

報告番号 乙第 4900 号

主論文

海洋表層の環境変動の記録としての堆積物の窒素同位体比

中塚 武

## 要旨

海洋表層で作られる有機物の窒素同位体比 ( $\delta^{15}\text{N}$  値) は、その栄養塩環境に規定されて変化している。特に、栄養塩類の豊富な高緯度海域や赤道湧昇域においては、その  $\delta^{15}\text{N}$  値は、植物プランクトンによる硝酸の取り込み時の同位体分別 ( $^{14}\text{NO}_3^-$  を、 $^{15}\text{NO}_3^-$  に比べて優先的に取り込む効果) により、大きく変動する。本論では、この知見を堆積物コアの  $\delta^{15}\text{N}$  値に当てはめ、その  $\delta^{15}\text{N}$  値の経年変化から過去の海洋表層の環境変動を復元することを目指して、そのための基礎的手法の確立とその堆積物への適用を行った。

海洋表層のどのような環境情報が、最終的に、堆積物コアの  $\delta^{15}\text{N}$  値に記録されるのか、を検討するためには、途中の、1) 表層懸濁粒子や、2) 沈降粒子の  $\delta^{15}\text{N}$  値の意味を理解することが必要である。本研究では、これらの段階を順に踏まえながら、最後に、3) 実際の堆積物コアの  $\delta^{15}\text{N}$  値から、高緯度海域・赤道海域における海洋表層環境の復元を試みた。

1) については、植物プランクトンによる硝酸取り込み時の同位体分別が、海洋表層の物理・生物環境の中で、懸濁粒子の  $\delta^{15}\text{N}$  値に対して、実際にどのように作用するかを、理解するために、まず中規模閉鎖系水塊の中で植物プランクトンブルームを人工的に発生させて、ブルーム時の懸濁粒子の  $\delta^{15}\text{N}$  値の複雑な変動が、全て、この硝酸取り込み時の同位体分別だけで (他の分別プロセスはなくても) 説明できること、および、その同位体分別の大きさが約6%であることを確認した。また、北部北太平洋・ベーリング海の夏季表層水中の懸濁粒子  $\delta^{15}\text{N}$  値の広域空間分布に関する検討から、懸濁粒子  $\delta^{15}\text{N}$  値の変動が、より大きくは「海水の鉛直混合による硝酸の深層から表層への物理的供給」に対する「その硝酸の植物プランクトンによる消費」の割合、つまり、表層水中での、植物プランクトンによる「硝酸の利用効率」によって、支配されている可能性を示唆した。

2) については、まず、北西部北太平洋において得られた沈降粒子の  $\delta^{15}\text{N}$  値の季節変動データから、海洋表層の物理・生物環境を復元するモデルを作り、深層水上部に到る沈降粒子の  $\delta^{15}\text{N}$  値が、表層環境の変動と緊密に連動していることを明らかにした。一方で、深層水下部においては、沈降粒子の  $\delta^{15}\text{N}$  値は、堆積物の巻き上がりの影響を受けており、大陸縁辺部では水平方向からの粒子の混入の可能性もあること、また、沈降に伴う分解によりその  $\delta^{15}\text{N}$  値は、深度ともに規則的に低下するが、堆積物表層では、逆に一定の  $\delta^{15}\text{N}$

N値の増大が見られることも、明らかとなった。

更に、深層の沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値の観測結果から、高緯度海域である北西部北太平洋では、表層水中での「硝酸の利用効率」が低いため、その値が深層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値より低くなること、逆に赤道海域である中部赤道太平洋では、高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の硝酸を含む表層水塊が東方から水平移流してくる効果により、その値が高くなることが、確認された。この高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の硝酸は、元々東部赤道太平洋で深層から表層へ湧昇した水塊中の硝酸が、西方へ水平移流する途中で、植物プランクトンによる「軽い」硝酸の優先的取り込みの結果、形成された、ものである。一方、黒潮海域では、窒素固定の影響で、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値が極端に低くなる可能性が、示され、海洋表層の植物プランクトンの新生産に寄与する窒素源として、「深層からの硝酸」以外の成分が、重要であると見なせる貧栄養海域（＝高緯度・赤道海域以外の外洋域）では、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値を規定する要因として、表層水中での植物プランクトンによる「硝酸の利用効率」以外の要因が、重要である可能性が示唆された。

3) については、まず高緯度海域の例として、ベーリング海深海盆の約2万年の長さを持つ3本の堆積物コアを解析し、融氷期にその $\delta^{15}\text{N}$ 値が高くなることから、融氷期にこの海域で、「海水の鉛直混合が弱まったこと」および「生物生産性が高まったこと」等を、「表層環境の季節変動と沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値の関係」についての理論的考察から明らかにした。次に赤道海域の例として、局地的な湧昇場を持つニューギニア北方の西赤道太平洋海域において、約20万年の長さの堆積物コア2本と約2万年の長さの堆積物コア1本を解析し、 $\delta^{15}\text{N}$ 値の時空間変動パターンから、「当海域の湧昇場・表層海流系が氷期に北方に移動し、間氷期には反対に南方に移動した」こと等を明らかにした。

高緯度海域では、堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値は、表層水における「冬期の表面冷却による物理的な鉛直混合の深さ」と、「夏季の植物プランクトンによる新生産量の大きさ」の両者に依存して決まり、一方、赤道海域では、堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値は、「湧昇の軸や表層海流系の位置」等を反映して変化すると考えられる。それ故、高緯度・赤道の両海域共に、堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値を、「基礎生物生産量」などの従来から使われている、他の古海洋学的指標と組合わせて用いてゆくことにより、これまで、堆積物から十分に検討できていなかった「表層の詳細な海流系や、拡散・混合状態等の、物理的な海水循環像の全貌」を含めた、より総合的な過去の表層環境の復元が、可能になってゆくことが、示唆された。

## 目次

要旨	I
目次	III
第1章. はじめに	1
1-1. 古海洋学の基本問題と窒素同位体比の役割	1
1-2. 堆積物窒素同位体比は何を記録し得るか—「記録」のメカニズム	2
1-3. 海洋における粒状窒素同位体比の研究の歩み—古海洋学への道とその問題点	5
1-4. 本論の構成	7
第2章. 基本的分析方法—粒子状窒素同位体比の測定法	9
第3章. 「記録」の起源（植物プランクトンブルーム時の表層水の懸濁粒子窒素同位体比の変動）	10
3-1. 中規模閉鎖系実験による懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の規定要因の検討	10
3-1-1. 中規模閉鎖系実験の目的と概要	10
3-1-2. 実験の結果	11
3-1-3. マス・同位体バランスについてのダイナミックモデルによる解析	14
3-1-4. まとめ	22
3-2. 北部北太平洋、ベーリング海における懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の広域表層分布	23
3-2-1. 観測の目的と概要	23
3-2-2. 観測結果とその表層水の環境因子との関わり	26

3-2-3. まとめ	30
第4章. 「記録」の輸送(深層水へと到る沈降粒子窒素同位体比の広域時空間分布)	33
4-1. 季節変動パターンとその解釈-北西部北太平洋を例として	33
4-1-1. 北西部北太平洋におけるセジメントトラップ実験の目的と概要	33
4-1-2. 沈降粒子窒素フラックスとその $\delta^{15}\text{N}$ 値の季節変動	35
4-1-3. 沈降粒子データからの表層水の環境変動の復元	36
4-1-4. まとめ	45
4-2. 年荷重平均値の鉛直的・水平的変化の特徴とその規定要因	46
4-2-1. 観測の目的と概要	46
4-2-2. 年荷重平均値の鉛直分布-分解による同位体分別と堆積粒子の再懸濁	46
4-2-3. 年荷重平均値の水平分布-表層水の硝酸利用効率とその他の要因	54
4-2-4. まとめ	57
第5章. 「記録」の保存と読み取り(堆積物コアに見られる窒素同位体比の経年変動)	58
5-1. ベーリング海コアに見られる過去2万年間の海洋表層環境変動	58
5-1-1. 本海域における解析の目的と概要	58
5-1-2. 古海洋学に使用可能な堆積層の判定と堆積相毎の同位体的特徴	59
5-1-3. 半遠洋性堆積層における $\delta^{15}\text{N}$ 値の氷期・間氷期変動の特徴とその規定要因	65
5-1-4. ベーリング海における沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値の変動のメカニズム -その理論的考察	68
5-1-5. 堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値から復元できるベーリング海の氷期・間氷期表層水環境の変動	74
5-1-6. まとめ	75
5-2. 西赤道太平洋コアに見られる過去20万年間の海洋表層環境変動	78



5-2-1. 本海域における解析の目的と概要	78				
5-2-2. 堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値は表層水の情報を反映しているか	79				
5-2-3. 堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ の時空間分布から見られる湧昇・表層海流系の変遷	81				
5-2-4. 赤道域における堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値と他の古海洋指標との比較	86				
5-2-5. まとめ	87				
第6章. まとめ	88				
6-1. 窒素同位体による古海洋学—その特徴	88				
6-2. 問題点と今後の課題	89				
謝辞	91				
引用文献	93				
図・表					
表 1	15	図 9	27	図 23	60
表 2	19	図 10	29	図 24	60
表 3	24	図 11	31	図 25	63
表 4	29	図 12	34	図 26	64
表 5	47	図 13	34	図 27	66
表 6	53	図 14	37	図 28	70
図 1	4	図 15	41	図 29	70
図 2	12	図 16	44	図 30	73
図 3	13	図 17	47	図 31	73
図 4	13	図 18	48	図 32	76
図 5	17	図 19	48	図 33	80
図 6	21	図 20	49	図 34	80
図 7	24	図 21	49	図 35	82
図 8	27	図 22	51	図 36	85

## 第1章. はじめに

### 1-1. 古海洋学の基本問題と窒素同位体比の役割

海洋は、地球の気候システムに対して、低緯度に与えられた太陽からの熱エネルギーを海流によって高緯度地域に再分配するという、「直接的役割」を果たしているが、一方で、その中で生じる生物活動・化学反応を通じて、二酸化炭素をはじめとする大気中の温室効果ガスの濃度をコントロールするという、「間接的役割」をも果たしている。南極やグリーンランドの水床コアを用いて近年明らかにされてきた、氷期と間氷期の間での大気中二酸化炭素濃度の大きな変動 (Neftel et al., 1982; Barnola et al., 1987) に対しても、過去の海洋の生物・化学的な役割の変遷がその主な要因であると指摘されている (Berger et al., 1989)。古海洋学の目的は、こうした海洋の物理・生物・化学的環境の総合的復元とその変遷のメカニズムの解明にあるが、海洋での生物・化学的環境の変動、より具体的には、その生元素を中心とした物質循環系の変動は、深層水の熱塩循環を含めた海流系の変化や、表層付近での拡散・対流による混合強度の変化などの、広い意味での海水循環系の変動の全体と密接に結びついており、そういう意味で、古海洋学の基本問題は「海水循環系の復元」に集約されると言っても過言ではない。

さて、主に海底堆積物コアを用いて行われる古海洋環境、特に海水循環系の復元において、最もよく使われる手法は、この海水循環と物質循環の密接な関係を逆に利用した、地球化学的トレーサー法である (Broecker and Peng, 1980 等)。たとえば深層循環の研究においては、「海面から沈み込んでからの年齢の高い深層水ほど、その栄養塩濃度が高くなる」という知見と「海水中には、栄養塩濃度と高い相関を持つ、各種トレーサーが存在する」という事実を用いて、化石底生有孔虫の殻の中の各種トレーサー濃度 (Cd/Ca, Ba/Ca,  $\delta^{13}\text{C}$  等) から、過去のその水深での深層水中の栄養塩濃度、更にはその水塊の年齢を推定し、海盆内での深層循環像を復元してきた (Boyle, 1988 等)。一方、表層海流系や表層付近での湧昇・拡散場の復元においても、浮遊性有孔虫等に含まれる、これらトレーサーが用いられ、また、表層付近の様々な殻を持った微生物に由来する微化石の群集解析 (Kipp, 1976 等) によっても、海洋表層の環境変動は、広く議論されてきた。しかし、こうした手法には幾つかの問題点がある。第一に、有孔虫のような炭酸塩殻を持った微化石

は、炭酸カルシウム補償深度（北太平洋では、4000m程度）以深では、その溶解のため、堆積物中にはほとんど保存されない。そのため、元々水深の深い太平洋海域等においては、海山等の一部の場所を除いて、有孔虫からのトレーサー情報は全く得られない。第二に、もともと変動の激しい表層水環境の中で、単一の生物種・生物群集の持つ環境情報は、季節的・深度的に限られたものにならざるを得ず、総合的・平均的な表層環境の復元が行われる保証がない。

こうした、海洋、特にその表層環境の復元における困難を克服し、あらたな環境情報を提供できる可能性のあるものとして、近年注目されてきたのが、有機物の炭素・窒素同位体比 ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ) である。有機物は炭酸塩と異なり、化学的溶解などの影響を受けず、全ての海域で普遍的に堆積物中に存在する。また、海洋堆積物に付加される有機物は、もともと表層水中の植物プランクトンにより生産されたものであり、植物プランクトンの同位体比を規定する特定の環境要因が明らかになれば、堆積物中の有機物の  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  値から、特定の表層環境情報の復元が可能になる。 $\delta^{13}\text{C}$  値の場合は、それは「表層水中の遊離の二酸化炭素濃度 ( $[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$ )」に、最も大きく支配されるとされ (Rau et al., 1989; 1991; Popp et al., 1989)、堆積物コアの全有機炭素あるいは特定の分子種の  $\delta^{13}\text{C}$  値から、過去の表面水の  $\text{pCO}_2$  の変遷を議論する研究が近年盛んに行われてきた (Jasper and Hayes, 1990; Pedersen et al., 1991; Thunell et al., 1991; Fontugne and Calvert, 1992; Rau, 1994)。 $\delta^{15}\text{N}$  値についても、海洋表層における有機物や硝酸態窒素の研究から、それが、「表層水中における植物プランクトンによる硝酸の利用効率」に対応して変化することが指摘され (Altabet and Francois, 1994)、過去の海洋における表層付近の対流混合や湧昇場の変遷、およびそれに対応した生物活動の復元に利用できることが期待されている。

本論では、この中で特に、堆積物の  $\delta^{15}\text{N}$  値を取り上げ、それが過去の海洋の表層環境の変動を「記録」できるメカニズムの解明および応用を行い、 $\delta^{15}\text{N}$  値の古海洋学指標としての新たな確立をめざす。

## 1-2. 堆積物窒素同位体比は何を記録し得るか - 「記録」のメカニズム

海洋における粒子状窒素化合物の  $\delta^{15}\text{N}$  値の変動を規定する最も大きな要因は、海洋表

層における植物プランクトンによる硝酸取り込み時の同位体分別である。その大きさは、多くの海域において、ほぼ5から9%（速度論的同位体分別係数にして1.005から1.009）に達する（Wada,1980; Saino and Hattori,1985; Goering et al.,1990; Horrigan et al., 1990; Altabet et al,1991; Altabet and Francois, 1994）。本論で検証と応用の対象となる”堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値による表層環境の記録のメカニズム”の根本も、この植物プランクトンによる硝酸取り込み時の窒素同位体分別にあるが、それを上述の「海洋表層における植物プランクトンによる硝酸の利用効率」という視点でとらえ直した場合、表層水の窒素のマス及び同位体バランスについて、次の3つのパターン（図1）を考えることができる。

図1は、堆積物窒素のもともとの起源である、表層水からの沈降粒子態窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値の規定要因を、表層水の物理・生物環境との関わりにおいて、極めて典型的に表現したものである。一般に、外洋表層水では、植物プランクトンにとっての主たる窒素源は、深層から拡散・湧昇してくる硝酸である（Dugdale and Goering,1967）が、表層水中に硝酸が全く残らない貧栄養海域では、簡単なマスバランスにより（Eppley and Peterson,1979）、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は深層水の硝酸のそれに等しくなると考えられる（図1-a）。一方、冬期の対流混合により大量に表層に供給された硝酸が、夏季にも表層に残る高緯度海域では、植物プランクトンにより硝酸が取り込まれるときに、 $^{14}\text{NO}_3^-$ が $^{15}\text{NO}_3^-$ に対して優先的に取り込まれる効果により、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、深層水の硝酸のそれよりも低くなることが考えられる。この効果は、植物プランクトンによる硝酸の利用効率が小さいほど、すなわち表層に残される硝酸の濃度が高いほど顕著であり、より低い $\delta^{15}\text{N}$ 値の沈降粒子が生成されると考えられる（図1-b）。他方、湧昇と水平移流系の発達した赤道海域では、湧昇の中心軸付近で、高緯度海域と同じように低い $\delta^{15}\text{N}$ 値の沈降粒子が生成するが、一方で、湧昇軸から離れるにつれ、軽い硝酸の消費により、残った硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値がどんどん高くなる結果、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、周辺域で深層水の硝酸のそれを越えて、高くなって行くことが予想できる（図1-c）。

これらのメカニズムが現実に成り立っていて、なおかつそれが堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値に保存されているならば、堆積物コアの $\delta^{15}\text{N}$ 値の変遷から、「高緯度海域における対流混合強度の変遷やそれに対する生物生産力の変化」あるいは「赤道海域における湧昇場の位置や大きさ、強度の変遷」等が、推定できることになる。本論では、この「堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動メカニズム」についての仮説を、出来る限り定量的に検討し、その結果を実際の堆積物コアに応用して、様々な海域における過去の海洋表層の環境変遷を明らかにする。

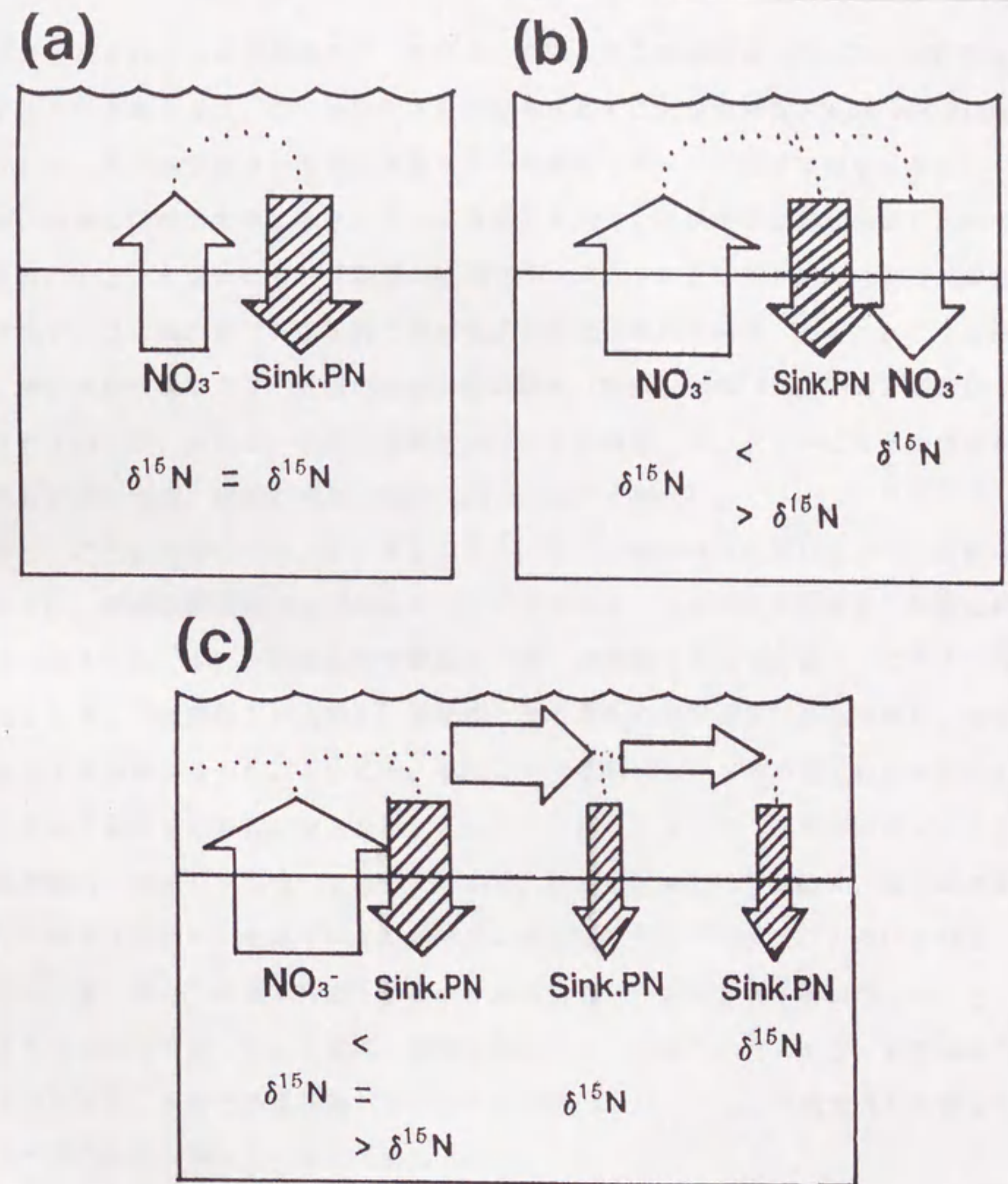


図1. 沈降粒子  $\delta^{15}\text{N}$  値を規定する表層水と深層水の窒素同位体マスバランスに関する概念図. (a) 貧栄養海域、(b) 高緯度海域、(c) 赤道湧昇海域

### 1-3. 海洋における粒状窒素同位体比の研究の歩み - 古海洋学への道とその問題点

海洋で生産される粒状有機物の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、表層水の栄養塩環境、特にその硝酸濃度を反映するという考え方は、1970年代にその起源を求めることが出来る。Wada and Hattori (1976) は、太平洋の様々な海域の表層水中の懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の空間分布から、「その値が、表層に硝酸の多量に存在している高緯度海域で、低緯度や中緯度海域と比べて、顕著に低いこと」を見だし、「硝酸の植物プランクトンによる取り込みの際の大きな同位体分別が、この低い $\delta^{15}\text{N}$ 値を持つ懸濁粒子の生成の原因である」とした。こうした仮説は、海洋表層の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直分布の観測 (Miyake and Wada, 1967) においても、示唆されていたが、それは、のちに実験室レベルでの植物プランクトンによる硝酸取り込みの実験においても、確認された (Wada and Hattori, 1978)。

しかし、こうした考え方が、そのまますぐに、その古海洋学的応用に結びついて行った訳ではない。表層の懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値についての知見を、そのまま堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の解釈に結びつけるには、1) 「表層水中の懸濁粒子が、沈降粒子となるにあたっての $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化」、2) 「沈降粒子が沈降し、堆積物となるにあたっての $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化」等の問題を解決する必要があった。それには、単に「それら諸プロセス時の同位体比の変化の有無や、その大きさを知らねばならない」ということにとどまらず、「沈降粒子フラックスの”長期間の(荷重)平均値”であるに違いない堆積物窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、海洋の表層環境の”一部分(瞬間)”を見ているに過ぎない懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値と、どういう関係を持ちうるか、更にその”荷重平均値”が意味する「古環境」とはそもそも何なのか」という、問題を考える必要があった。これは、堆積物窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値というものが、有孔虫の化学組成等と異なり、そもそも堆積物バルクの平均値でしかない、という状況(有孔虫なら、1匹ずつ同位体比が測れる)を、反映している。

こうした問題に対する回答の出し方には、「個々の諸プロセス(素過程)を細かく検討して、それを積み重ねる」という方法と、「諸プロセスの総合の結果として出てくる沈降粒子や堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値を、直接、表層水環境と比較する」という方法の2つがあり、本論でも、その両者を用いている。 $\delta^{15}\text{N}$ 値の古海洋学的応用が、初めて意識されるようになったのは、実際、この後者、北大西洋バミューダ島沖での深層の沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の

季節変動に関するデータの蓄積 (Altabet and Deuser, 1985) からである。Altabet and Deuser (1985) はその中で、沈降粒子  $\delta^{15}\text{N}$  値が、表層水に硝酸が多量に供給される冬期に低くなることを見だし、表層の懸濁粒子  $\delta^{15}\text{N}$  値の空間分布に見られた硝酸濃度に関する情報が、堆積物まで到達しうることを、初めて指摘した。Altabet and Francois (1994) は、その後の様々な海域での、沈降粒子や堆積物表層の  $\delta^{15}\text{N}$  値のデータをまとめ、「南大洋で、表層に硝酸が多量に存在する極前線の南側で、それらの  $\delta^{15}\text{N}$  値が、その北側より遥かに低くなること」や、「湧昇と水平発散の活発な東部赤道太平洋において、赤道をはさむ子午面方向への表層水の流れの中で、それら  $\delta^{15}\text{N}$  値が、南北対称に増大してゆくこと」等を示し、図 1-b, c に示したメカニズムが実際の海洋で成り立っている証拠を、例示した。一方、前者の、素過程を 1 つ 1 つ検討するという観点では、懸濁粒子が表層水中で沈降粒子化する間の、粒子の分解 (Saino and Hattori, 1980) や、アンモニアの取り込み、動物プランクトンの寄与 (Altabet, 1988; Checkley and Miller, 1989) 等のプロセスが、その  $\delta^{15}\text{N}$  値に大きく影響すると考えられる (Montoya, 1994)。これについては、しかし、単純なマスバランスに関する考察から、「表層水の諸過程に定常状態が成り立っている (図 1-a)」もしくは、「表層水中の硝酸以外の窒素化合物が、硝酸に比べて、遥かに濃度が低い (図 1-b, c)」 (Eppley et al., 1983) 等の認識の下で、結局、「硝酸由来の新生産性の窒素の  $\delta^{15}\text{N}$  値と、同じ  $\delta^{15}\text{N}$  値の沈降粒子が、表層から直ちに除去される」という理論的仮定が、しばしば用いられている (Altabet and Francois, 1994)。こうした検討が進むもとの、堆積物コアの  $\delta^{15}\text{N}$  値は、実際に、南大洋 (Francois et al., 1992, 1993; Shemesh et al., 1993) や地中海 (Calvert et al., 1992) など、その「表層水の生物地球化学的環境の変遷」を明らかにする目的で、使われ始めている。

本論では、こうした研究の流れの中で筆者自らが実際に行ってきた、その各段階 (懸濁粒子～沈降粒子～堆積物) での研究を、まとめて報告する。その中では、単にそれら各段階をつなぐ論理の構築を行うだけでなく、依然として残されている、以下のような不確定要因の存在にも留意して、検討を進めた。

- 1) 深層水中の硝酸の  $\delta^{15}\text{N}$  値の経年変動 (Altabet and Curry, 1989)。
- 2) 窒素固定や大気からの硝酸・アンモニアの供給などの、植物プランクトンの新生産にとつての深層の硝酸以外のものの寄与 (Minagawa and Wada, 1986; Saino and Hattori, 1987)。
- 3) 植物プランクトンによる硝酸取り込み時の同位体分別の大きさの変動 (Wada and H

attori, 1978; Montoya, 1994)。

4) 表層水中での沈降粒子生成に到るまでの有機物の分解や捕食などによる $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化 (Altabet, 1988; Montoya, 1994)。

5) 深層水中での沈降粒子の分解・溶解による $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化 (Altabet et al., 1991)。

6) 堆積物中での窒素化合物の分解・変質にともなう $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化 (Wada, 1980; Altabet and Francois, 1994)。

7) 陸起源粒状窒素の堆積物への混入 (Peters et al., 1978; Wada et al., 1987a)。

#### 1-4. 本論の構成

本論は主に、次の3つの部分からなる。

第1は、”「記録」の起源”(第3章)である。図1に示した古海洋学記録としての堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値の有用性は、何と云っても、「表層水中での植物プランクトンによる硝酸取り込み時の同位体分別」と、それによる「 $\delta^{15}\text{N}$ 値と硝酸利用状況の関係の発生」に端を発している。本章では、その「定量的関係」を議論するため、沈降粒子形成に最も大きく寄与すると考えられる植物プランクトンブルーム時の、表層水中での懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動と、その周辺環境、特に硝酸濃度の変化との関係について、実験的及び観測的検討を行う。

第2は、”「記録」の輸送”(第4章)である。表層水からの沈降粒子は、深層水を通して堆積物へと輸送されるが、本章ではまず、深層水を通過する沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値と表層水環境の対応を、実際に定量的に検証するため、季節変化の著しい高緯度海域の時系列沈降粒子試料の $\delta^{15}\text{N}$ 値を用いて、表層水の物理・生物環境の季節変化の復元を試みる。一方、古海洋学的タイムスケールで見るときに、堆積物コアに付加される沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値とは、数十、数百年間のその荷重平均値に他ならない。それ故、その値の意味を現在の海洋で観測的に評価するためには、短期間の懸濁・沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値だけでは不十分であり、最低その1年間の荷重平均値を用いる必要がある。本章では、西部北太平洋の各所から時系列セジメントトラップシステムにより採取した沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値データをもとに、図1にしめした各パターンの形成の有無を判定するため、その荷重平均値の空間分布を、各海域の物理・生物的環境との関連で考察する。



第3は、「記録」の保存と読み取り（第5章）である。本章では、第3、4章で、検討（検証）した、図1のメカニズムを、実際の堆積物コアに応用する。まず、図1-bの高緯度海域の例として、ベーリング海の過去約2万年間の表層水の鉛直混合状態、および生物生産力の変遷を明らかにする。次に、図1-cの赤道海域の例として、西赤道太平洋における過去約20万年間の表層海流系の変動を、湧昇場の位置の変化との関連で議論する。あわせて、ここでは、堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の保存と変質の問題について、炭酸塩軟泥コアを例として、検討する。

## 第2章. 基本的分析方法—粒子状窒素同位体比の測定法

具体的な研究結果に移る前に、本論で共通して最も多く使われる粒子状窒素の同位体比の測定法についてのみ、簡潔に述べる。以下の各章で使われる、その他の多くのデータの測定法については、各々、各章で簡単に触れることとする。

本論で、測定を行った粒子状試料は、懸濁・沈降・堆積物粒子の3種である。各態粒子状試料は、同位体測定に移る前に、まず、炭酸塩を除去するため塩酸処理を行った（第5章2節の炭酸塩軟泥試料は、除く）。これは、窒素同位体比と同時に、有機物の炭素同位体比も測定するためのものである。塩酸処理の仕方としては、懸濁粒子の場合、試料がWhatman GF/C等のガラス繊維濾紙上に濾別してあるため、少量の12N塩酸の入ったデシケーターの中で、塩酸蒸気に室温で一晩曝し、炭酸塩を除去した後、そのまま乾燥させた。沈降・堆積物粒子の場合は、1Nの塩酸溶液の中で攪拌した後、室温で一晩放置し、上澄みを捨てて蒸留水で濾過脱塩した後、乾燥させた。脱塩処理は、主に炭素同位体比の測定の妨害となるアルカリを除くためにあるが、その際、窒素化合物は10%程度が失われる。しかし、その窒素同位体比には、一般にほとんど影響はない（測定誤差以下）。

塩酸処理後の試料は、Minagawa et al.(1984)の方法で、以下のようなDumas 燃焼法により、その窒素（炭素）同位体比を測定した。各試料は、外径9mmの石英管の中に、酸化銅1g、還元銅1gと硫黄・ハロゲン吸収用の銀ホイルの小片と共に、真空封管し、850°Cで2時間燃焼し、その後約16時間かけて、室温まで除冷して、試料中の全窒素をN<sub>2</sub>ガスに変換させた。生成したN<sub>2</sub>、CO<sub>2</sub>ガスは、液体窒素およびドライアイス（液体窒素—アルコール）をもちいて、真空ライン中で、分離・生成し、その同位体比は、名古屋大学大気水圏科学研究所のMAT-251 質量分析計（または、三菱化成生命科学研究所の日立RMU-6R 質量分析計）を用いて、測定した。窒素同位体比の算定には、大気中の窒素ガス、また炭素同位体比の算定には、アメリカノースカロライナ州のPee Dee Belemnite を、それぞれ標準物質（std）として用い、以下のように表す。

$$\delta^{15}\text{N} (^{13}\text{C}) = (R_{\text{sam}}/R_{\text{std}} - 1) \cdot 1000 \quad (\%),$$

ここで、Rは、<sup>15</sup>N/<sup>14</sup>N（Cの場合は、<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C）、繰り返し測定誤差（2σ）は、一般に、0.2%（Cの場合は0.1%）以下である。

### 第3章. 「記録」の起源 (植物プランクトンブルーム時の表層水の懸濁粒子窒素同位体比)

#### 3-1. 中規模閉鎖系実験による懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の規定要因の検討

##### 3-1-1. 中規模閉鎖系実験の目的と概要

海洋表層において、植物プランクトンによる硝酸取り込み時の窒素同位体分別が、何をもちたすかについては、表層水中での「硝酸濃度と懸濁態窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値」あるいは「硝酸濃度と硝酸そのものの $\delta^{15}\text{N}$ 値」の”逆相関”関係の観測 (Wada, 1980; Saino and Hattori, 1985; Horrigan et al., 1990; Goering et al., 1990; Altabet et al., 1991; Altabet and Francois, 1994) 等、多くの事例があり、その同位体分別係数等の様々な知見が得られてきた。こうした外洋表層水中での観測的研究は、本章第2節でも述べる様に、古海洋学的手法としての $\delta^{15}\text{N}$ 値の有用性を検討する上で不可欠である。しかし、一方で、それらの現場観測には、「水塊の同一性が保証されない (つまり異なる水塊が混入することによる $\delta^{15}\text{N}$ 値への影響が否定できない)」等の問題が常にあり、より管理された水塊での実験的な研究による、同種の事象の確認が求められてきた。実験室内レベルでの培養植物プランクトンによる硝酸取り込み実験等 (Wada and Hattori, 1978; Montoya, 1994) では、しかし、海洋表層で実際に起こっている様々な生物間での相互作用の影響等を含めた検討は、行えない。本論で、こうした問題への1つの解決策として実施したのが、中規模閉鎖系を用いた植物プランクトンブルーム実験である。中規模閉鎖系実験 (メソコスム) とは、海洋表層水塊を数万リットル分だけ、ビニールバック等に隔離して表層水に浮かべ、栄養塩等を添加して、人工的に植物プランクトンブルーム等を生じさせるものである (Menzel and Case, 1977)。

ここで述べる中規模閉鎖系実験は、1986年7月15日より23日間、カナダバンクーバー島のサーニッチ入江 (カナダ海洋研究所の沖) において実施されたもので、表層水塊隔離用には、直径2.5m、深さ16mの円筒形ビニールバッグ (容積約7万リットル、上端開放、下端閉塞型) を用いた。実験開始時に、まず硝酸、リン酸、ケイ酸をそれぞれ水塊全体に、均等に30、3、50 $\mu\text{M}$ の濃度になるよう添加した後、放置し、植物プランクトンブルームを人工的に発生させて、以後2~3日毎に、0-4m、4-8m、8-12mからの、ポンプによる積

分的採水を行い、またバッグ下端（16m）に付けたホースからの沈降（堆積）粒子の採取を行って、各種溶存・懸濁物質の濃度、フラックス、および同位体組成の経時変化を観測した。懸濁・沈降粒子は、共にあらかじめ 450°C で 4 時間焼いた Whatman GF/C フィルター上に、濾別して採取した。分析した項目は、硝酸、アンモニア態窒素濃度（Hama et al., 1988）、Chl. a 濃度（Hama et al., 1988）、懸濁（沈降粒子）有機炭素・窒素濃度（フラックス）（Yanaco MS-1 CHN corder による）、溶存態有機炭素濃度（湿式酸化法（Menzen and Vaccaro, 1964）による）、 $^{13}\text{C}$  法による一次生産速度（Hama et al., 1988）、主要植物プランクトン組成（Hama et al., 1988）、および懸濁・沈降粒子態の有機炭素・窒素安定同位体比である。

### 3-1-2. 実験の結果

図 2 に、各観測項目の経時変化をしめす。硝酸（+亜硝酸：表層付近なのでほとんど無視できると考えられる）濃度は、実験開始後、0-4m、4-8m の各層で速やかに減少して、それぞれ 6、8 日目に 0 になり（図 2-a）、活発な植物プランクトンによる硝酸の取り込み状況を示した。Chl. a 濃度（図 2-c）、懸濁態有機炭素・窒素濃度（図 2-e、f）は、各層で当初急速に増大するが、その極大時期は 0-4m、4-8m、8-12m と深くなるにつれ、約 2 日ずつ遅れ、ブルームにより生成した植物プランクトンが表層から下層へ速やかに沈降していく状況を示した。沈降粒子態有機炭素・窒素のフラックス（図 2-e、f）の極大も、8-12m 層における懸濁態濃度のピークに引き続いて生じ（8-13 日）、ブルーム生成物の速やかな除去の状況を示す。一次生産速度（図 2-h）は、光環境の好適な 0-4m でその Chl. a 量を問わず、常に最大であり、その極大時期は Chl. a のそれと一致していた。アンモニア態窒素（図 2-b）および溶存態有機炭素（図 2-g）の濃度は、全実験期間を通じて、比較的一定であり、有機物の分解・溶解や再生産プロセスが、ブルーム時に余り大きく変動しない可能性を示唆した。

この間の懸濁・沈降粒子態窒素の  $\delta^{15}\text{N}$  値の経時変化を、図 3 に示す。懸濁粒子の  $\delta^{15}\text{N}$  値は、当初 2、4 日目に向けて急速に減少するが、その後再び増大し、硝酸が表層付近で枯渇する 6、8 日目以降は、比較的一定の値を保つ。こうした懸濁粒子における変化は、少し遅れて沈降粒子にも現れている。これらの  $\delta^{15}\text{N}$  値の変動は、1) まず大量に付加された硝酸を、植物プランクトンが大きな同位体分別を伴って取り込むこと（軽い  $^{14}\text{NO}_3^-$  の優先的取り込み）により、当初極めて低い  $\delta^{15}\text{N}$  値の懸濁粒子が生産されること、2)

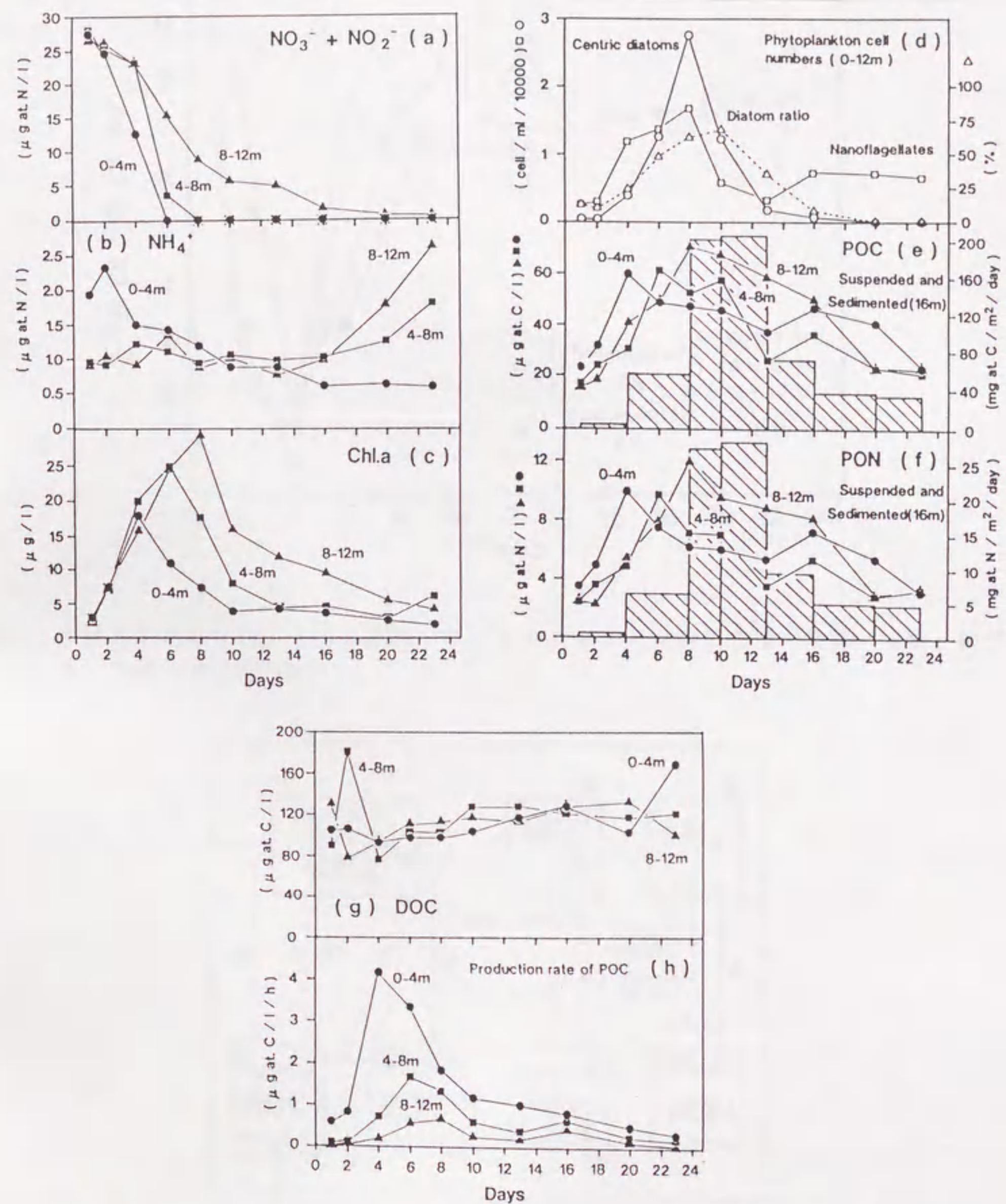


図2. 中規模閉鎖系水塊における植物プランクトンブルーム時の化学的・生物学的パラメータの時間変化. (a) 硝酸 (+ 亜硝酸) 濃度、(b) アンモニア濃度、(c) クロロフィル a 濃度、(d) 植物プランクトンの細胞数、(e、f) 懸濁粒子態有機炭素・窒素濃度と、沈降 (堆積) 粒子態有機炭素・窒素フラックス、(g) 溶存態有機炭素濃度、(h) 懸濁態有機炭素の一次生成速度.

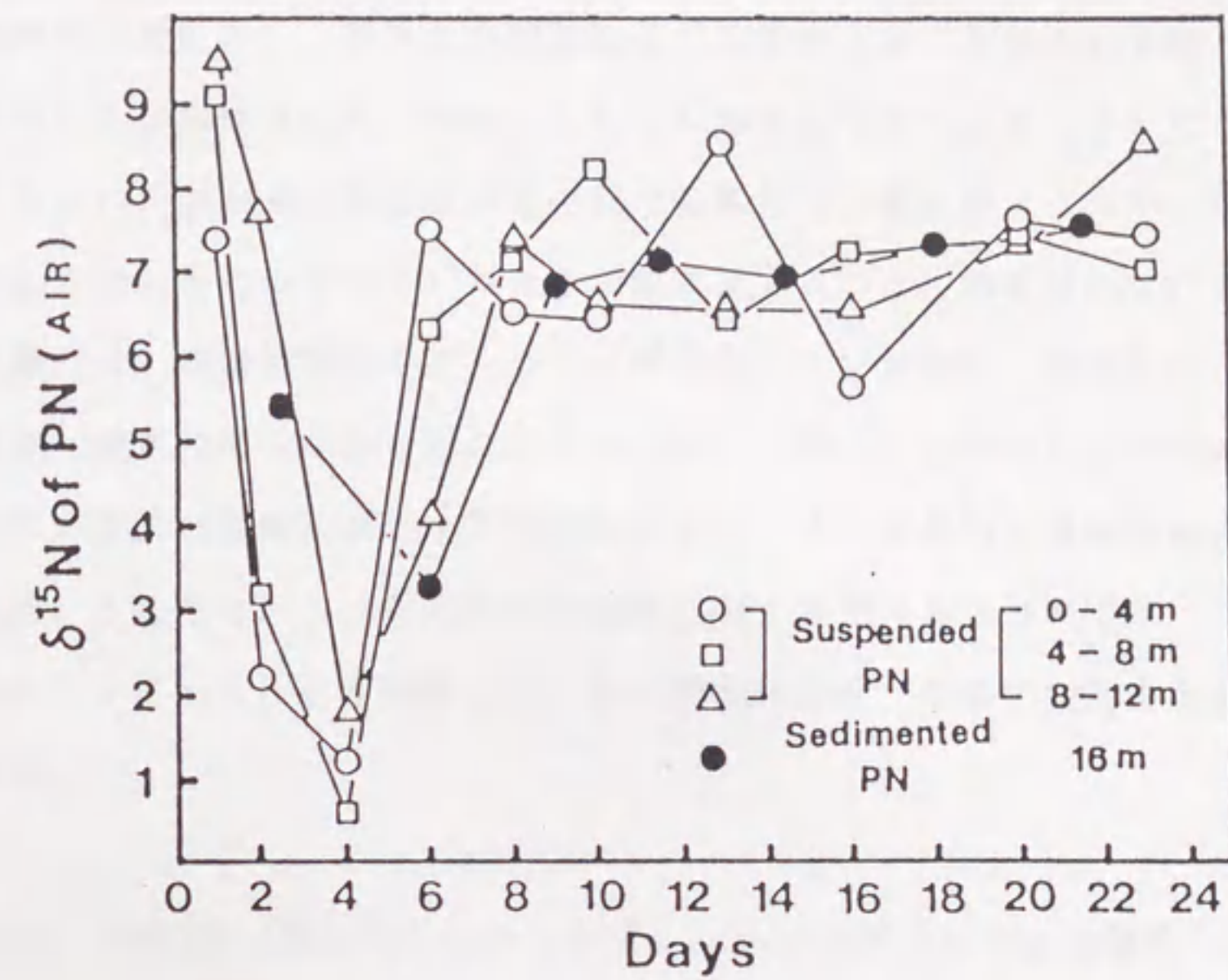


図3. 中規模閉鎖系水塊における植物プランクトンブルーム時の懸濁・沈降（堆積）粒子  $\delta^{15}\text{N}$  値の時空間変化.

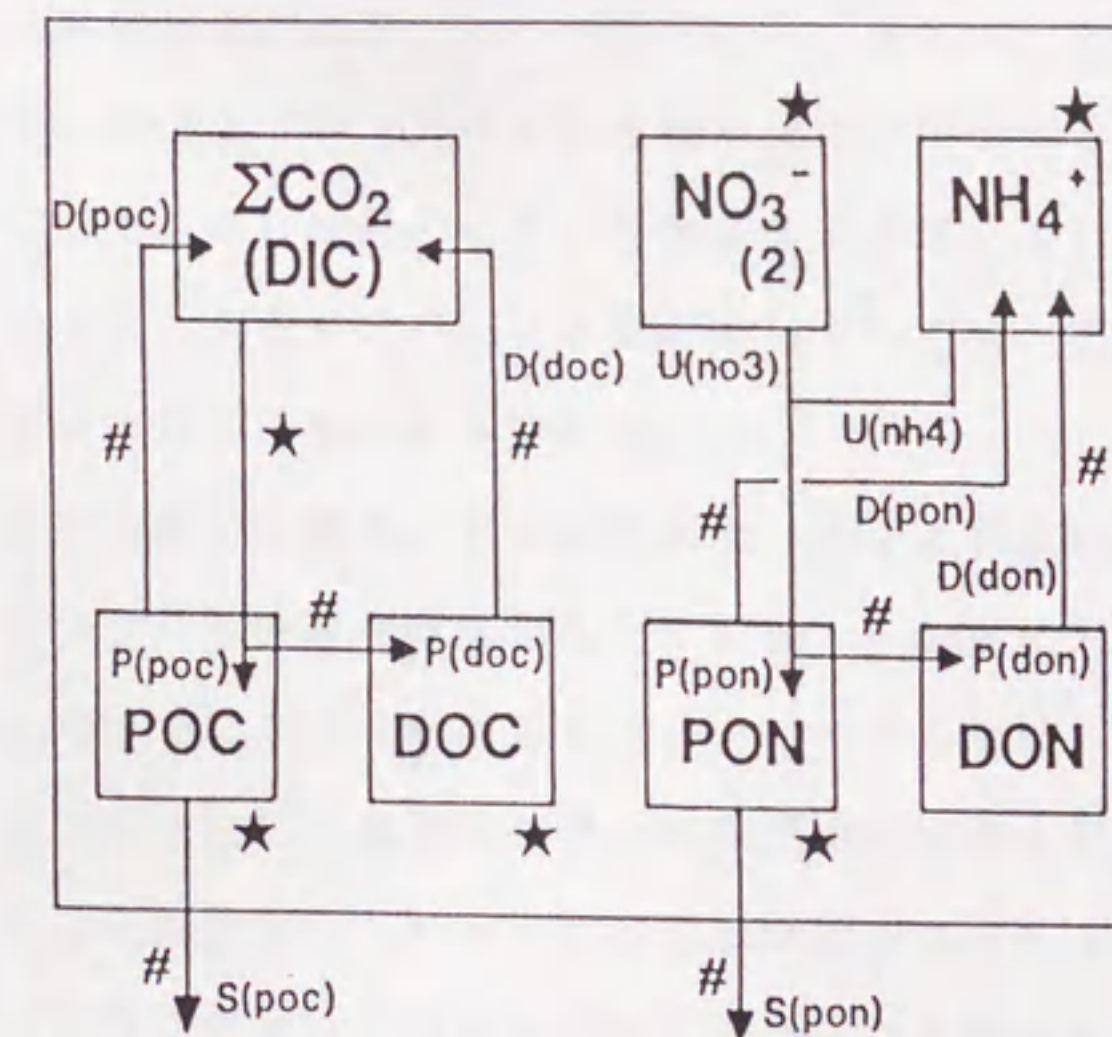


図4. 中規模閉鎖系水塊の0-4m層における植物プランクトンブルーム時の炭素・窒素循環の、復元のためのマスバランスモデル。（★印は、その大きさが測定されている濃度・フラックスを示す。#印は、マスバランス計算のために、そのC/N比をあらかじめ予想できると仮定した有機物のフラックスである。各フラックスの表記については、全て表1のものと同じである。）

しかし硝酸の消費に伴い、残された硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値がどんどん増大してゆくことにより、遅れて作られる懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値もどんどん増大してゆくこと、3)そして硝酸の枯渇後は、アンモニア態窒素と懸濁態窒素の間で分解と再生産のサイクルが、半定常状態に達することにより、懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値も一定に達すること、等を示していると思われる。今回の実験では、硝酸態窒素やアンモニア態窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、測定していないが、他の多くの窒素(炭素)循環についてのパラメーター(図2)を測定しているので、上述の説明について、従来の現場観測では不可能であった、より定量的で厳密な議論が可能であると思われる。ここでは、バグ内の窒素循環に関するマスおよび同位体バランスについての「ダイナミックモデル」を構築して、その懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動を定量的に解析する事を試みた。

### 3-1-3. マス・同位体バランスについてのダイナミックモデルによる解析

モデルを用いた解析の手順は、ここでは以下の2つの段階に分かれる。1)バグ内の窒素(炭素)循環について、詳細なマスバランスモデルを構築し、「観測された」諸パラメーターの変動データから、まず、有機物の分解や沈降等の、「観測されていない」諸パラメーターの変動を再現する。次に、2)再現された「完全な」バグ内での窒素循環変動のシナリオの上で、同位体バランスモデルを働かせて、同位体分別等についての諸々の仮説を検証する。このような2段階のモデルを作成するのは、2)の同位体モデルを検証してゆく時に、その土台となるマスバランス像があいまいでは、実際の懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値等との対比が、意味を持ち得ないからである。

第1のマスバランスモデルの構成とその概念図を、表1と図4に示す。ここでは、上方からの沈降粒子の付加という効果を考慮しなくて済む、0-4m層を対象を限定し、その中の炭素・窒素収支について、モデルを構成した。このモデルでは、0-4m層と下層との物質のやりとりとしては、基本的に「粒子の沈降」以外のものは考えず、拡散による物質フラックスは無視した。これは初日からバグ内に温度成層が見られることや、0-4m層と4-8m層の間には、実際に溶存物質濃度の勾配はほとんどないことから、ほぼ妥当な仮定であると思われる。図2で観測された諸データの中で、このマスバランスモデルの中に「既存のデータ」として取り込めるのは、硝酸態・アンモニア態窒素の現存量の変化、懸濁態有機炭素・窒素の現存量の変化、溶存態有機炭素の現存量の変化、無機態炭素の取り込み速度(懸濁態有機炭素の生産速度)の6種類(図4の★印)であるが、一方で、「再現しな

表1. バッグ内 0-4m層における炭素と窒素のマスバランスモデル

1. 炭素の保存方程式

$$d[\text{POC}]/dt = P(\text{poc}) - D(\text{poc}) - S(\text{poc}) \quad (1-1)$$

$$d[\text{DOC}]/dt = P(\text{doc}) - D(\text{doc}) \quad (1-2)$$

$$d[\text{DIC}]/dt = D(\text{poc}) + D(\text{doc}) - P(\text{poc}) - P(\text{doc}) \quad (1-3)$$

$$P(\text{doc}) = 0.2 \cdot P(\text{poc}) \quad (1-4)$$

2. 窒素の保存方程式

$$d[\text{PON}]/dt = P(\text{pon}) - D(\text{pon}) - S(\text{pon}) \quad (1-5)$$

$$d[\text{DON}]/dt = P(\text{don}) - D(\text{don}) \quad (1-6)$$

$$P(\text{pon}) + P(\text{don}) = U(\text{no3}) + U(\text{nh4}) \quad (1-7)$$

$$d[\text{NO3}]/dt = -U(\text{no3}) \quad (1-8)$$

$$d[\text{NH4}]/dt = D(\text{pon}) + D(\text{don}) - U(\text{nh4}) \quad (1-9)$$

3. 有機物のC/N比に関する仮定

$$S(\text{poc})/S(\text{pon}) = C/N(\text{pom}) \quad (1-10)$$

$$D(\text{poc})/D(\text{pon}) = C/N(\text{pom}) \quad (1-11)$$

$$P(\text{doc})/P(\text{don}) = D(\text{doc})/D(\text{don}) = 15 \quad (1-12)(1-13)$$

各記号は以下のように定義される。: [POC],[PON] 懸濁態有機炭素・窒素濃度 ( $\mu\text{M}$ ); [DOC],[DON] 溶存態有機炭素・窒素濃度 ( $\mu\text{M}$ ); [DIC],[NO3],[NH4] 全炭酸、硝酸、アンモニア濃度 ( $\mu\text{M}$ ); P(poc),P(pon),P(doc),P(don) 懸濁態有機炭素・窒素、溶存態有機炭素・窒素の生産速度 ( $\mu\text{M}/\text{day}$ ); U(no3),U(nh4) 植物プランクトンによる硝酸、アンモニアの取り込み速度 ( $\mu\text{M}/\text{day}$ ); D(poc),D(pon),D(doc),D(don) 懸濁態有機炭素・窒素、溶存態有機炭素・窒素の分解速度 ( $\mu\text{M}/\text{day}$ ); S(poc),S(pon) 懸濁態有機炭素・窒素の沈降速度 (率) ( $\mu\text{M}/\text{day}$ ); C/N(pom) 懸濁粒子有機物の C/N比



なければならないパラメーター」は、硝酸態・アンモニア態窒素の取り込み速度、懸濁態窒素の生産速度、懸濁態有機炭素・窒素の分解速度、懸濁態有機炭素・窒素の沈降速度、溶存態有機炭素・窒素の分解速度、溶存態有機炭素・窒素の生産速度、溶存態有機窒素・全炭酸の現存量変化の13種類がある。本論では、この13種類の未知パラメーターの経時変化を一意的に求めるために、最も確からしいと思われる炭素・窒素の保存式以外にも、幾つかの特別な仮定を導入して、計13個の独立な方程式(表1)を構成した。表1において導入したそれらの仮定とは、「懸濁態有機炭素・窒素の沈降、分解時には、現存する懸濁粒子のC/N比と同じC/N比の粒子が沈降、分解する」(式1-10, 1-11)、「溶存態有機物のC/N比は、15として固定する(Williams, 1975)」(式1-12, 1-13)、「溶存態有機炭素の生産速度は、懸濁態有機炭素の生産速度の0.2倍とする(Ignatiades, 1973)」(式1-4)などである。式1-10, 11の仮定についてはともかく、式1-12, 13, 4の溶存態有機物についての仮定は、ブルーム時にそれが一定である保証はないが、ここでの解析の焦点となる懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値に対しては、その影響は、ほとんど出てこないと考えられるので、敢えてこれらの仮定を最もありうべき数値として採用した。他にも、このマスバランスモデルには、「全炭酸について、大気とのガス交換・炭酸塩の寄与を無視した」、「マイクロビアルループによる懸濁有機物の生成を無視した」等の仮定が含まれているが、前者については、 $\delta^{15}\text{N}$ 値とは無関係であり、後者についても植物プランクトンブルーム時には光合成速度が極めて高いこと(Hama et al., 1988)等から、この仮定は大きく違ってはいないと考えられた。

図5に、このモデル(表1)に実際のデータ(図2)を代入して求めた、上述の13の未知パラメーターのいくつかの計算結果を示す。各パラメーター共に、観測が行われた2日もしくは3日の間隔の間では、その大きさはそれぞれ一定として表した。 $^{13}\text{C}$ ボトル現場培養法による懸濁態有機炭素生産速度(図2-h: 1時間当たりの値(Hama et al., 1988))を、1日当たりの値に換算するに当たっては、日照時間が長いことと、培養時刻(10:00-15:00)が生産速度の最大となる早朝からはずれていることを考慮して(Taguchi, 1976)、22倍という倍数を掛けた。また、観測開始時の全炭酸濃度は、水温(15°C)・塩分(29)から、Parsons et al.(1984b)の方法で、 $1830\mu\text{mol}$ とおいた。計算された懸濁粒子有機物の沈降率は、現存する懸濁粒子量に対する比率として、0~0.9(/day)であった(図5-b, c, 図2-e)。この現存量当たりの0-4m層での沈降率は、沈降速度にして約0~4m/dayに相当し、植物プランクトンやデトリタスのそれとよく一致する(Walsby and Rey

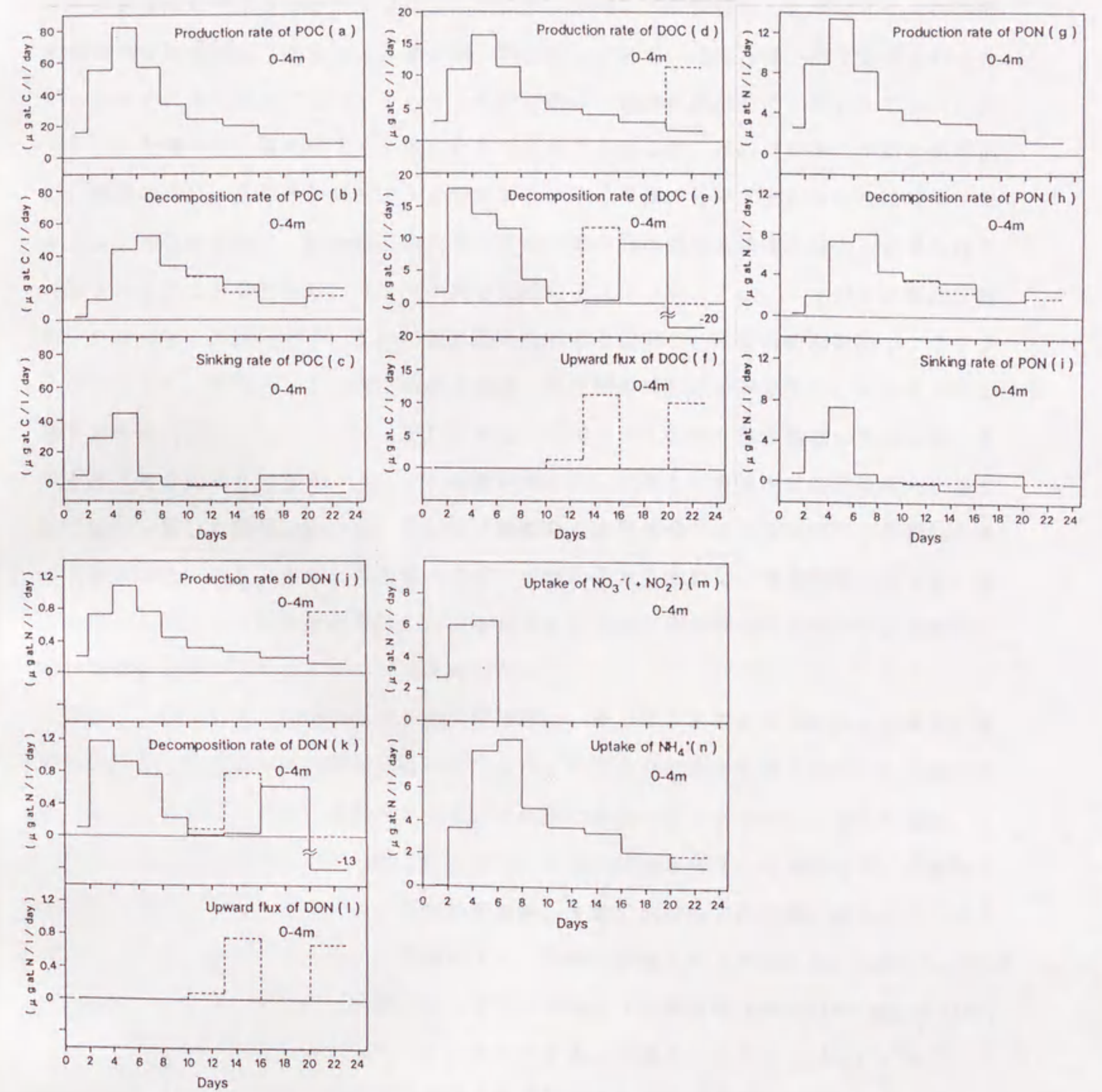


図5. マスバランスモデルにより復元された、植物プランクトンブルーム時の中規模閉鎖系水塊の0-4m層における、炭素・窒素循環 (a~nは、各フラックスの時間変化についての復元結果)。

nolds, 1980)。実験の後半部分の計算結果には、しかし、幾つかの矛盾も見られる。「マイナスの沈降粒子フラックス」(図5-c, i: 10-16, 20-23日目)と「マイナスの溶存有機物の分解速度」(図5-e, k: 20-23日目)である。これらは、図2で得られた各データがそれぞれ独立の方法でとられたものであり、個別の誤差を含んでいることや、表1で示した幾つかの仮定の下で、生じたものと考えられるが、次の同位体モデルに進む前に、論理のつじつまを合わせておく必要がある。ここでは、この「上向きの沈降粒子フラックス」が現れる時に、0-4m層における大きな「溶存態有機炭素濃度の増大」が見られる(図2-g)ことなどから、「マイナスの沈降粒子フラックス」は、「上向きの溶存有機物フラックス」(図5-f, l)に置き換えられると仮定し、その時の沈降粒子フラックスは0にして、その分、0-4m層における懸濁、溶存態有機物の分解速度を、それぞれ減少、増大させた(図5-b, e, h, k)。また、「マイナスの溶存態有機物の分解」は、そのまま「その生産」(図5-d, j)に置き換えた。これらの仮定を暫定的に導入することには、一貫した論理はないが、それら「調整量」の懸濁粒子の収支に対する影響は小さく(図5-b, h)、また、懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の主たる変動は、実験期間の前半部に集中しているので、これらの後半部における若干の変更は、次の同位体モデルによる解析には、大きな影響を与えないものと考えられた。

次に、ここで再現した0-4m層での窒素循環場に、そっくりそのまま同位体比を載せて動かすための、窒素同位体バランスについてのダイナミックモデルを表2に示す。このモデルでは、同位体分別が起こる過程として、「硝酸の植物プランクトンによる取り込み」(2-3, 2-4)と「懸濁態窒素の分解」(2-1, 2-5)の2つのみを考え、その他の全ての過程で、同位体分別は0としてある。このうちの前者が、本論における中心課題であることは言うまでもないが、後者については、懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の深度分布(Saino and Hattori, 1980)や動物プランクトンを用いた植物プランクトンの捕食・分解実験(Checkley and Miller, 1989)等で、その存在が確認されているものである。つまり、この2つ(もしくは、その中の1つ)の過程だけで、実際の懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動が説明できるのかどうかについて、ここでは検討した。このモデルの中の、各態窒素の生産、分解、沈降、取り込み、再生等のパラメーターは、全て、図5で各観測期間に対応して得られたものを、そのまま用いている。ただし、新しく生産される溶存態有機窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値については、ここでは情報が無いので、同時に生産された懸濁態窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値と同じと仮定した。また、先に述べた、「上向きの溶存態有機物フラックス」に対応する $\delta^{15}\text{N}$ 値については、それを0-

表2. バッグ内 0-4m層における窒素同位体マスバランスモデル

$$d(\delta^{15}\text{N}(\text{pon}) \cdot [\text{PON}])/dt = \delta^{15}\text{N}(\text{p}) \cdot \text{P}(\text{pon}) - \delta^{15}\text{N}(\text{pon}) \cdot \text{S}(\text{pon}) - (\delta^{15}\text{N}(\text{pon}) - 3) \cdot \text{D}(\text{pon}) \quad (2-1)$$

$$d(\delta^{15}\text{N}(\text{don}) \cdot [\text{DON}])/dt = \delta^{15}\text{N}(\text{p}) \cdot \text{P}(\text{don}) - \delta^{15}\text{N}(\text{don}) \cdot \text{D}(\text{don}) + \delta^{15}\text{N}(\text{UPdon}) \cdot \text{UP}(\text{don})^* \quad (2-2)$$

$$\delta^{15}\text{N}(\text{p}) = ((\delta^{15}\text{N}(\text{no3}) - \epsilon) \cdot \text{U}(\text{no3}) + \delta^{15}\text{N}(\text{nh4}) \cdot \text{U}(\text{nh4})) / (\text{U}(\text{no3}) + \text{U}(\text{nh4})) \quad (2-3)$$

$$d(\delta^{15}\text{N}(\text{no3}) \cdot [\text{NO3}])/dt = (\delta^{15}\text{N}(\text{no3}) - \epsilon) \cdot \text{U}(\text{no3}) \quad (2-4)$$

$$d(\delta^{15}\text{N}(\text{nh4}) \cdot [\text{NH4}])/dt = -\delta^{15}\text{N}(\text{nh4}) \cdot \text{U}(\text{nh4}) + (\delta^{15}\text{N}(\text{pon}) - 3) \cdot \text{D}(\text{pon}) + \delta^{15}\text{N}(\text{don}) \cdot \text{D}(\text{don}) \quad (2-5)$$

各記号は、以下のように定義される： $\delta^{15}\text{N}(\text{pon})$ ,  $\delta^{15}\text{N}(\text{don})$ ,  $\delta^{15}\text{N}(\text{no3})$ ,  $\delta^{15}\text{N}(\text{nh4})$  懸濁態窒素、溶存態有機窒素、硝酸、アンモニアの $\delta^{15}\text{N}$ 値(‰; AIR)； $\delta^{15}\text{N}(\text{p})$  植物プランクトンによって新しく作られる有機物の $\delta^{15}\text{N}$ 値(‰; AIR)； $\epsilon$  植物プランクトンによる硝酸取り込み時の同位体分別の大きさ(‰; AIR)； $\text{UP}(\text{don})$ ,  $\delta^{15}\text{N}(\text{UPdon})$  溶存態有機窒素の下層からの拡散のフラックス( $\mu\text{M}/\text{day}$ )とその $\delta^{15}\text{N}$ 値(‰; AIR)；残りの記号については、表1と同じ。

\* 溶存態有機窒素の下層からのフラックスの発生は、後半の3つの観測期間に限られている(図5-1参照)。

4m層に現存している溶存態有機窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値と同じとした。これらの仮定には明確な根拠はないが、ブルーム期には、溶存態有機物プールの回転速度が懸濁態有機物のそれと比べて遥かに小さいこと(図5)や、「上向きフラックスの出現」が実験の後期に限られていることなどから、ここでの懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動の解析には、大きな影響はないものと考えられる。

図6-a~dに、この窒素同位体ダイナミックモデルの計算例(観測開始日の1日目を原点とした計算)を示す。ここでは、硝酸の植物プランクトンによる取り込み時の同位体分別の大きさ( $\epsilon$ )は、6%とし、懸濁態窒素の分解時の同位体分別の大きさは、3%とした(Checkley and Miller, 1989)。本実験では硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値は測定していないので、この計算の中では「硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値の初期値」についても、あらかじめ、任意に設定した(図6-a~dでは、3%とした)。また、「懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の初期値」については、観測された0-4m層における1日目の値をそのまま用い、「アンモニア態、溶存有機物態窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値の初期値」については、「実験開始前に懸濁態窒素とアンモニア態・溶存有機物態窒素の間で、懸濁粒子の分解に伴う同位体分別を介して、同位体的平衡が成り立っていた」と仮定して、懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の初期値より、3%低い値とした。図6-aでは、同位体分別係数および硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値の初期値に関する上記の設定の下で、0-4m層における懸濁態窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値の実際の変動は、このダイナミックモデルにより、極めてうまく再現することができた。懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値がこの実験の前期に大きく上下する一方で、硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、その枯渇までの間、単調かつ急速な増大を示した(図6-b)。これは、先に述べたブルーム期の懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動のメカニズム、つまり「初期の、大きな同位体分別を伴った硝酸の取り込みによる、低い $\delta^{15}\text{N}$ 値の懸濁粒子の生産」と「それによる硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値の急速な増大、その結果としての懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の増大」が、実際に植物プランクトンブルーム時の懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値を決める主たる要因であったことを、示している。

モデルを動かすに当たって設定した、同位体分別の大きさ( $\epsilon$ )や硝酸 $\delta^{15}\text{N}$ 値の初期値の妥当性を検討するため、図6-e~hに、それらを少しずつ変化させた場合の感度分析計算の結果を示す。硝酸取り込み時の同位体分別の大きさのみを変えた場合(図6-e)、硝酸 $\delta^{15}\text{N}$ 値の初期値のみを変えた場合(図6-f)、それらの両方を変えた場合(図6-g)のいずれの場合も、最初に図6-aに示した条件以上の結果は得られず、硝酸取り込み時の同位体分別の大きさとして、6%という値が最も適当であることが示唆された。

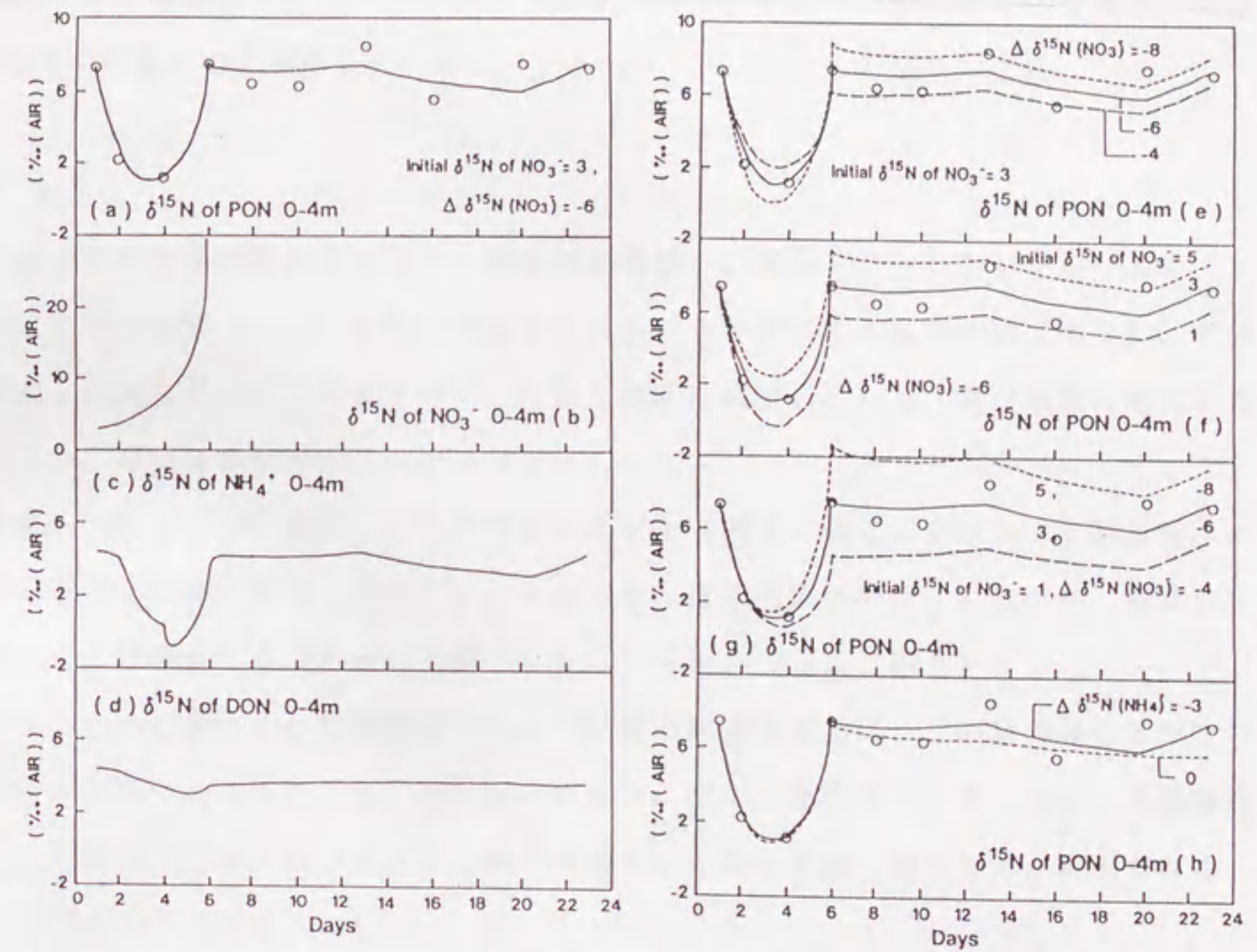


図6. 窒素同位体マスバランスモデルによりシミュレートされた、植物プランクトンブルーム時の中規模閉鎖系の0-4m層における、各態窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値の時間変化 (a: 懸濁粒子、b: 硝酸、c: アンモニア、d: 溶存態有機物. a~dは、「硝酸取り込み時の同位体分別( $\epsilon$ )」を6%、「硝酸 $\delta^{15}\text{N}$ 値の初期条件」を3%として、計算)と、懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値のシミュレート結果の諸パラメーターに対する感度分析計算結果 (e:  $\epsilon$ について、f: 硝酸 $\delta^{15}\text{N}$ 値の初期条件について、g: それら両方について、h: 「懸濁粒子の分解の際の同位体分別について). 図中の白丸が、観測された0-4m層における、懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の時間変化.

この値は、外洋における硝酸濃度と硝酸・懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の観測的關係 (Wada, 1980等) から求められた硝酸取り込み時の同位体分別係数の値とほぼ一致している。一方で、「懸濁態窒素の分解時の同位体分別」の大きさを0%としても、もともとの3%の時と比べて、ほとんど計算結果に変化はなかった (図6-h)。それは、硝酸が0-4m層に残っていた実験の前期において特に顕著である。これは、ブルーム時の懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動を議論する際には、植物プランクトンによる硝酸取り込み時の同位体分別のみを考慮するだけで、十分であることを示唆している。

#### 3-1-4. まとめ

- 1) 海洋表層の中規模閉鎖系水塊に、栄養塩を添加し、植物プランクトンブルームを人工的に生じさせたところ、硝酸が枯渇してブルームが終了するまでの間 (図2)、その懸濁・沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値には、いったん急激に減少してから、再び急激に増大するという、顕著な変動が認められた (図3)。
- 2) 表層0-4mにおいて、まず、マスバランスモデル (図4、表1) を用いて実験期間中の窒素循環を詳細に復元し (図5)、その上で、窒素同位体バランスモデル (表2) を用いて、懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動をシミュレーションした (図6)。
- 3) ブルーム時に観測された懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の複雑な変動は、この窒素同位体マスバランスモデルによるシミュレーションにより、全て「植物プランクトンによる硝酸取り込み時の同位体分別」だけで、他の分別プロセスを考慮しなくとも、説明できることが分かった (図6-h)。
- 4) 窒素同位体マスバランスモデルのシミュレーション結果の、諸パラメーターに対する感度分析計算の結果、その硝酸取り込み時の同位体分別の大きさは、約6%であることを確認した (図6-e, f, g)。

## 3-2. 北部北太平洋、ベーリング海における懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の広域表層分布

### 3-2-1. 観測の目的と概要

前節においては、管理された隔離水塊の中で、植物プランクトンブルームが生じて、それが硝酸の枯渇によって終結するまでの全期間の中で、懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値がどう変化するかを、検討した。このブルームは、しかし、硝酸の枯渇に到るまでの期間が、たったの6日間であったという点で、実際に高緯度海域の外洋などで起こる春季植物プランクトンブルームとは大きく異なり、その分、懸濁・沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動も通常観測されるもの (Altabet et al., 1991; Handa et al., 1992, 1993) と違って、極めて激しいものであった。また、北部北太平洋や南大洋等の高緯度海域では、前節の実験の場合と異なり、硝酸は秋に到るまで、表層で枯渇せずに残ることが多く (Saino et al., 1983; Miller et al., 1991)、このことこそが正に、第1章の図1-bで示した、高緯度海域における表層水中での「硝酸の利用効率の変化」として、本論の主たる考察の対象となるものである。それ故、本節では、北部北太平洋及びベーリング海の表層水から採取した懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値と硝酸の濃度等との関係を、広域にわたって明らかにして、前節で示された表層水の懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の規定メカニズムが、外洋域でも実際に成り立っているかどうかを、実際に検討する。北部北太平洋・ベーリング海海域は、南大洋や北部北大西洋などの、他の高緯度海域と異なり、表層水の塩分が極めて低く、亜表層に顕著な塩分躍層が発達して、冬期の鉛直混合を抑えている (Uda, 1963)。本節では、本海域における実際の古環境の復元 (第5章) をも展望しつつ、このような特殊な環境に注目したデータの解析を行った。

サンプリングは、図7に示した極前線以北の各測点で、東京大学海洋研究所白鳳丸のKH-88-3次航海において、実施した。表層水は、ポンプにて、水深8(10)m, 30m, 50mの各層から採取し、懸濁粒子は、約20~40リットル分ずつ、Whatman GF/Cフィルター上に濾別し、 $-20^{\circ}\text{C}$ にて凍結保存した。各サンプルは実験室に持ち帰り、脱炭酸塩処理の後、CHN-Corderにて全窒素量を測定し、その $\delta^{15}\text{N}$ 値は第2章の方法で測定した。採水地点における温度、塩分、硝酸(+亜硝酸)濃度は、CTD/RMSシステムによる現場観測と、栄養塩自動分析計により、それぞれ測定された。尚、この硝酸濃度データは、同KH-88-3次航海の共通分析データであり、同航海のPreliminary Reportに依った。



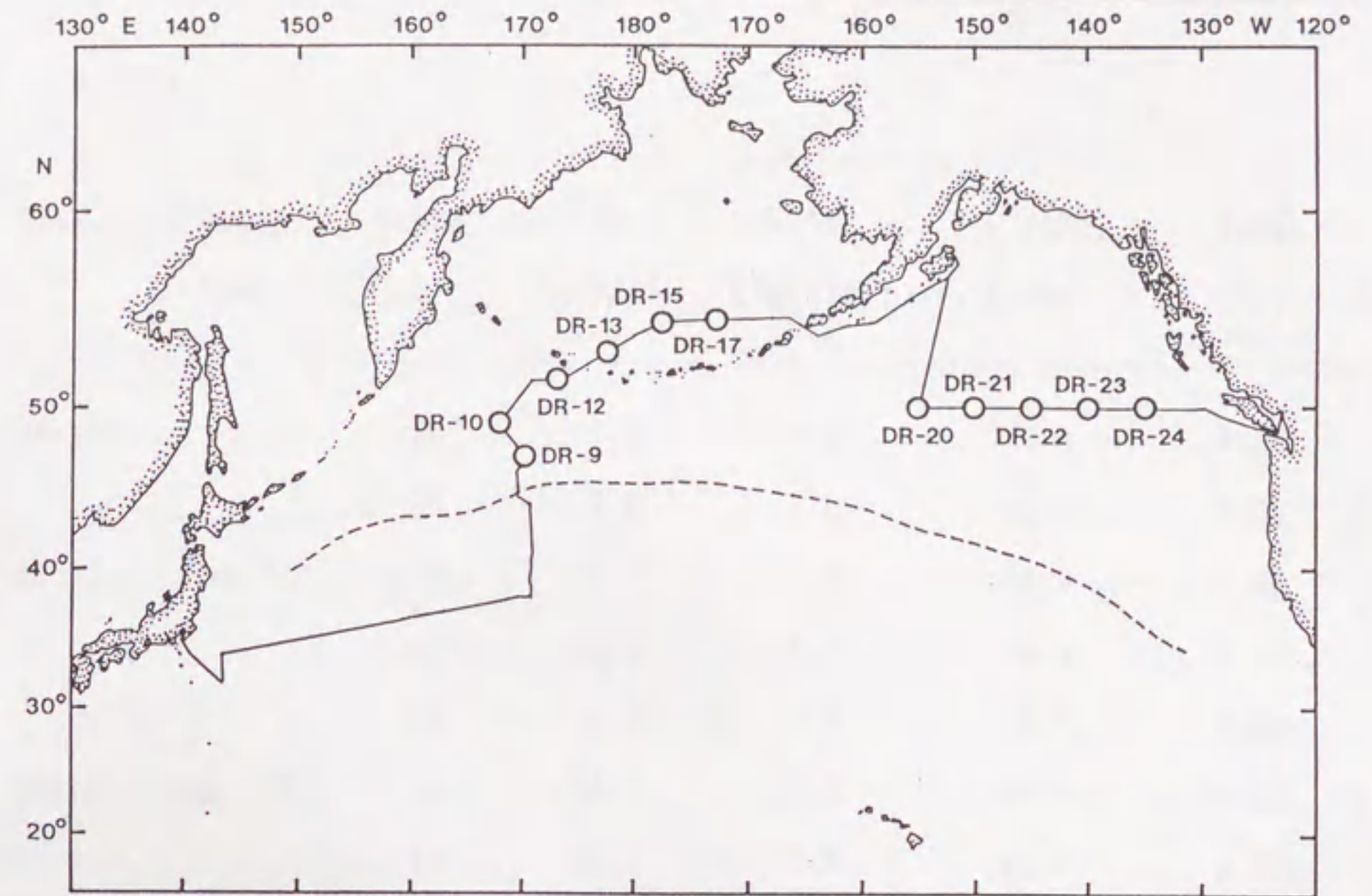


図7. 北部北太平洋・ベーリング海における表層水の懸濁粒子の採取地点（図中、点線は極前線の位置）

表3. 北部北太平洋・ベーリング海における表層水中の懸濁粒子窒素の濃度(PON)とその同位体比( $\delta^{15}\text{N}$ )、硝酸(+亜硝酸)濃度、および水温の、水平的・鉛直的分布

Site	Date (1988)	Depth (m)	PON (mgN/l)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰(AIR))	$\text{NO}_3^- (+\text{NO}_2^-)$ ( $\mu\text{M}$ )	Temp. ( $^{\circ}\text{C}$ )
DR-9	Jun. 18	8	13.6	-0.9	24.6	4.58
		30	16.7	-1.0	24.5	4.12
		50	8.9	-0.4	24.7	4.04
DR-10	Jun. 20	10	13.3	-1.2	25.6	4.12
		30	12.2	-1.0	25.3	3.72
		50	10.6	-1.2	25.4	3.16
DR-12	Jun. 22	8	13.8	-0.3	20.9	5.18

(つづく)



表3 (つづき)

Site	Date (1988)	Depth (m)	PON (mgN/l)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰(AIR))	$\text{NO}_3^- (+\text{NO}_2^-)$ ( $\mu\text{M}$ )	Temp. ( $^\circ\text{C}$ )
DR-12		30	17.2	-0.8	21.0	4.26
		50	5.0	-2.0	22.0	3.65
DR-13	Jun. 22	10	17.4	1.0	24.3	5.06
		30	14.9	1.1	24.6	4.07
		50	5.2	0.5	25.7	3.64
DR-15	Jun. 23	8	14.6	1.1	22.3	6.32
		30	16.0	1.7	22.2	4.76
		50	6.8	1.5	28.1	3.96
DR-17	Jun. 24	8	17.6	1.5	22.5	5.80
		30	15.3	1.0	22.7	4.70
		50	6.2	2.4	23.9	3.88
DR-20	Jul. 3	8	9.3	-0.8	15.8	7.88
DR-21	Jul. 5	10	9.6	0.8	16.5	7.83
		30	7.8	0.7	16.3	7.78
		50	8.5	1.1	16.9	6.39
DR-22	Jul. 6	8	11.1	0.4	15.6	8.12
		30	12.3	0.8	15.7	7.48
		50	9.1	0.3	15.9	6.95
DR-23	Jul. 7	8	7.7	2.5	9.2	9.67
		30	7.6	2.1	9.6	9.04
		50	8.5	2.2	9.3	8.50
DR-24	Jul. 8	8	8.3	4.1	5.0	11.12
		30	9.5	4.8	5.1	9.87
		50	21.5	4.5	5.7	8.13

### 3-2-2. 観測結果とその表層水の環境因子との関わり

各サンプリング地点におけるサンプル採取日と表層水中の懸濁態窒素濃度、その $\delta^{15}\text{N}$ 値、硝酸+亜硝酸濃度（この水深では、ほとんどが硝酸であると思われる（Saino et al., 1983））、水温の鉛直分布を、表3および図8に、まとめて示す。懸濁態窒素濃度は、夏季における従来の当海域での報告例（Tanoue and Handa, 1979a; Saino and Hatori, 1985）とくらべて低く、ほとんどの海域で、春季植物プランクトンブルームの時期と相前後していた、と考えられる。懸濁態窒素濃度は、DR-24 地点を除きすべて30m以深で急減し、現場の一次生産の制限因子が栄養塩ではなく（表3）、光であることを示唆している。一方、懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値は、各海域で鉛直的に比較的均一な分布を示し、懸濁粒子の生産条件が深さ方向に余り変化しない、或いは上方から下方への単純な有機物輸送が下層の懸濁粒子の起源であることを示唆している。本海域では、0%付近の低い $\delta^{15}\text{N}$ 値を持った懸濁粒子が多く、多くの地点で観測された。一般に、深層水中の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、6%程度であるとされている（Liu and Kaplan, 1989）ので、高緯度海域におけるこのような低い懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、前節でも示した植物プランクトンブルームの初期（あるいはその前）における、大きな同位体分別（約6%）を伴った硝酸の取り込みによって、説明されている（Wada and Hattori, 1976等）。しかし、これまた前節で見たように、表層水が温度躍層の存在等によって、硝酸の供給源（ここでは深層水）から隔離された場合、ブルームの進行による硝酸の消費（濃度の減少）に伴って、硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値も増大し（Wada, 1980）、それから作られる懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値も増大してゆくことが予想できる（Altabet et al., 1991; Nakatsuka et al., 1992）。このことを定量的に表現すると以下ようになる。

まず、春先の植物プランクトンブルームが始まる前の表面混合層内での硝酸の濃度とその $\delta^{15}\text{N}$ 値を、それぞれ、 $[\text{NO}_3^-]_i$ 、 $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3-(i)}$ とし、夏季には季節温度躍層を越えての下層から表層への硝酸の供給はないとすると、現存する硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値（ $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3-(t)}$ ）は、硝酸の植物プランクトンによる取り込み時の同位体分別の大きさの絶対値を、 $\epsilon$ （%）として、

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3-(t)} = \delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3-(i)} - \epsilon \cdot \ln \left( [\text{NO}_3^-]_t / [\text{NO}_3^-]_i \right) \quad (1)$$

のように表せる。ここで、 $[\text{NO}_3^-]_t$ は、表層水中に残存している硝酸濃度である。これは、いわゆるレーリー蒸留モデルと同じである。さらに、生成された懸濁粒子が速やかに沈降

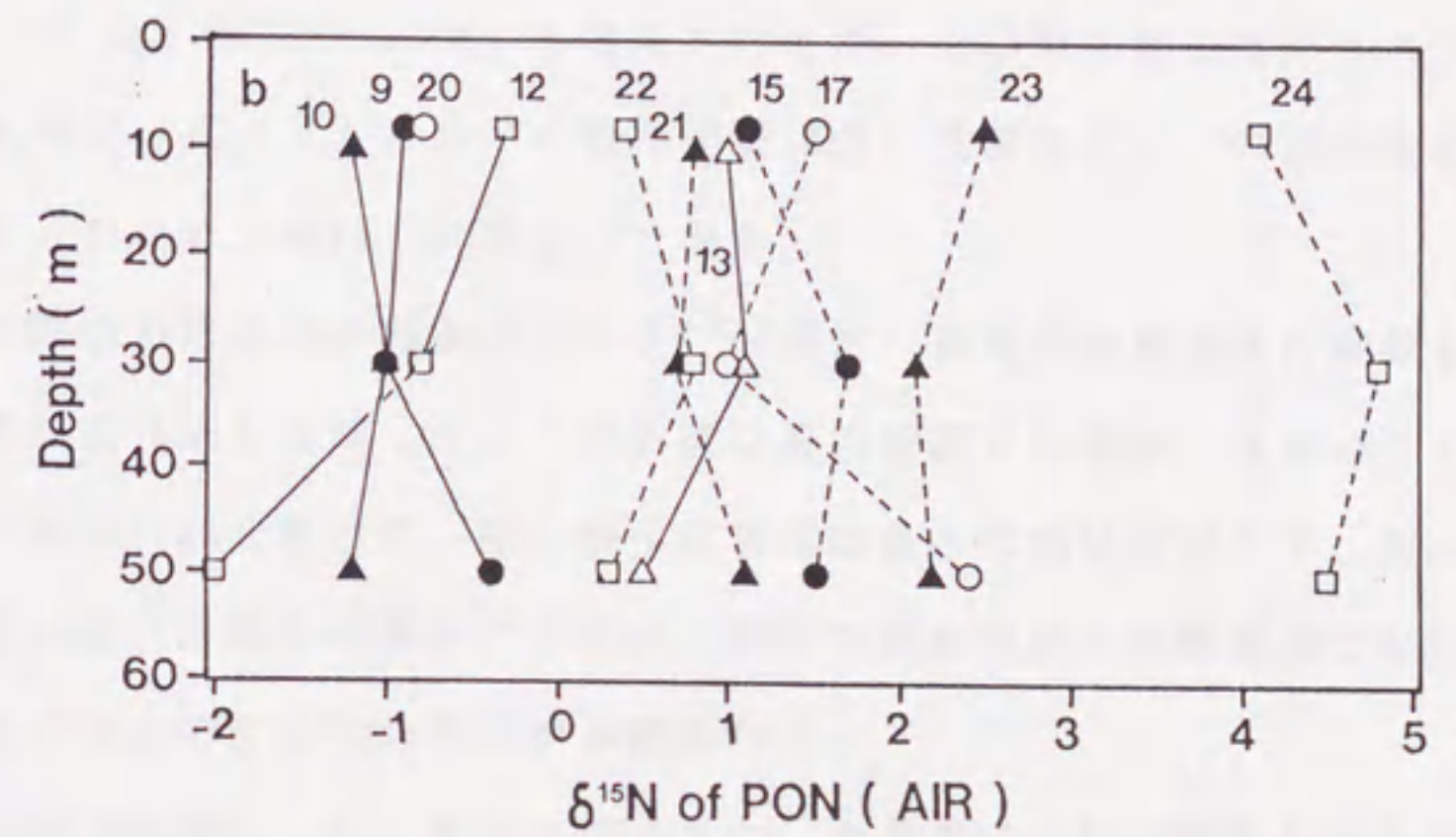
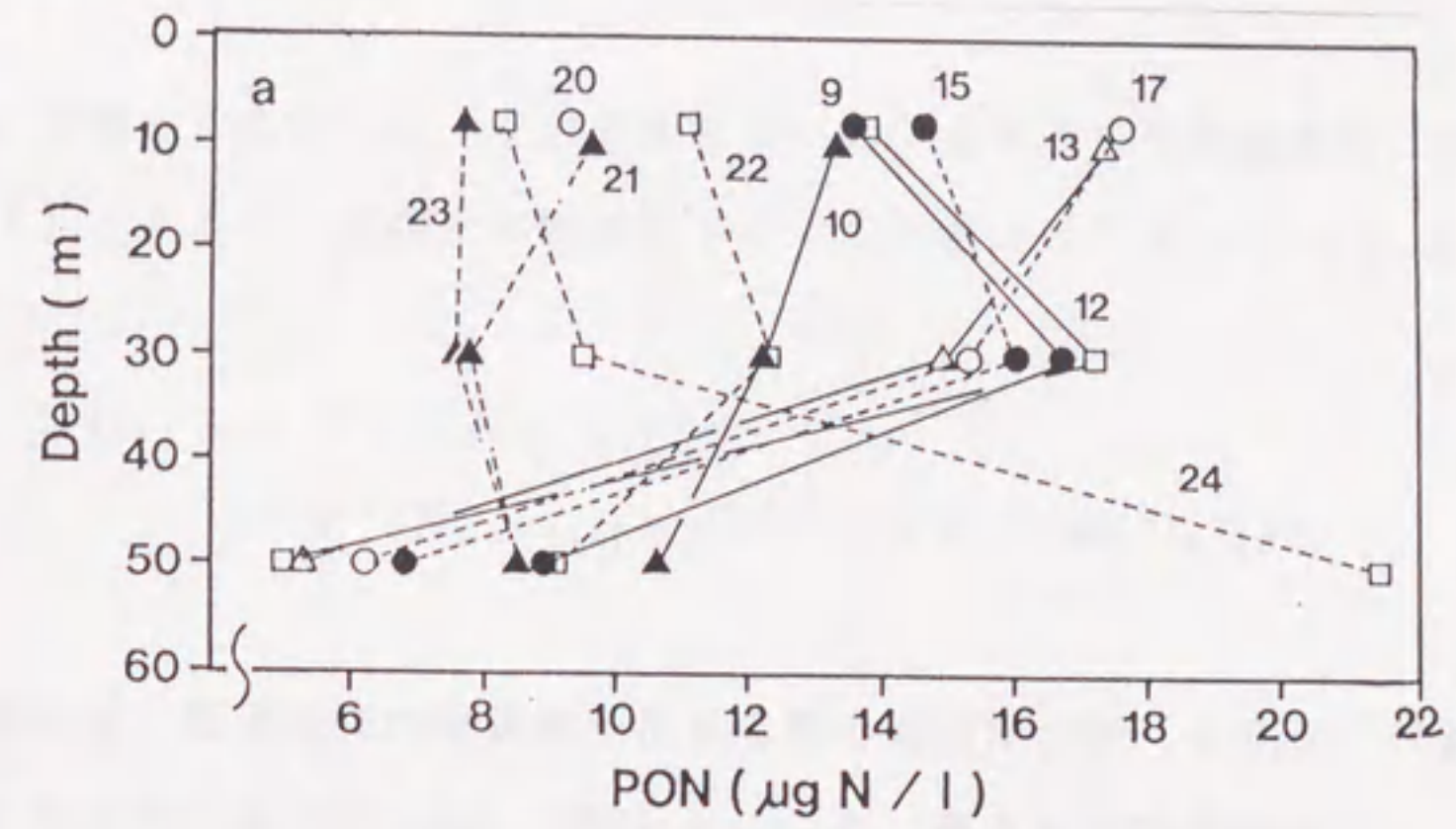


図8. 北部北太平洋・ベーリング海における表層水中の懸濁態窒素の濃度 (a) と  $\delta^{15}\text{N}$  値 (b) の鉛直分布. (図中、白丸は、DR-17,20、黒丸は、DR-9,15、白三角は、DR-13、黒三角は、DR-10,21,23、白四角は、DR-12,22,24、をそれぞれ示す。)

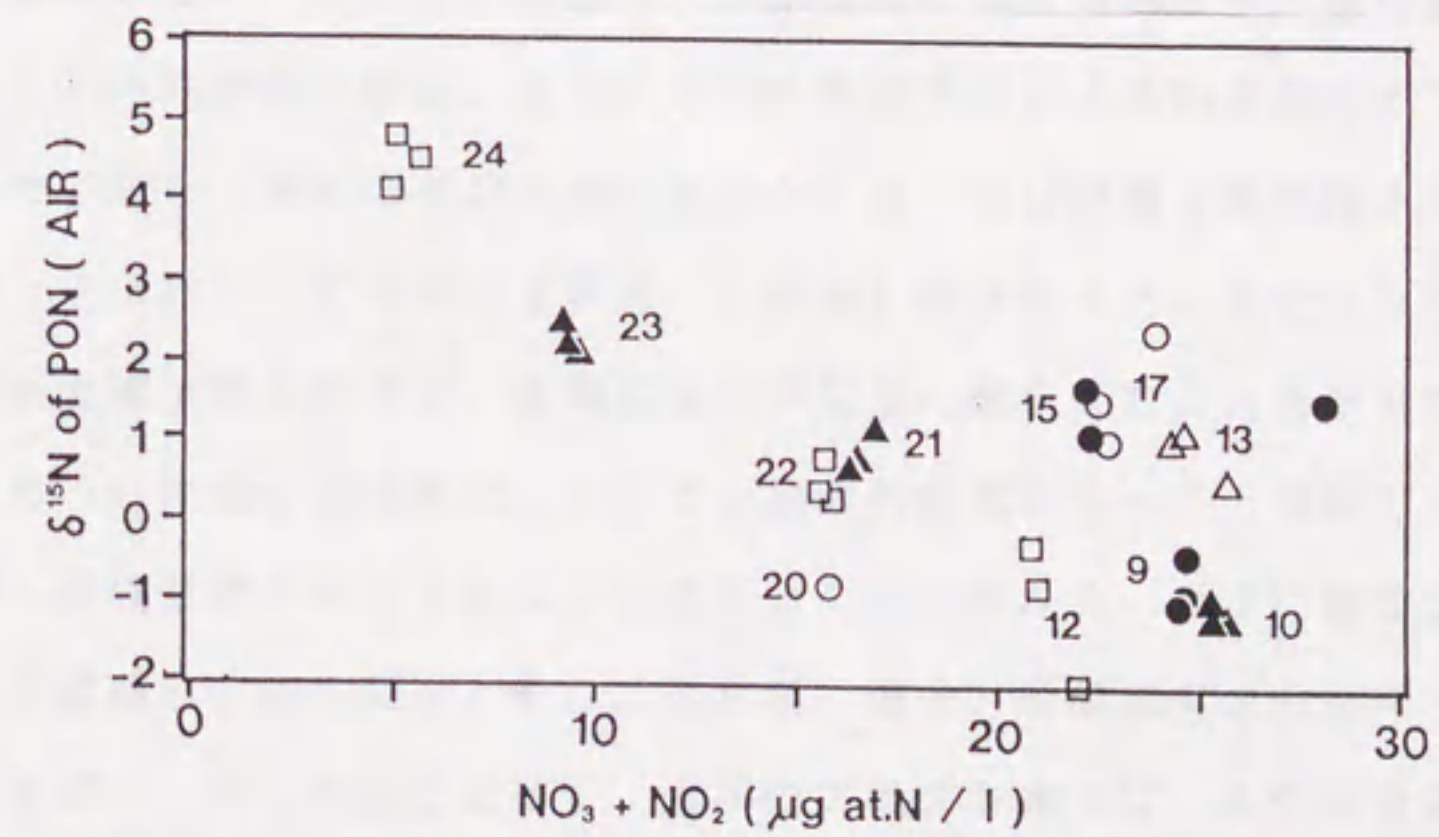


図9. 北部北太平洋・ベーリング海における表層水中の懸濁粒子  $\delta^{15}\text{N}$  値と現場の硝酸 (+亜硝酸) 濃度の関係 (相関係数  $r = 0.698$ ; DR-23,24を除くと、相関無し)

粒子として、表層水から除かれ、その表層水中における現存量が硝酸濃度に比べて十分に小さい(表3)とすると、表層水の懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値( $\delta^{15}\text{N}_{\text{susp}(t)}$ )は、

$$\begin{aligned}\delta^{15}\text{N}_{\text{susp}(t)} &= \delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3^-(t)} - \varepsilon \\ &= \delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3^-(i)} - \varepsilon - \varepsilon \cdot \ln\left(\frac{[\text{NO}_3^-]_t}{[\text{NO}_3^-]_i}\right)\end{aligned}\quad (2)$$

となる。実際には、懸濁粒子が沈降粒子化する際の同位体分別(より $\delta^{15}\text{N}$ 値の高い粒子が沈降するとされている(Altabet, 1988))により、残される懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は低くなる(Checkley and Miller, 1989)と考えられるが、その時の同位体分別の大きさも含めて一定である限り、式(2)における残存硝酸濃度と懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の負の相関関係は、切片が変化するのみで、維持されるはずである。

しかし、実際の表層水中の懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値と、現場の硝酸濃度の関係を示した図9は、その関係が式(2)で示したような単調な負の相関では説明できないことを示している。つまり、DR-23, 24を除けば、図9の中に有意な負の相関は認められず、何らかの他の要因の考慮あるいは、硝酸の表層水での収支(春先の表層水中の硝酸濃度など)に関するより詳細なメカニズムの検討の必要性が示唆された。

さて、本海域の特徴は、先にも述べたように、亜表層における顕著な永久塩分躍層の存在であり、それが冬期の鉛直混合を抑え、硝酸をはじめとする栄養塩の表層への回帰を抑制する役割を果たしている(Uda, 1963)。図10は、DR-13地点における表層付近の海水組成の鉛直分布図であるが、ここでの特徴は、150m付近における温度極小層の存在である。夏に観測されたこの温度極小層は、冬期における表面冷却による鉛直混合の”化石”とも言うべきものであり、前年の冬期の鉛直混合が、強い塩分躍層(温度極小層直下にある)によってブロックされて、その深度より深くに到達し得なかったことを示している。逆に言えば、この温度極小層以浅では、冬期に海水が完全に混合したことを示しており、この温度極小層(あるいは塩分躍層直上)における硝酸の濃度をもって、春期ブルーム形成前の表面混合層の硝酸濃度が推定できる、と考えることができる。表4に各サンプル採取地点での永久塩分躍層の上端の深さとそこでの水温、塩分、硝酸濃度の分布を示す。北部北太平洋西部およびベーリング海と比べて、東部のアラスカ湾では、永久塩分躍層の深度が浅く、かつその上端の塩分は低い。これは、永久塩分躍層による冬期鉛直混合のブロッキングの効果が、東部のアラスカ湾において、より顕著に働いている(Sancetta, 1983)こ

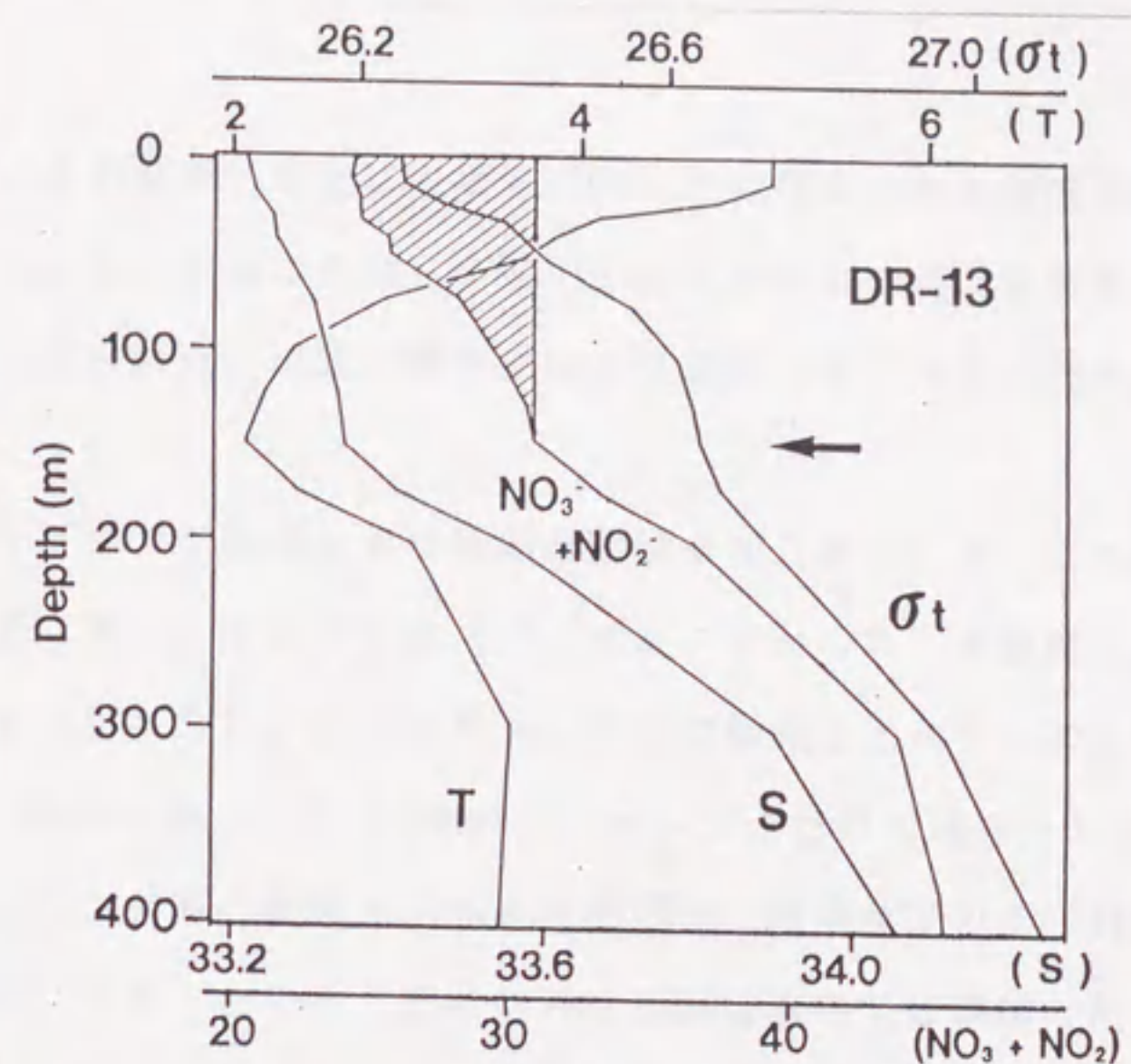


図10. DR-13 (53°09'N; 177°22'E, ポアーズ海盆) における、1988年6月22日の表層400mの、水温、塩分、密度 ( $\sigma_t$ ) と硝酸(+亜硝酸)濃度の鉛直分布。(図中の影の部分は、直前の冬期に、対流混合によって表層水に供給された硝酸のうち、植物プランクトンによって既に消費されてしまった部分を示す。矢印は、永久塩分躍層の上端の深さに当たる。)

表4. 北部北太平洋・ベーリング海における永久塩分躍層上端の深さとそこでの水温、塩分、硝酸(+亜硝酸)濃度の水平分布

Site	Depth(m)	Temperature(°C)	Salinity	NO <sub>3</sub> -(+NO <sub>2</sub> -)( $\mu$ M)
DR-9	100	2.57	33.190	28.8
DR-10	97	1.75	33.253	30.5
DR-12	145	2.29	33.288	30.3
DR-13	151	2.06	33.351	30.8
DR-15	150	3.77	33.478	34.4
DR-17	200	2.28	33.361	32.9
DR-20	75	4.05	32.836	18.4
DR-21	100	4.43	32.803	18.9
DR-22	100	4.83	32.814	18.0
DR-23	92	5.89	32.714	13.8
DR-24	100	6.79	32.573	11.5

とを示しており、その結果、冬期に表層に回帰したと考えられる硝酸濃度は、ここでは相対的に低くなっている。このような、冬期の鉛直混合による硝酸供給量の海域間での相違が、上記の図9に見られた、硝酸の現存濃度と懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の関係に影響していることが予想された。

ここで、各サンプリング地点における現存硝酸濃度(表3)を、この冬期の混合層内の硝酸濃度の推定値(表4)で割った値(ここでは、 $f$ とした)を横軸におき、縦軸に懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値をとったものが、図11である。図9の関係と比べて、より負の相関関係が顕著になっている(相関係数 $-0.732$ ; 10m付近のサンプルだけの場合 $-0.816$ )。これは、北部北太平洋・ベーリング海の表層水全体を見た場合、懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、「硝酸の現存濃度」そのものよりも、むしろ「夏季における表層水中での硝酸の利用効率(ここでは、 $1-f$ )」によって、よりうまく説明できる可能性を示している。この「硝酸利用効率」は、物理的な表層水への硝酸供給に対する、生物によるその硝酸の利用の割合である。実際には、図11に示された結果については、「春先の表層の硝酸濃度の相違」だけでなく、更に「その春先の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値の相違」をも含めて、検討しなければならない等の、不十分な点が残されているが、この結果は、とりあえず、外洋における懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の規定要因を考える上では、前節で述べたような、単なる「植物プランクトンによる硝酸の消費」という生物学的側面に加えて、「栄養塩の表層水への回帰メカニズム」という物理学的側面をも、考慮しなければならないということを示唆している。

### 3-2-3. まとめ

- 1) 北部北太平洋・ベーリング海の広域において、夏季の表層水中の懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値を、その硝酸濃度と共に測定し、 $-2$ から $5\%$ にわたる大きな空間変動が、観測された(図8、表3)。
- 2) 懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値には、従来から報告されていたような、単純な「硝酸濃度との逆相関関係」は認められなかった(図9)。
- 3) 北部北太平洋・ベーリング海に特徴的な亜表層における永久塩分躍層(図10)に関する考察から、各観測点での春先の表層硝酸濃度を推定したところ(表4)、ベーリング海や北西部北太平洋では、北東部北太平洋(アラスカ湾)と比べて、冬期の鉛直混合が活発で、塩分躍層が深く、その春先の硝酸濃度は高くなっており、海域毎に、硝酸の深層から表層への供給の程度が異なることが示唆された。

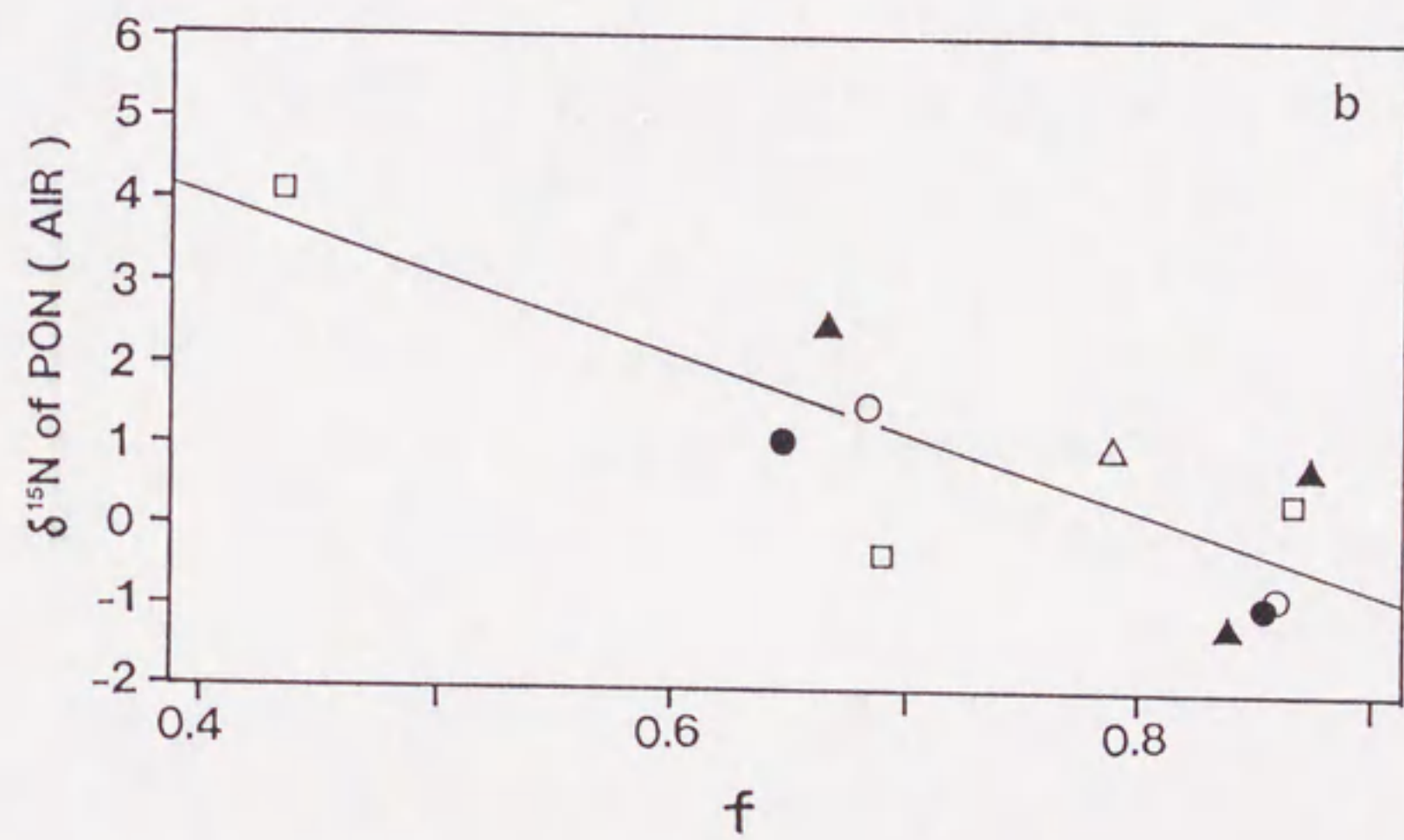
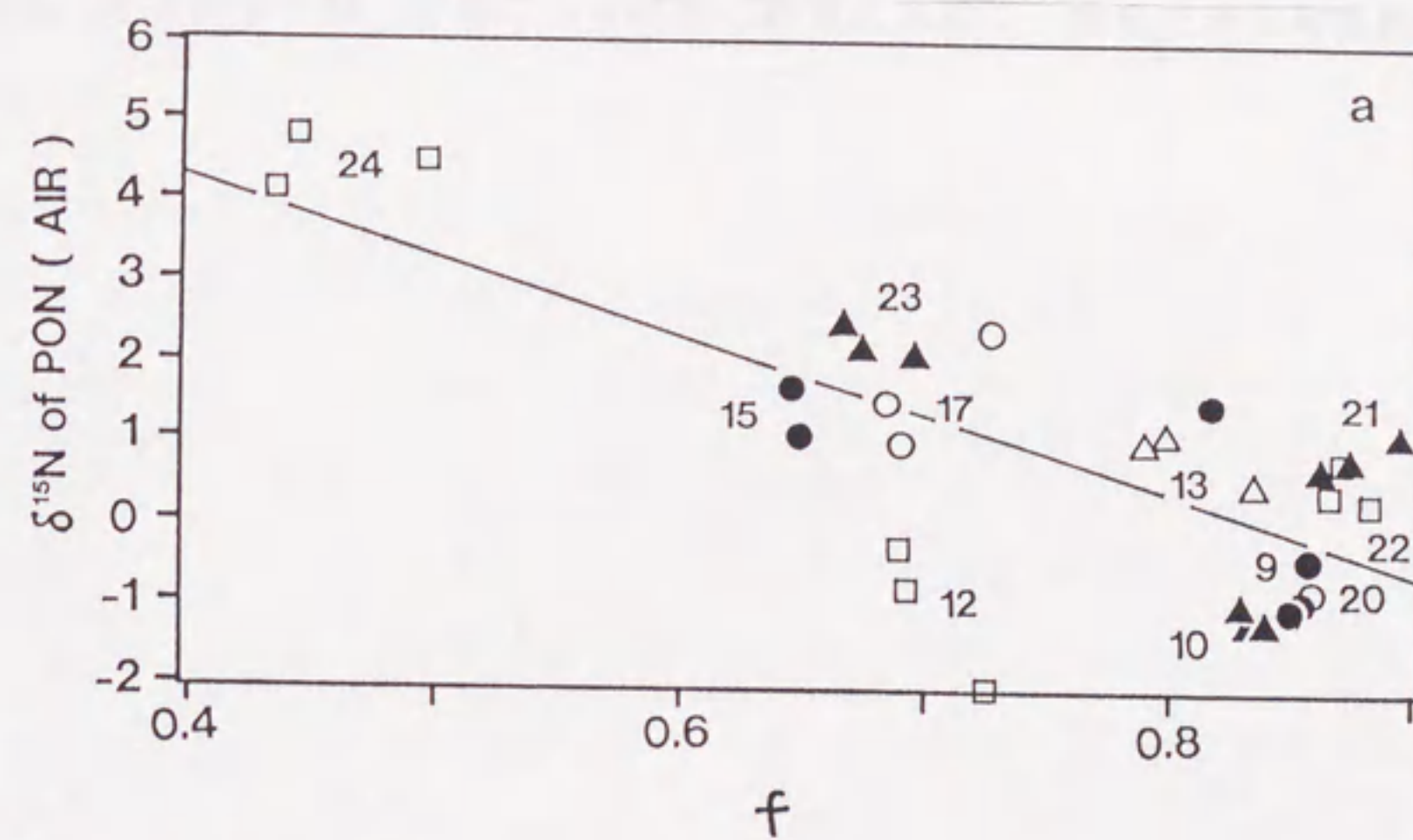


図11. 北部北太平洋・ベーリング海における表層水中の懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値と現場海水中の硝酸の残存率( $f$ )の関係. (a) 全深度データ (相関係数  $r = -0.732$ )、(b) 10 (8)m層のみのデータ (相関係数  $r = -0.816$ )





図9 懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値と硝酸濃度の関係  
 図11 懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値と、その硝酸濃度を春先の硝酸濃度の推定値で割った値(f)との関係

4) 懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値と、硝酸濃度との関係(図9)を、その硝酸濃度を春先の硝酸濃度の推定値で割った値(f)との関係(図11)に置き換えると、その逆相関性は向上し、懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値を規定する表層の環境因子として、海域毎の物理的な硝酸の表層水への供給状況が、生物による硝酸の消費と同様に、重要である可能性が示唆された。

## 第4章. 「記録」の輸送（深層水へと到る沈降粒子窒素同位体比の広域時空間分布）

### 4-1. 季節変動パターンとその解釈—北西部北太平洋を例として

#### 4-1-1. 北西部北太平洋におけるセジメントトラップ実験の目的と概要

前章で示した表層水中の懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の情報は、そのままの形で堆積物に保存されるわけではない。第1に、それは沈降粒子という形で、深層水を通して下方に輸送されなければならないし、第2に、その沈降粒子の堆積物コアへの付加は、長期間の荷重平均という形でのみ、行われる。本章では、「この表層水の環境情報を担うべき沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、はたして確実にその情報を下方へ伝えているのか（途中で変質・散逸していないか、全然別の情報が混じっていないか）」、そして「そのデータが、季節変動をこえて1年以上のタイムスケールで積分されたとき、表層水の何を伝えることになるのか」について、実際の深層水中の沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の、経年・季節変動データをもとに検討する。

本節では、まず北西部北太平洋で1989年から1990年の間に実施された、深層セジメントトラップ実験の結果をもとに、「沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の季節変動が、実際に、前章で示したような表層環境の季節変動の情報を、下方に伝えているのか」について、検討する。ここではそれにあたり、「沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の季節変動から、表層水環境を逆に復元するための、第3章で示した論理（硝酸収支と懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の関係の規則性）に基づく簡単なモデルを構築し、その”復元”結果の妥当性の如何をもって、情報伝達の状況を判断する」という方法を採用する。

沈降粒子試料は、1989年6月30日から1990年5月21日までの約1年間にわたり、北緯44°、東経155°の北海道東方沖、水深5305m地点（図12の NNWP-02）にて、マクレーン社製 Mark VI型 時系列セジメントトラップシステム2基を用いて、深度1335mと4785mの2層から、採取した。トラップの設置・回収は、北海道大学水産学部の北星丸にて行われた。サンプルは各層とも、25日間隔で積分的に採取し、それぞれ計13サンプルを採取した。各サンプリング容器には、あらかじめホウ砂で中和したホルマリン原液が5%入った深層海水を充填し、サンプル採取後の現場での腐敗を防止した。容器内のサンプルは、回収後、そのまま冷蔵にて実験室に持ち帰った後、遠心分離して粒子部分のみを濃縮し、一部は脱

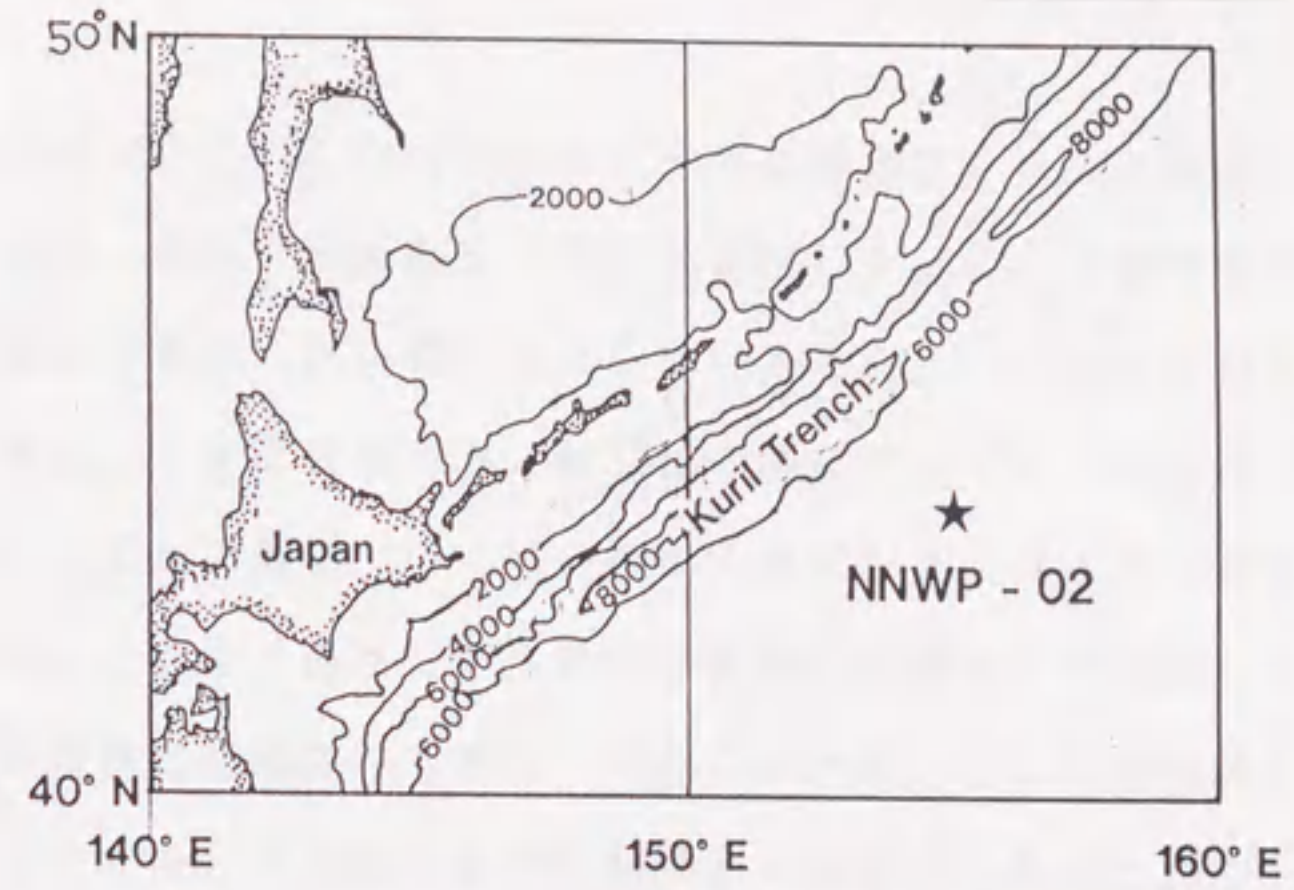


図12. 北西部北太平洋 NNWP-02セジメントトラップの設置場所

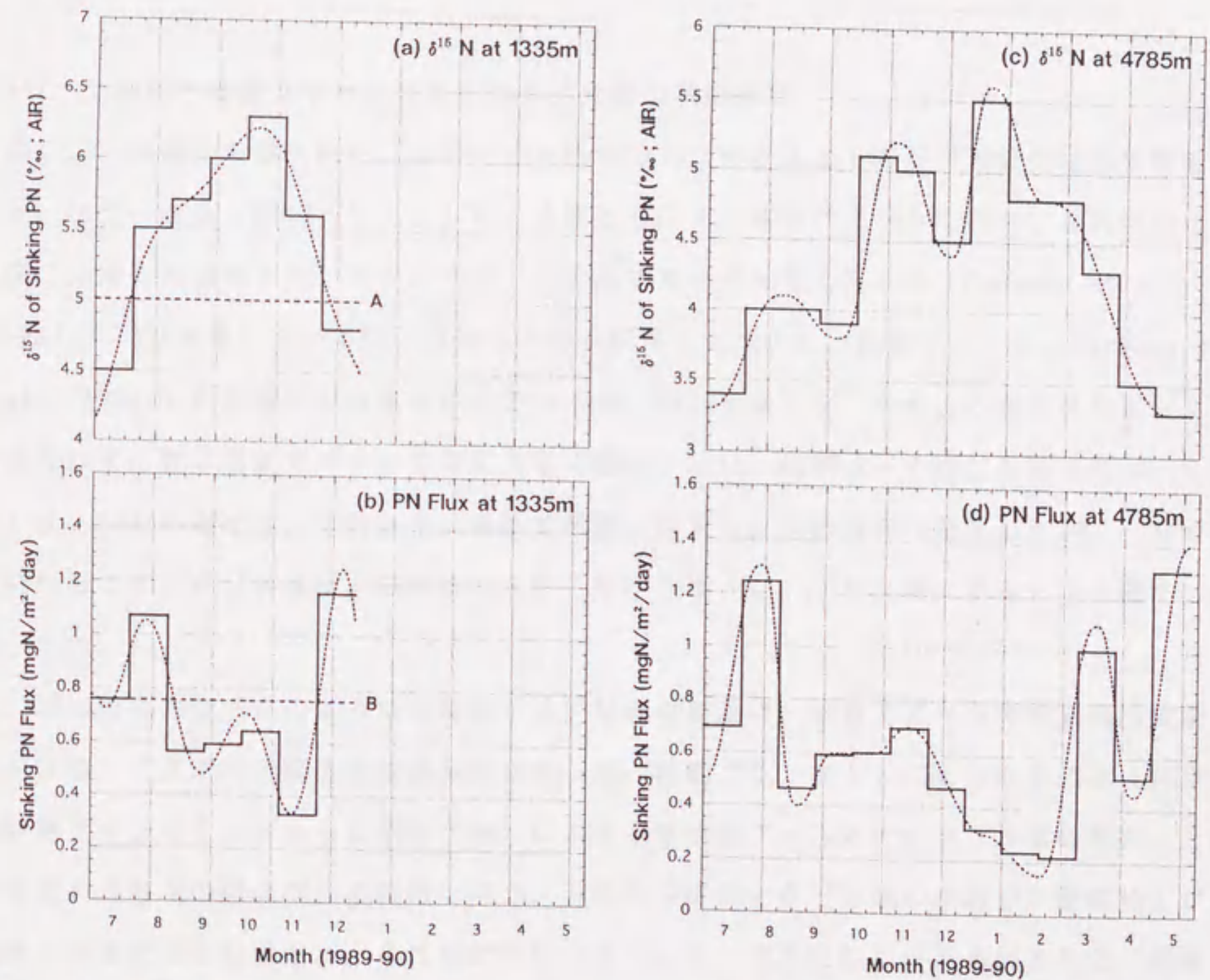


図13. 北西部北太平洋 NNWP-02における沈降粒子窒素  $\delta^{15}\text{N}$  値 (a : 1335m、c : 4785m) とそのフラックス (b : 1335m、d : 4785m) の時間変化。(図中の、太い実線が実際の測定結果。点線(曲線)は、表層水環境の季節変化を「復元」するために用いた、多項式近似曲線。破線(直線: a、bのみ)は、 $\delta^{15}\text{N}$  値およびフラックスデータに対する、復元結果の「感度」を判定するための、試験的直線。本文参照。)

炭酸塩処理後、Yanaco MT-1 CHN-Corderにて、その全窒素フラックスを測定して、別の一部は、第2章の方法で、その全窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値を測定した。尚、本論で用いた沈降粒子試料に対しては、大型粒子を除くための、メッシュによるふるい分けは行っていない。

本トラップ実験では、上下2層のうち、4785mの層については、13サンプルとも確実に回収できていたが、1335mの層については、後半の6サンプルが採取できなかった。その原因は不明であるが、ここで「各サンプル容器が実際に沈降粒子を回収した期間」の詳細は、トラップの制御装置に記録されており、それによれば、この1335m層においても、前半の7サンプルについては、「予定どおりの期間」に回収されたことが分かっている。それ故本論では、このトラブルのあった1335m層からの結果についても、回収された部分については、4785mからの結果と同様に、そのまま解析に用いることとした。

#### 4-1-2. 沈降粒子窒素フラックスとその $\delta^{15}\text{N}$ 値の季節変動

図13に、各層から得られた、沈降粒子全窒素のフラックスとその $\delta^{15}\text{N}$ 値の時間変動を示す。フラックス(図13-b, d)は、各層ともに7、8月にピークを持ち、これは共に春期(初夏)の植物プランクトンブルームの反映であると考えられる(Parsons et al., 1984a)。1335m層においては、フラックスは12月にも増大し、秋期ブルーム(Parsons et al., 1984a)の影響の存在を示唆しているが、4785m層には、そのような大きなピークは見られず、翌3月までフラックスは大きく増大しない。沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値(図13-a, c)は、1335m層では、7月から10月まで単調に増大し、以降急激に低下したが、一方の4785m層では、 $\delta^{15}\text{N}$ 値は、12月まで変動しながら増大し、1月以降にゆっくりと低下した。

1335m層におけるこのような沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動は、前章で述べた高緯度海域表層における、「夏季の硝酸の同位体分別を伴った、植物プランクトンによる取り込み(初夏の植物プランクトンブルーム期を含む)による表層硝酸プール内での $\delta^{15}\text{N}$ 値の増大」と、「秋期の表層水の鉛直混合の開始に伴う、下層からの低い $\delta^{15}\text{N}$ 値の硝酸の大量供給」が、表層の懸濁粒子に反映され、それが沈降粒子を介して、下方に伝わったものとして、説明できる。一方の4785m層で、対応する $\delta^{15}\text{N}$ 値の季節変動が、必ずしも認められないこと(特に11月以降の変動の不一致)の原因としては、「4785m層のトラップは、海底まで約500mと近く、沈降粒子フラックスの少ない冬期には、海底からの堆積物粒子の再懸濁の影響で、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値が高くなる」(Walsh et al, 1988)、「冬期は生物生産性が弱ま

るため、大型沈降粒子の生産が少なく、4785mでは1335m層を夏に通過した細かい粒子がゆっくりと沈降してくる」等の幾つかの要因が考えられるが、ここでは、より表層に近く、表層環境変化とのタイムラグが小さい(=シグナルが時間的に平均化されていない)と考えられる、1335m層の観測結果を中心にして、その季節変動パターンについて、以後の解析を進めることとする。

#### 4-1-3. 沈降粒子データからの表層水の環境変動の復元

1335m層における、この沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の季節変動(図13-a)が、冬期の対流混合による、低い $\delta^{15}\text{N}$ 値をもつ硝酸の表層への物理的供給や、夏期の温度躍層以浅での植物プランクトンによる、同位体分別を伴った硝酸の取り込みといった、当海域の表面混合層の栄養塩収支の年間変動により、原理的に支配されているとしたら、これらのデータを基に、逆にそうした表層水の諸過程の変動を復元することは出来ないだろうか。それにはまず、前章で明らかにした「表層水の懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値と周囲の栄養塩環境(物理的・生物的)との関係」を一般化して、沈降粒子にまで広げる、定量的なモデルづくりが、必要である。

図14に、表面混合層の窒素収支をごく簡単に表したモデル(Peng et al., 1987を改変)の概念図を示す。表層水中では、光阻害のため、アンモニアからの硝酸の生成(硝化)は行われないので、ここでは、表層の硝酸濃度とその $\delta^{15}\text{N}$ 値を変化させる要因として、次の2つの物理的、生物的要因(即ち「表面混合層深度(L)の変化」と「植物プランクトンによる新生産(P)」)のみを考慮しており、硝酸供給のプロセスとしての定常的な鉛直拡散の役割は小さいとして、無視している。このモデルにおける「下層からの硝酸供給が、混合層深度の増大のみによって生じる」という仮定は、季節変動のある高緯度の表層水における生物地球化学過程をモデル化する際に、一般的に用いられている標準的仮定である(Fasham et al., 1990)。このモデルでは、表面混合層内の硝酸の濃度(N)とその $\delta^{15}\text{N}$ 値( $\delta^{15}\text{N}$ )の変動は、以下の2つの保存式によって、定式化できる。

$$d(N \cdot L)/dt = -P + (dL/dt) \cdot N^* \quad (3)$$

$$d(\delta^{15}\text{N} \cdot N \cdot L)/dt = -P \cdot (\delta^{15}\text{N} - \epsilon) + (dL/dt) \cdot (\delta^{15}\text{N}^* \cdot N^*) \quad (4)$$

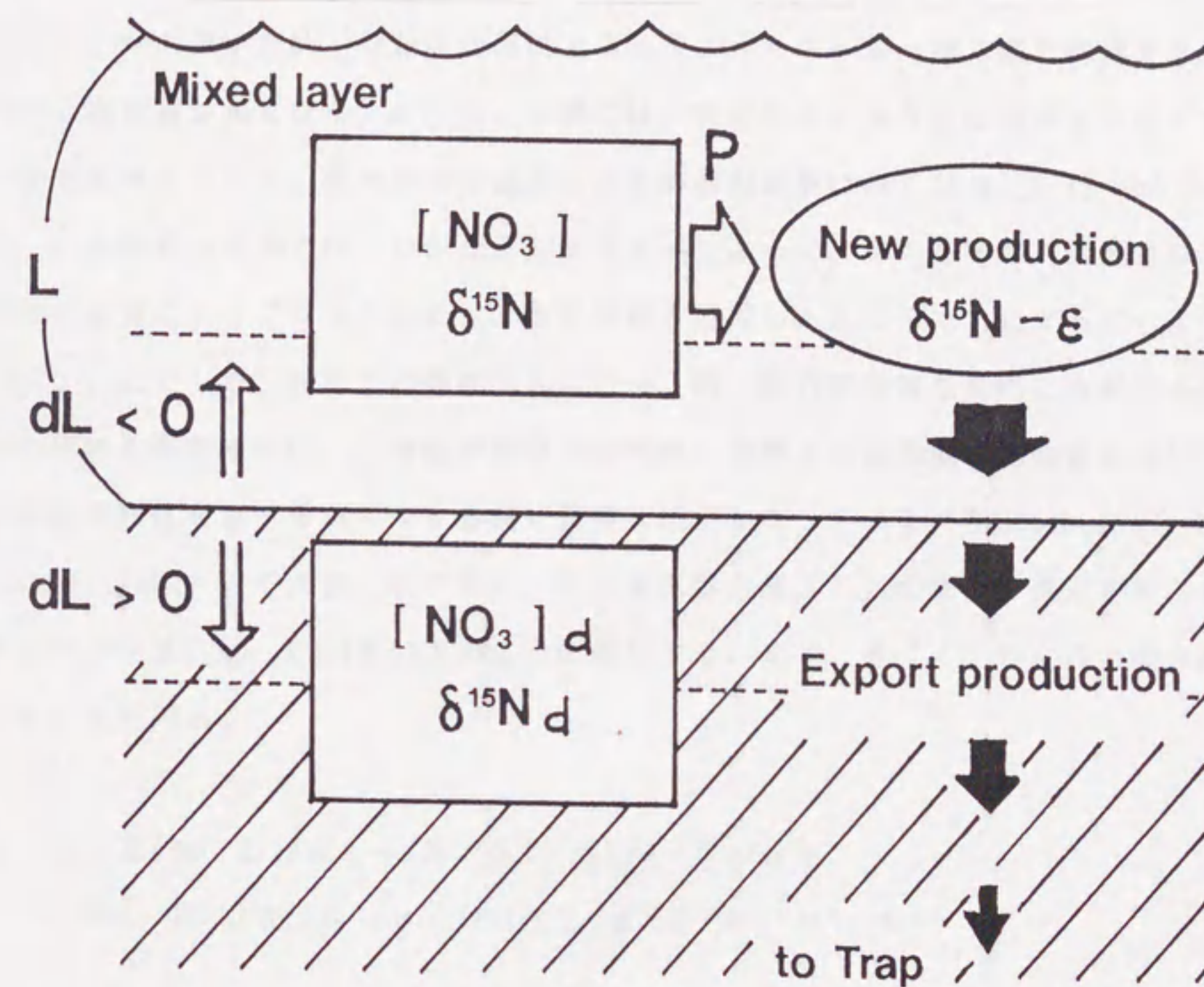


図14. 表面混合層における硝酸の濃度と $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動を規定する物理的（混合層深度の変化）、生物的（新生産）要因についての模式図

ここで、 $\epsilon$  (%)は、植物プランクトンによる硝酸取り込み時の同位体分別の大きさであり、 $N^*$ と $\delta^{15}N^*$ は、それぞれ、 $dL/dt$  が $>0$ の時（即ち、混合層が深くなる時）には、深層水（混合層直下）の硝酸の濃度とその $\delta^{15}N$ 値に等しく、 $dL/dt$  が $<0$ の時（即ち、混合層が浅くなる時）には、混合層内の硝酸の濃度とその $\delta^{15}N$ 値に等しい。

一般に、表面混合層は、風による表層水のかき回し効果により形成されるが（Klein and Coste, 1984）、海洋表面に供給される熱のフラックスが大きい夏季には、海洋表面の水の「浮力」が大きいため、なかなか風による乱流エネルギーが、深くまで到達できない（つまり混合層が浅くなる）。一方、冬季には、表面冷却により逆に表面水が重くなって、風の効果を待たずとも、活発な対流混合により表面混合層は深くなる（Gill and Turner, 1976）。北部北太平洋では、しかし、前章で述べたように、この冬季の対流混合は、垂表層の塩分躍層によりブロックされて、ある深度まで行ったところで、止まってしまう（Uda, 1963）。こうした、海面での運動エネルギー、熱、塩分収支等の変化に由来する表面混合層の深さの季節変化は、栄養塩の表層への供給、表層水の光環境の調整等を介して、表層の生物生産性をコントロールする最も重要な因子となっている（Yentsch, 1990; Mann and Laizer, 1991）。それ故、ここでは、この表面混合層（L）の変化を復元することに主眼をおいて、式（3）、（4）を以下のように変形する。まず、式（4）の左辺の微分を行うと、次の式を得る。

$$\begin{aligned} \delta^{15}N \cdot d(N \cdot L)/dt + (N \cdot L) \cdot d(\delta^{15}N)/dt \\ = -P \cdot (\delta^{15}N - \epsilon) + (dL/dt) \cdot \delta^{15}N^* \cdot N^* \end{aligned} \quad (5)$$

この左辺第1項に、式（3）を代入して整理し、更に $dL$ 、 $dt$ を、 $\Delta L$ 、 $\Delta t$ に置き換えて（つまり微分を差分化して）、両辺に $\Delta t$ をかけると、次の式になる。

$$\Delta L \cdot \delta^{15}N \cdot N^* + L \cdot \Delta \delta^{15}N \cdot N = P \cdot \Delta t \cdot \epsilon + \Delta L \cdot \delta^{15}N^* \cdot N^* \quad (6)$$

ここで、 $\Delta \delta^{15}N$ は、時間 $\Delta t$ の間での表面混合層内での硝酸の $\delta^{15}N$ 値の変化である。

$\Delta L > 0$ のときは、 $\delta^{15}N^*$ 、 $N^*$ は、それぞれ混合層直下の硝酸の $\delta^{15}N$ 値（ $\delta^{15}N_d$ ）とその濃度（ $N_d$ ）であるから、式（6）は以下のように変形できる。

$$\Delta L = (P \cdot \Delta t \cdot \epsilon - L \cdot N \cdot \Delta \delta^{15}N) / ((\delta^{15}N - \delta^{15}N_d) \cdot N_d) \quad (7)$$

$\Delta L < 0$  のときは、 $\delta^{15}N^*$ 、 $N^*$  は、それぞれ混合層内の硝酸の  $\delta^{15}N$  値とその濃度であるから、式 (6) は、

$$L = (P \cdot \Delta t \cdot \epsilon) / (N \cdot \Delta \delta^{15}N) \quad (8)$$

となる。ここでは、 $L$  は、実際には  $\Delta t$  時間後の新しい  $L$ 、つまり  $L + \Delta L$  であり、正確には、

$$\Delta L = (P \cdot \Delta t \cdot \epsilon) / (N \cdot \Delta \delta^{15}N) - L \quad (9)$$

となる。これらの式 (7)、(9) は、表面混合層の深度 ( $L$ ) の変化を、他の変数、パラメーターから計算してくれる式となっている。また、式 (3) の左辺の微分を実行して差分化を行い、整理すると、

$\Delta L > 0$  のときは、

$$\Delta N = (-P \cdot \Delta t + (N_d - N) \cdot \Delta L) / L \quad (10)$$

$\Delta L < 0$  のときは、

$$\Delta N = -P \cdot \Delta t / (L + \Delta L) \quad (11)$$

という表面混合層内での硝酸濃度 ( $N$ ) の変化についての、計算式を得る。

さて、上述の式 (7)、(9)、(10)、(11) を用いて、実際に表面混合層の深度 ( $L$ ) やその硝酸濃度 ( $N$ ) の時間変化を復元するには、混合層内での次の 2 つの変数「窒素の新生産フラックス ( $P$ )」と「硝酸  $\delta^{15}N$  値の時間変化 ( $\Delta \delta^{15}N$ )」についての情報が必要である。もしも、「沈降粒子の窒素フラックスとその  $\delta^{15}N$  値の時間変化」が、これら新生産フラックスや表層水中での硝酸の  $\delta^{15}N$  値の変化に、対応しているのであれば、上述の 4 式に、これらのデータを導入することが出来るはずである。ここでは、1) 1335 m



層における沈降粒子窒素フラックス ( $PN_{1335m}$ とする (図13-b)) が、” 対応する時期 (沈降速度を考慮すると、実際にトラップにその粒子が捕獲された時期のしばらく前) ” の表面混合層内での窒素の新生産フラックスと、比例している、2) 1335m層における沈降粒子  $\delta^{15}N$  値の時間変化は、” 対応する時期 (同上) ” の表面混合層内の硝酸の  $\delta^{15}N$  値の時間変化 ( $\Delta \delta^{15}N_{1335m}$  とする (図13-a)) に等しい、との仮定をおいて、以下の関係を上述の4式に加えることとした。

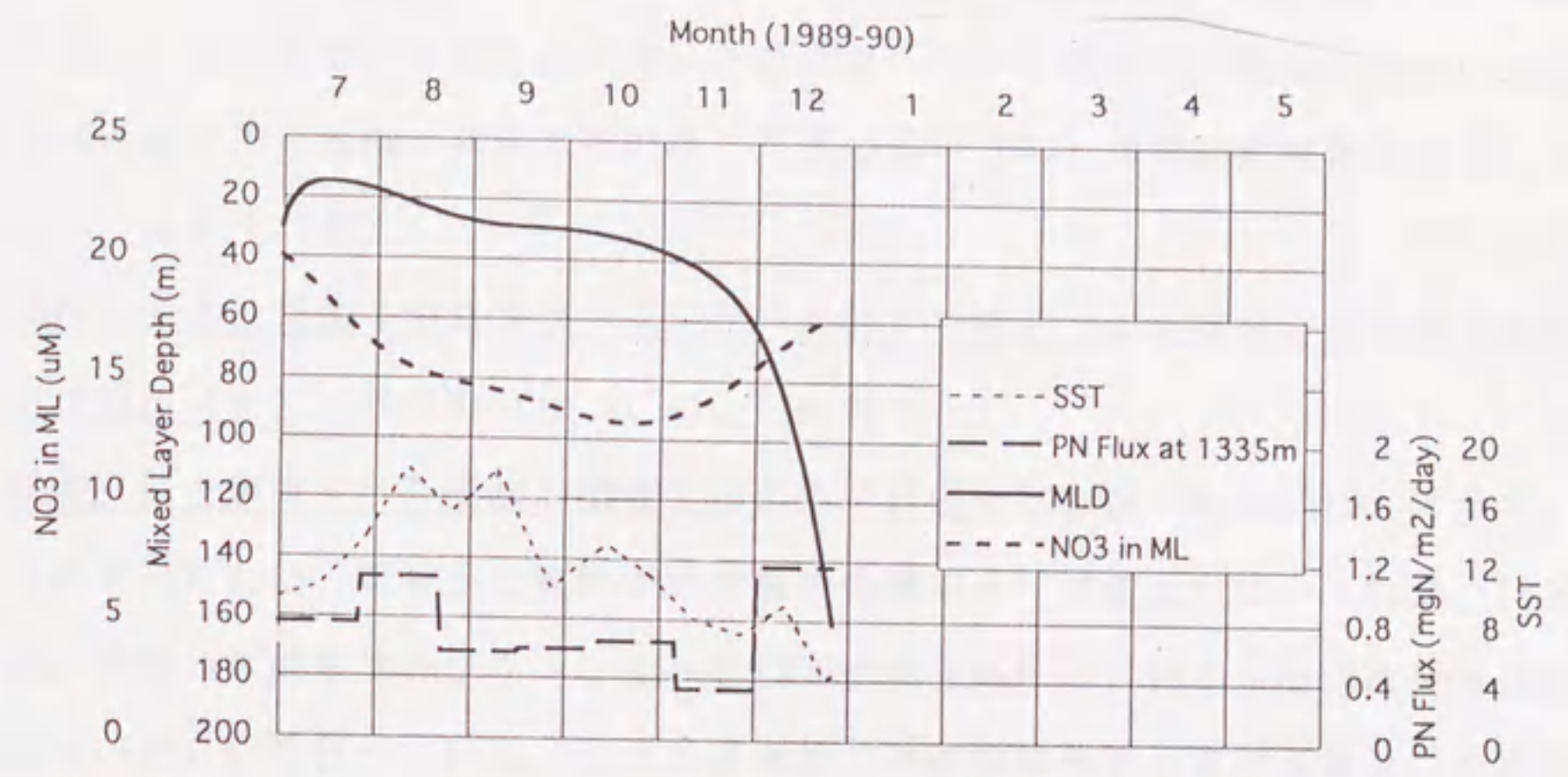
$$P = k \cdot PN_{1335m} \quad (12)$$

$$\Delta \delta^{15}N = \Delta \delta^{15}N_{1335m} \quad (13)$$

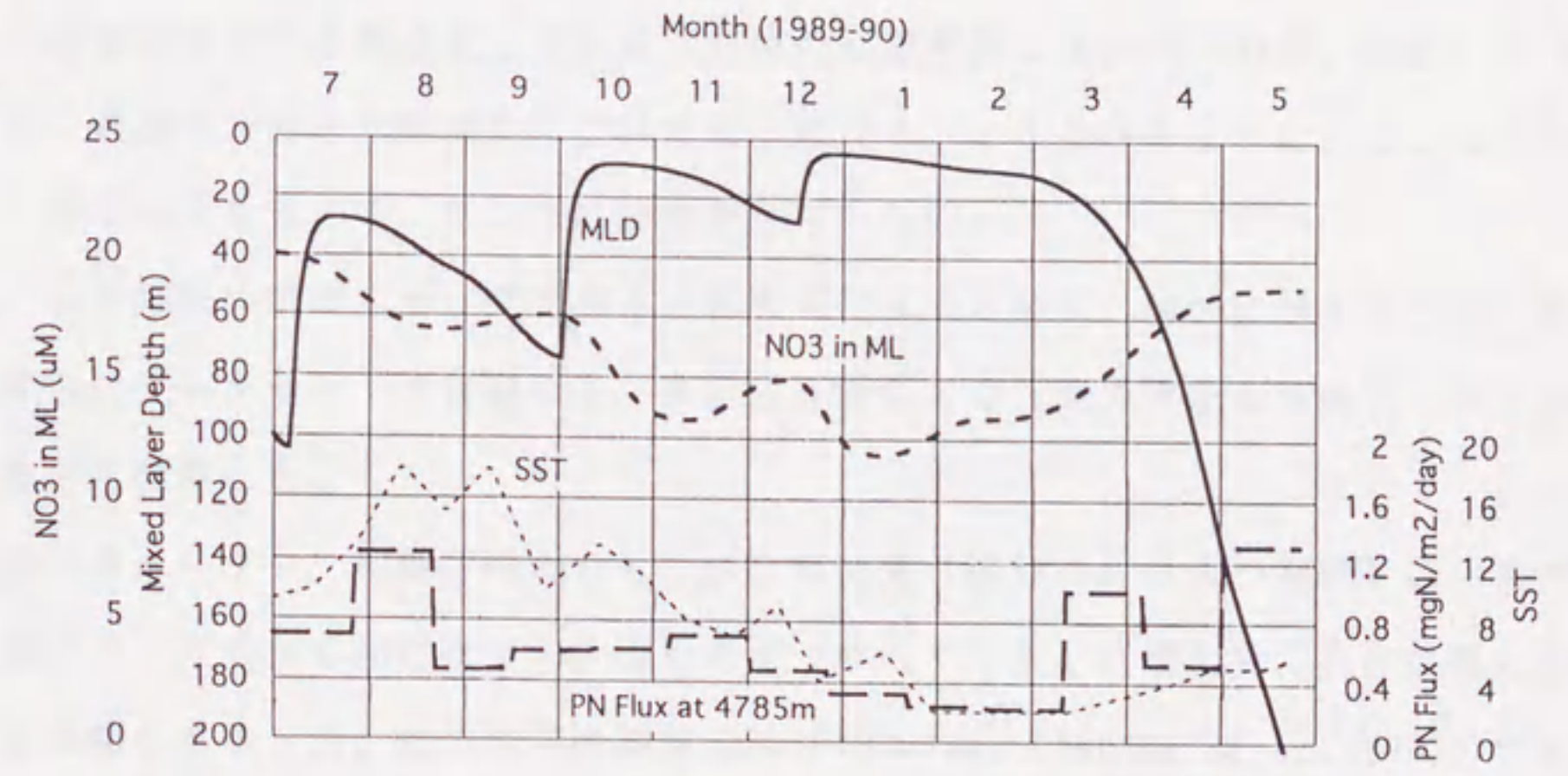
この式 (12) には、「表層から1335mまでの粒子の沈降の際の、窒素の分解・除去率がいつも一定」という仮定の他に、2つの条件 (「新生産は表面混合層の中でしか起こらない」「硝酸から生産された有機物は、速やかに沈降除去される (言い換えれば、表面混合層内の硝酸以外の窒素プール (アンモニア、懸濁・溶存態窒素) は、相対的に小さく、溶存態有機窒素等による新生産物の下方輸出は、無視できる) 」 (Eppley et al., 1983) という仮定) が入っている。式 (13) についても、「硝酸の植物プランクトンによる取り込み時の同位体分別や、(次節で示すような) 表層から1335mまでの粒子の沈降の際の  $\delta^{15}N$  値の変化率が、いつも一定」という仮定の他に、「表面混合層内の硝酸以外の窒素プールはいつも小さく (Saino et al., 1983)、硝酸から植物プランクトンに取り込まれた窒素と、同じ  $\delta^{15}N$  値を持った粒子が、同時に沈降除去されているという、半定常的同位体バランスが、懸濁態窒素やアンモニア態窒素を介して、硝酸と沈降粒子の間で成り立っている」という仮定が必要である。

これらの式 (7、9、10、11に、12、13を加えたもの) を用いて、1335mの沈降粒子の窒素フラックスとその  $\delta^{15}N$  値 (図13-a, b) の時間変化から、当海域の混合層の深さの変動を復元したのが、図15-aである。なお、上記の一連の式を用いた” 復元” 作業においては、各式の中に含まれる「幾つかのパラメーター」、および「表面混合層の深さとその硝酸濃度についての初期条件」を、あらかじめ設定してやる必要がある。それらパラメーター、初期条件には、まず、以下のものを設定した。

- 1) 硝酸の植物プランクトンによる取り込み時の同位体分別の大きさ ( $\epsilon$ ) : 5.6%



(a) From 1335m



(b) From 4785m

図15. NNWP-02 における沈降粒子窒素の  $\delta^{15}\text{N}$  値とフラックスの時間変化データから「復元」した、表層水環境の季節変動。(a) 1335mの沈降粒子から復元。(b) 4785mの沈降粒子から復元。(図中、太い実線・短破線は、それぞれ復元した、表面混合層の深さ (MLD) の変化と、その中の硝酸濃度の変化。細い破線は、現場の海洋表面の温度変化の観測値 (海上保安庁水路部の「海洋速報」による)。太い長破線は、沈降粒子窒素フラックスの時間変化データ。)

(前章では、中規模閉鎖系実験において約6%という値を求めたが、ここでは、より現場海域に近い測点において求められた値を用いた方が良いという観点で、Wada(1980)による、本研究海域周辺での「硝酸の濃度とその $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直分布」の観測結果から求められた、5.6%という値を用いる)

2) 1335mでの沈降粒子窒素フラックスと”対応する時期”の表層水での窒素の新生産フラックスの比(k) : 40 (Martin et al., 1987等から)

3) 深層(混合層直下)の硝酸の濃度とその $\delta^{15}\text{N}$ 値 :  $20\mu\text{M}$  (Wada, 1980等から)、4.1% (注1 : これは、明らかに実際の亜表層の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値より低い (Wada, 1980)。これには、硝酸から植物プランクトンをへて1335mの沈降粒子に到るまでの同位体分別(一定とおいた)が加わっている。注2 : 亜表層の硝酸濃度やその $\delta^{15}\text{N}$ 値は、ある程度の季節変動の影響を受ける可能性があるが、ここでは簡単のため、一定とおいた (Miller et al., 1991))

4) 表面混合層内の硝酸濃度とその $\delta^{15}\text{N}$ 値の初期条件 :  $20\mu\text{M}$  (Wada, 1980)、4.1%。なお、表面混合層の初期深度については、式(8)から分かるように、 $\Delta L < 0$ の時期には自動的に決まるので、ここでは設定をしていない。

また、より細かい時間ステップで差分計算を実行するために、図13に示すような、もとの離散的データセット(実線)を、多項式近似により、微分可能な連続データ(点線)に置き換えて使用した。

上述のパラメーター、初期条件のもとでの計算結果(図15-aの太い実線)は、表面混合層の深さが、7月から10月まで余り変化せず(ゆっくりとした増大)、11月以降に急激に増大する傾向を示した。沈降粒子の沈降速度が $100\text{m/day}$  (Deuser et al., 1990)であるとするれば、深さ1335mにおける沈降粒子データからのこの復元結果は、実際の表層での変化と比べて、半月程度の遅れを持っていると考えられるが、このような混合層深度の「初夏に最小になり、以後秋まではゆっくりと増大し、その後急激に深くなる」という季節変動サイクルは、日射量の年間変動から理論的に予測した表面混合層深度の季節変動モデル (Gill and Turner, 1976) によって、うまく説明でき、また北部北太平洋海域での、実際の混合層深度の平年の季節変動観測データ (Bathen, 1972) と、定量的によく一致する。図15-aには、トラップ地点での表面水温の観測結果のデータをも示したが、表面水温が上昇中の初夏に混合層深度が最小に達し、表面水温の上がり始めた後しばらくして、混合層深度が急増する傾向が、よく認められた。夏の間、表面混合層内部での硝酸濃度の計算値

(図15-a)は、混合層深度が微増する下でも、減少を続け、11月以降の混合層深度の急増期に初めて、増大に転じている。これも、北部北太平洋における表層水塊の季節変動の観測例とよく合致しており (Miller et al., 1991)、この1335m付近での、沈降粒子フラックスとその $\delta^{15}\text{N}$ 値の季節変動の規定要因を考える上で、本節で述べた「表面混合層の季節変動モデル」と「その情報の沈降粒子への移行に関する仮定」が、妥当であったことを示唆している。

同様の計算を、4785mの沈降粒子試料を用いて行った計算結果を、図15-bに示すが、混合層深度の急増は、1335mからの計算結果と大きく異なり、翌3月以降まで生じなかった。これは、明らかに表層水の現実の季節変動パターンとは、大きく食い違っている。その理由としては、先に述べたように「深層水中の沈降粒子の平均的沈降速度が冬期には夏期より遅い」、あるいは「4785m層では、海底からの堆積物粒子の巻き上がりの影響がある」等が考えられるが、少なくとも、海洋深層の海底近くにおいては、沈降粒子は、表層付近の環境の季節変動に緊密には対応しておらず、既に”情報の時間的な平均化操作”の影響を、ある程度受けているものと思われた。

図15-aの計算を行うに当たり、先に、多くのパラメーターや初期条件についての仮定や、データのスムージング操作を行った。図16にそれらを、少しずつ変えた感度分析計算の結果を示す。パラメーターや初期条件についての仮定を、現実的な範囲で、ある程度変えてみても、混合層深度の季節変動に関する計算結果のパターンは、ほとんど影響を受けず、深度の絶対値が若干変化するに留まった (図16- b~f)。これは、本節で行った沈降粒子からの表層環境の復元計算が、パラメーター設定などで任意性がある下でも、かなり客観性を持ちうることを示している。図16の中で、特徴的なことは、1335mの沈降粒子の窒素フラックスの季節変動をスムージングするにあたり、そのフラックスを「一定」とおいても、計算結果にほとんど変化がなかったことである (図16-aの太い破線)。一方で、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値を「一定」とおいた場合には、明らかに、全く異なる表面混合層深度の復元結果が得られた (図16-aの太い実線)。一般に、セジメントトラップを用いた沈降粒子の採取においては、その粒子フラックスの捕集効率は安定せず、流れの影響等で変化することが多い。本節の「表面混合層と沈降粒子の窒素フラックス・ $\delta^{15}\text{N}$ 値の関係」にかんするモデルにおいて、窒素フラックスそのものよりも、その組成であり、捕集効率の変化の影響を受けない、 $\delta^{15}\text{N}$ 値の方が、遥かに重要であるという事実は、そうした意味でも、沈降粒子からの表層環境の復元の信頼性を高めるものであると言える。

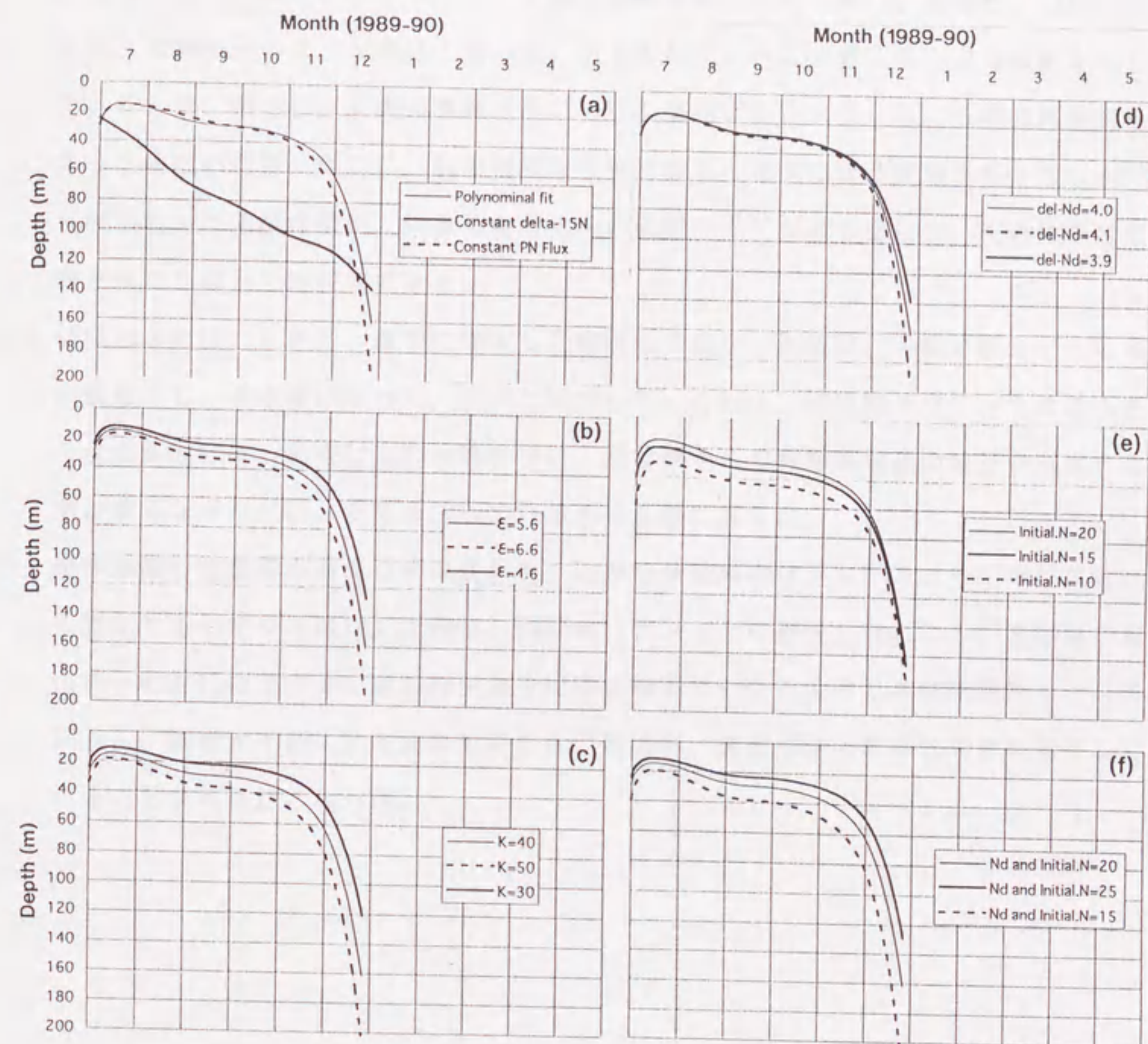


図16. 沈降粒子窒素から復元した表面混合層の深さの季節変化の「諸パラメーター・初期条件」に対する、感度分析計算。(a)  $\delta^{15}\text{N}$  値とフラックスのデータ自身に対する感度 (図13参照)、(b) 植物プランクトンによる同位体分別の大きさ ( $\epsilon$ ) に対する感度、(c) 表層からトラップまでの間の粒子状窒素の分解率 ( $1/K$ ) に対する感度、(d) 深層水の硝酸の  $\delta^{15}\text{N}$  値 ( $\delta^{15}\text{Nd}$ ) に対する感度、(e) 表層水の初期硝酸濃度に対する感度、(f) 表層水と深層水の初期硝酸濃度に対する感度。

#### 4-1-4. まとめ

- 1) 北西部北太平洋の北海道東方沖海域において、セジメントトラップ実験を実施し、沈降粒子の窒素フラックスとその $\delta^{15}\text{N}$ 値の季節変動データ(図13)を得た。1335m層では、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、夏の間、増大を続け、秋に急激に低下する変動を示した。これは、第一に、夏季の表層水中における植物プランクトンによる同位体分別を伴った硝酸の消費、第二に、秋の表面混合層の深さの増大に伴う深層からの低い $\delta^{15}\text{N}$ 値をもった硝酸の供給、による表層水中の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化が、沈降粒子に反映されたものとして説明できた。
- 2) 4785m層では、しかし、夏季に増大した沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、冬期の間、ずっと高い値を示し、次の春になって、やっと減少した。これは、沈降粒子フラックスの小さくなる冬期には、海底付近の沈降粒子に、堆積物からの再懸濁起源の粒子が混入する率が高くなるなどの、要因を示しているものと思われる。
- 3) 海洋表層の混合層の深さの季節変動を、沈降粒子窒素のフラックスとその $\delta^{15}\text{N}$ 値から復元するモデル(図14)を作り、1335mのサンプルに適用したところ、表面混合層の深さの変化に関する、理論的予測や実際の観測データと合致する結果が得られ(図15-a)、深層水上部に到る沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、表層環境の変動と緊密に連動していることが明らかになった。

## 4-2. 年荷重平均値の鉛直的・水平的変化の特徴とその規定要因

### 4-2-1. 観測の目的と概要

堆積物コアに残される $\delta^{15}\text{N}$ 値の情報は、前節で述べた沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の季節変動情報が、更に堆積物表層で、生物擾乱などによって、ある期間（通常1年以上～千年程度）にわたる”平均化操作”を受けた後のものである。それ故、堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の古海洋学的な規定要因を考える上では、前節までで考慮してきた沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の季節変動のデータを、長期間（最低1年以上）にわたり「荷重平均」して、それがどのような表層環境の情報を反映し得るのか（或いは、し得ないのか）を、議論せねばならない。

本節では、西部北太平洋の様々な海域から得られた、長期間の沈降粒子試料の窒素フラックスとその $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値について議論する。ここで扱うセジメントトラップは、前節で示した北海道東方沖の地点（NNWP-02）に加えて、中部赤道太平洋上（CEPS-01,03）、房総半島沖日本海溝の中軸部（JT-06,07）の各地点（図17）に、それぞれ金属鉍業事業団の白嶺丸と東京大学海洋研究所の淡青丸によって、設置されたものである。各セジメントトラップの設置場所、水深、設置深度、期間の詳細は、表5にまとめた。使用した時系列セジメントトラップシステムは、マクレーン社製 Mark-VI, VII（13および21個のサンプル採取用）で、各サンプルカップには、前節で述べたホルマリン防腐剤をあらかじめ入れ、サンプル回収後は、冷蔵保存で実験室に持ち帰って、前節に示した方法で、その全窒素量と $\delta^{15}\text{N}$ 値を測定した。時系列トラップ試料の中には、前節で述べたものの他にも、機械的トラブルにより採取できなかった期間が、若干存在している。

### 4-2-2. 年荷重平均値の鉛直分布—分解による同位体分別と堆積粒子の再懸濁

図18から図21に、各トラップ地点で得られた、時系列沈降粒子試料の窒素フラックスとその $\delta^{15}\text{N}$ 値の時間変動の結果を示す。中緯度海域のJT-06,07では、その $\delta^{15}\text{N}$ 値は、基本的に冬低く夏高い（図18、19）。これは、高緯度のNNWP-02（図13）と同様の季節変動であり、表層の栄養塩収支の季節変動に基づく、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の規定メカニズムが、ここでも成り立っていることを示唆している。一方、赤道海域のCEPS-01,03では、 $\delta^{15}\text{N}$ 値は高緯度・中緯度海域のそれと異なり、明確な季節性を示さず、頻繁な極めて大きい変動のパターンを示した（図20、21；今泉、1994）。これは、当海域での表層水塊の栄養塩

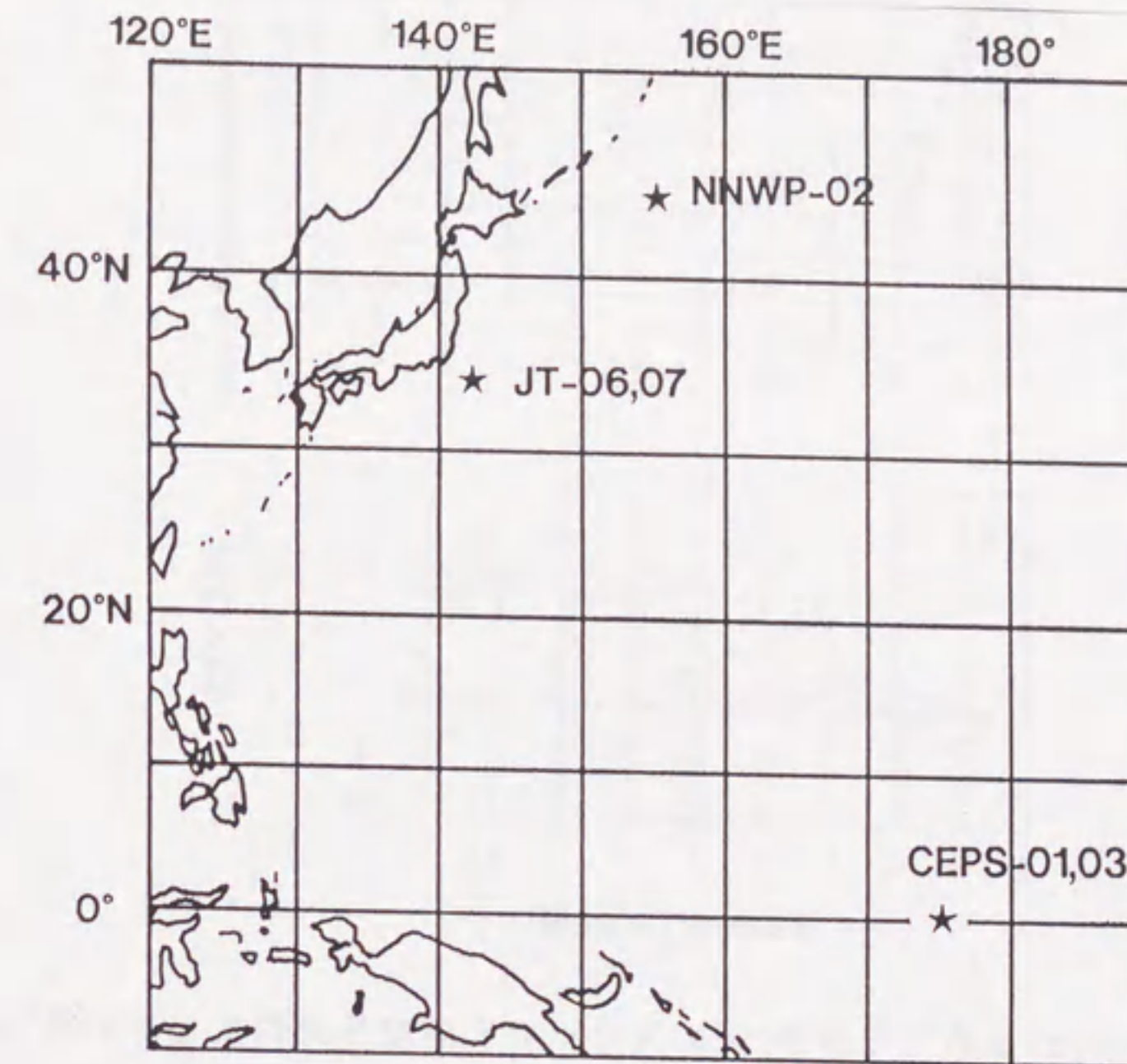


図17. 北西太平洋におけるセジメントトラップシステムの設置地点.

表5. セジメントトラップの設置位置、設置期間、水深と設置深度

Site	Location	Bottom depth	Deployment period	Deployment depth
JT-06	34°10' N, 142°E	9200m	Mar. 25/1990-Feb. 20/1991	4789m/8789m
-07			Mar. 5/1991-Mar. 3/1992	1674m/4180m/5687m/8688
NNWP-02	44°N, 155°E	5305m	Jun. 30/1989-May. 21/1990	1335m/4785m
CEPS-01	0°N, 175°E	4800m	Oct. 15/1990-Sept. 18/1991	830m/4290m
-03			Sept. 22/1992-Aug. 24/1993	1700m/4220m



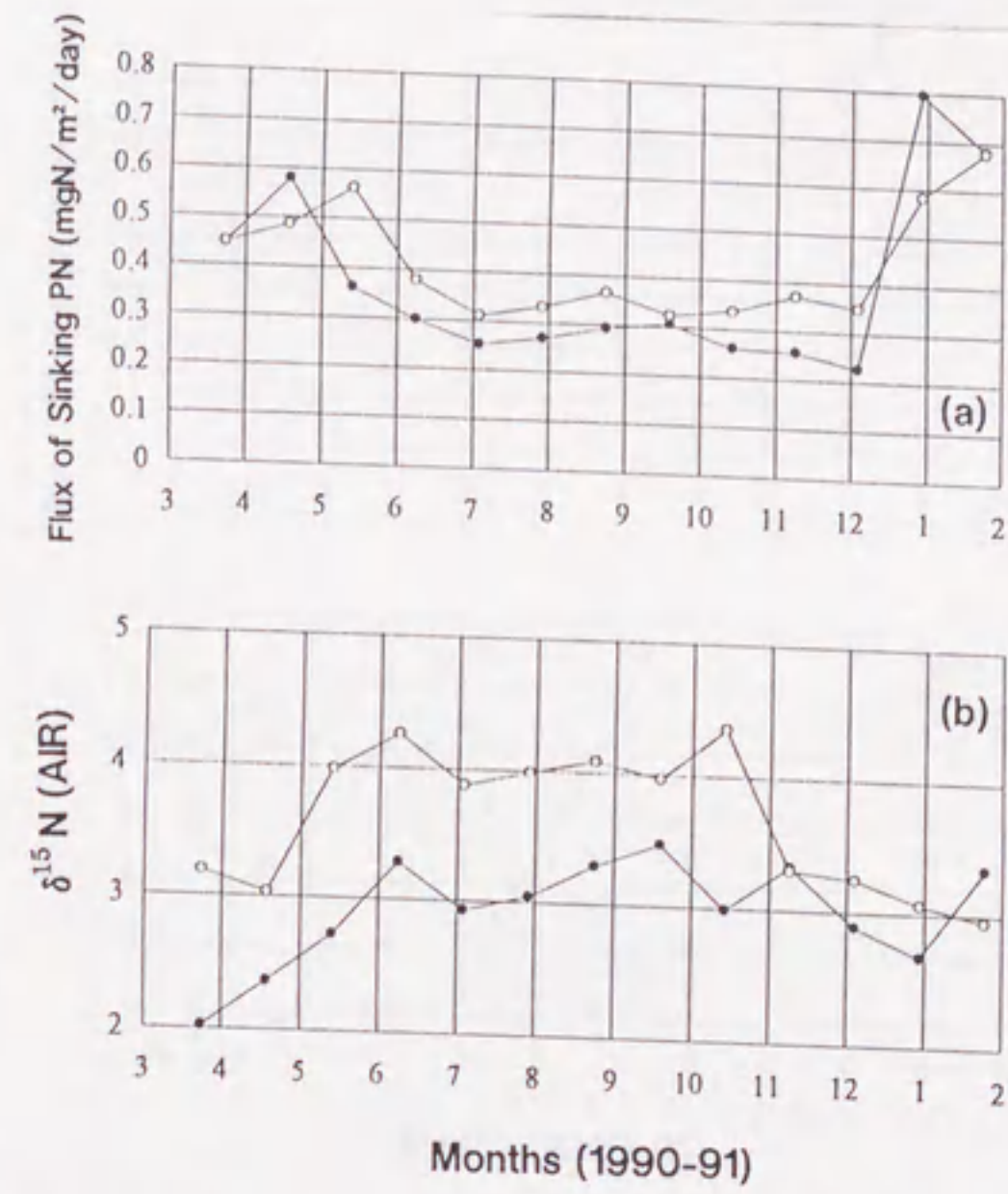


図18. JT-06における、沈降粒子窒素フラックス(a)とその $\delta^{15}\text{N}$ 値(b)の季節変動 (黒丸が4789m、白丸が8789m)

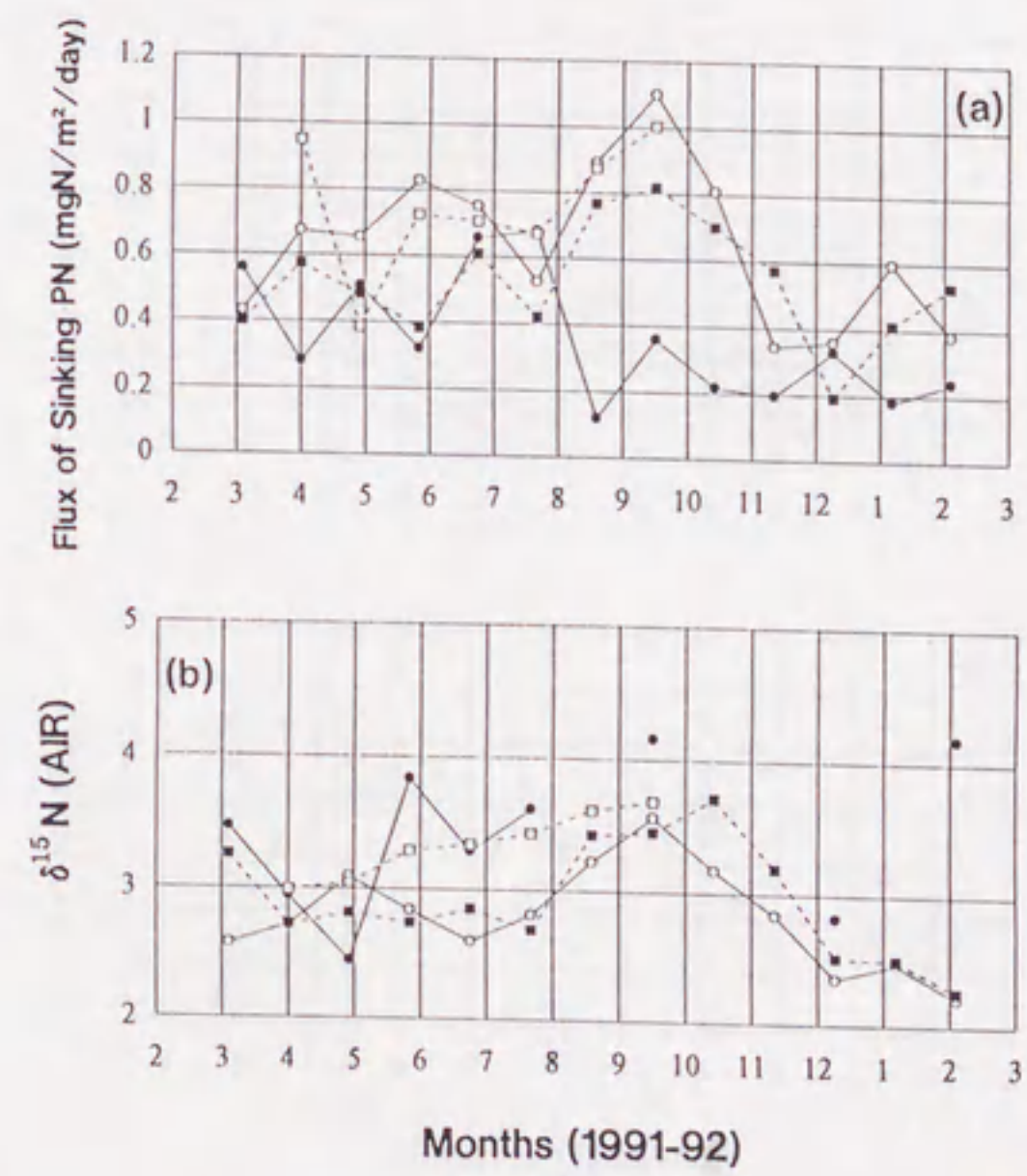


図19. JT-07における、沈降粒子窒素フラックス(a)とその $\delta^{15}\text{N}$ 値(b)の季節変動 (黒丸が1674m、白丸が4180m、黒四角が5687m、白四角が8688m)

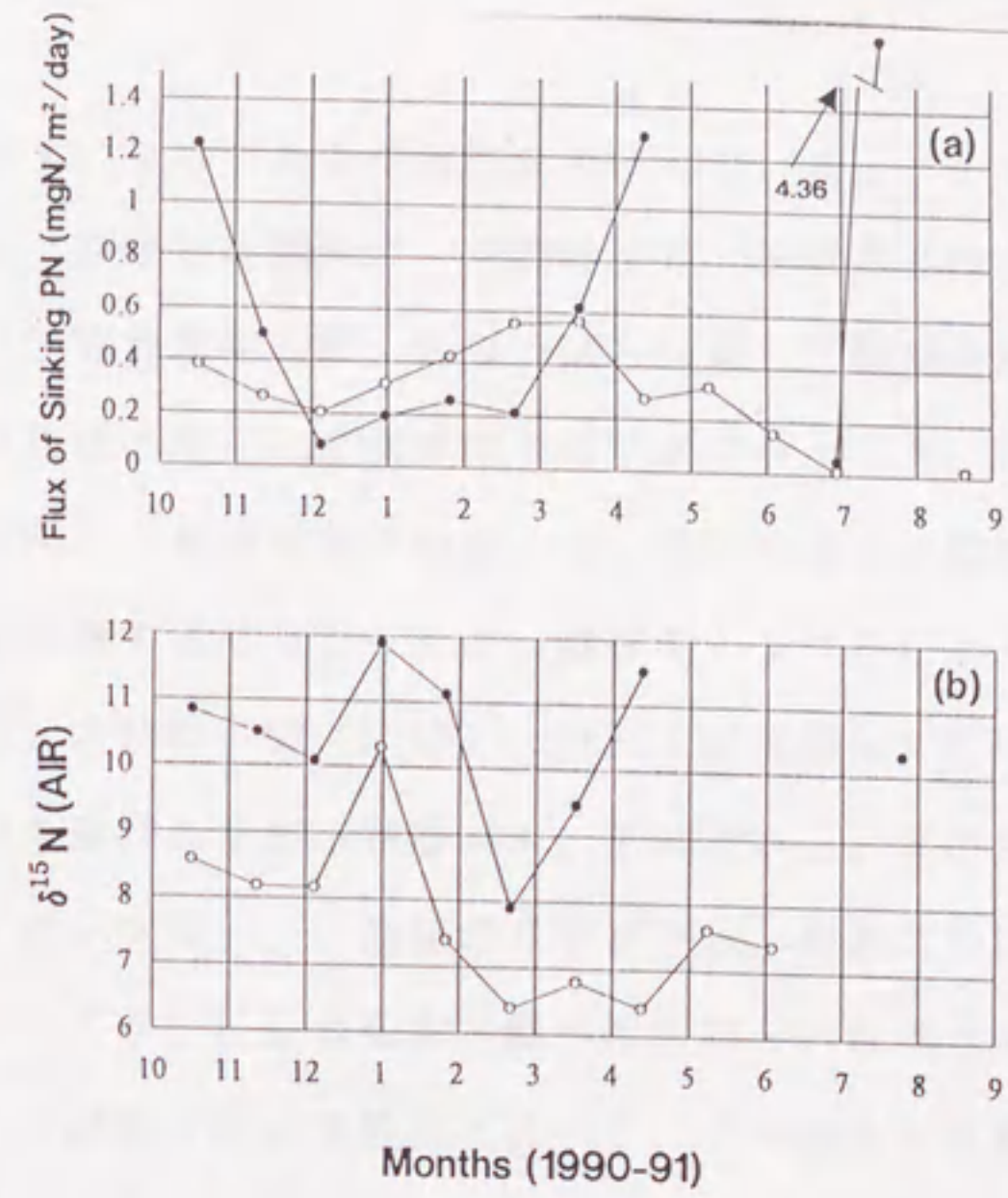


図20. CEPS-01における、沈降粒子窒素フラックス(a)とその $\delta^{15}\text{N}$ 値(b)の季節変動 (黒丸が830m、白丸が4290m)

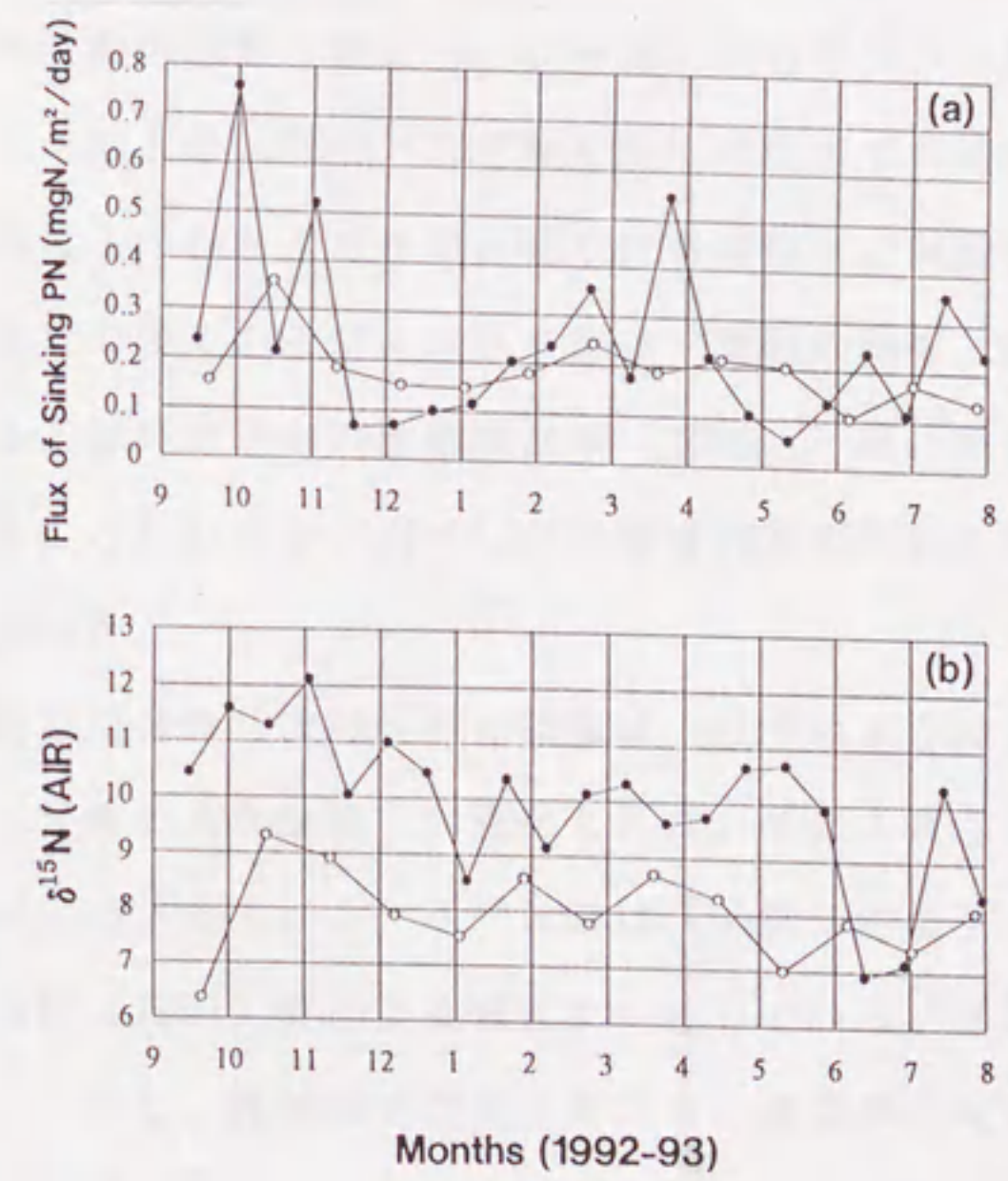


図21. CEPS-03における、沈降粒子窒素フラックス(a)とその $\delta^{15}\text{N}$ 値(b)の季節変動 (黒丸が1700m、白丸が4220m)

環境が非常に変動しやすいものである可能性を示唆している。ここではしかし、上述のように、堆積物窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値との関係で、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の意味を考えるために、その沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の「年間荷重平均値」にもつばら注目して議論を進めることとする。

図22に、各トラップ地点で得られた沈降粒子のマスフラックス、窒素フラックス、窒素含有量、および $\delta^{15}\text{N}$ 値の「年間荷重平均値」を、その深度との関係で表したグラフを示す。「荷重平均値」を計算するに当たっては、機械的トラブルにより採取できなかった期間のあるJT-07(図19)とNNWP-02(図13)、CEPS-01(図20)については、荷重平均期間の鉛直的な食い違いを避けるため、各層とも、それぞれ、「2番目から8番目までのサンプル」、「最初の7サンプル」、「最初の8サンプル」のみについて、計算を行った。それらの各期間ともに、「 $\delta^{15}\text{N}$ 値の最大・最小の時期を、ほぼ含んでいること」、および「全サンプルについて計算を行った場合と比べて、この限られた期間の計算結果は、0.1%も変わらないこと」等から考えて、この「不完全なデータセット」による結果への影響は、実際にはほとんどないと考えられる。

沈降粒子全窒素フラックスは、CEPS-01,03とNNWP-02においては、鉛直下方に向けて減少したが、JT-06,07では増大した(図22-b)。一方、全粒子フラックスの場合(図22-a)、この鉛直下方へ向けての増大は、CEPS-03を除く全ての地点で共通の傾向であり、深層水底層付近では、堆積物粒子の巻き上がりや、側方からの粒子の供給があり得ることを示している。これはこれまでの多くのセジメントトラップ実験の結果(Honjo,1982; Honjo et al.,1982)と一致する。沈降粒子中の全窒素含量(図22-c)は、結果として、鉛直下方に向けて急激に減少することになるが、JT-06,07の海溝内部の5000m以深においては、その値はほとんど一定であった。

沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の空間分布(図22-d)の特徴は、以下のようにまとめられる。1) 海域間で、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の大きな違いが認められた。その大きさの順序は、CEPS-01,03 > NNWP-02 > JT-06,07である。2)  $\delta^{15}\text{N}$ 値は、一般に鉛直下方に向けて減少する。これは、Altabet et al. (1991) 等による報告と一致している。3) 鉛直下方に向けての $\delta^{15}\text{N}$ 値の減少率は、しかし、海域間で大きく異なり、減少率の大きい順に、CEPS-01,03 > NNWP-02 > JT-06,07の順であった。4) 更に、海溝内部においてのみ、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値は、鉛直下方に向けてむしろ増大することが示された。5) こうした沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直分布は、JT、CEPSの両地点において、観測年が違っても、その質量および全窒素フラックスの変動にも関わらず、極めて安定した一定の分布を示した。これは、深層水

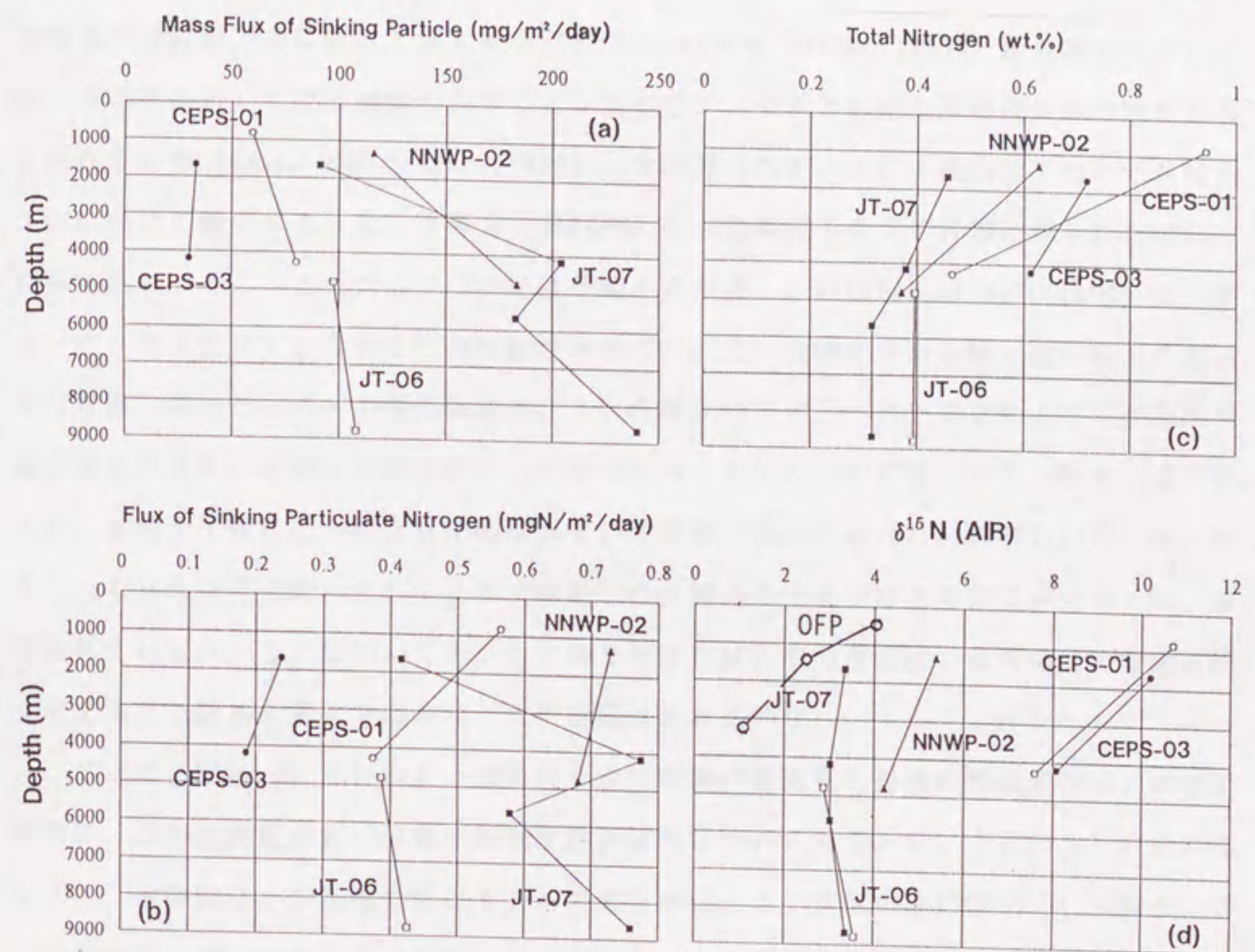


図22. 各トラップ地点での、深層水中の沈降粒子のマスフラックス (a)、全窒素フラックス (b)、全窒素含有量 (c)、その $\delta^{15}\text{N}$ 値 (d) の「年間 (準年間) 荷重平均値」の鉛直分布 (平均期間は、JT-06、CEPS-03では全設置期間。他ではその一部一本文参照。dにおける「OFP」は、Altabet et al.(1991)による北大西洋バミューダ島沖の沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年平均値。)

中での沈降粒子窒素の起源や分解のプロセスが、同位体的には、安定していることを示している。

上述の1)に示した、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の地理的分布の問題は、後で議論するとして、2)以降に示したその鉛直分布の規則性について、まず考える。一般に、粒状有機物の分解時には、その $\delta^{15}\text{N}$ 値は増大(Saino and Hattori, 1980)もしくは、変化しない(Wada, 1980)ものとされてきた。分解時の $\delta^{15}\text{N}$ 値の増大については、懸濁態窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、深層水中で鉛直下方に向けて増大すること(Saino and Hattori, 1980)から推察され、そのメカニズムとしては有機物の分解により生じたアンモニアの硝化時の同位体分別があるとされている(Saino and Hattori, 1985)。今回得られた、この「沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、下方に向けて減少する」という事実(図22-d)は、懸濁粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値に見られた傾向と反対であり、そのメカニズムについては不明の点が多い。Altabet et al. (1991)は、そのメカニズムとして、次の2つの可能性を挙げた。1)沈降粒子の分解・溶解時の「高い $\delta^{15}\text{N}$ 値を持った分子」の優先的消失、2)深層水中での、バクテリアによる大きな同位体分別を伴った、硝酸の沈降粒子内への取り込み。1)については、アミノ酸等の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、その分子種によって大きく異なっている事実(Macko et al., 1987)からもあり得ることであるが、未だ、それによる沈降粒子の分解時の「見かけ上の同位体分別」は、確認されていない。2)についても、もしあるとすれば、その存在は、海洋中での窒素循環を考える上で極めて重要であるが、未だ確認はされていない。

ここでは、図22-dに示された「沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直変化自身の地理的分布」から間接的に、この沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直変化の原因について考えたい。上述の3)で述べたように、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直下方への減少率は、 $\delta^{15}\text{N}$ 値の高いCEPS-01,03から、 $\delta^{15}\text{N}$ 値の低いJT-06,07へと、小さくなっている。この鉛直変化率の地理的変化の説明としては、上記のAltabet et al. (1991)による2つの議論との対応で、以下の2つのメカニズムが考えられる。1)各海域ともに、「沈降粒子の分解による同位体分別」によって、同じようにその $\delta^{15}\text{N}$ 値は、鉛直下方へ向けて減少するが、JT-06,07では深くなるにつれて、海底からの堆積物粒子の巻き上がりの影響で、その $\delta^{15}\text{N}$ 値が高い方にシフトしている。そして、この影響は、NNWP-02にも、少し存在する。2)各海域ともに、「深層水中での硝酸のバクテリアによる大きな同位体分別を伴った取り込み」により、その $\delta^{15}\text{N}$ 値は、鉛直下方へ向けて減少するが、もともとの $\delta^{15}\text{N}$ 値が高いCEPS-01,03の方が、それによる変化の幅が見かけ上大きい。このうち、1)の仮説については、図22-a,bでも示した

表6. 房総沖日本海溝～相模トラフ・相模湾における表層堆積物の全窒素 $\delta^{15}\text{N}$ 値

Location	Water depth(m)	Sediment depth(cm)	$\delta^{15}\text{N}(\% ; \text{AIR})$
34°59' N, 139°26' E (相模湾)	1392m	0-1	4.7
34°39' N, 140°05' E (相模トラフ)	2556m	0-1	5.1
34°11' N, 141°56' E (日本海溝)	9154m	0-1	5.7

ように、「実際に、CEPS-01,03 < NNWP-02 < JT-06,07の順で、底層付近での、堆積物粒子の巻き上がりの影響が大きくなっていること」や、「JT-06,07地点の周辺の海底堆積物表層の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、約5%の値を持っていること(表6)」からも、うまく説明できる。しかし一方で、2)の仮説については、「このメカニズムでは、JT-06,07における海溝内部の水深5000m以深での沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の増大が説明できないこと」や、「北部北大西洋の中央部(バミューダ等沖)で実施されたトラップ試料の $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年平均値の鉛直分布は、その元々の $\delta^{15}\text{N}$ 値が低いにも関わらず、CEPS-01,03と同様の鉛直変化率を持っていること(図22-d: OFP-Altabet et al. (1991))」等からみて、妥当であるとは言えない。実際、深層の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、太平洋でも大西洋でも1%程度しか変わらない(Liu and Kaplan, 1989)ので、このように大きく $\delta^{15}\text{N}$ 値の違う沈降粒子試料(CEPS-01,03とOFP)の間で、同じ様な $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直変化率が見られると言うことは、この沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直下方への減少が、「バクテリアによる硝酸の沈降粒子の”外部からの”取り込み」ではなく、「沈降粒子の”内部における”相対的に高い $\delta^{15}\text{N}$ 値を持った有機分子(もしくは、高い $\delta^{15}\text{N}$ 値を持った有機物粒子-動物プランクトンなど(Wada et al., 1987b))の分解・消失」によって、生じている可能性を示唆する。

こうした沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の改変をもたらすプロセスは、表層水の環境変動を復元する目的で堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値を利用する場合に、影響を与える。もっとも、沈降粒子を構成する有機分子(粒子)組成が、過去の海洋においても現在と基本的に同じであり、その深層水中での分解プロセスも、歴史的に不変のものであったとするならば、CEPS-01と03の対比

において示された(図22-d)ように、粒子の沈降中の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化の大きさも、歴史的にほぼ一定で、堆積物コアの $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年変動そのものへの影響は余りない、と考えて差し支えないであろう。しかし、少なくとも、堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の古海洋学的応用においては、その「絶対値」をそのまま、表層由来のものとして利用することは出来ない、ということが明らかとなった。

ここでは、それに加えて、海溝内部(JT-06,07)や大陸の近く(NNWP-02)では、堆積物粒子の巻き上がりにより底層付近の沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、影響を受けていることも示された。このことは、それ自身がすでに、堆積物表層付近での新たな同位体分別(図22-dと表6の比較では、堆積物表層で $\delta^{15}\text{N}$ 値は高くなる)の存在を証明するものとなっており(分別がなければ、堆積物表層の $\delta^{15}\text{N}$ 値と底層の沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は等しいはずであり、堆積物の巻き上がりによって、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値に見かけ上の変化は生じないはずである)、上述の深層水中での粒子の沈降時の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化に加えて、堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値の「絶対値」は、更に改変を受けていることを示している。もっとも、ここでもまたそうした堆積物表層での同位体分別の大きさが、歴史的に一定のものであったなら、その $\delta^{15}\text{N}$ 値の「絶対値」はともかく、その堆積物コアの中での「相対的な変化」については、古海洋の表層環境変動の記録として、利用できるはずである。ここで、より問題なのは、この巻き上がり粒子が直下の堆積物ではなく、陸棚付近から水平的に輸送されてきたものだとする場合である。その場合は、堆積物コアの $\delta^{15}\text{N}$ 値の情報を、その真上の海域の表層水の環境変動を示すものとして、単純に利用してゆくことは出来ない。実際には、JT-06,07やNNWP-02などの大陸周辺海域で、巻き上がりの影響が大きくなる原因としては、1) 近くにある大陸棚・大陸斜面からの堆積物粒子の水平輸送の可能性(Honjo, 1982; Honjo et al., 1982; Walsh et al., 1991)の他にも、2) 海盆の西岸付近における強化された深層流の存在(Hogg, 1983)による活発な現場直下での巻き上がり等も考えられ、一概に「異なる海域からの、粒子の混入がある」とは言えないが、どちらにせよ、大陸縁辺海の堆積物コア等を扱う場合には、陸起源粒子を含む、こうした粒子の水平的混入の可能性を、常に念頭に置いて堆積物コアの解析をする必要がある。

#### 4-2-3. 年荷重平均値の水平分布—表層水の硝酸利用効率及びその他の要因

次に、図22-dに見られた、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の水平的分布について、その規定要因を考察する。第1章で最初に述べた、本論の中心課題である「表層水中での植物プランクトン

による硝酸の利用効率と沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の関係」についての模式図(図1)によれば、海洋表層に硝酸の検出できない(=硝酸の利用効率が100%)の貧栄養海域では、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、深層水中の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値に等しい(図1-a)が、それが100%を下回る高緯度海域では、その利用効率の低下と共に、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値が低くなる(図1-b)、はずである。一般に、海洋深層の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、6~7%程度(Liu and Kaplan, 1989)であるから、NNWP-02における約5%という、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、当海域の表層水の栄養塩環境の特徴(冬期の鉛直混合により表層に回帰した硝酸が、夏季にも使用され尽くさずに、表層に残る)と、基本的に合致している。

一方で、赤道海域であるCEPS-01,03からの沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、深層水の硝酸 $\delta^{15}\text{N}$ 値(6~7%)よりも、遥かに大きい値をとった。これは、図1-cに示した、赤道海域特有の活発な湧昇と水平移流系の存在により、説明できるもの(つまり、湧昇場で「低い $\delta^{15}\text{N}$ 値の硝酸」が消費された後、「高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の硝酸」が表層海流に乗って、当海域まで運ばれてきた結果)であると思われる。本サンプルを採取した中部赤道太平洋には、こうした水平移流系の候補として、次の2つが考えられる。1)西向きの貿易風によって生じる、赤道直下付近を湧昇軸とする表層海流の子午面循環。(これは緯度 $0^\circ$ 付近で湧昇した亜表層水塊が、表層を極方向に流れ、北緯 $5^\circ$ 付近で再び下降する、距離の小さい循環であり、赤道に沿って広範囲に存在する(Gargett, 1991)) 2)赤道上を東から西に流れる南赤道海流に代表される、東西方向の循環。(ペルー沖の東太平洋で湧昇した水塊が、延々と太平洋を横切って西向きに流れる、距離の大きな循環である(Fiedler et al., 1991))。これらのどちらの流れにおいても、「湧昇場では多量の硝酸が表層にもたらされ、その場で使いきれなかった硝酸が水平移流系に乗って、下流に運ばれて行っている(Fiedler et al., 1991)」という意味で、図1-cのメカニズムが成り立っている可能性があるが、このCEPS-01,03における「高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の沈降粒子」の原因としては、1)ではなく、2)が、唯一考えられる候補である。これは、CEPS-01,03が、赤道の直下( $0^\circ\text{N}$ =子午面循環の湧昇軸が最もよく存在する場所(Gargett, 1991))に位置し、1)のメカニズムでは、その $\delta^{15}\text{N}$ 値は、むしろ低くなるはずだからである。ここで、このように高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の沈降粒子が観測されたということは、中部赤道太平洋の表層水には、現場での局所的な湧昇による硝酸供給に加えて、有意な量の硝酸が東部赤道太平洋から、2)の赤道海流に乗って運び込まれているということ(Pena et al., 1994)を証明するものであり、古海洋学的な環境変動への応用という面でも興味深い。一方の、1)のメカニズムが、この場



所で、「高い $\delta^{15}\text{N}$ 値」ではなく、反対に「低い $\delta^{15}\text{N}$ 値」を予測させるという事は、しかし、「この赤道付近での表層水塊の”子午面循環”が、当海域の沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値に、全く影響を与えていない」ということを意味するものではない。実際、図21、22に見られた、当地点での沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の、極めて大きな振幅の時間変動パターンは、こうした子午面循環場が、実は頻繁に南北に移動している（つまり、東西方向に分布する赤道湧昇系の位置が、頻繁に南北移動する）という事実 (Picaut and Tournier, 1991) によって、合理的に説明できる可能性がある。堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の古海洋学的応用を考える上では、こうした東西方向に伸びる湧昇軸の位置（緯度）が、平均的にどう変わったかということも、重要な興味の対象である。

最後に、JT-06,07地点での、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値を考える。本海域は、夏季には表層水に硝酸が全く検出されない、どちらかといえば貧栄養海域である。それに関わらず、その沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、深層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値（6～7%）と比べて、極めて低い値をとった。これは、図1-aに示した、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の規定要因に関する、根本的仮説に反する事実である。トラップ設置地点は、日本海溝中軸部で、陸にも近く、陸からの低い $\delta^{15}\text{N}$ 値を持った有機物や栄養塩 (Peters et al., 1978; Wada et al., 1987) の供給があった可能性もある。しかし、北海道南東沖の日本海溝内部の大陸側斜面から、同じように採取された沈降粒子試料 (NNWP-01) の場合には、その $\delta^{15}\text{N}$ 値は、一貫して5%前後 (Handa and Nakatsuka, 1993; Nakatsuka et al., 1995) の値を示し、同様の表層水環境を持つ NNWP-02とほぼ同じであった。つまり、JT-06,07地点での「低い沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値」の原因は、地形的要因によるのではなく、この海域の表層生物活動に固有ものである可能性が示唆された。この海域の生物活動において、低い $\delta^{15}\text{N}$ 値の沈降粒子の生成に寄与すると考えられるメカニズムは、窒素固定である (Minagawa and Wada, 1986; Saino and Hattori, 1987)。それは、窒素固定により生産される有機物の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、約0%（以下）という極めて低い値をとることに由来する (Hoering and Ford, 1960)。実際、JT-06,07の地点は、窒素固定能を持つ、らん藻類 *Trichodesmium* の発生がしばしば観測される黒潮の流軸部に当たっており (Carpenter, 1983)、その新生産に対する寄与率が、50%に近いものであるならば、当海域でのこの「低い $\delta^{15}\text{N}$ 値」の沈降粒子の存在は、説明可能である。Saino and Hattori (1987)は、表層水中の懸濁粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値のデータから、この窒素固定による新生産への寄与の重要性を指摘したが、本研究で得られた沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の分布は、それを裏付けるものであると言える。しかしながら、この窒素固定による低

い $\delta^{15}\text{N}$ 値の有機物の付加は、 $\delta^{15}\text{N}$ 値の古海洋学的応用に、1つの不確定要因を与えるものでもある。このような窒素固定による堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値への影響が、実際にあるならば、図1に基づく堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の解釈は、貧栄養海域では必ずしも成り立たず、その応用は、栄養塩の余った（窒素固定の生じない（影響の少ない））、高緯度・赤道海域でのみ可能であるということになる。

#### 4-2-4. まとめ

- 1) 深層水中では、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の年荷重平均値は、鉛直下方に向けて規則的に減少する普遍的傾向をしめしたが、その減少率には、海域間で違いが見られ、海溝の内部でだけは、その $\delta^{15}\text{N}$ 値は、鉛直下方に増大した（図22）。
- 2) 沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直下方への減少率の海域間での対比（図22-d）から、第一に、その鉛直下方への $\delta^{15}\text{N}$ 値の減少が、沈降中の粒子の分解・溶解に伴う同位体分別によって引き起こされているらしいこと、第二に、大陸縁辺部では、深層水下部で堆積物の巻き上がりによる粒子の混入により、その $\delta^{15}\text{N}$ 値が影響を受けていることなどが、明らかとなった。
- 3) 堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値（表6）と沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の年荷重平均値（図22-d）との比較から、堆積物表層においては、その $\delta^{15}\text{N}$ 値は増大することが明らかとなった。
- 4) 沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の年荷重平均値は、その絶対値も海域間で大きく異なり、中部赤道海域>北西部北太平洋の極前線以北>黒潮海域の順に、小さくなった（図22-d）。
- 5) 深層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値との比較から、高緯度海域におけるやや低い $\delta^{15}\text{N}$ 値は、現場の表層水における低い硝酸利用率を反映し（図1-b）、赤道海域における高い $\delta^{15}\text{N}$ 値は、湧昇と水平移流による硝酸の輸送と消費の形態を反映していること（図1-c）が、示された。
- 6) 一方、黒潮海域では、窒素固定の影響で、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値が低くなる可能性が、示唆され、貧栄養海域では、必ずしも「硝酸の利用率」による沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の説明（図1-a）が成り立たないことが示された。