると必要量は少なく、 $1/7$ 程度でよい。その他、赤潮生物の増殖促進物質としてビタミン類、植物ホルモン、微量の鉄・マンガン、蛋白質分解物などが知られている (岩崎, 1976).

瀬戸内海や東京湾などの閉鎖的の海域では戦後周辺の河川から生活廃水、産業廃水、農業廃水などが流入したため急速に水質の汚染がすすみ、富栄養化 (窒素、燐などの水中濃度が高い状態) のため赤潮が頻繁に発生するようになった。瀬戸内海では1968年に赤潮発生件数は61だったが1976年には約5倍の299に達している (Okaichi, 1989). 以後は行政措置で産業廃水が規制されたり、無燐の洗剤が使用されるようになり発生件数は減少しているが、まだ1960年代の状態には戻ってはいない (第3図).

最近、地球の温暖化が問題にされているが、もし水温がこれに伴い上昇するようなことになれば、赤潮発生海域はより拡大する可能性がある。産業廃水などに対する規制は日本などごく僅かな国でしかされていないので世界の沿岸および隣接する外洋はますます富栄養化が進み大規模赤潮の発生を助長している。最近では1988年5月、スカンジナビア半島に面した北海で、長さ100キロ、幅数10キロにわたる大規模赤潮が発生し、サケの養殖場などに甚大な被害をもたらした。

参考文献

Anderson, D.M., 1989: Toxic algal blooms and Red tides; A global perspective. *Red Tides*, ed.

- by D.M. Anderson *et al.*, Elsevier, New York, 11-16.
- Barber, R.T. and F.P. Chavez, 1986 : Ocean variability in relation to living resources during the 1982-83 El Niño, *Nature*, 319, 279-285.
- Cushing, D.H., G.F. Humphrey, K. Banse and T. Laevasto, 1958 : Report of the committee on terms and equivalents. Rapp. P.v. Renu. Cons. Permint. Explor. Mer., 144, 15-16.
- Dussart B.M., 1965 : Les différentes catégories de plancton. *Hydrobiologia*, 26, 72-74.
- 半田暢彦, 1988 : 物質の輪廻—巨大な科学反応場としての海洋, 学術月報, 41, 29-34.
- Hensen, V., 1887 : Ueber die Bestimmung des plankton order des im Meere treibenden Materials an Pflanzen und Thieren. *Ber.* 5, *Komm. Wissen. unters. deuts. Meere*, 1-109.
- Honjoo, S. and K.W. Doherty, 1988 : Large aperture time series oceanic sediment traps; design objectives, construction, and application. *Deep Sea Res.*, 35, 133-149.
- 岩崎英雄, 1976 : 赤潮—その発生に関する諸問題一, イルカぶっくす, 海洋出版, 東京, 126頁.
- Koblentz-Mishke, O. J., V.V. Volkovinsky and J.G. Kavanova, 1970 : Plankton primary production of the world ocean. *Scientific Exploration of the South Pacific*, Nat. Acad. Sci. Wash., 183-193.
- Okaichi, T., 1989 : Red tide problems in the Seto Inland Sea. Japan, *Red Tides*, ed. by D.M. Anderson, Elsevier, New York, 137-142.
- Ryther, J.H., 1969 : Photosynthesis and fish production in the sea. The production of organic matter and its conversion to higher forms of life vary throughout the world ocean. *Science*, 166, 72-76.
- Stemann Nielsen, E., 1952 : The use of radioactive carbon (C^{14}) for measuring organic production in the sea. *J. Cons. Int. Explor., Mer.* 18, 117-140.
- Takahashi, K., 1987 : Response of subarctic Pacific diatom fluxes to the 1982-1983 El Niño disturbance. *J. Geophysical Res.*, 92, 14387-14392.
- _____, S. Honjo and S. Tabata, 1989 : Siliceous phytoplankton flux: Internnual variability and response to hydrographic changes in the northeastern Pacific. *Aspect of Climate Variability in the Pacific and Western Americas*. Ed. by D.H. Peterson, *Geophysical monograph*, 55, Amer. Geophy. Union, 151-160.

気象学会パソコン通信 (MSJ BBS) 本格運用開始のお知らせ

日本気象学会では、かねて簡易システムによるパソコン通信のテスト運用を行ってきましたが、この度バージョンアップしたシステムによる本格運用を開始しましたので、お知らせします。このシステムは、気象学会と学会内外の利用者、また利用者相互の情報交換の促進を目的としたものです。

ホスト局の電話は 03-813-7844 (24時間運営, 年中無休)

通信パラメータは 通信速度 300/1200 bps
 ビット長 8 ビット
 パリティなし
 ストップビット 1 ビット
 全二重
 XON/XOFF 制御あり
 SI/SO 制御なし

文字コードは カナ, シフト JIS 漢字, ANSI
 モード

回線が接続されましたら, "Welcome to MSJ BBS" のメッセージに続いて, オープニングメッセージおよび

UID (ゲストは GUESTUSE), パスワード (ゲストは不要) の入力要求がでできます。当システムにおけるメニューの一覧は以下の通りです。

- [A] 自動ダウンロード
- [B] 電子掲示板
- [C] Sysop とのチャット
- [D] データベース
- [E] 終了
- [H] システム案内板
- [L] ユーザー登録申し込み
- [M] メールの送信・受信
- [N] 新アーティクル探索
- [P] プログラムコーナー
- [Q] 尋ね事, 質問コーナー
- [T] 電報機能
- [U] 端末環境変更機能
- [W] アクセス状況通知機能
- [X] 全シグ探索
- [Z] 息抜きコーナー