

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)

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

5-1-1. 本海域における解析の目的と概要

極域の氷床コアを用いた、過去の地球大気中の微量ガスの変遷についての研究で、氷期にその二酸化炭素濃度が、後氷期よりも約 100ppmVも低かったこと (Neftel et al., 1982; Barnola et al., 1987) が明らかにされて以来、大気中の二酸化炭素濃度を規定するメカニズムとしての、過去の海洋の生物地球化学的役割 (特に高緯度海域での生物学的ポンプの効率) の変遷は、理論的にも (Sarmiento and Toggweiler, 1984; Knox and McElroy, 1984等)、堆積物コアを用いた研究でも (Labeyrie and Duplessy, 1985; Keigwin and Boyle, 1989等)、広く議論されてきた。しかし、堆積物コアを用いた古海洋学研究が、北部北大西洋や南大洋において活発に行われてきた反面、もう一つの高緯度海域である北部北太平洋においては、そうした堆積物コアを用いた、古海洋の生物地球化学的役割にかんする研究は、ほとんど行われていない。これには、「北部北太平洋は、水深が深く (一般に 5000m 以上)、一方で炭酸カルシウム補償深度が浅い (4000m 以浅) ため、北大西洋などでふつうに見られる、有孔虫などの炭酸塩の殻を持つ微化石が一部の海山などを除いて、全く見られない」という原因がある。浮遊性・底性の有孔虫殻の酸素同位体比は、堆積物の年代を正確に決定するのに欠かせない酸素同位体層序を提供するのみならず、その炭素同位体比や Cd/Ca、Ba/Ca 比等は、海洋の生物地球化学的環境の復元に従来から最も広く使われてきた方法であり、北部北太平洋におけるこうした有孔虫化石の欠如は、本海域における古海洋学の進展に、大きな妨げとなってきた。

本節では、前章までに述べてきた「高緯度海域における沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の規定要因」についての知見を、堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値に応用して、本海域で遅れている古海洋の生物地球化学的状态の変遷 (特にその表層水における栄養塩環境の変遷) の復元を目指す。堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値は、有孔虫の溶解した堆積物中でも普遍的に得られる指標であり、本海域における表層環境の変動の情報を提供してくれるはずである。研究に用いた堆積物コアは、北部北太平洋に隣接するベーリング海の2つの深海盆から採取した。ベーリング海は、太平洋海

域の北端に位置し、その表層水は、本地域の高緯度海域の特徴を最もよく表している (Uda, 1963) と同時に、その深層水は、2つの深いパスにより北部北太平洋と結ばれ、アリューシャンリッジを隔てつつも、北部北太平洋と基本的に同じ性格を持っている (Sancetta, 1983)。本海域では、従来から珪藻微化石 (Sancetta, 1983; 1985) や微量金属元素 (Gardner et al., 1982) 等を用いた、幾つかの古海洋学研究が成されてきたが、その中で、表層水の生物地球化学的環境の変遷に、直接言及したものはない。本研究では、有孔虫の酸素同位体層序に代わる年代決定法として、堆積物有機炭素の放射性炭素年代の詳細なデータ (渡辺, 1990) を用いた。

堆積物コアは、図23に示す3地点から、東京大学海洋研究所白鳳丸により、1975年 (St-11) と1988年 (DR-13, DR-16) に、ピストンコアにより採取された。3つのコアの採取点、St-11 (57°02.9' N, 176°57.4' W; water depth 3750m; core length 10.10m)、DR-16 (54°30.0' N, 176°02.6' W; water depth 3750m; core length 8.06m)、DR-13 (53°09.7' N, 177°19.4' E; water depth 3930m; core length 8.84m) は、それぞれ、アリューシャン海盆の北東縁、その南中央部、ポアーズ海盆の中央部に位置し、コア採取点の周辺は極めて平らである。各堆積物コアは共に、灰緑色の珪藻軟泥を主体とし、所々にシルト層や火山砕屑物から成る砂の層を含んでいた。コアは船上で岩相を記載後、数時間以内に、「単純に5cm刻み」(St-11) もしくは「堆積構造の変わり目に応じて5から10cm間隔」(DR-13, 16) で切り、以後分析までの間、-20°Cで凍結保存した。実験室に持ち帰ったサンプルは、一部を脱炭酸塩処理後、Yanaco CHN Corder MT-1を用いて、その全有機炭素・窒素量を測定 (St-11 コアについては、Tanoue and Handa (1980) のデータを引用) し、同じ脱炭酸塩試料の全有機炭素・窒素の $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 値を、第2章の方法で測定した。全有機炭素の ^{14}C 年代は、Tanoue and Handa (1980) および、渡辺 (1990) からのデータを引用したが、各々、「ベンゼン-液体シンチレーションカウンター法」および、「同方法 (Togashi and Matsumoto, 1984)」と「タンデム加速器質量分析計による方法 (名古屋大学年代測定資料研究センター: Nakamura et al., 1987)」の併用で、測定されている。その ^{14}C 年代は、放射壊変の半減期として、5570年の値を用い、大気中 ^{14}C 濃度の経年変動や表層水 ^{14}C 濃度についてのリザーバー効果の補正等は行っていない。

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

一般に、ベーリング海のような大陸縁辺海の堆積物は、タービダイト層を多量に含んで

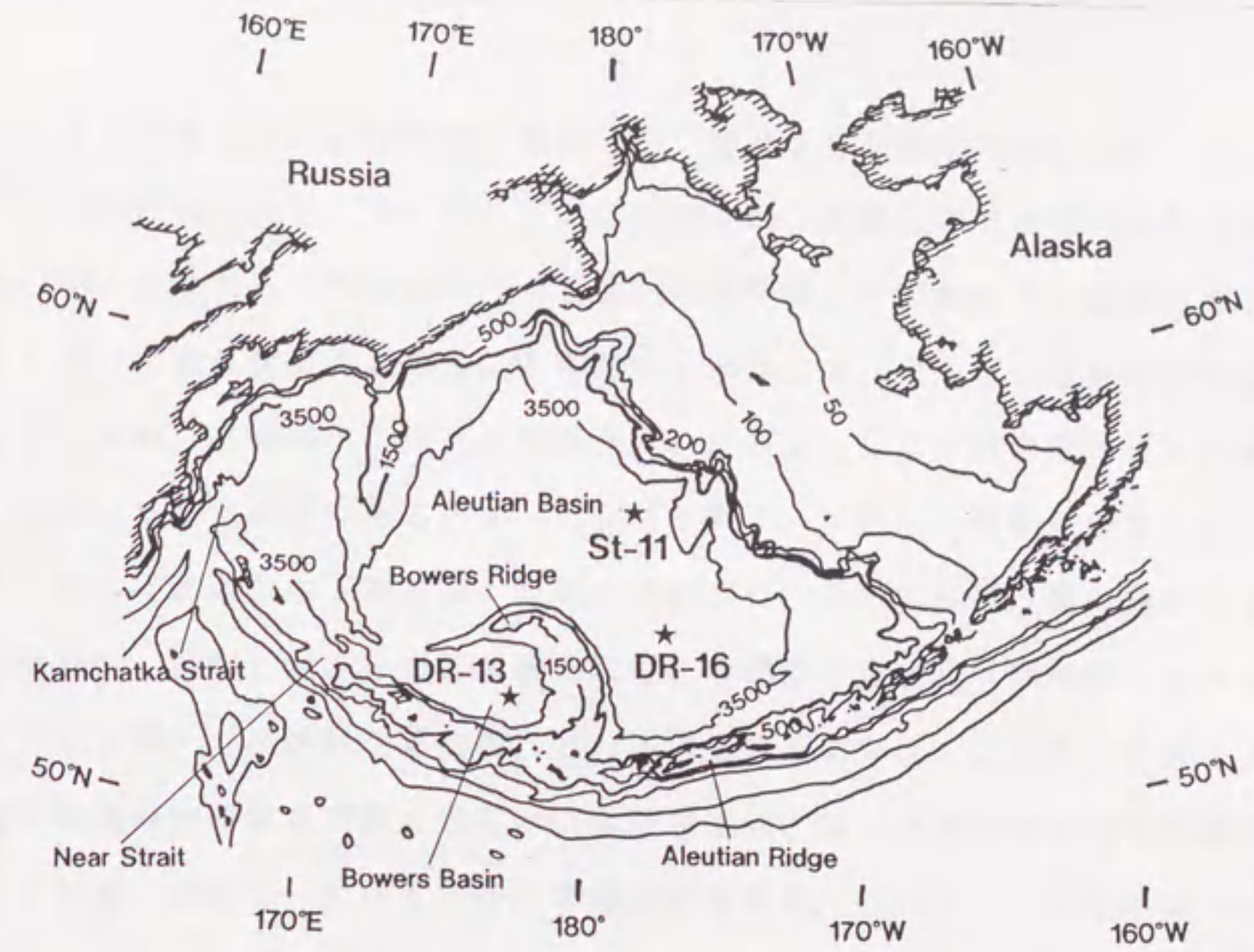


図23. ベーリング海深海盆における堆積物コアの採取地点と海底地形図

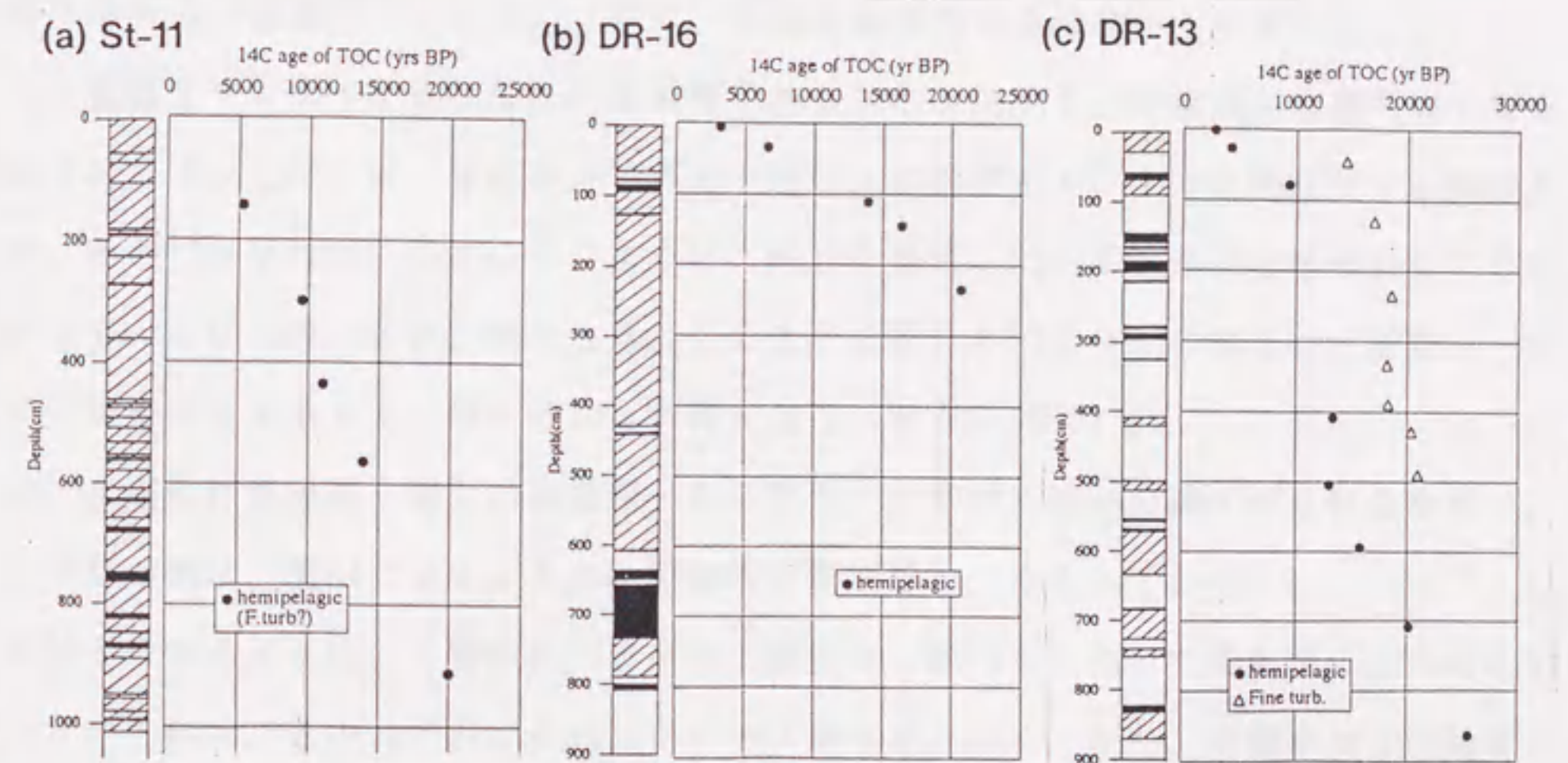


図24. ベーリング海深海盆コアにおける全有機炭素の放射性炭素年代と堆積相の鉛直分布。(a) St-11、(b) DR-16、(c) DR-13。(DR-16、DR-13 コアの ^{14}C 年代は、渡邊(1990)によって測定された。St-11 のデータは、Tanoue and Handa (1980) による。各図の左端のカラムは、以下のようにその堆積相を表している。黒いカラムが、粗粒タービダイト層、白いカラムが、細粒タービダイト層、斜線のカラムが、半遠洋性堆積層である。)

いる。タービダイト層とは、大陸斜面の海底付近で地震などが原因となって起こる、海底乱泥流 (Turbidity Current) が、その下流部に瞬間的に堆積してできる堆積層である (Walker, 1984)。これらの堆積層は、「長期間の堆積年代の堆積物が、混ざりあって堆積すること」や「海底乱泥流の発生した大陸斜面上部からの、異地性の堆積粒子を含んでいること」などから、古海洋学の研究には適さず、あらかじめコアの中のこうした層準を、認定して、排除しておく必要がある。タービダイト層は、一般に「粗粒堆積層」を底部に持ち、上方 (もしくは遠方の下流方向) に行くに従って、その粒度が次第に細くなる構造を持つ (Walker, 1984) が、古海洋学研究に使える通常の連続的堆積過程で堆積した「非タービダイト層」 (半遠洋性堆積層) との区別をする上では、このタービダイト層の上部の「細粒堆積層」の認定が最も難しい。本研究では、コアの堆積相を3つの種類 (粗粒タービダイト層、細粒タービダイト層、半遠洋性堆積相) に分けて、以下のように、岩相および全有機炭素の ^{14}C 年代に基づいて、その認定を行った (図24)。

1) 粗粒タービダイト層: 砂やシルトからなる堆積相。(このような堆積層の中には、時には、海底乱泥流ではなく、火山灰が直接積もって出来たもの等も含まれるが、共に、古海洋学研究には適さないもので、一律に、古海洋表層環境の議論から排除した。)

2) 細粒タービダイト層: 細かい堆積粒子からなり、塊状で、生物擾乱起源の縞や斑点構造を持たず、しばしば、粗粒タービダイト層の上に堆積して、上方に細粒化する傾向を持つ。その ^{14}C 年代は、図24に示すように、直下に堆積している半遠洋性堆積層の ^{14}C 年代よりも、しばしば「古い」値をとる。この上下逆転した ^{14}C 年代の構造は、細粒タービダイト層を認定する上で、最も確かな証拠となる (渡邊、1990)。

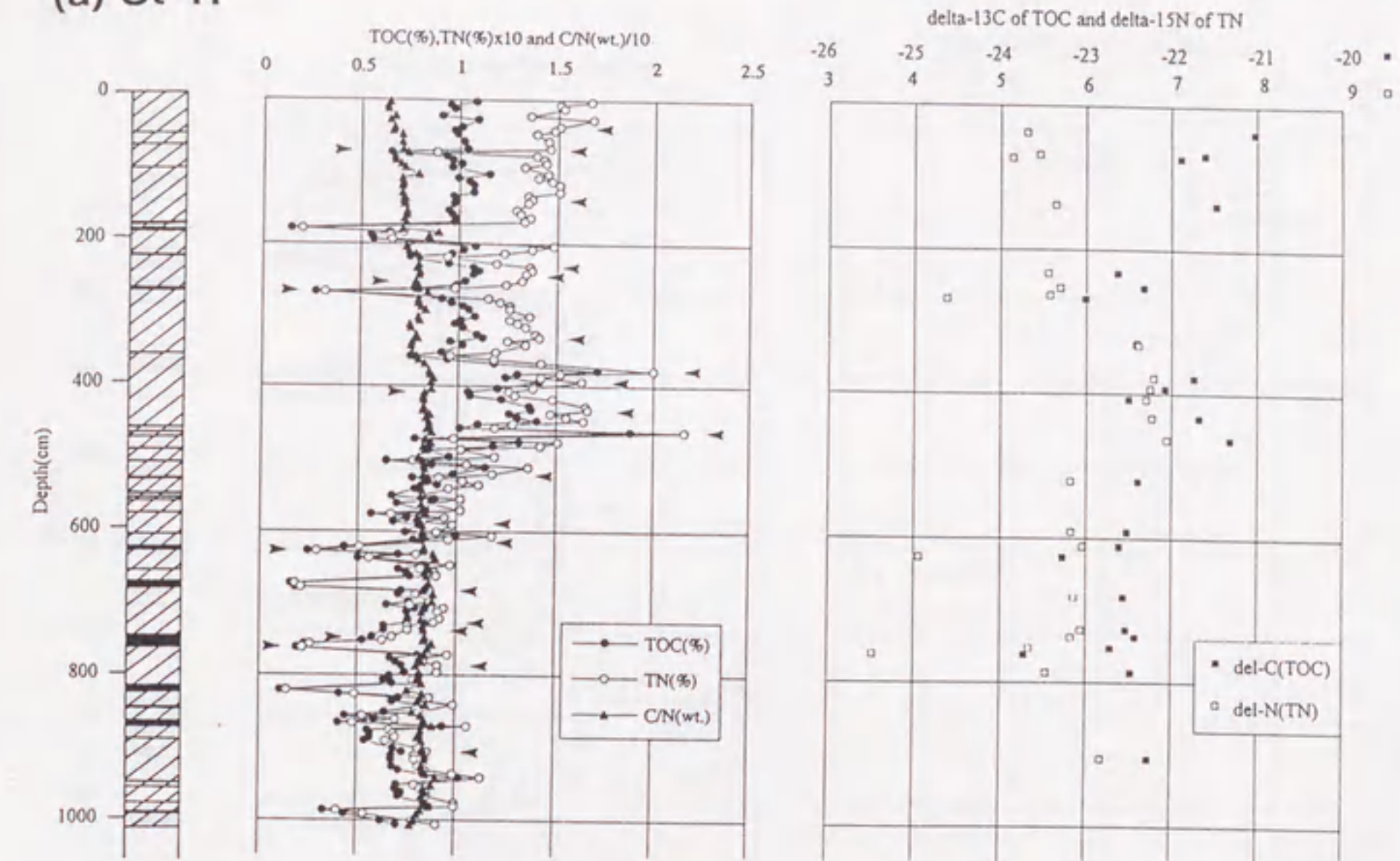
3) 半遠洋性堆積層: 細かい堆積粒子からなり、生物擾乱起源の縞や斑点構造を持つ。その ^{14}C 年代は、図24に示すように、鉛直的に規則正しく分布している。

図24で分かるように、「細粒タービダイト層」は、DR-13 において最もたくさん分布していた。これは、このコアが取られたボアーズ海盆が、狭く、かつ、周囲が全て大陸から切り離された浅い潜水性のリッジに取り囲まれていることに原因がある (図23)。実際、東方に巨大な大陸棚を持つアリューシャン海盆と異なり、このボアーズ海盆に頻繁に流れ込むであろう海底乱泥流には、陸起源の粗粒碎屑物が入り込む可能性は少なく、それがこの場所での「細粒タービダイト層」の卓越となって現れたと考えられる。St-11 においては、他の2本のコアと比べて、余り詳細な岩相の記載は行っておらず、このコアでは「細粒タービダイト層」の認定はしなかったが、その存在は完全に否定できてはいない。しか

し、St-11 の ^{14}C 年代は、DR-13 のそれと明らかに異なり (図24)、見かけ上極めて規則正しく分布している。それ故、もし、このコアに「細粒タービダイト層」があったとしても、それは極めて薄いものだったと考えられ、実際以下にも述べるように (図26)、それは今回測定を行った「半遠洋性堆積層」の $\delta^{15}\text{N}$ 値には、ほとんど影響していないと考えられた。

図25に、3つの堆積物コアから得られた全有機炭素・窒素量と C/N比、それらの $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直分布を、先に明らかにした各堆積層の柱状図と共に、示す。「粗粒タービダイト層」では、各コアともに、全有機炭素・窒素量の急減が見られ、有機物が細かい粒子に選択的に吸着している様子を示す。この図にも見られる、各堆積層の種類毎の同位体的特徴を、より明確にするために、各コア毎にその $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 値を、堆積層の種類別に表示した図 (図26) を示す。「半遠洋性堆積層」の $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 値は、各コア共に、比較的共通の場所 (DR-13 の $\delta^{15}\text{N}$ 値だけが、やや高い) に固まった。このことは、St-11 においても、その「半遠洋性堆積層」には、他のコアで認定できたのと同様に、「細粒タービダイト層」は混じっていない、ということを示唆する。一方で、「粗粒・細粒タービダイト層」の $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 値は、コア間で、全く異なる挙動を取った。これは、まず各コアの地点に到達する海底乱泥流の、供給源の違いに由来するものであると考えられる。アリューシャン海盆の北東縁部に位置するSt-11 コアの場合、タービダイト層の粒子の供給源は、明らかに北東側の大陸棚からのものである。この大陸棚は、氷期にはそのほとんどが、陸化した (Hopkins, 1973) ことが知られており、St-11 コアの「粗粒タービダイト層」に見られる低い $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 値は、その中への「低い $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 値を持った陸起源有機物 (Peters et al., 1978; Wada et al., 1987a)」の混入を、意味するものである。一方、アリューシャン海盆南部の中央に位置するDR-16 コアでは、「タービダイト層」の $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ 値は、「半遠洋性堆積層」のものと変わらず、そのタービダイト層の粒子の供給源が、アリューシャンリッジやポアズリッジなどの、陸起源有機物をほとんど含まない場所からのものであった可能性を示唆する。DR-13 コアでは、主に「細粒タービダイト層」において、 $\delta^{13}\text{C}$ 値だけが異常に低い層が見られた。それらの層における、 $\delta^{15}\text{N}$ 値との関係のみをみても、これがそのまま陸起源粒子の混入を示すとは言えない。この異常に低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を説明できる1つのメカニズムとしては、海底乱泥流の中での粒子の「粒度分別」が考えられる。実際、Tanoue and Handa (1979b) は、ベーリング海の表層堆積物を、実験室で粒度分画し、粒度毎に構成分子種が異なることを明らかにした。「細粒

(a) St-11



(b) DR-16

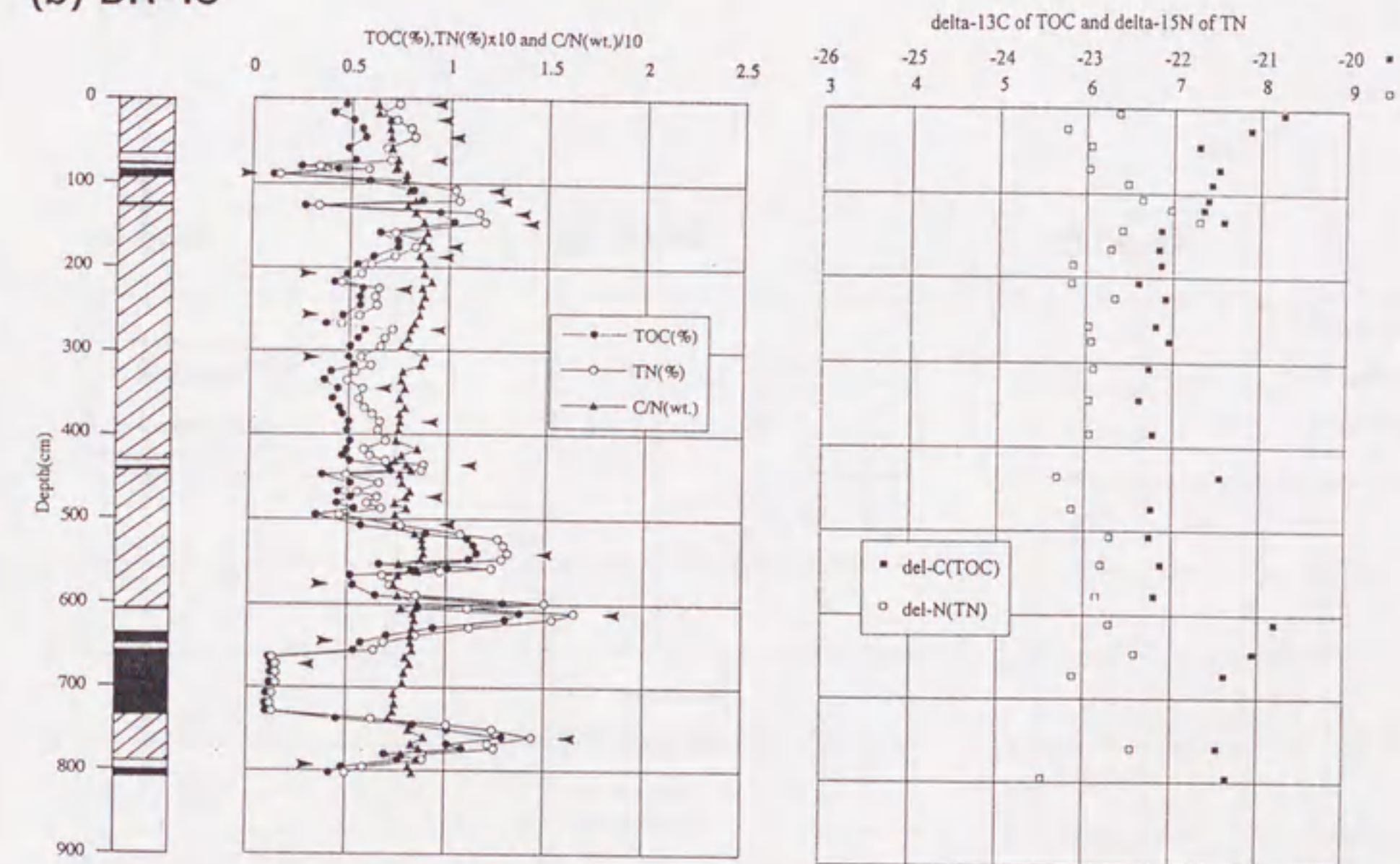


図25. ベーリング海深海盆コアにおける全有機炭素・窒素量、C/N比、 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直分布。(a) St-11、(b) DR-16、(c) DR-13。(各図の左端のカラムは、図25と同様に堆積相を表している。図中の矢印は、炭素・窒素同位体比の測定を行った層準。St-11コアの全有機炭素・窒素、C/N比のデータは、Tanoue and Handa (1980) に依る。)

(c) DR-13

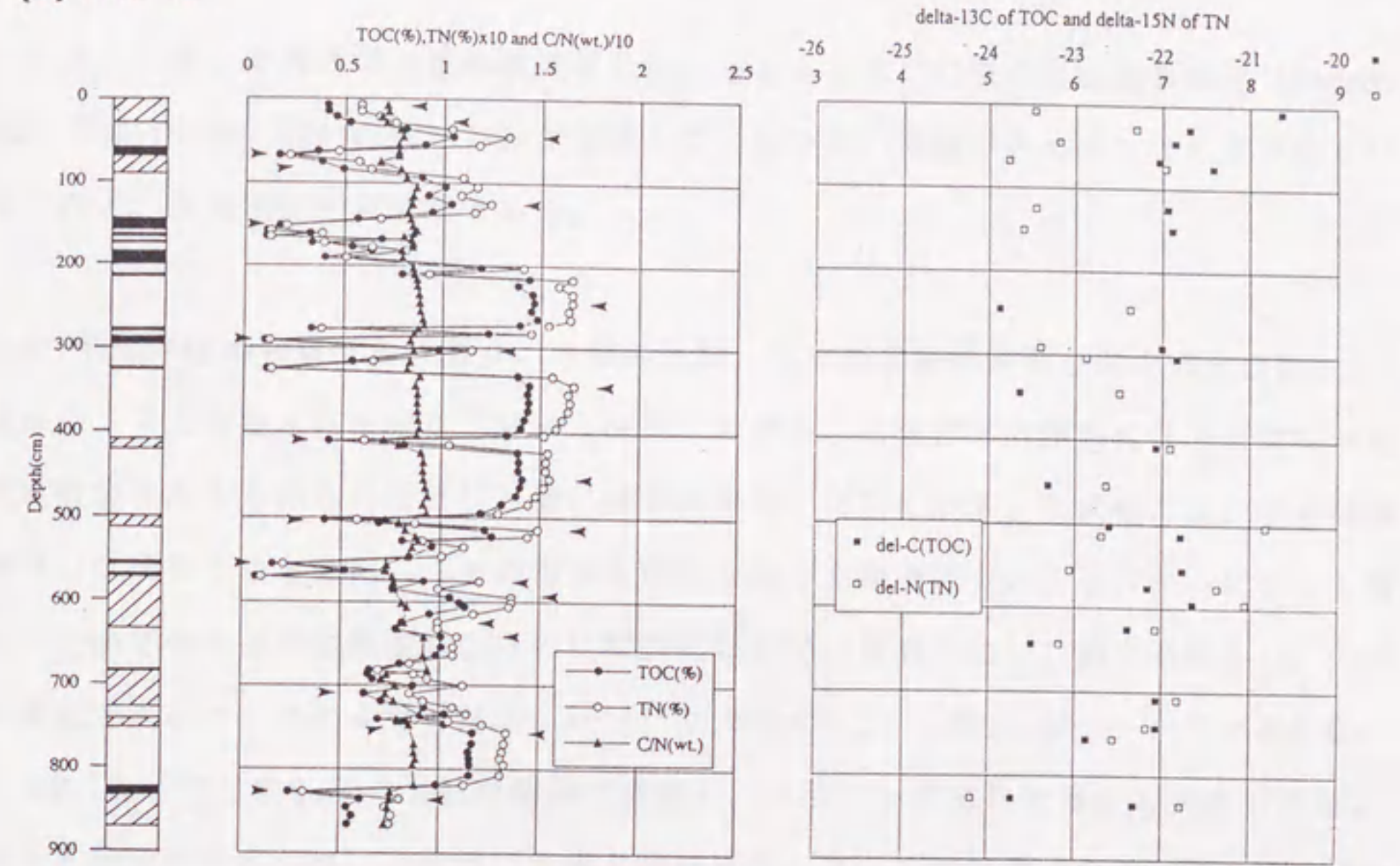


図25. (続き)

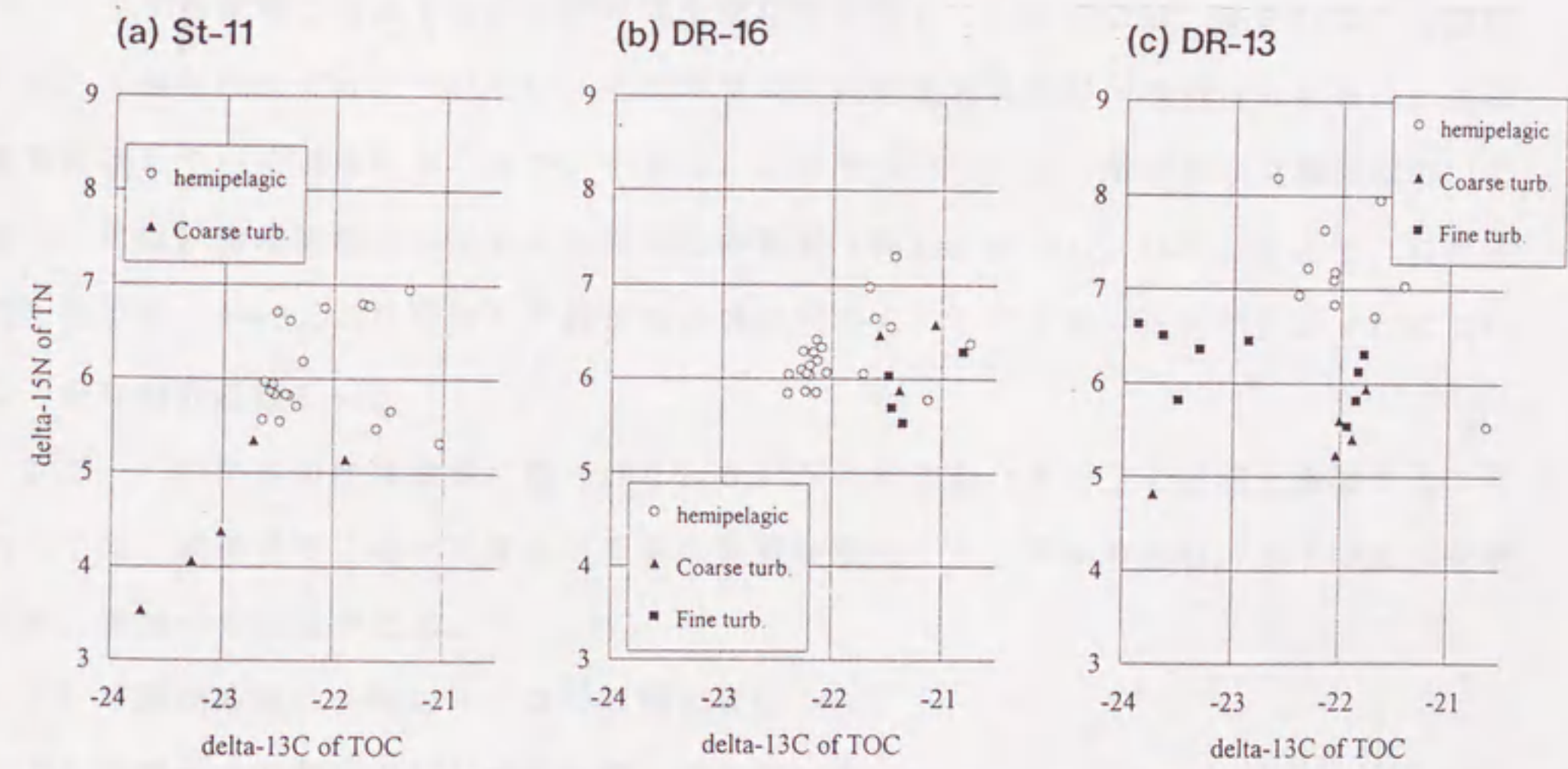


図26. ベーリング海深海盆コアにおける全有機炭素・窒素の $\delta^{13}\text{C}$ 値と $\delta^{15}\text{N}$ 値の間の相関図. (a) St-11、(b) DR-16、(c) DR-13.

タービダイト層」を構成する細粒粒度区分に、もともと $\delta^{13}\text{C}$ 値の低い脂質成分 (Degens, 1968; DeNiro and Epstein, 1977) が濃集しているなどの機構があれば、このような $\delta^{13}\text{C}$ 値のみの、負異常は説明可能である。

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

3本のコアで測定された全 $\delta^{15}\text{N}$ 値 (図25)のうち、古海洋学的議論に使用可能な半遠洋性堆積層のみから得られた $\delta^{15}\text{N}$ 値の時間変動を、図27に示す。年代軸には、全有機炭素の ^{14}C 年代をそのまま用い、その測定を行わなかった層準については、タービダイト層を除いた後の半遠洋性堆積層のみの柱状図のなかで、最寄りの ^{14}C 測定層準から、内挿・外挿法で求めた。その $\delta^{15}\text{N}$ 値は、St-11 コアで約5.5~7.0%、DR-16 コアで約6.0~7.5%、DR-13 コアで約6.5~8.0%の範囲で変動し、ベーリング海の北東から南西の方向に、増大する傾向を持ったが、この $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年変化パターンで特徴的なことは、3本のコアともに、融氷期 (15,000~10,000年前) に、その $\delta^{15}\text{N}$ 値の正の異常が認められたことである。この $\delta^{15}\text{N}$ 値の正異常の出現時期には、3つのコア間でずれがある (DR-13, 16で早く、St-11で遅い) が、その変動パターンの共通性から見て、この $\delta^{15}\text{N}$ 値の正異常が、ベーリング海全域に共通する何らかの環境変化を反映していることは、間違いないと思われる。出現年代のずれについては、その環境変化の地理的な進行 (南西から北東へ) の状況を反映している可能性もあるが、一方で、ここで用いている「堆積物全有機炭素の ^{14}C 年代」には、再堆積粒子の混入や生物擾乱の影響 (Walsh et al., 1985) などで、真の年代と多少の (2~3,000年程度) ずれがある場合が多く、ここでは、その年代のずれについて十分な検討は難しい。

さて、この半遠洋性堆積層に見られた、 $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動パターンの原因を議論するに当たっては、前章まで述べてきた「表層の栄養塩環境」との関連を含む、以下のような要因を、考慮する必要がある。

- 1) 堆積物窒素の分解に伴う $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化
- 2) 深層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値の氷期・間氷期変動
- 3) 陸起源粒状窒素の堆積物への混入率の変化
- 4) 表層水中の硝酸利用効率の変化

結論から言って、ここでは1)から3)の要因ではなく、前章まで述べてきた4)の要因によって、この $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動が生じたと考えられるが、その理由について、順を追っ

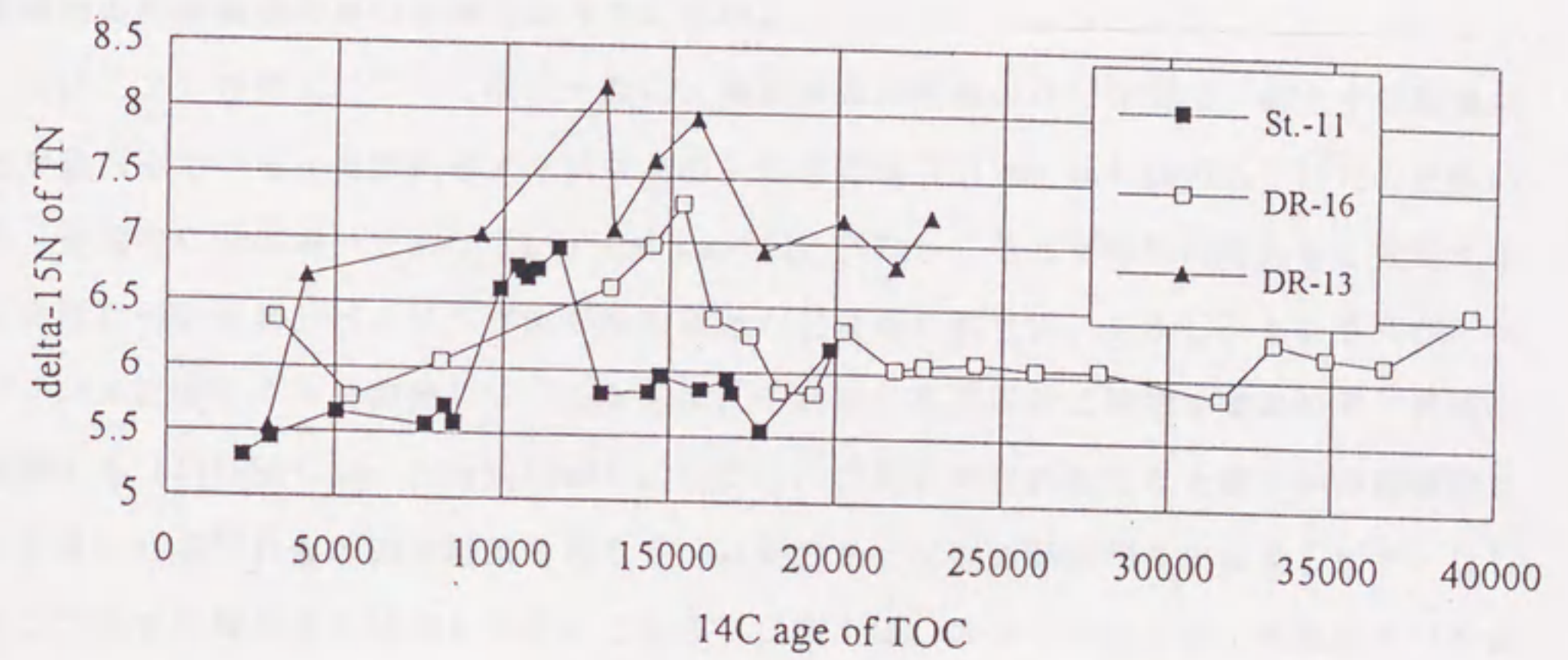


図27. ベーリング海深海盆コアにおける半遠洋性堆積層の $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年変化.

て述べる。

まず、1)の要因については、前章でも述べたように、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値と表層堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値の比較から、粒子の堆積直後に $\delta^{15}\text{N}$ 値の増大(日本海溝内部の場合は、沈降粒子自身に巻き上がり堆積物の影響があるので、2%程度(図22-d、表6)。一般には、3~4%程度(M.A. Altabet, 私信(1995)))があることが知られている。しかし、今回見られた半遠洋性堆積層内部での $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動パターンの場合は、まず、分解等の急速に生じる堆積物表層(Matsunaga and Handa, 1983; Henrich, 1992)ではなく、堆積後かなり時間の経った堆積層で見られており、また、一般に有機物の分解において知られているような、一方的な $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化(Saino and Hattori, 1980)ではないので、こうした堆積有機物の初期続成作用の影響とは考えにくい。

次に、2)の要因については、一般に、海洋深層の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、海水中で脱窒反応が起こっている、東部熱帯太平洋などの一部の海域(Cline and Kaplan, 1975)を除いて、全球的にほぼ均一であり(Liu and Kaplan, 1989)、それが局所的に大きく変動する可能性については、ベーリング海の場合ほとんど考えられない。しかし、もしそれが、グローバルにゆっくりと変動しているならば、それは、不可避免的に堆積物窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値に影響する(Altabet and Curry, 1989)。しかし、これまで行われてきた幾つかの堆積物コアを用いた $\delta^{15}\text{N}$ 値の測定結果を見ると、共通の $\delta^{15}\text{N}$ 値の歴史的变化は見られず、むしろコア間で反対の変化傾向を示すことも多い(例えば、アラビア海では、氷期に $\delta^{15}\text{N}$ 値は低い(Altabet et al., 1995)が、南大洋では、氷期に $\delta^{15}\text{N}$ 値は高い(Francois et al., 1992; 1993)。或いは、次節で示すように、互いに近接したコア間でも反対の変化を示しうる)。それ故、こうした変化があるとしても、それは、海域毎の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化に比べて十分小さいものと考えられる。

3)の要因については、融氷期の「海洋表層での新生産の増大」もしくは「陸起源有機物の流入の減少」の、どちらでも説明可能である。実際、Keigwin et al. (1992)は、アリューシャンリッジの南西隣に位置する、天皇海山列の明治海山において採取した堆積物コアを用いて、融氷期の海洋生物生産量の増大(13,000~12,000年前)を、有機炭素とオパールフラックスから、結論づけた。しかし、一方で、Keigwin et al. (1992)は、同じコアを用いて、氷期から後氷期に向けて、陸起源粒子の供給フラックスが激減したことを示している。これは、氷期から後氷期に向けての海水準の上昇(Fairbanks, 1989)により、陸地が急激に後退したことに由来するものである。本研究で得られた $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年変動

パターン（図27）では、最終氷期の絶頂期（18,000年前）と後氷期（10,000年前以降）でその $\delta^{15}\text{N}$ 値に変化はなく、 $\delta^{15}\text{N}$ 値には、陸起源粒子の供給量の変動の影響が出ていないことを示している。これは、「ベーリング海の深海盆の半遠洋性堆積層に供給される粒状窒素の起源が、陸起源無機粒子の供給量の多少に関わらず、常にほとんど海起源であったこと」を示唆しており、図27に見られた $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動パターンは、海起源粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動として理解して行かねばならないことを意味している。

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

堆積物へ付加される、海起源粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の規定要因は、前章まで述べてきたように、ベーリング海のような高緯度海域では、その「表層水中での硝酸の利用効率」である。この「硝酸の利用効率」は、第3章第2節でも述べたように、単に生物による硝酸の消費だけでなく、物理的な表層水への深層からの硝酸の供給状況（本海域では主に、冬期の表面冷却による鉛直混合がそれに当たる）にも、規定されている。夏季に植物プランクトンによって、新生産される有機物の $\delta^{15}\text{N}$ 値の荷重平均値（ $\delta^{15}\text{N}_p$ ）は、春先の表層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値（ $\delta^{15}\text{N}_s$ ）と硝酸取り込み時の同位体分別の大きさ（ ϵ ）を用いて、以下のように表せる（Altabet and Francois, 1994）。

$$\delta^{15}\text{N}_p = \delta^{15}\text{N}_s + f / (1 - f) \cdot \epsilon \cdot \ln(f) \quad (14)$$

ここで、 f は、夏季の生産が終わった時点で、表層水中に残った硝酸濃度の、春先の硝酸濃度に対する割合であり、上述のように硝酸の物理的供給と生物的消費の両者によって、決まる値である。式の導出は、レイリー蒸留モデルと全く同じであり、ここでは、夏の間、表層水への下層からの硝酸供給は無いとしてある。ベーリング海のような高緯度海域では、その新生産は、ほとんど光・温度環境の好適な夏季にのみ行われ、一方、硝酸の表層への供給は、冬期の鉛直混合のみによって起こるとすると、式（14）に示した夏季の新生産有機物の $\delta^{15}\text{N}$ 値の荷重平均値（ $\delta^{15}\text{N}_p$ ）は、そのまま、表層からの沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値となる。

さて、硝酸取り込み時の同位体分別の大きさ（ ϵ ）を一定であると仮定した上で、この式（14）には、 f 以外に、 $\delta^{15}\text{N}_s$ という未知パラメーターが残るが、Altabet and Fran

cois (1994) は、この式で、 $\delta^{15}\text{N}_s$ が深層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値に等しい、と仮定して、堆積物コアの $\delta^{15}\text{N}$ 値の解析にそのまま用いた。しかし、第3章での考察でも明らかなように、秋には表層水中の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、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により、かなり高くなっており、それ故、Altabet and Francois (1994) による、この「春先の表層水中の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値 ($\delta^{15}\text{N}_s$) が、深層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値に等しい」という仮定は、必然的に「秋の高い $\delta^{15}\text{N}$ 値を持った硝酸が、冬期の鉛直混合により、完全に深層水の硝酸に入れ替わる」ことを要請する。水塊の混合において、その中の硝酸の同位体比のみが、入れ替わると言うことはあり得ず、上記の要請は、そのまま「冬期の鉛直混合が”十分”に深くまで到達し、硝酸濃度も含めた表層水の全ての性質が、深層水のそれに入れ替わる」ことを意味している。しかし、これは、明らかに北部北太平洋やベーリング海の状態と一致しない。例えば、アラスカ湾内の St. P (50°N, 145°W) では、硝酸濃度は、深度250mで約25 μM あるが、表層では、秋に7 μM まで下がった濃度が、春になっても最大15 μM までしか回復しない (Miller et al., 1991)。こうした不十分な鉛直混合の下で、春の表層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値も、深層水のそれより幾分高いままに残されることが予想できた。そもそも、式(14)を堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の解析に応用して、「過去の表層水中における硝酸の利用効率の変化」を議論しようという時に、「その効率」の一要因であるはずの「物理的な表層水への硝酸供給率 (ここでは、表層水の冬期鉛直混合)」が「常に”十分”であった」としてモデルを作るのは、本末転倒しており、それ故、式(14)の中の、 $\delta^{15}\text{N}_s$ 自身の変動をモデルに組み込む必要が指摘できる。

図28に、こうした北部北太平洋・ベーリング海における表層水の硝酸収支の模式図を示す。この図で、硝酸の表層水への供給は、冬期の鉛直混合のみによって生じ、その程度は夏期の季節温度躍層の深さ (L) に対する永久塩分躍層の深さの、比 (K) によって、表現されている。夏期の新生産は表面混合層内でのみ生じ、それによって春の表層水の硝酸濃度 (N_s) は、秋には N_f まで減少し、その分の新生産窒素フラックスが、沈降粒子として下層に輸出される。秋の硝酸濃度 (N_f) は、冬期の鉛直混合によって、春には N_s まで回復する。このような夏期および冬期の、表層水の窒素のマスバランスに関する式を以下に、それぞれ示す。

$$N_f = N_s - P/L \quad (15)$$

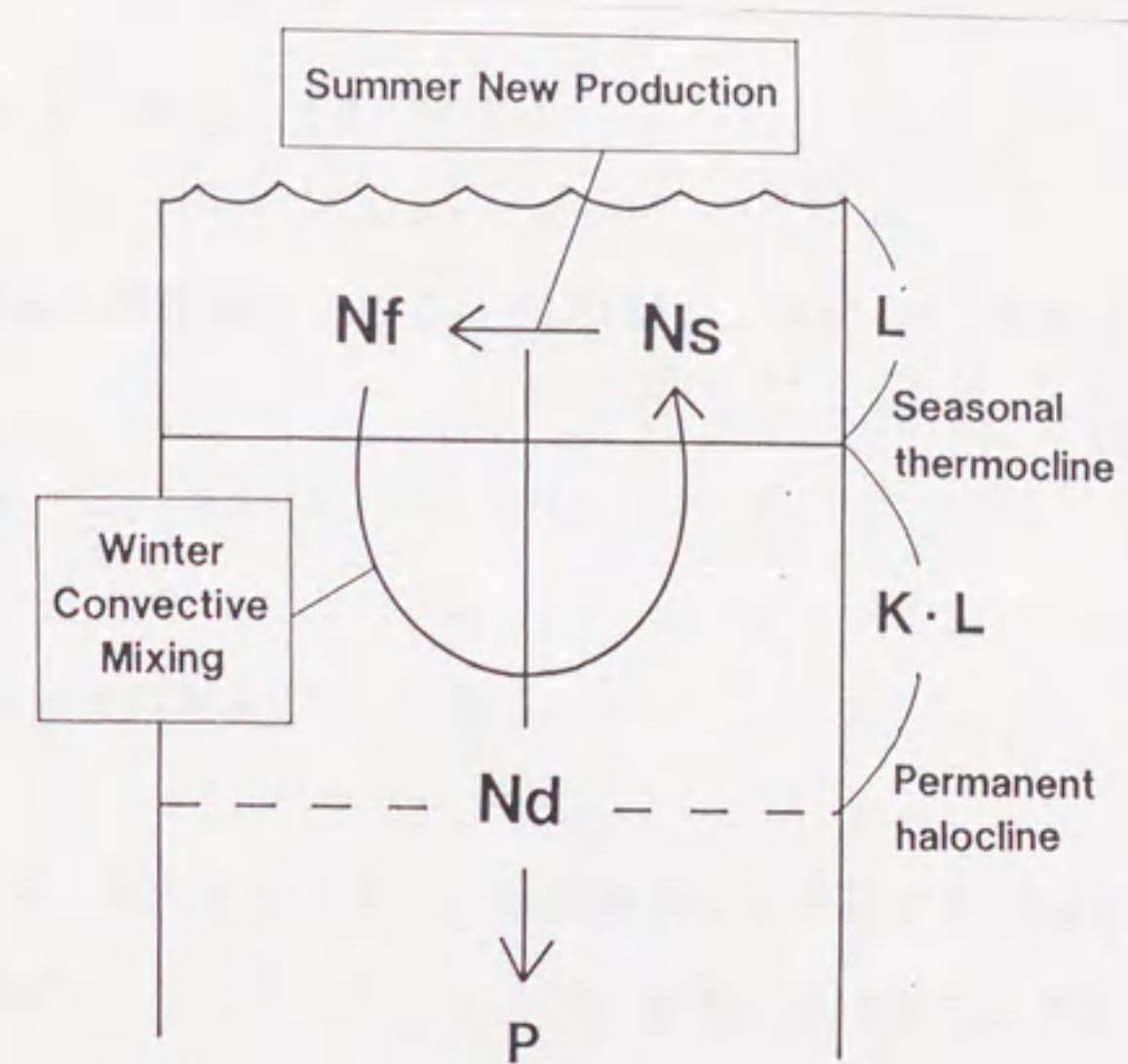


図28. 北部北太平洋・ベーリング海における表層水の硝酸収支の季節変動パターンの模式図. (Nd、Ns、Nfは、それぞれ、深層水および春と秋の表層水の硝酸濃度。Kは、冬期の対流による深層水と表層水の混合比、Pは、夏季の全新生産量である。詳細は、本文参照。)

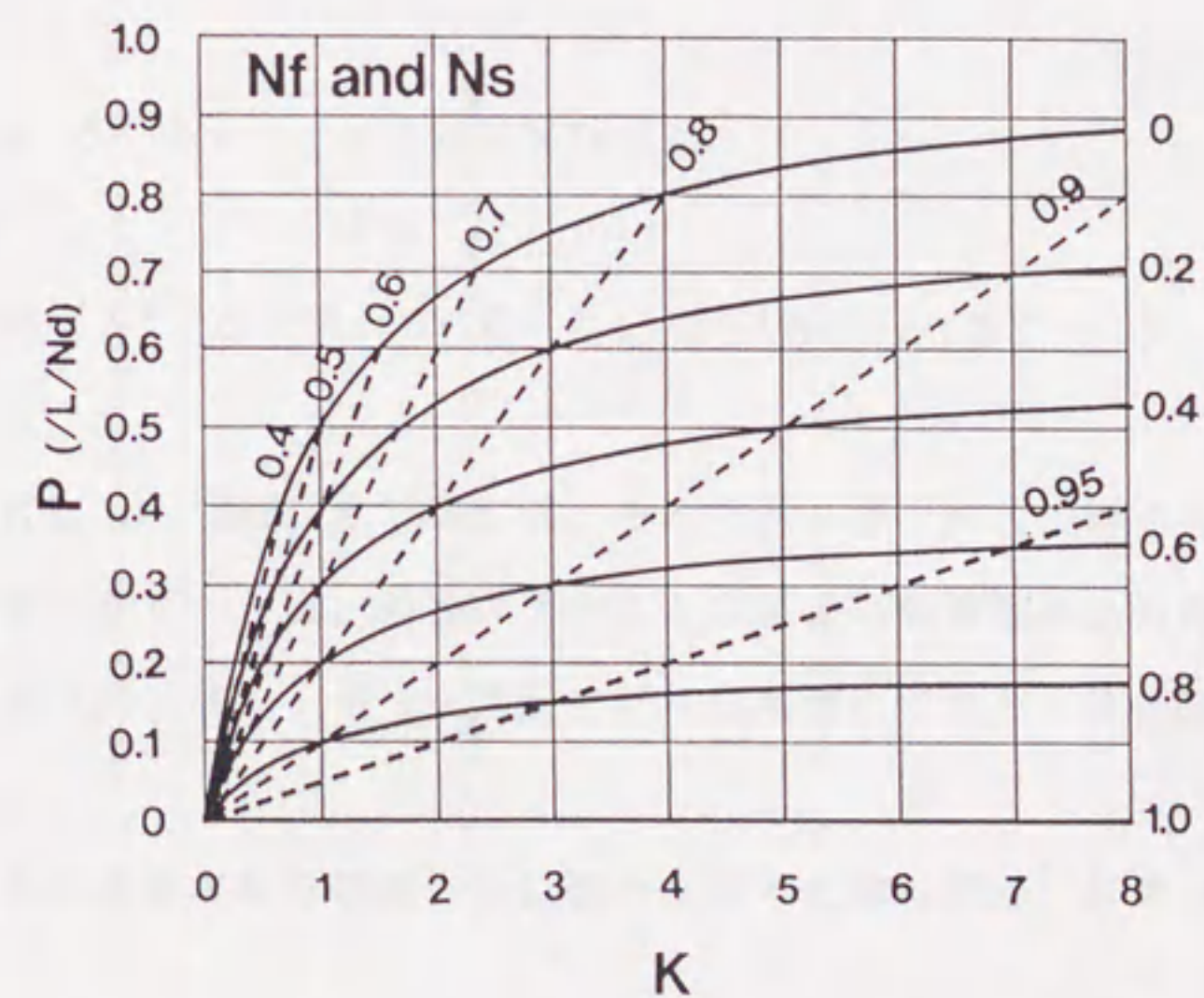


図29. 春と秋の表層水の硝酸濃度 (Ns、Nf) と、それを規定する表層水の物理的・生物学的プロセス (K: 冬期鉛直混合、P: 夏季新生産) の関係. (図中の太い実線と破線は、それぞれ、NfとNsの等高線を示しており、その上の数字は、それぞれ NfとNsの、深層水の硝酸濃度 (Nd) に対する比である。)

$$N_s = (N_f + K \cdot N_d) / (1 + K) \quad (16)$$

ここで、 N_d は深層水の硝酸濃度である。式 (15)、(16) は、次のように変形できる。

$$N_f = N_d \cdot [1 - P / (N_d \cdot L) - P / (N_d \cdot L \cdot K)] \quad (17)$$

$$N_s = N_d \cdot [1 - P / (N_d \cdot L \cdot K)] \quad (18)$$

これらの式に表される、 K 、 $P / (N_d \cdot L)$ の関数としての、 N_f 、 N_s の変化を、図29 (実線が N_f 、破線が N_s) に示した。ここで、 N_d と L が一定なら、 N_f と N_s は、単なる K と P の関数である (本論では基本的にそのように仮定した)。図29では、春の表層の硝酸濃度 (N_s) が、鉛直混合効率 (K) と年間新生産量 (P) の単なる比で決まるのに対して、秋の表層の硝酸濃度 (N_f) は、 K が大きいときには、ほぼ P のみによって決まることが分かる。

次に、夏期及び冬期の、表層水の窒素同位体バランスを、それぞれ以下のように示す。

$$\delta^{15}N_f = \delta^{15}N_s - \epsilon \cdot \ln(N_f/N_s) \quad (19)$$

$$\delta^{15}N_s = (N_f \cdot \delta^{15}N_f + K \cdot N_d \cdot \delta^{15}N_d) / (N_f + K \cdot N_d) \quad (20)$$

ここで、 $\delta^{15}N_s$ 、 $\delta^{15}N_f$ 、 $\delta^{15}N_d$ は、それぞれ、春、秋の表層の硝酸、および深層の硝酸の $\delta^{15}N$ 値であり、 ϵ 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る。式 (19) は、レイリー蒸留モデルに基づいており、第3章2節の、式 (1) と同じである。

ここで、夏期に表層水から鉛直下方に輸出される沈降粒子 $\delta^{15}N$ 値の荷重平均値 ($\delta^{15}N_p$) は、

$$\delta^{15}N_p = (N_s \cdot \delta^{15}N_s - N_f \cdot \delta^{15}N_f) / (N_s - N_f) \quad (21)$$

であるから、式 (16) と (19)、(20)、(21) より、

$$\delta^{15}\text{Np} = \delta^{15}\text{Nd} + \text{Nf}/\text{Nd}/(1 - \text{Nf}/\text{Ns}) \cdot \epsilon \cdot \ln(\text{Nf}/\text{Ns}) \quad (22)$$

が導ける。この式の示すとおり、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値を、春と秋の表層水の硝酸濃度（の深層水の硝酸濃度に対する割合（ Ns/Nd 、 Nf/Nd ））の関数として表したのが、図30である。表層水中で、秋の硝酸濃度が春のその値を越えることはないので、グラフの左上半分は空白である。ここでは、 ϵ として、7%という値を用いている。前章・前々章では、 ϵ をそれぞれ、5.6 および6%としたが、本研究海域は、より高緯度に位置し、一般に高緯度海域ほど、 ϵ が大きくなる（Altabet and Francois, 1994等）ことから、ここでは敢えて、その値を7%と置いた。ただし、そうした「不確定因子」が存在することからも分かるように、ここで示すグラフの目的は、あくまで $\delta^{15}\text{Np}$ の規定要因に関する定性的な傾向を例示することに留まらざるを得ない。グラフを見て判断できることは、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値は、春の硝酸濃度（ Ns ）の大小に関わらず、秋の硝酸濃度（ Nf ）によってもっぱら規定されている、ということである。たとえば、春と秋の硝酸濃度が等しい、極限的状况（左下から右上への斜めの直線の上）を考えると、式（14）の表記では、 $f = 1$ となって、「硝酸の表層水中での利用効率は常に0」ということになってしまうが、実際には、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、 Nf の大小に応じて変化しており、「硝酸の利用効率」を定義する上では、式（14）のように、単に「春から秋への表層水中での硝酸の減少率（ $1 - f$ ）」だけを見ていたのでは不十分であることを示している。

ここで更に、式（22）に、式（17）、（18）を代入すると、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値（ $\delta^{15}\text{Np}$ ）を、表層の硝酸収支にかんする物理的・生物学的パラメーター（ K と P ）で表した、次の関係式を得る（図31）。

$$\delta^{15}\text{Np} = \delta^{15}\text{Nd} + (1/\text{P}' - 1/\text{K}) \cdot (1 - \text{P}'/\text{K}) \cdot \epsilon \cdot \ln(1 - 1/(1/\text{P}' - 1/\text{K})) \quad (23)$$

ここで、 P' は、 $\text{P}/(\text{Nd} \cdot \text{L})$ に等しい。図31で基本的に言えることは、1) 冬期の鉛直混合率（ K ）が大きくなれば、沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値（ $\delta^{15}\text{Np}$ ）は、低下し、2) 夏期の新生産量（ P ）が増えれば、 $\delta^{15}\text{Np}$ は、増大する、ということである。これが、当海域における「（物理的な硝酸の供給と生物学的なその消費からなる）表層水の

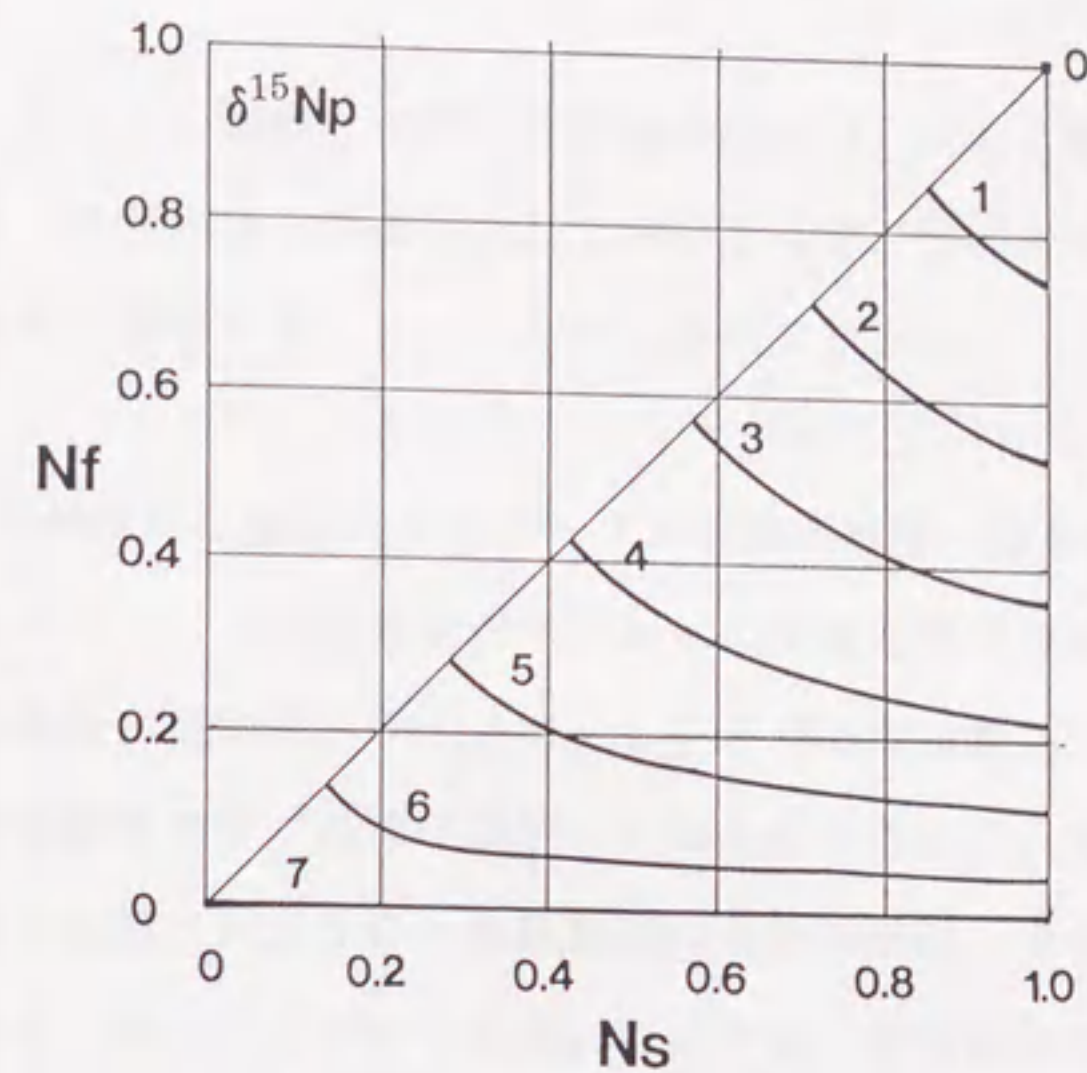


図30. 沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値 ($\delta^{15}\text{Np}$) と、それを規定する表層水の春と秋の硝酸濃度 (N_s , N_f) の関係. (図中の太い線は、 $\delta^{15}\text{Np}$ の等高線であり、その上の数字が、それぞれ、その $\delta^{15}\text{N}$ 値を表している。図の縦・横軸において、 N_f , N_s は、それぞれ、深層水の硝酸濃度 (N_d) に対する比で表してある。この図では、深層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値を、7%とし、植物プランクトンによる硝酸取り込み時の同位体分別の大きさは、7%とした。)

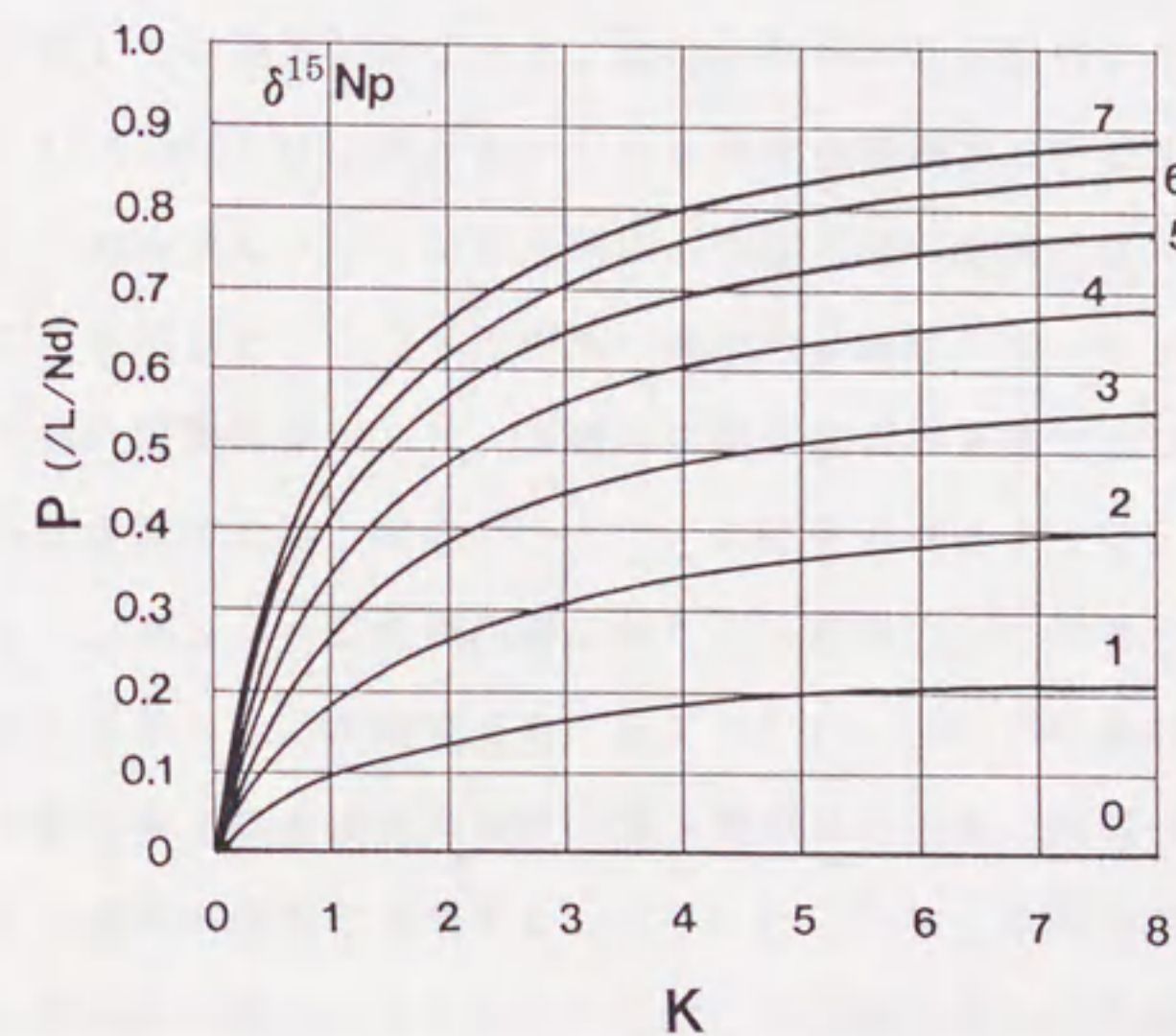


図31. 沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値 ($\delta^{15}\text{Np}$) と、それを規定する表層水の物理的・生物学的プロセス (K : 冬期鉛直混合, P : 夏季新生産) の関係. (図中の太い線は、 $\delta^{15}\text{Np}$ の等高線であり、その上の数字が、それぞれ、その $\delta^{15}\text{N}$ 値を表している。この図では、深層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値を、7%とし、植物プランクトンによる硝酸取り込み時の同位体分別の大きさは、7%とした。)

硝酸収支」の $\delta^{15}\text{N}_p$ への影響、に関するまとめである。詳しくは、これに加えて、3) Kの変化の影響は、Kが大きくなるにつれて鈍化するが、Pの変化の影響は、Pが大きくなるにつれてむしろ先鋭化する、という特徴も指摘できる。

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

図31(式23)において、「沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値」と「表層水の栄養塩収支(特にその物理的・生物学的パラメーター)」の間の理論的關係を導いたが、それをそのまま、半遠洋性堆積層の $\delta^{15}\text{N}$ 値(図27)に適應することは、実際には、不可能である。それは、前章で詳しく述べたように、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、水柱内および堆積物表層において、少なからず、変化するからである。ここでは、その変化の大きさが、規則的で歴史的にも一定であり、堆積物コア中の $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直分布が、表層水からの沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年変動をそのまま反映したものである、という前提に基づいて、定性的にその変動要因を考察する。

融氷期に各コアで見られた $\delta^{15}\text{N}$ 値の正の異常は、図31に基づけば、この時期における当海域での「生物生産性(P)の増大」、「表層水の鉛直混合(K)の低下」の2つの要因のどちらか(もしくは両方)によって、説明されねばならない。

Sancetta et al.(1985)は、アリューシャン海盆の堆積物コアの珪藻の酸素同位体比から、融氷期に、この海域にベーリング海周囲の山岳氷河の融解によって生じた多量の淡水が供給されたことを示した。こうした多量の淡水の供給は、ベーリング海の表層水の密度成層を高め(=塩分躍層を強化し)、表層水の鉛直混合率を低下させた、と考えられ、上記の $\delta^{15}\text{N}$ 値の正異常の説明となる。一方で、先にも述べたように、Keigwin et al.(1992)は、アリューシャンリッジの南西縁にあたる天皇海山列の北端で、融氷期に生物生産性が高まったことを示した。本研究でも、コア St-11と DR-16において、融氷期に、生物生産性の高まりを示唆する有機炭素濃度の極大層が見られる(図25-a,b)。これらも、上述の $\delta^{15}\text{N}$ 値の正異常の説明に合致する。こうした「生物生産性の増大」と「表層水の鉛直混合の低下」が同時に起こったということは、表層水での生物生産に必要な栄養塩が、もっぱら海水の鉛直混合でもたらされると言う事実からみて、矛盾するように思われるが、実際には、ベーリング海では、夏期にも栄養塩が表層水中に多量に残り(Saino et al., 1983; Saino and Hattori, 1985)、栄養塩は生物生産の制限因子となっていない。それ故、表面水の鉛直混合の低下は、むしろ光環境を好適化させて、生物生産性を高める方に働い

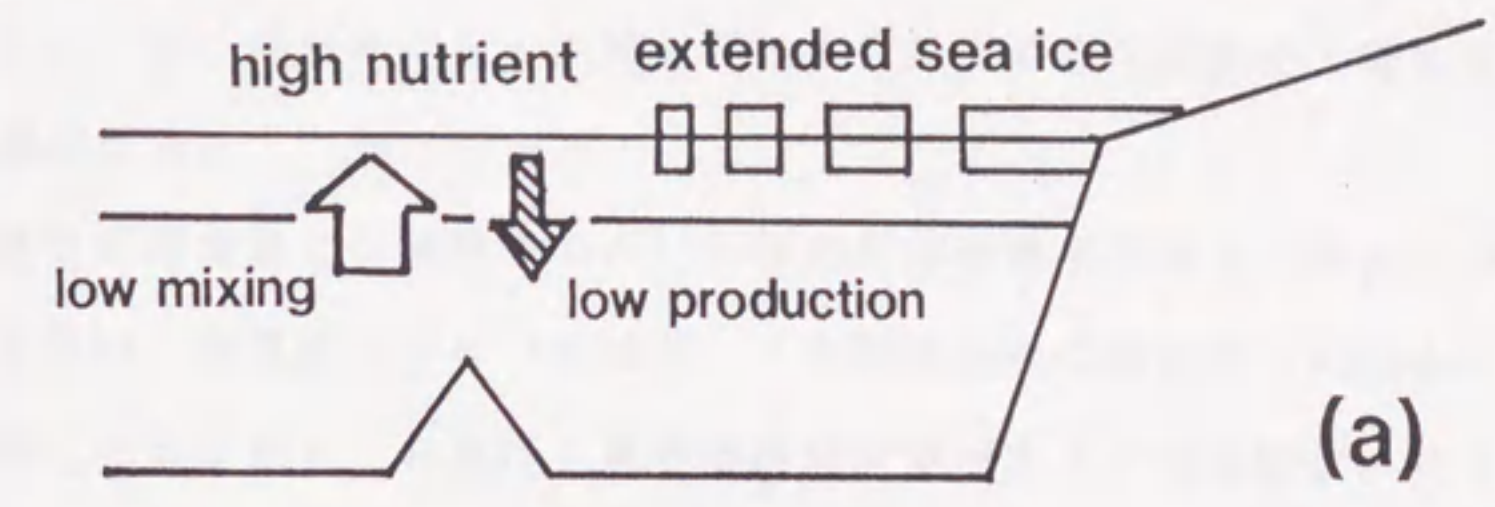
たものを思われる。また、陸からの淡水の大量供給は、現在この海域で不足していると言われている鉄などの微量金属元素 (Martin et al., 1989) を、この海域に供給し、更に、生産性を高めた可能性がある。

今回の3つのコアでは、最終氷期絶頂期 (18,000年前) と後氷期 (10,000年前以降) において、ほぼ同じ $\delta^{15}\text{N}$ 値が示された。しかしながら、氷期のベーリング海の深海盆の表層環境は、大陸棚の陸化による海岸線の大幅な前進 (Hopkins, 1973) によって、海水が大きく張り出し (Sancetta, 1983)、その融水の影響で夏期の表層水は常に非常に冷たく、また、海水に覆われた劣悪な光環境の下で、植物プランクトンの生産性は極めて低かった (Sancetta et al., 1985) とされている。今回、氷期の堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、後氷期のそれとほぼ同じ値を取ったということは、図31に基づけば、氷期には「生物生産性」は低かったが、「表層水の鉛直混合」も低下していた、ということと説明できる。これは、夏期における海水の融解により、淡水が常に表面水を覆って、塩分成層を強化していたというメカニズムで説明できる。これにたいし、現在のベーリング海では、相対的に暖かく、塩分の濃い表面水が、高い生物生産性と冬期の深い鉛直混合を、共に促進している (Sancetta, 1983)。

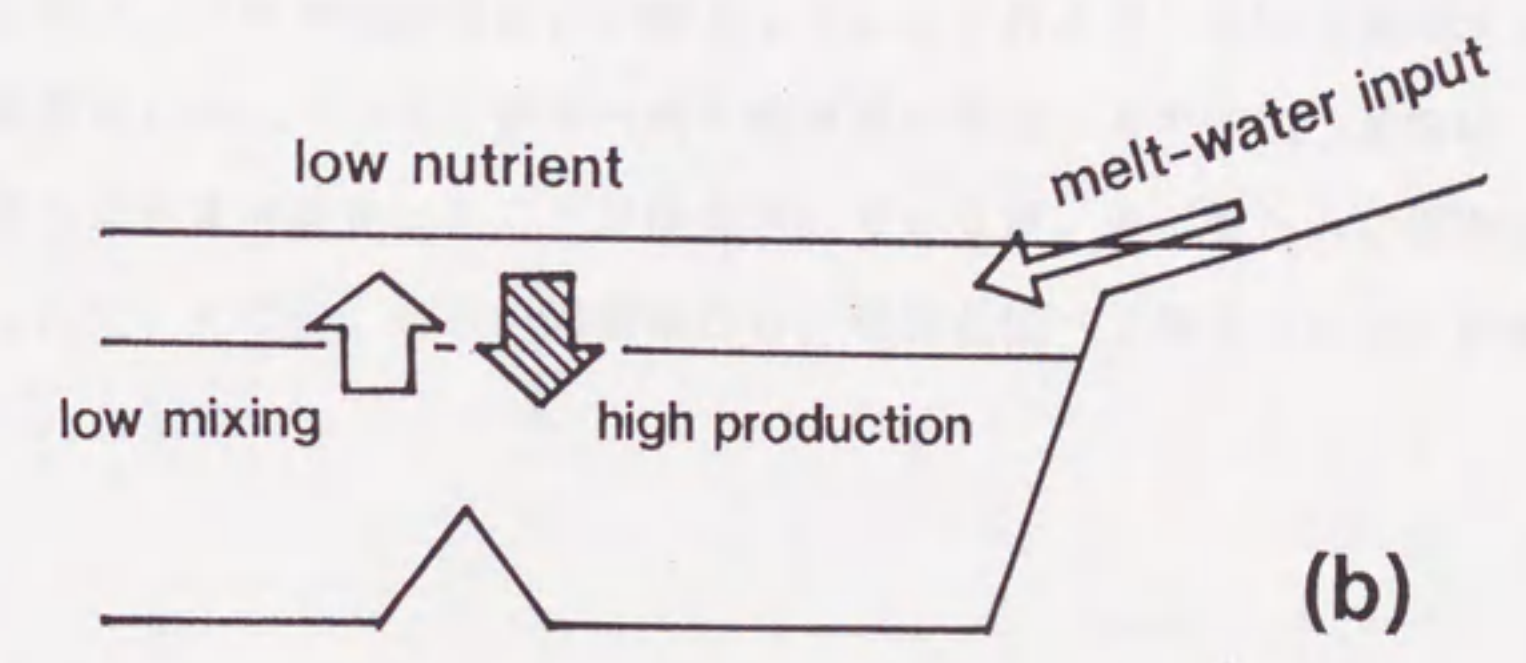
堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の変遷から指摘できる、上述のベーリング海の表層環境変動を、模式的に表したのが、図32である。氷期、融氷期、後氷期のベーリング海深海盆の表層水環境は、それぞれ、「低-鉛直混合、低-生物生産」、「低-鉛直混合、高-生物生産」、「高-鉛直混合、高-生物生産」で特徴づけられ (図31)、その表層水の栄養塩濃度 (特に夏の終わりの栄養塩濃度; 図30) は、それぞれ、「高」、「低」、「高」と推移したことが、わかる。

5-1-6. まとめ

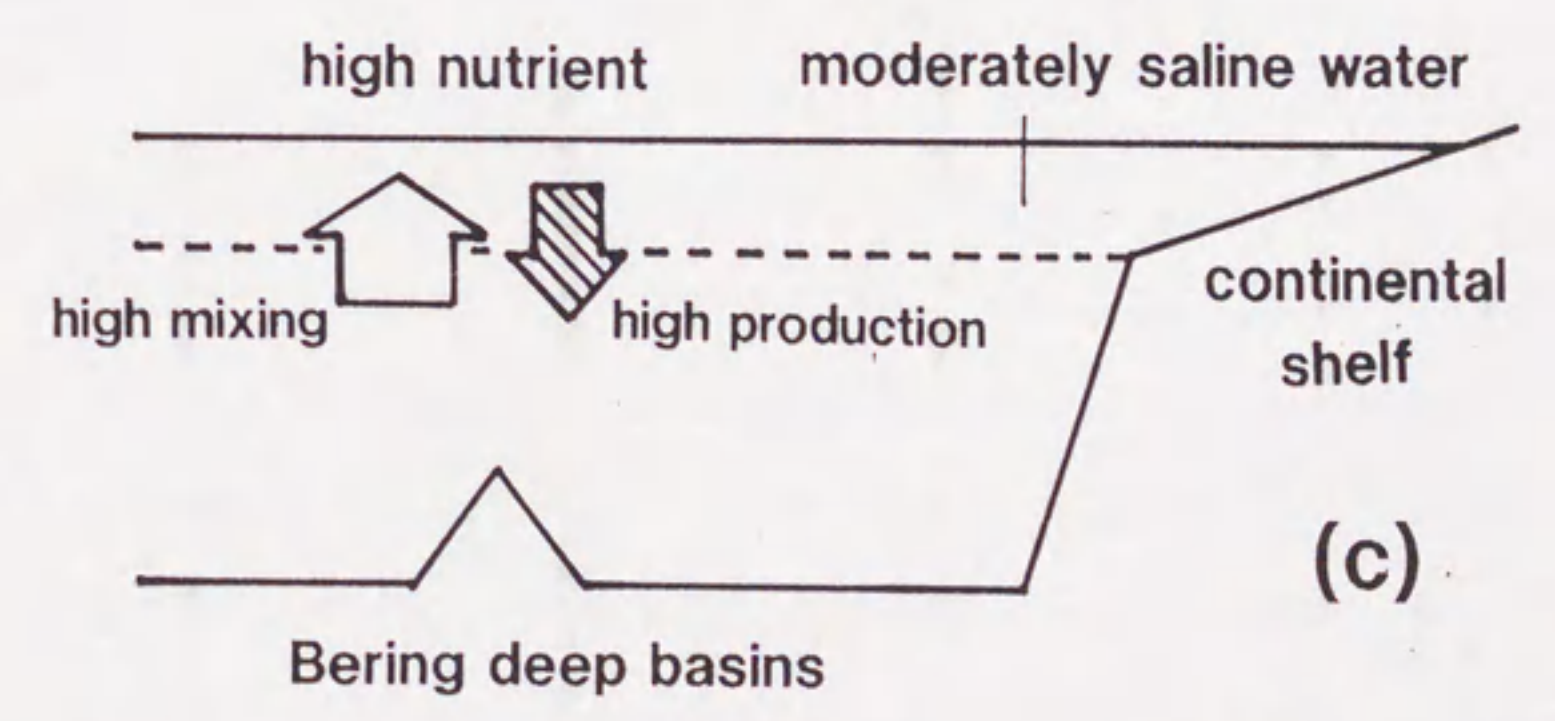
1) ベーリング海の2つの深海盆からの、約2万年の長さを持つ3本の堆積物コアを解析した。岩相および全有機炭素の ^{14}C 年代から、「粗粒タービダイト層」、「細粒タービダイト層」、「半遠洋性堆積層」の3つの堆積層を認定し (図24)、その $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 値の分布の特徴を明らかにした (図26)。タービダイト層には、コアの地形的環境 (図23) を反映して、陸起源有機物が濃集しているコアと、もっぱら海起源有機物のみから成るコアがあったが、一方の、半遠洋性堆積層の場合には、全てのコアで、海起源有機物が濃集していることが、確認された。



(a)



(b)



(c)

図32. ベーリング海深海盆における表層水の栄養塩環境の氷期・間氷期変動に関する模式図。(a) 最終氷期絶頂期、(b) 融氷期、(c) 後氷期。

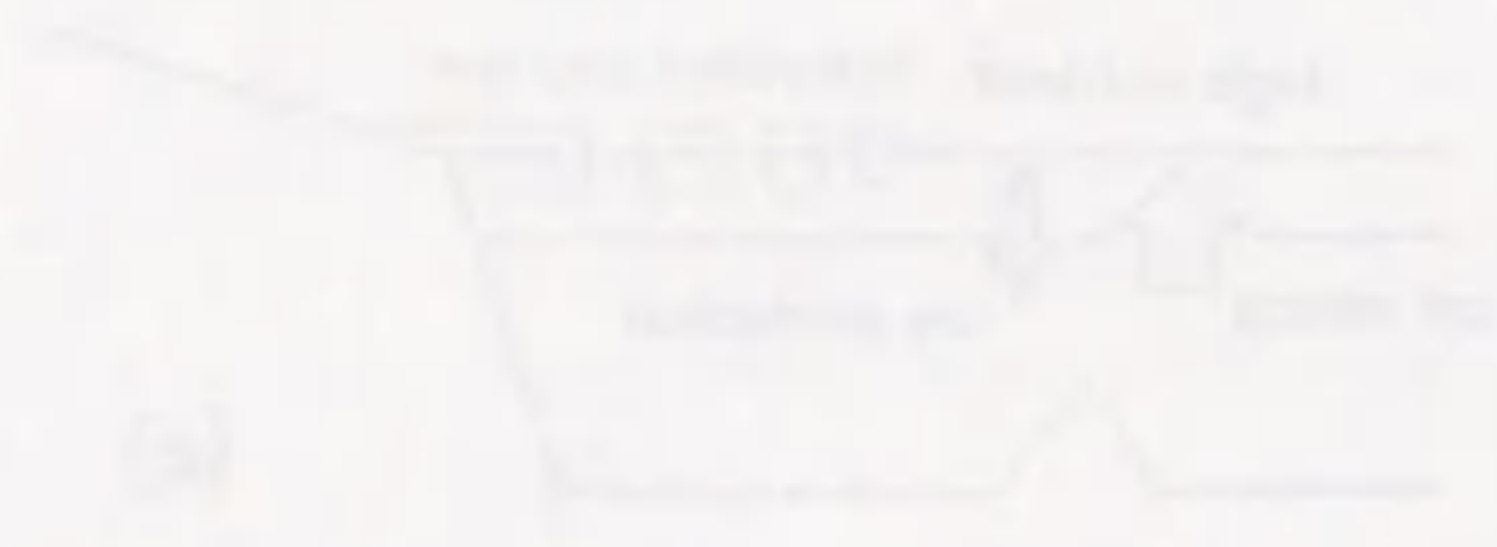


Figure 27, 28, 31: δ¹⁵N values in sediment layers over time.

- 2) 半遠洋性堆積層の $\delta^{15}\text{N}$ 値には、最終氷期の絶頂期と後氷期に低く、融氷期に高くなる各コア共通の変動パターンが見られ(図27)、これまでの研究例との比較から、その要因としては、表層水からの沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年変動が、最も重要であることが示唆された。
- 3) 表層環境の季節変動と沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値の年間荷重平均値との関係についての理論的考察を行い、沈降粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値が、「冬期の海水の鉛直混合の深さが大きくなるほど、低くなること」、および「夏季の新生産量が大きくなるほど、高くなること」が理解できた(図28、31)。
- 4) 半遠洋性堆積層に見られた融氷期の高い $\delta^{15}\text{N}$ 値から、融氷期にはこの海域で、融水の流入により、「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」が推察された。一方で、最終氷期の絶頂期の場合、その生物生産性は、海水の拡大のため、現在より低かったことが推定されているが、後氷期と同じ程度のその $\delta^{15}\text{N}$ 値からみて、その分、海水の鉛直混合も、現在と比べて弱かったことが推察された(図32)。

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

5-2-1. 本海域における解析の目的と概要

西赤道太平洋海域は、極めて暖かい表面混合層を持ち (Lukas and Lindstrom, 1991)、その表面熱容量の変動は、エルニーニョ南方振動 (ENSO) サイクルの形成などの全球的気候システムの中で大きな役割を果たしていることが知られている (Rasmusson and Carpenter, 1982)。本海域はまた、北赤道海流や南赤道海流が海盆の西端にぶつかり、流れを反転させる場所であると同時に、全球的な熱塩循環系である海洋の「コンベアベルト」 (Gordon, 1986) の、太平洋からインド洋への帰り道を担う、インドネシア通過流 (Godfrey et al., 1993) の入口にもあたっている。それ故、本海域には、複雑で活発な表層海流系が発達し (Lukas et al., 1991)、それら表層海流系の変動が、どのように、その表面熱収支に影響を与えているかについて、近年多くの関心を集めてきた (Meyers et al., 1986; Lindstrom et al., 1987)。この海域の海洋環境が過去どのように変化したかを知るとは、それ故、気候システムの変遷の理解に不可欠であると考えられるが、現在まで本海域における古海洋学的な研究例は少ない。本節では、第1章および、第4章でのべた、「沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値が、海洋表層の流れ場、特にその湧昇や水平移流系の状況を反映し得ること」に注目し、当西部赤道太平洋海域の、複数の堆積物コアに見られる $\delta^{15}\text{N}$ 値の時空間変動パターンから、過去の湧昇場や海洋表層海流系の変動を復元することを、試みた。

第1章の図1-cで述べた、赤道海洋における沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動メカニズムは、第4章の中部赤道太平洋における「高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の沈降粒子」の存在によっても示唆されており、その理論上の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動パターンは、東部赤道太平洋において赤道をはさんだ子午面方向への湧昇・発散場の中でも、沈降粒子および表層堆積物の両者において、実際に確認されてきている (Altabet and Francois, 1994)。一般に、西部赤道太平洋海域では、湧昇が東部赤道太平洋に比べて弱く、表面水にまで硝酸が到達することは少ないが、時には、本海域でも、緯度にして数度にわたる赤道に沿った強い湧昇が発生し、表層に $2\ \mu\text{M}$ を越える、硝酸が検出されることがある (Blanchot et al., 1992)。また、本節で扱うニューギニアの北側海域には、ミンダナオ東方の、北緯 7° 東経 130° 付近に中心を持ち、北赤道海流 (NEC)・ミンダナオ海流 (MC)・北赤道逆流 (NECC) という、3つの cyclonic な流れに取り囲まれた、東西に長い強い湧昇場であるミンダナオドーム (Masumoto and Y

amagata, 1991) が存在する。その影響で、この海域では、図33に示すように、温度躍層の深さが、他の西部赤道太平洋と比べて、遥かに浅く、湧昇軸で水平発散が生じる水深60m (Gargett, 1991) 以浅にも、ふつうに硝酸が検出されている (Pena et al., 1994)。それ故、今回分析に供した「このドームを取り囲むように分布する」堆積物コア (図33) の、 $\delta^{15}\text{N}$ 値の時空間変動を用いれば、過去のこの湧昇場の位置や、それを取り囲む海流系の変動が復元できることが、十分に期待できた。

堆積物コアは、東大海洋研白鳳丸KH92-1、KH79-4次航海においてそれぞれ採取された、3bPC (8°01.1' N, 139°38.5' E; depth 2831m)、5bPC (3°32.1' N, 141°51.7' E; depth 2279m) の2本のピストンコア、及びSC-8 (5°00.6' N, 156°08.6' E; depth 3604m) のボックスコア (図33) である。共に、90%近い炭酸カルシウムを含む、炭酸塩軟泥であり、保存の良い有孔虫を多量に含んでいる。これらのコアは全て、前節で見られたようなタービダイト層の混入が少ないと考えられる海膨・海嶺の上で取られたもので、実際その堆積過程が連続的なものであったことが、その岩相および酸素同位体測定から、確認されている (塚脇, 1994; 大場ら, 1995)。試料は、3bPC・5bPCの場合、約2.5cm 毎に切り、一部を蒸留水で脱塩後、乾燥・粉末化して分析に供した。SC-8については、1cm毎に切り、250 μm のメッシュで蒸留水にて濾過して、細粒部 (全体の9割程度) はそのまま乾燥し、粗粒部 (ほぼ全て浮遊性有孔虫で、最大優先種は、*Pulleniatina obliquiloculata*) は、Altabe t and Curry (1989) の方法で、超音波洗浄と水洗を繰り返して、有孔虫内部の泥を全て取り除いて分析に用いた。各乾燥試料は、約500mg ずつ、塩酸処理は行わずに、そのまま、第2章の方法で、その $\delta^{15}\text{N}$ 値を測定した。各堆積物コアの年代は、3bPC、5bPCコアの場合は、ほぼ同じ場所で採取された、3aPC、5aPCコアの浮遊性有孔虫 *Globigerinoides sacculifer* の、酸素同位体比層序 (池原・大場, 1994; 大場ら, 1995) に基づいて決められ (Martinson et al., 1987)、各 a-b コア間は、帯磁率曲線を用いて詳細に対比された (大場ら, 1995)。一方、SC-8 コアの年代については、バルクの有孔虫殻 (ほぼ全て浮遊性) の ^{14}C 年代から求められた (原田, 1991)。 ^{14}C 濃度の測定には、名古屋大学年代測定資料研究センターのタンデトロン加速器質量分析計が用いられ、その年代の計算に当たっては、半減期として5570年という値が使われている。また、表面海水のリザーバー効果の補正等を行っていない。

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

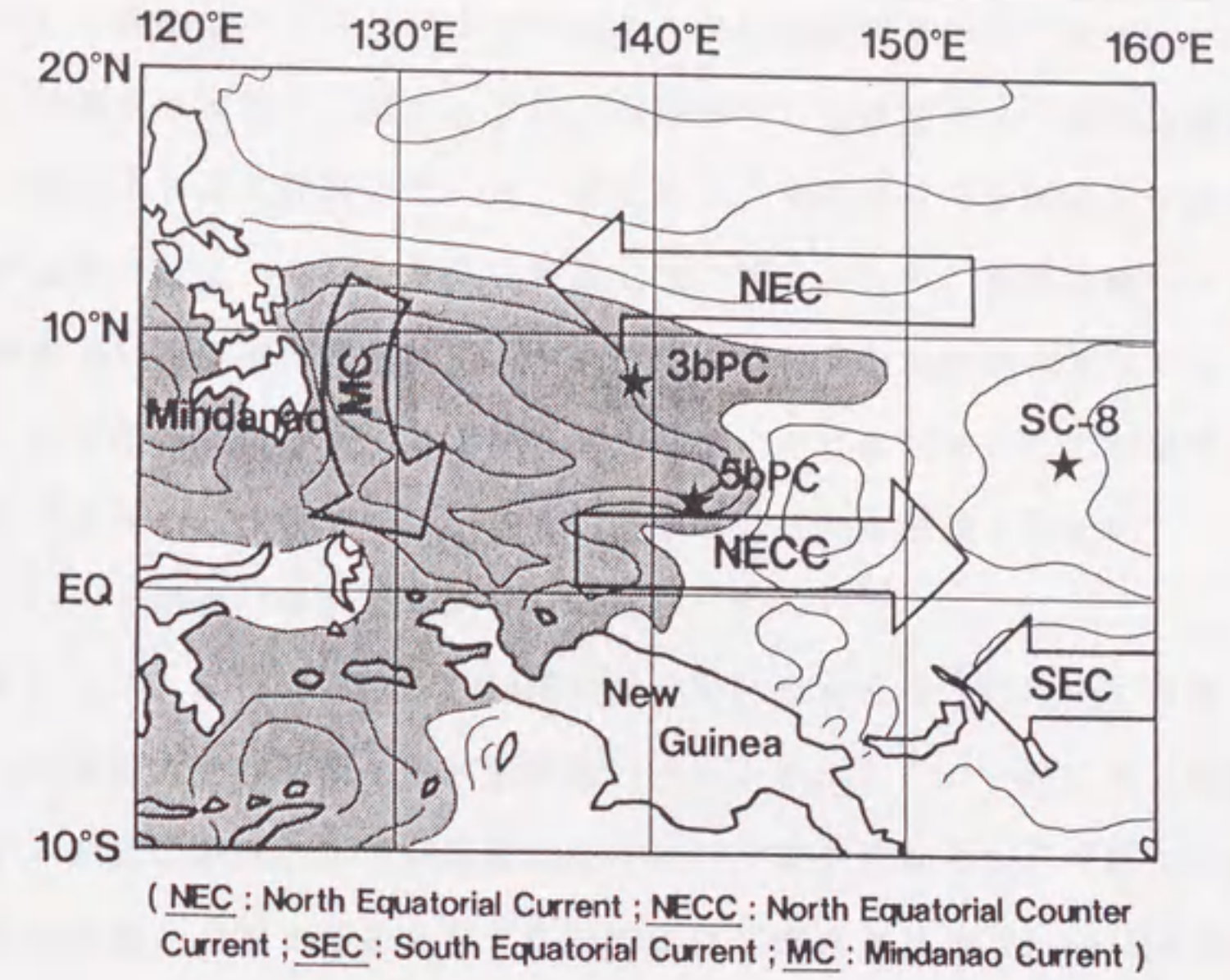


図33. 西赤道海域における堆積物コアの採取地点と表層海流系（太い矢印：Lukas et al., 1991; Godfrey et al., 1993）の分布図．図中の細い実線は、Masumoto and Yamagata (1991) によって、海洋GCMを用いてシミュレートされた、1月の深さ100mにおける水温分布（1°C間隔）．影の部分が、水温23°C以下の部分．

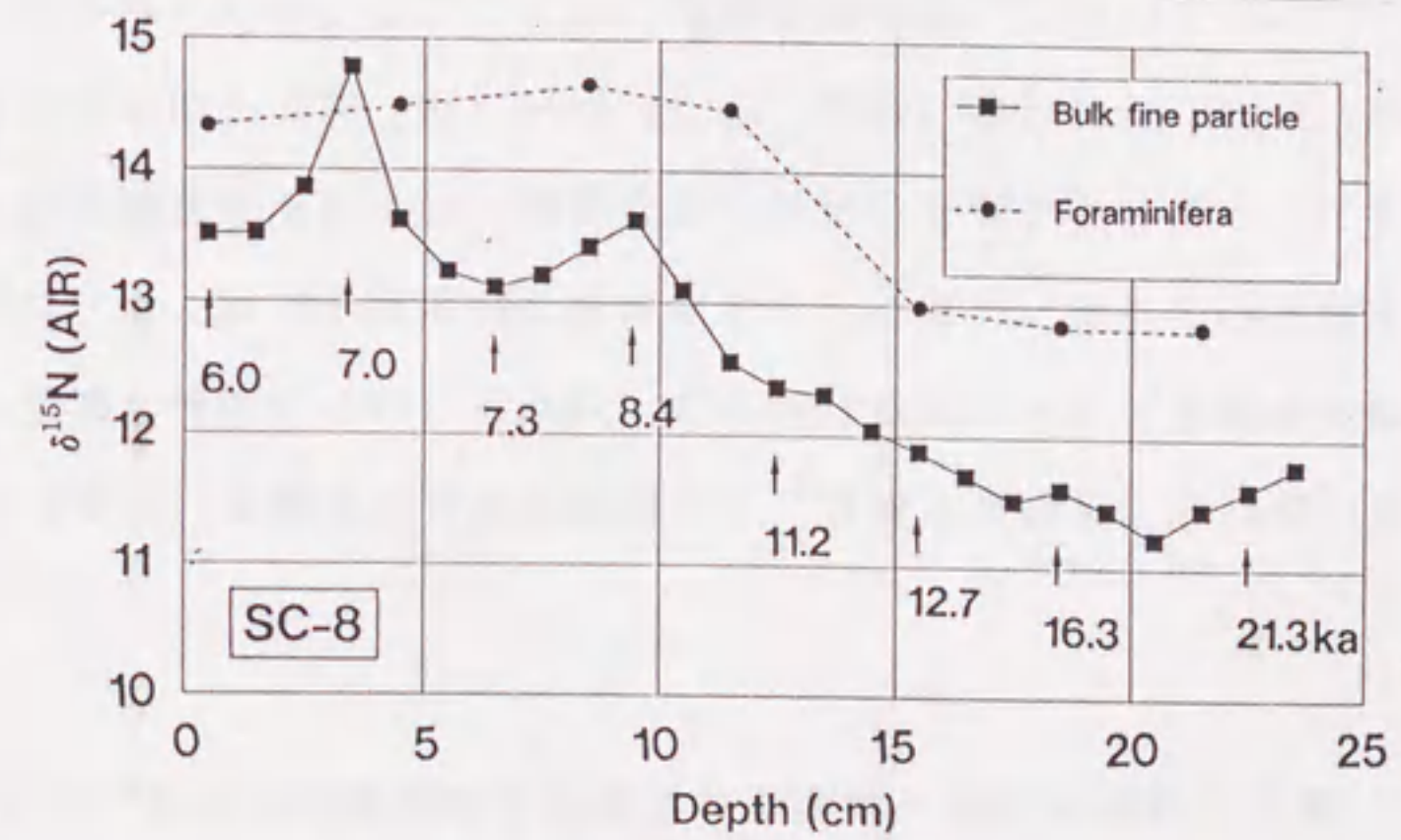


図34. SC-8コアにおける堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値（バルク細粒画分、および有孔虫画分—ほぼ全て浮遊性）の鉛直分布．図中の数字は、原田（1991）により出された、有孔虫炭酸塩殻の放射性炭素年代（単位は、Kyr BP）．氷期は、13cm以深の層に対応する．

図1-cに示した沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値のモデルを、古い堆積粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値に応用する際には、しかし、前節までに述べてきたように、水柱中での沈降粒子の分解や堆積物表層での粒状窒素の分解による $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化が一定であり、陸起源窒素の供給等の影響が少ない、という前提が必要がある。また、本研究海域で主に採取される、炭酸塩軟泥のような堆積物の場合、炭酸塩粒子の選択的溶解により、その構成粒子組成が堆積直後に変化する可能性があるが、粒子の種類毎に $\delta^{15}\text{N}$ 値が異なる場合、それは結果として堆積物全体の $\delta^{15}\text{N}$ 値に影響を与え得る。本研究では、こうした影響の有無を確認するため、一部堆積物粒子の分画を行い、その $\delta^{15}\text{N}$ 値の測定を行った。

図34に示すように、SC-8におけるbulk細粒画分と、全有孔虫（ほぼ全て浮遊性）画分の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、同様の大きな氷期-間氷期変動パターンを示した。一般に有孔虫殻中の窒素は、カルサイト形成の鋳型として利用されたタンパク質からなるが、それらは有孔虫本体の死後も外界の窒素と交換することなく比較的安定に保存される（King and Hare, 1972）。それ故、図34の結果は、bulk堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値に至るまでの、粒子の沈降・堆積過程での $\delta^{15}\text{N}$ 値の変質があったとしても、それは歴史的に一定であり、コアの $\delta^{15}\text{N}$ 値の鉛直変化が、有機物の分解や粒子の溶解、陸起源有機物の混入などではなく、浮遊性有孔虫のそれと同じ、図1-cに示したような表層水環境の経年変動の情報を反映していることを示している。一方、本来、変動がないはずの生物擾乱層の中(4cm付近)で、bulk細粒画分に顕著な正のピークがみられた。このことは、堆積物表層直下においては、大きな同位体分別を伴うアンモニアの硝化過程（Mariotti et al., 1984; Horrigan et al., 1990）のような、堆積物窒素の初期続成作用により、特異な $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動が生じ得ることを示唆している。

3bPC・5bPCコアは、SC-8とほぼ同じ堆積相を示し、また、それらの水深はSC-8より浅く炭酸塩溶解の影響を受けにくい。それ故、そのbulk堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動も、（表層直下を除き）SC-8同様、表層水からの沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動を記録しているものと推定できた。

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

図35に、3bPC・5bPC（3aPC・3aPC）における、bulk堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値と有孔虫の酸素同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ 値）の経年変動を示す。これらのコアでもSC-8（図34）と同様、 $\delta^{15}\text{N}$ 値は大きな氷期・間氷期変動を示した。3つのコアから得られたその時空間変動の特徴をまとめると以下のようなになる。

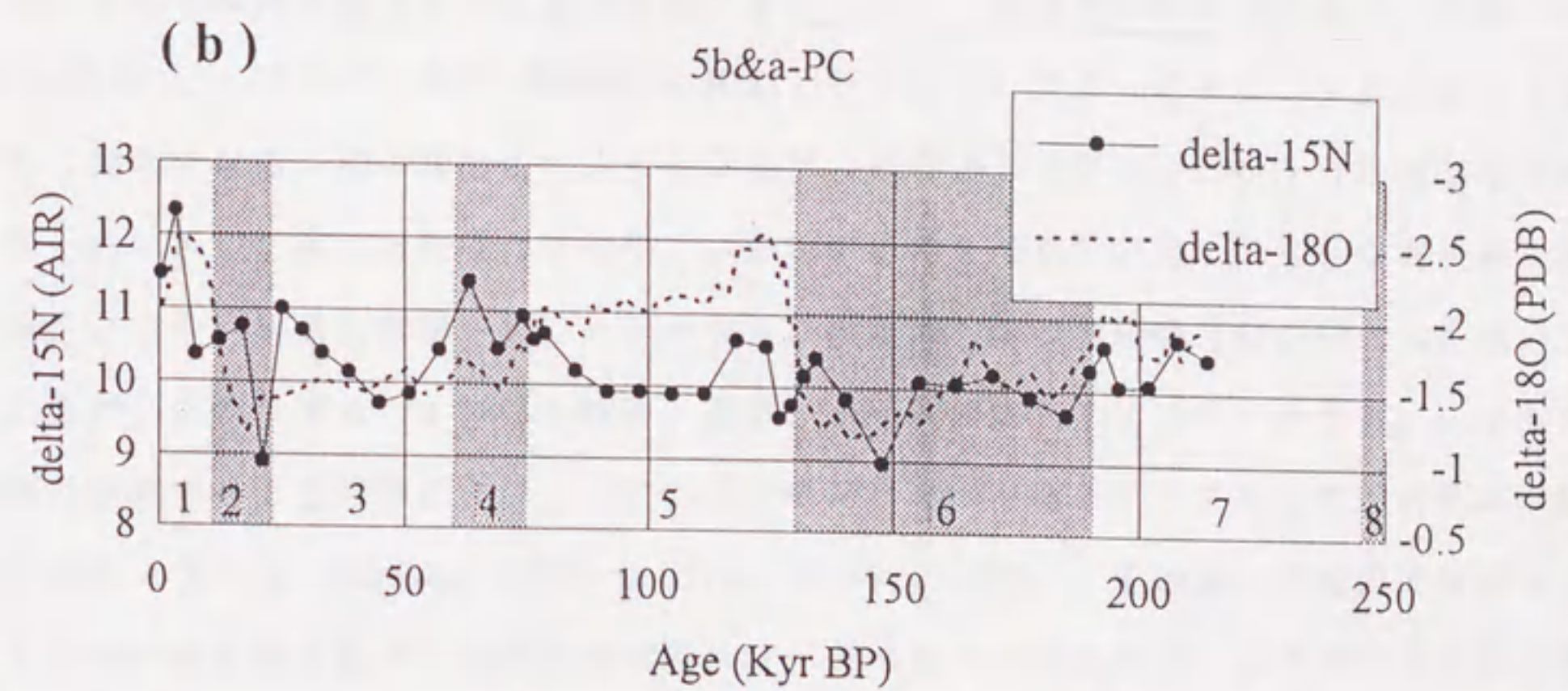
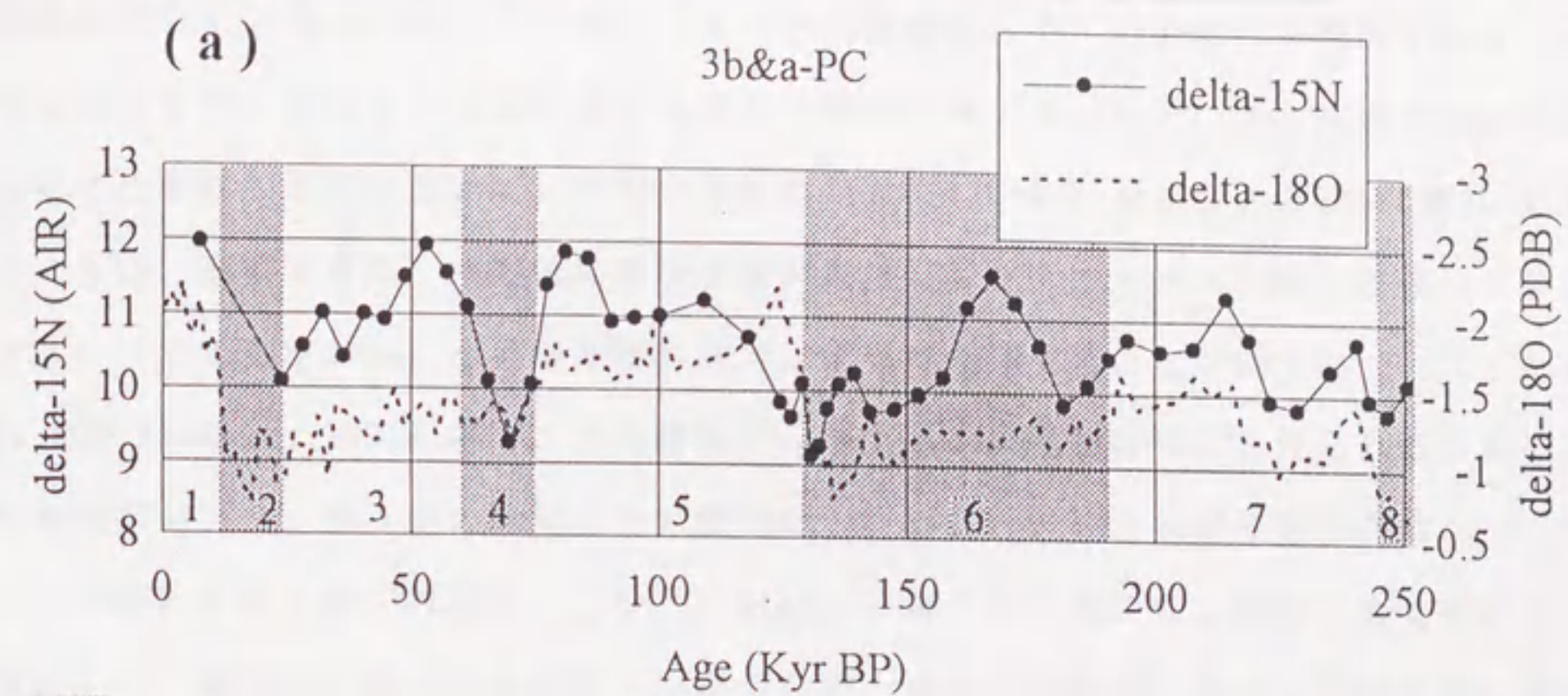


図35. 3b&aPC (図a)、5b&aPC (図b) コアにおける、堆積物のバルク $\delta^{15}\text{N}$ 値 (各 b のコア) と有孔虫 *Globigerinoides sacculifer* の $\delta^{18}\text{O}$ 値 (各 a のコア: 大場ら (1995) による) の経年変動。図中の数字は、酸素同位体ステージ番号で、偶数 (影の部分) が氷期を意味する。各abコア間は、帯磁率曲線で詳細に対比している。

1) 3つのコア間で、平均的には $\delta^{15}\text{N}$ 値は、5bPC < 3bPC < SC-8の順に増大する。この結果は、図33に示した湧昇場の位置関係と調和的であり、図1-cの沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の空間変化モデルが本海域でも基本的に成り立っていることを示唆する。

2) 3bPCでは、 $\delta^{15}\text{N}$ 値は、Stage 2から5において、氷期に低く、間氷期に高い顕著な変動を示した。Stage 6、7においても、その変動は、 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線と調和的であり、全期間を通じての、3bPCでの氷期における湧昇活動の活発化を示している。同様の傾向は、SC-8にも見られ、氷期において、図33の湧昇場が東方(SC-8側)および北方(3bPC側)に拡大したことが、推察できる。本海域における湧昇場(ミンダナオドーム)は、冬期のアジアモンスーンによる正のcurlをもった風の応力によって発達することが知られている(Masumoto and Yamagata, 1991)ので、この結果は、陸上のレス堆積物等でも見られる氷期における冬期アジアモンスーンの活発化の記録(An et al., 1991)とも調和的である。

3) 5bPCにおける $\delta^{15}\text{N}$ 値は、しかし、Stage 2から5において、3bPCと全く反対の、氷期に高く、間氷期に低い変動パターンを示した。現在、本海域における湧昇の中心軸は、図33に見るように、3bPCと5bPCの間の、やや5bPCよりにあると考えられるので、この3bPCと5bPCの間での対称的な $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動パターンは、この東西方向の湧昇軸が、氷期に北方(3bPC側)に、間氷期に南方(5bPC側)に移動したことで、図1-cのメカニズムによって矛盾なく説明できる。湧昇軸のこのような移動が、何によって生じるかは、今の所不明であるが、先に示した風の応力場の変化や、本海域に影響を与えているより大きな海流系(例えば、グローバル熱塩循環-コンベアベルト)の氷期・間氷期変動(Broecker et al., 1985)等が、その候補として挙げられる。実際、本研究海域内のミンダナオ海流は、北赤道反流の起源であると同時に、コンベアベルトの帰り道に当たるインドネシア通過流の供給源にもなっている(Gordon, 1986; Godfrey et al., 1993)。それ故、正味の太平洋-インド洋間の海水輸送量が、氷期におけるコンベアベルトの停止などにより変化すれば、その影響は、北赤道反流の流量・流域およびその北に位置する湧昇軸の位置の変化となって、現れるかも知れない。こうしたことは、今後、より詳細な $\delta^{15}\text{N}$ 値の時空間マッピングと、大循環モデル等を用いた本海域の表層循環場のより詳細なモデリングにより、明らかになる課題である。

ところで、今回分析した堆積物コアでは、全て平均して10~12%以上(最低でも9%)の高い $\delta^{15}\text{N}$ 値が測定された。一般に海洋深層の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、約6%とされている(Liu and Kaplan, 1989)ので、このような高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の堆積物が、湧昇の中心軸に近

いと推定される場所においても検出されるということは、図1-cに示した赤道湧昇場とその周辺の沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値の空間変化の予想図と大きく食い違っている。湧昇場での $\delta^{15}\text{N}$ 値は、深層の硝酸のそれより低いはずであり、第4章で述べた沈降中（むしろその値は低くなる）や堆積物表層での同位体分別を考慮しても、このような高い $\delta^{15}\text{N}$ 値は説明できない。一般に、水中で脱窒反応が生じれば、その反応時の大きな同位体分別により、深層水中の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値自身が高くなる（Cline and Kaplan, 1975; Liu and Kaplan, 1989）が、これは、東部熱帯太平洋やアラビア海などの「貧酸素中層水」に限られた現象であり、それが、それらから遠く離れた西赤道太平洋の深層水に大きな影響を及ぼしているとは考えにくい。

ここで示した、西赤道太平洋における高い堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値は、結論として、図1-cに示したのと同じ、赤道域特有の湧昇と水平移流のメカニズムによって、説明できる。ただしそれは、ミンダナオドームのような局所的な湧昇ではなく、太平洋の全海盆スケールでの循環によって、である。4章で述べたように、中部赤道太平洋の沈降粒子 $\delta^{15}\text{N}$ 値は、極めて高い値を示したが、これは「この海域の表層水に供給される硝酸の多くが、局所的な深層からの湧昇・鉛直混合によるものではなく、東方からの水平移流によるものであり（Pena et al., 1994）、東部赤道太平洋でいったん湧昇により表層に供給された硝酸が、一部消費され、その $\delta^{15}\text{N}$ 値を増大させながら、中部・西部赤道太平洋に移流してくる」というメカニズムで説明できた。つまり、本節の、西赤道海域の堆積物コアにおける高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の原因も、これと同じ赤道太平洋における東から西への巨大な水平移流系の働きで説明できる。

この「東西方向の海流系（南・北赤道海流）が、赤道太平洋域における、堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の東西方向への勾配を形成している」と言う事実は、しかし、3bPCと5bPCコアの間に見られた堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値のローカルな空間的変動パターン以外に、その $\delta^{15}\text{N}$ 値の「絶対値」の時間変化をも議論する場合には、太平洋全体の海盆スケールでの水平移流系の盛衰等の影響も考慮しなければならないことを意味している。即ち、3bPCと5bPCの間での $\delta^{15}\text{N}$ 値の南北勾配の経年変化（図36-a）が、先に述べたように局所的湧昇軸（ミンダナオドーム；図33）の水期と間水期の間での南北移動で説明できるのに対して、その「平均値」の経年変化（図36-b）の方は、当海域の表層水全体に対する、「東方からの高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の硝酸の水平輸送速度」と「現場の深層からの低い $\delta^{15}\text{N}$ 値の硝酸の供給速度」のバランスによって、決まっている可能性がある。図36-bでは、その $\delta^{15}\text{N}$ 値の平均値は、ステージ2、

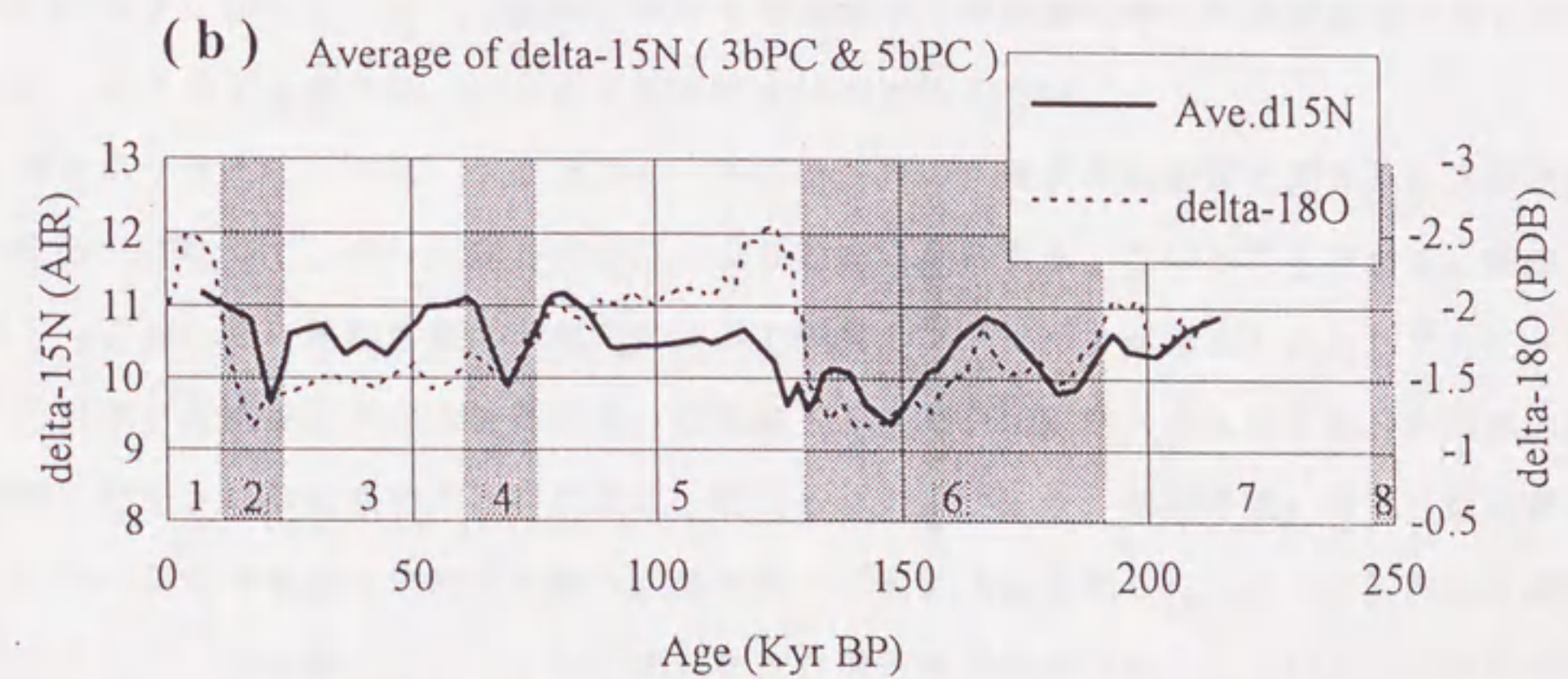
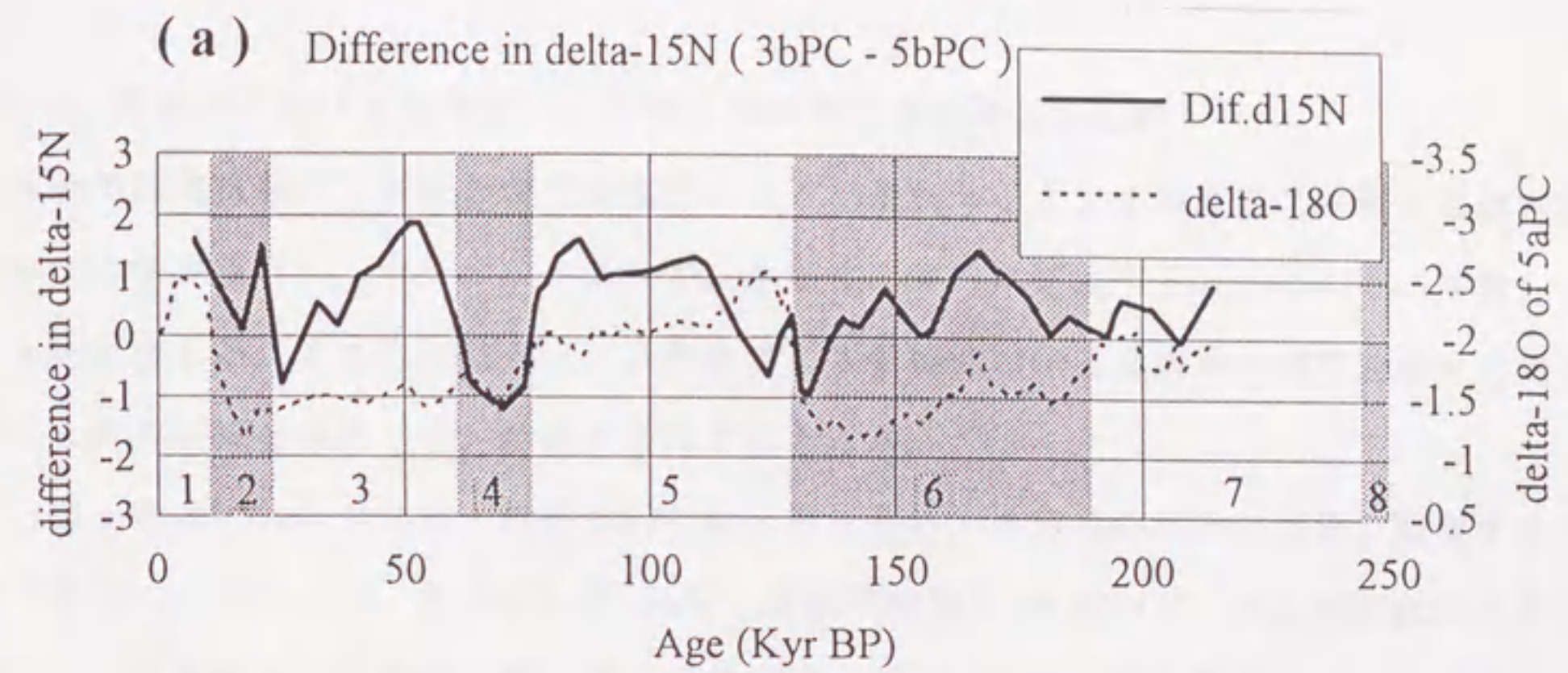


図36. 3bPCと5bPCコアの間での、堆積物のバルク $\delta^{15}\text{N}$ 値の「差」(a)とその「平均値」(b)の経年変動。 $\delta^{18}\text{O}$ 値は、5aPCコアからのもの。図中の数字は、酸素同位体ステージ番号で、偶数(影の部分)が氷期を意味する。

4、6の氷期の $\delta^{18}\text{O}$ 値の極大（図の中で、 $\delta^{18}\text{O}$ 軸は上下反転していることに注意）の時期に対応して、低くなった。このことは、氷期の絶頂期には、冬期アジアモンスーンの強化により、当海域での湧昇による深層からの硝酸供給の割合が、東方からのその水平輸送の割合に比べて、相対的に増大したことを示していると言える。

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

本論では堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の時空間変動により、現在ミンダナオ島東方に位置する西赤道太平洋の湧昇場（ミンダナオドーム）が、氷期に、東方に拡大すると共に北方に移動したことを示唆した。これらの結果は、これまでの本海域における表層水の環境変動の古海洋学的な研究結果と果たして、合致するのであろうか。

川幡・鈴木(1994)と高岡・尾田(1994)は、それぞれ、本海域の湧昇軸南側に位置するコア（前者は $135^\circ\text{E}, 3^\circ\text{N}$ 、後者は5aPC(5bPCとほぼ同地点)）を用いて、共に氷期におけるそれらの地点での湧昇活動の活発化を（前者では、Opal Silica や有機炭素フラックス、後者では、浮遊性有孔虫化石群集に基づいて）示している。一方、本研究では、ほぼ同地点の5bPCコアにおいて、むしろ氷期における湧昇軸からの距離の増大を示す結果が得られた。この一見矛盾する事実は、いかに考えればよいのであろうか。

現時点で言えることは、「堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値は、他の表層水環境指標と異なり、湧昇活動の強度ではなくて、その位置の変化に、より鋭敏に反応する」ということである。実際、図1-cにおいて、湧昇活動の活発化によって硝酸のフラックスが増大したとしても、「同じ割合で」各地点における生物生産・沈降粒子フラックスが増大するならば、各地点の堆積物に付加される有機物の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、変化しない。つまり、氷期の低い $\delta^{15}\text{N}$ 値に見られた3bPCやSC-8地点での湧昇活動の活発化は、（図36-bにも見られたように）実は冬期アジアモンスーンの強化により、5bPC地点を含む本研究海域全体に及んでいたが、その中心軸（およびそれをとりまく海流系の境界）については、何らかの理由により、北方に移動していたということが、他指標と $\delta^{15}\text{N}$ 値との組み合わせにより結論づけられる。

このことは、生物生産量やそれをもたらす湧昇場・海流系の変動など海洋表層環境の変動の総合的理解のためには、 $\delta^{15}\text{N}$ 値を他の古環境指標と共に、組み合わせて用いていくことが極めて有用であるということを示していると言える。

5-2-5. まとめ

- 1) 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25万年まで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本を解析した結果、 $\delta^{15}\text{N}$ 値の顕著な氷期・間氷期変動が、認められた (図34、35)。
- 2) 堆積物の全窒素に見られた $\delta^{15}\text{N}$ 値の氷期・間氷期変動は、浮遊性有孔虫の炭酸塩殻の $\delta^{15}\text{N}$ 値にも、同じように見られ (図34)、各コアの全窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動が、浮遊性有孔虫のそれと同じ、表層水の環境変化を反映したものであることが、示唆された。
- 3) 堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値の氷期・間氷期変動は、湧昇軸の南北で鏡像的なパターン (図35) を示し、この湧昇場 (ミンダナオドーム) および、それを取りまく表層海流系が、氷期には北方にシフトし、間氷期には反対に、南方にシフトしていたことが、示された。その原因としては、氷期における海洋熱塩大循環 (コンベアベルト) のストップに伴う、インドネシア通過流の流量変化などが、考えられた。
- 4) 本海域の堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、平均的に見て、通常の深層水の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値より遥かに高く (図36)、東方からの高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の硝酸・窒素化合物の水平輸送が、無視できない量であることを示しているが、その値自身は、当海域の表層水への「東方からの高い $\delta^{15}\text{N}$ 値の硝酸の水平輸送量」と「深層からの低い $\delta^{15}\text{N}$ 値の硝酸の供給量」のバランスで決まっている可能性がある。

第6章. まとめ

6-1. 窒素同位体比による古海洋学—その特徴

「硝酸の取り込み時の窒素同位体分別」というメカニズムを根本原理とした、堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値からの過去の海洋表層の環境変動の復元は、高緯度海域や赤道海域において、主にその $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動が期待できる(図1-b,c)ため、本論(第5章)でも、そうした海域で、その応用が行われた。

高緯度海域における「窒素同位体古海洋学」について言えば、その復元できる表層環境とは、図31に導いたように、「物理的な表層水の鉛直混合」と「生物による新生産量」の両者のバランスにより決まる表層水中での硝酸利用状況である。実際に得られる $\delta^{15}\text{N}$ 値には、この物理的、生物的要因が両方とも効いているという意味では、何らかの別の古環境指標(基礎生産力の指標等)との組み合わせにより、更に細かい表層環境の変動史を編んでゆくことが可能であることが、明らかとなった。

赤道海域における「窒素同位体古海洋学」については、図35の二つのコアの間の $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年変化の逆相関に見られたように、堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の空間的な変動パターンを詳細に復元することが、極めて重要であり、それにより過去の湧昇場の中心位置を特定することが出来る。一方で、第5章の最後に述べたように、この $\delta^{15}\text{N}$ 値による湧昇場の復元では、その位置を決めることは出来ても、その湧昇の強さを直接復元することはできない。このことは、赤道海域における「窒素同位体古海洋学」においても、高緯度海域同様、他の古環境指標(湧昇強度の変化にともなう基礎生産量の変動等)との組み合わせで、 $\delta^{15}\text{N}$ 値を用いてゆくことが、極めて有効であることを示している。

一方、表層水に硝酸がない「低・中緯度貧栄養海域」では、理論上、表層水から沈降する粒子の $\delta^{15}\text{N}$ 値は、深層の硝酸のそれと常に等しくなり、古海洋学的な応用の展望が生じない(図1-a)。しかし、実際には、第4章でも述べたように、中緯度の黒潮海域では、窒素固定の影響によると思われる「低い $\delta^{15}\text{N}$ 値」の沈降粒子の生成が見られ、また、本論では余り議論しなかったが、東部熱帯太平洋やアラビア海等では、海水中での脱窒による深層水中の硝酸の $\delta^{15}\text{N}$ 値の増大を反映した「高い $\delta^{15}\text{N}$ 値」の沈降粒子・堆積物(Altabet et al., 1995; Ganeshram et al., 1995)が見られる。こうした事実は、高緯度海域や多くの赤道海域とは異なり、中・低緯度の貧栄養海域では、本論で述べたものとは全

く異なる「窒素同位体古海洋学」が、成立する可能性を示唆している。

6-2. 問題点と今後の課題

本論で最初に述べた、「植物プランクトンによる大きな窒素同位体分別を伴った硝酸の取り込み」と「堆積物 $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年変化」の間をつなぐ、各段階の論理に潜む幾つかの不安定要因については、結局どうなったのであろうか。以下に第1章3節で述べた数々のそれら要因について、再び示す。1) 深層水中の硝酸の(脱窒などによる) $\delta^{15}\text{N}$ 値の経年変動、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っての深層の硝酸以外のものの寄与、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、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、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、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、7) 陸起源粒状窒素の堆積物への混入。

これらの全ての「非存在(或いは一定)証明」が、本論で出来たわけではないが、その幾つか(5、6)については、本論でも具体的(第4章)に検討でき、その $\delta^{15}\text{N}$ 値の絶対値への影響は有るものの、その変化幅は、規則的でほぼ経年変化しないものと、判断できた。また、堆積物コアを用いた実際の古海洋学的研究事例においては、堆積層の成因を細かく検討したり(第5章1節)、有機物の分解等の影響を受けにくい有孔虫の $\delta^{15}\text{N}$ 値との比較を行ったり(第5章2節)して、それらから(5、6や7)の影響を、極力排除できることが明らかになった。また、1)の要因については、本論のものも含めた、多くの堆積物コアを用いた古海洋学的研究が進む中で、そのグローバルな影響は少ないことが明らかになりつつあり、2)の要因についても、高緯度海域や赤道海域の硝酸供給の卓越した表層水では、その影響はそもそも小さいと考えられている。

「窒素同位体古海洋学」を定量的レベルに高めていく上での最も重大な問題は、上記の3、4)の要因である。3)については、本論でも、第1章1節で実験的に検討し、その大きさとして、約6%という値を得た。この値は、従来の海洋表層での懸濁粒子(Saino and Hattori, 1985; Goering et al., 1990; Altabet et al., 1991)や硝酸(Wada, 1980; Horrigan et al., 1990)の $\delta^{15}\text{N}$ 値を用いて求められたその大きさ(5~9%)に合致するが、実際には、こうした範囲内でもその同位体分別の大きさが、変化すれば、堆積物 δ

^{15}N 値には大きな影響があるはずである。4)についても、本論を含む多くの研究 (Altabet and Francois, 1994) で、「完全な定常状態」や「硝酸以外の窒素プールの大きさが表層水中では、ほぼ0 (硝酸と比べて)」などの仮定の下で、「硝酸から生じた植物プランクトンの窒素は、そのまま、すぐに沈降粒子化する」という大雑把な近似で議論が進められているが、実際には、「溶存態有機窒素による輸出生産フラックス (Toggweiler, 1988)」の存在等の影響も、0ではない。

こうした問題は、しかし幸いにも、“定性的”に堆積物の $\delta^{15}\text{N}$ 値から表層水環境を復元する上では、余り問題にはならなかった。それは、「沈降粒子や堆積物表層の $\delta^{15}\text{N}$ 値の時空間変動」と「表層水の環境変動」の関係にかんする、本論を含む、これまでの経験的な観測結果 (Altabet and Francois, 1994) から示唆されてきたとおりである。しかし、こうした定性的な議論を、“定量的”な古海洋表層環境の復元に向上させてゆくには、この表層水塊内における、硝酸から沈降粒子に到る同位体分別プロセスを、「その同位体分別の大きさ自身の変動」 (Wada and Hatori, 1978) をも含めて、完全にシミュレートできる知見 (関数) を得なければならない。本論の第3章1節では、中規模閉鎖系水塊を用いて、詳細な植物プランクトンブルーム時の各態窒素量の時間変化についての情報を得た。今回の実験では、その $\delta^{15}\text{N}$ 値については、懸濁・沈降粒子のものについてしか測定できなかったが、今後、硝酸・アンモニア・溶存態有機窒素等の各態窒素の $\delta^{15}\text{N}$ 値の時間変動を、詳細に求める実験によって、そうした表層水塊内での $\delta^{15}\text{N}$ 値の変動について、より詳しい関数を得ることができるようである。それが、本論で述べた「窒素同位体古海洋学」を更に向上させてゆく一つの道である。

謝辞

本研究を行うにあたっては、実に多くの方々のお世話になった。名古屋大学大気水圏科学研究所の半田暢彦教授には、大学院の指導教官として、本論の全ての研究において、全面的に御指導、御援助、御助言賜った。京都大学生態学研究センターの和田英太郎教授には、三菱化成生命科学研究所に御在任の時から、窒素同位体比の測定法の御指導、測定結果への御助言等をいただき、窒素同位体比の研究への道を開いて頂いた。名古屋大学理学部地球科学科の中井信之名誉教授、吉岡茂雄元技官には、本論の中の、ほとんど全てのデータを出すのに使った、窒素ガス精製の真空ラインを作っていただいた。名古屋大学大気水圏科学研究所の松本英二教授、名古屋大学理学研究科大学院の北川浩之氏（現文部省国際日本文化研究センター）には、名古屋大学で窒素同位体比測定用の質量分析計を使わせていただくにあたり、ご援助いただいた。カナダ海洋研究所の C.S.Wong 博士、F. Whitney 氏、名古屋大学大気水圏科学研究所の濱 健夫博士、松本英二教授、東京大学理学部の高橋正征教授には、中規模閉鎖系実験の実行、サンプリング、基礎データの提供をして頂き、特に濱博士には、測定結果への御助言を頂いた。北部北太平洋・ベーリング海の表層懸濁粒子のサンプリングをするに当たっては、東京大学海洋研究所の白鳳丸 KH-88-3次航海の船長、乗組員はじめ多くの研究者の御協力を得た。また、同時に取られた海水の硝酸濃度は、同航海のルーチンデータを利用させていただいた。北西部北太平洋（NNWP-02）の沈降粒子のサンプリングは、北海道大学水産学部の北星丸の船長、乗組員を始め、同水産学部の角皆静男教授（現北海道大学地球環境科学研究科）ならびに、同研究室の皆さんにさせていただいた。房総沖日本海溝（JT-06,07）および中部赤道太平洋（CEPS-01,03）の沈降粒子のサンプリングには、それぞれ、東京大学海洋研究所の淡青丸、金属鉱業事業団の白嶺丸の船長、乗組員や、東京大学海洋研究所の野崎義行教授をはじめとする多くの研究者の方々のお協力を得た。また、その分析に当たっては、名古屋大学理学研究科大学院の今泉茂巳氏（現岐阜県庁）の御協力を得た。ベーリング海の深海堆積物コアを採取するに当たっては、東京大学海洋研究所の白鳳丸 KH-88-3次航海の船長、乗組員はじめ多くの研究者、特に東京大学海洋研究所の石塚明男氏の御協力を得た。また、その放射性炭素年代は、名古屋大学理学研究科大学院の渡邊一樹氏（現海上保安庁水路部）に測定をしていただき、名古屋大学大気水圏科学研究所の松本英二教授、名古屋大学年代測定資料研究セ

ンターの中村俊夫助教授にも、測定のお世話になった。西部赤道太平洋の深海堆積物コアの採取は、東京大学海洋研究所の白鳳丸 KH-92-1、KH-79-4 航海の船長、乗組員を始め、多くの研究者の方々に行って頂いた。特に3bPC、5bPCコアの採取に当たっては、船上での帯磁率の測定のための、千を超えるサブサンプルの採取に、北海道大学地球環境科学研究科の大場忠道教授をはじめとする、多くの方々に多大な苦勞をして頂いた。また、その酸素同位体年代の決定は、北海道大学地球環境科学研究科の大場忠道教授、東京大学海洋研究所の池原 実氏、木元克典氏、高知大学理学部の松岡裕美博士にして頂いた。SC-8コアの放射性炭素年代は、名古屋大学理学研究科大学院の原田尚美氏（現日本海洋科学技術研究センター）に測定していただいた。炭酸塩堆積物の全窒素からの窒素ガスの生成に当たっては、名古屋大学大気水圏科学研究所の吉岡崇仁博士に、ご協力頂いた。本論及び副論文を作成するに当たっては、名古屋大学大気水圏科学研究所の半田暢彦教授、松本英二教授、才野敏郎教授、吉田尚弘助教授、京都大学生態学研究センターの和田英太郎教授、ウッズホール海洋研究所の M.A. Altabet博士を始め、多くの方に内容に対する御助言を頂いた。名古屋大学大気水圏科学研究所のJ.I. Goes氏には、副論文の英文を校閲していただいた。最後になったが、本研究を進めるに当たっては、大学院在学中および就職後の全期間を通して、名古屋大学大気水圏科学研究所の半田研究室の皆さん、松本研究室の皆さんや、三菱化成生命科学研究所の和田研究室の皆さんに、大変なお世話になった。

以上の方々に、厚く感謝するものである。

引用文献

- Altabet, M.A. (1988): Variations in nitrogen isotopic composition between sinking and suspended particles: implications for nitrogen cycling and particle transformation in the open ocean. *Deep-Sea Res.*, 35, 535-554.
- Altabet, M.A. and Deuser, W.G. (1985) : Seasonal variation in natural abundance of ^{15}N in particles sinking to deep Sargasso Sea. *Nature*, 315, 218-219.
- Altabet, M.A. and Curry, W.B. (1989) : Testing models of past ocean chemistry using foraminifera $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$. *Global biogeochem. Cycles*, 3, 107-119.
- Altabet, M.A., Deuser, W.G., Honjo, S. and Stienen, C (1991) : Seasonal and depth-related changes in the source of sinking particles in the North Atlantic. *Nature*, 354, 136-139.
- Altabet, M.A. and Francois, R. (1994) : Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. *Global Biogeochem. Cycles*, 8, 103-116.
- Altabet, M.A., Francois, R., Murray, D.W., and Prell, W.L. (1995) : Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios. *Nature*, 373, 506-509.
- An, Z., Kukla, G.J., Porter, S.C., and Xiao, J. (1991) : Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the loess plateau of central China during the last 130,000 years. *Quat. Res.*, 36, 29-36.
- Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S., and Lorius, C. (1987) : Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 . *Nature*, 329, 408-414.
- Bathen, K.H. (1972) : On the seasonal changes in the depth of the mixed layer in the North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 77, 7138-7150.
- Berger W.H., Smetacek, V.S., and Wefer, G. (1989) : Ocean productivity and paleo-productivity - an overview. In "Productivity of the Ocean: Present and Past", (Berger, W.H., Smetacek, V.S. and Wefer, G. eds.), John Wiley & Sons, Chichester, 1-34.

- Blanchot, J., Rodier, M. and Bouteiller, A.L. (1992) : Effect of El Nino Southern Oscillation events on the distribution and abundance of phytoplankton in the Western Pacific Tropical Ocean along 165°E. *J. Plank. Res.*, 14, 137-156.
- Boyle, E.A. (1988) : Cadmium : chemical tracer of deep-water paleoceanography. *Paleoceanogr.*, 3, 471-489.
- Broecker, W.S. and Peng, T-H. (1982): Tracers in the sea. Eldigio Press, New York, 690pp.
- Broecker, W.S., Peteet, D. and Rind, D. (1985) : Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation ? *Nature*, 315, 21-25.
- Calvert, S.E., Nielsen, B. and Fontugne, M.R. (1992) : Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Nature*, 359, 223-225.
- Carpenter E.J. (1983) : Nitrogen fixation by marine Oscillatoria (*Trichodesmium*) in the world's oceans. In "Nitrogen in the marine environment" (Carpenter, E.J. and Capone, D.G. eds.), Academic Press, New York, 65-103.
- Checkley, D.M. Jr. and Miller, C.A. (1989) : Nitrogen isotope fractionation by oceanic zooplankton. *Deep-Sea Res.*, 36, 1449-1456.
- Cline, J.D. and Kaplan, I.R. (1975) : Isotopic fractionation of dissolved nitrate during denitrification in the eastern tropical north Pacific ocean. *Mar. Chem.*, 3, 271-299.
- Degens, E.T., Behrendt, M., Gotthardt, B. and Reppmann, E. (1968) : Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton - II Data on samples collected off the coasts of Peru and Ecuador. *Deep-Sea Res.*, 15, 11-20.
- DeNiro, M.J., and Epstein, S. (1977) : Mechanism of carbon isotope fractionation associated with lipid synthesis. *Science*, 197, 261-263.
- Deuser, W.G., Muller-Karger, F.E., Evans, R.H., Brown, O.B., Esaias, W.E. and Feldman, G.C. (1990) : Surface-ocean color and deep-ocean carbon flux: how close a connection ? *Deep-Sea Res.*, 37, 1331-1343.
- Dugdale, R.C. and Goering, J.J. (1967) : Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.*, 12, 196-206.

- Eppley, R.W. and Peterson, B.J. (1979) : Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, 282, 677-680.
- Eppley, R.W., Renger, E.H. and Betzer, P.R. (1983) : The residence time of particulate organic carbon in the surface layer of the ocean. *Deep-Sea Res.*, 30, 311-323.
- Fairbanks, R.G. (1989) : A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Fasham, M.J.R., Ducklow, H.W. and McKelvie, S.M. (1990) : A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *J. Mar. Res.*, 48, 591-639.
- Fiedler, P.C., Philbrick, V. and Chavez, F.P. (1991) : Oceanic upwelling and productivity in the eastern tropical Pacific. *Limnol. Oceanogr.*, 36, 1834-1850.
- Fontugne, M.R. and Calvert, S.E. (1992) : Late Pleistocene variability of the carbon isotopic composition of organic matter in the eastern Mediterranean: Monitor of changes in carbon sources and atmospheric CO₂ concentrations. *Paleoceanogr.*, 7, 1-20.
- Francois, R., Altabet, M.A. and Burckle, L.H. (1992) : Glacial to interglacial changes in surface nitrate utilization in the Indian Sector of the Southern Ocean as recorded by sediment $\delta^{15}\text{N}$. *Paleoceanogr.*, 7, 589-606.
- Francois, R., Bacon, M.P., Altabet, M.A. and Labeyrie, L.D. (1993) : Glacial/Interglacial changes in sediment rain rate in the SW Indian sector of subantarctic waters as recorded by ^{230}Th , ^{231}Pa , U and $\delta^{15}\text{N}$. *Paleoceanogr.*, 8, 611-629.
- Ganeshram, R.S., Pedersen, T.F., Calvert, S.E. and Murray, J.W. (1995) : Large changes in oceanic nutrient inventories from glacial to interglacial periods. *Nature*, 376, 755-758.
- Gardner, J.V., Dean, W.E., Klise, D.H. and Baldaut, J.G. (1995) : A climate-related oxidizing event in deep-sea sediment from the Bering Sea. *Quat. Res.*, 18, 91-107.
- Gargett, A. (1991) : Physical processes and the maintenance of nutrient-rich eu-

- photic zones. *Limnol. Oceanogr.*, 36, 1527-1545.
- Gill, A.E. and Turner, J.S. (1976) : A comparison of seasonal thermocline models with observation. *Deep-Sea Res.*, 23, 391-401.
- Godfrey, J.S., Hirst, A.C., and Wilkin, J.J. (1993) : Why does the Indonesian Throughflow appear to originate from the north Pacific ? *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1087-1098.
- Goering, J., Alexander, V. and Haubensack, N. (1990) : Seasonal variability of stable carbon and nitrogen isotope ratios of organisms in a North Pacific bay. *Estu. Coast. Shelf Sci.*, 30, 239-260.
- Gordon, A.L. (1986) : Interocean exchange of thermocline water. *J. Geophys. Res.*, 91, 5037-5046.
- Hama, T., Handa, N., Takahashi, M., Whitney, F. and Wong, C-S. (1988) : Change in distribution patterns of photosynthetically incorporated C during phytoplankton bloom in controlled experimental ecosystem. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 120, 39-56.
- Handa, N. and Nakatsuka, T. (1993) : Vertical fluxes of organic materials in the Northern North West Pacific and Breid Bay, Antarctica, with special reference in the effect of phytoplankton bloom. in "Deep Ocean Circulation, Physical and Chemical Aspects" (Teramoto, T. ed), Elsevier, Amsterdam, 221-233.
- Handa, N., Nakatsuka, T., Fukuchi, M., Hattori, H. and Hoshiai, T. (1992) : Vertical fluxes and ecological significance of organic materials during the phytoplankton bloom during austral summer in Breid Bay, Antarctica. *Mar. Biol.*, 112, 469-478.
- 原田尚美 (1991) : 浮遊性有孔虫殻のアミノ酸のラセミ化反応による海底堆積物の年代測定について. 名古屋大学大学院理学研究科修士論文、98 pp.
- Henrichs, S.M. (1992) : Early diagenesis of organic matter in marine sediments : progress and perplexity. *Mar. Chem.*, 39, 119-149.
- Hoering, T.C. and Ford, H.T. (1960) : The isotope effect in the fixation of nitrogen by *Azotobacter*. *J. Am. Chem. Soc.*, 82, 376-378.

- Hogg, N.G. (1983) : A note on the deep circulation of the western North Atlantic: its nature and causes. *Deep-Sea Res.*, 30, 945-961.
- Honjo, S. (1982) : Seasonality and interaction of biogenic and lithogenic particulate flux at the Panama Basin. *Science*, 218, 883-884.
- Honjo, S., Spencer, D.W., and Farrington, J.W. (1982) : Deep advective transport of lithogenic particles in the Panama Basin. *Science*, 216, 516-518.
- Hopkins, D.M. (1973) : Sea level history in Beringia during the past 250,000 years. *Quat. Res.*, 3, 520-540.
- Horrigan, S.G., Montoya, J.P., Nevins, J.L. and McCarthy, J.J. (1990) : Natural isotopic composition of dissolved inorganic nitrogen in the Chesapeake Bay. *Estu. Coast. Shelf Sci.*, 30, 393-410.
- Ignatiades, L. (1973) : Studies on the factors affecting the release of organic matter by *Skeletonema costatum* (greville) cleve in field conditions. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 53, 923-935.
- 池原 実・大場忠道 (1994) : 西赤道太平洋における過去20万年間の海洋環境変動-KH92-1 5aPC, 5cBX コアに含まれる有孔虫化石殻の酸素・炭素同位体比-. 月刊海洋、26、403-409.
- 今泉茂巳 (1994) : 西部赤道太平洋における有機物フラックス. 名古屋大学大学院理学研究科修士論文、44p.
- Jasper, J.P. and Hayes, J.M. (1990) : A carbon-isotopic record of CO₂ levels during the Late Quaternary. *Nature*, 347, 462-464.
- 川幡穂高・鈴木 淳 (1994) : 西カロリン海盆における過去30万年間の基礎生物生産量の変動. 地質学雑誌、100、762-770.
- Keigwin, L.D. and E.A. Boyle, E.A. (1989) : Late Quaternary paleochemistry of high-latitude surface waters, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 73, 85-106.
- Keigwin, L.D., Jones, G.A. and Froelich, P.N. (1992) : 15,000 year paleoenvironmental record from Meiji Seamount far northwestern Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111, 425-440.
- King, K.Jr. and Hare, P.E. (1972) : Amino acid composition of planktonic foramini-

- fera: A paleobiochemical approach to evolution. *Science*, 175, 1461-1463.
- Kipp, N.G. (1976) : New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. in "Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology" (Cline, R.M. and Hayes, J.D. eds.), Geol. Soc. Am., Boulder, pp.3-42.
- Klein, P. and Coste, B. (1984) : Effects of wind-stress variability on nutrient transport into the mixed layer. *Deep-Sea Res.*, 31, 21-37.
- Knox, F. and McElroy, M.B. (1984) : Changes in atmospheric CO₂ : Influence of the marine biota at high latitude. *J. Geophys. Res.*, 89, 4629-4637.
- Labeyrie, L.D. and Duplessy, J.C. (1985) : Changes in the oceanic ¹³C/¹²C ratio during the last 140,000 years : high latitude surface water records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 50, 217-240.
- Lindstrom, E., Lukas, R., Fine, R., Firing, E., Godfrey, S., Meyers, G. and Tsuchiya, M. (1987) : The western equatorial Pacific ocean circulation study. *Nature*, 330, 533-537.
- Liu, K-K. and Kaplan, I.R. (1989) : The eastern tropical Pacific as a source of ¹⁵N-enriched nitrate in seawater off southern California. *Limnol. Oceanogr.*, 34, 820-830.
- Lukas, R. and Lindstrom, E. (1991) : The mixed layer of the western equatorial Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, 3343-3357.
- Lukas, R., Firing, E., Hacker, P., Richardson, P.L., Collins, C.A., Fine, R. and Gammon, Observations of the Mindanao current during the western equatorial Pacific ocean circulation study. *J. Geophys. Res.*, 96, 7089-7104.
- Macko, S.A., Fogel, M., Hare, P.F. and Hoering, T.C. (1987) : Isotope fractionation of nitrogen and carbon in the synthesis of amino acid by microorganisms. *Chem. geol.*, 65, 79-92.
- Mann, K.H. and Lazier, J.R.N. (1991) : Dynamics of marine ecosystems : biological-physical interactions in the ocean. Blackwell, Boston, 466 pp.
- Mariotti, A., Lancelot, C. and Billen, G. (1984) : Natural isotopic composition of

- nitrogen as a tracer of origin for suspended organic matter in Scheldt estuary. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 549-555.
- Martin, J.H., Knauer, G.A., Karl, D.M. and Broenkow, W.W. (1987) : VERTEX : carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep-Sea Res.*, 34, 2667-285.
- Martin, J.H., Gordon, R.M., Fitzwater, S.E. and Broenkow, W.W. (1989) : VERTEX: phytoplankton/iron studies in the Gulf of Alaska. *Deep-Sea Res.*, 36, 649-680.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. and Shackleton, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, 27, 1-29.
- Masumoto, Y. and Yamagata, T. (1991) : Response of the western tropical Pacific to the Asian winter monsoon : The generation of the Mindanao Dome. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1386-1398.
- Matsunaga, K., and Handa, N. (1983) : Degradation rates of organic matter in the sediment of Mikawa bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, 39, 101-109.
- Menzel, D.W. and Case, J. (1977) : Concept and design : controlled ecosystem pollution experiment. *Bull. Mar. Sci.*, 27, 166-184.
- Menzen, D.W. and Vaccaro, R.F. (1964) : The measurement of dissolved organic and particulate carbon in seawater. *Limnol. Oceanogr.*, 9, 138-142.
- Meyers, G., Douguy, J.R., and Reed, R.K. (1986) : Evaporative cooling of the western equatorial Pacific by anomalous winds. *Nature*, 323, 523-526.
- Miller, C.B., Frost, B.W., Wheeler, P.A., Landry, M.R., Welschmeyer, N. and Powell, T. M. (1991) : Ecological dynamics in the Subarctic Pacific, a possibly iron-limited ecosystem. *Limnol. Oceanogr.*, 36, 1600-1615.
- Minagawa, M. and Wada, E. (1986) : Nitrogen isotope ratios of red tide organisms in the East China Sea: a characterization of biological nitrogen fixation. *Mar. Chem.*, 19, 245-259.
- Minagawa, M., Winter, D.A. and Kaplan, I.R. (1984): Comparison of Kjeldahl and combustion methods for measurement of nitrogen isotope ratios in organic matter. *Anal. Chem.*, 56, 1859-1861.

- Miyake, Y. and Wada, E. (1967) : The abundance ratio of $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ in marine environments. *Rec. Oceanogr. Works Japan*, 9, 37-53.
- Montoya, J.P. (1994) : Nitrogen isotope fractionation in the modern ocean: implications for the sedimentary record. in "Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's role in Global Change" (Zahn et al. ed.), Springer-Verlag, Berlin, pp.259-279.
- Nakamura, T., Nakai, N. and Ohishi, S. (1987) : Techniques of tandem accelerator mass spectrometry and their applications to ^{14}C measurements. *Nuc.Inst. Meth.Phys.Res.*, B29, 335-360.
- Nakatsuka, T., Handa, N., Wada, E. and Wong, C-S. (1992) : The dynamic changes of stable isotopic ratios of carbon and nitrogen in suspended and sedimented particulate organic matter during a phytoplankton bloom. *J.Mar.Res.*, 50, 267-296.
- Nakatsuka T., Handa, N. and Imaizumi, S. (1995) : Spatial and temporal variation in $\delta^{15}\text{N}$ of sinking particles in deep water : its implication for origin and transport of particulate organic matter. In "Biogeochemical Processes and Ocean Flux in the Western Pacific" (H.Sakai and Y.Nozaki, eds.), TERA PUB, Tokyo (in press).
- Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J., Stauffer, B. and Zumbunn, R. (1982) : Ice core sample measurements give atmospheric CO_2 content during the past 40,000 yr. *Nature*, 295, 220-223.
- 大場忠道・村山雅史・松岡裕美・塚脇真二・岡本孝則・森田澄人・池原 実・木元克典
(1995) : 西赤道太平洋の深海底コア KH 92-1、Station 3と5の基礎的情報. 月刊海洋、27、441-446.
- Parsons, T.R., Takahashi, M. and Hargrave, B. (1984a) : Biological oceanographic processes. 3rd ed. Pergamon Press, Oxford, 330 pp.
- Parsons, T.R., Maita, Y. and Lalli, C.M. (1984b) : A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Pergamon Press, Oxford, 173 pp.
- Pena, M.A., Lewis, M.R. and Cullen, J.J. (1994) : New production in the warm waters of the tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 99, 14,255-14,268.

- Peng, T-H, Takahashi, T. and Broecker, W.S. (1987) : Seasonal variability of carbon dioxide, nutrients and oxygen in the northern North Atlantic surface water: observation and a model. *Tellus*, 39B, 439-458.
- Pedersen, T.F., Nielsen, B. and Pickering, M. (1991) : Timing of late Quaternary productivity pulses in the Panama Basin and implications for atmospheric CO₂. *Paleoceanogr.*, 6, 657-677.
- Peters, K.E., Sweeney, R.E. and Kaplan, I.R. (1978) : Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnol. Oceanogr.*, 23, 598-604.
- Picaut, J. and Tournier, R. (1991) : Monitoring the 1979-1985 equatorial Pacific current transports with expendable bathy-thermograph data. *J. Geophys. Res.*, 96, 3263-3277.
- Popp, B.N., Takigiku, R., Hayes, J.M., Louda, J.W. and Baker, E.W. (1989) : The post-paleozoic chronology and mechanism of ¹³C depletion in primary marine organic matter. *Am. J. Sci.*, 289, 436-454.
- Rasmusson, E.M. and Carpenter, T.H. (1982) : Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/EL Nino. *Mon. Weather Rev.*, 110, 354-384.
- Rau, G.H., Takahashi, T. and Des Marais, D.J. (1989) : Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}\text{C}$: implications for CO₂ and productivity in past oceans. *Nature*, 341, 516-518.
- Rau, G.H., Takahashi, T., Des Marais, D.J. and Sullivan, C.W. (1991) : Particulate organic matter $\delta^{13}\text{C}$ variations across the Drake Passage. *J. Geophys. Res.*, 96, 15,131-15,135.
- Rau, G.H. (1994) : Variations in sedimentary organic $\delta^{13}\text{C}$ as a proxy for past changes in ocean and atmospheric CO₂ concentrations. in "Carbon cycling in the glacial ocean : constraints on the ocean's role in global change" (Zahn, R. et al. eds.), Springer-Verlag, Berlin, pp.307-321.
- Saino, T. and Hattori, A. (1980) : ¹⁵N natural abundance in oceanic suspended particulate matter. *Nature*, 283, 752-754.

- Saino, T. and Hattori, A. (1985) : Variation in ^{15}N natural abundance of suspended organic matter in shallow oceanic waters. in "Marine and Estuary Geochemistry" (Sigleo, A.C. and A.Hattori, A. eds.), Lewis Publishers, Chelsea, pp.1-13.
- Saino, T. and Hattori, A. (1987) : Geographical variation of the water column distribution of suspended particulate nitrogen and its ^{15}N natural abundance in the Pacific and its marginal seas. *Deep-Sea Res.*, 34, 807-827.
- Saino, T., Otake, H., Wada, E. and Hattori, A. (1983) : Subsurface ammonium maximum in the northern North Pacific and the Bering Sea in summer. *Deep-Sea Res.*, 30, 1157-1171.
- Sancetta, C. (1983) : Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea. *Deep-Sea Res.*, 30, 851-869.
- Sancetta, C., Heusser, L., Labeyrie, L., Naidu, A.S. and Robinson, S.W. (1985) : Wisconsin-Holocene paleoenvironment of the Bering Sea. Evidence from diatoms, pollen, oxygen isotopes and clay minerals. *Mar.Geol.*, 62, 55-68.
- Sarmiento, J.L. and Toggweiler, J.R. (1984) : A new model for the role of the oceans in determining atmospheric Pco_2 . *Nature*, 308, 621-624.
- Shemesh, A., Macko, S.A., Charles, C.D. and Rau, G.H. (1993) : Isotopic evidence for reduced productivity in the Glacial Southern Ocean. *Science*, 262, 407-410.
- Taguchi, S. (1976) : Short-term variability of photosynthesis in natural marine phytoplankton populations. *Mar.Biol.*, 37, 197-207.
- 高岡秀朋・尾田太良 (1994) : Eauripik Rise KH-92-1, 5aPC コアの浮遊性有孔虫化石からみた過去20万年間の海洋古環境の変遷. *月刊海洋*, 26, 410-415.
- Tanoue, E. and Handa, N. (1979a) : Distribution of particulate organic carbon and nitrogen in the Bering Sea and northern North Pacific Ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 35, 47-62.
- Tanoue, E. and Handa, N. (1979b) : Differential sorption of organic matter by various sized sediment particles in recent sediment from the Bering Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 35, 199-208.

- Tanoue, E. and Handa, N. (1980) : Some characteristic features of the vertical profile of organic matter in recent sediment from the Bering Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, 36, 1-14.
- Thunell, R.C., Qingmin, M., Calvert, S.E. and Pedersen, T.F. (1991) : Glacial-Holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea : Productivity variations and surface water pCO_2 . *Paleoceanogr.*, 7, 143-162.
- Togashi, S. and Matsumoto, E. (1984) : Geological Survey of Japan Radiocarbon Dates I. *Radiocarbon*, 26, 206-211.
- Toggweiler, J.R. (1988) : Is the downward dissolved organic matter flux important in carbon transport ? in "Productivity in the Ocean: Present and Past", (Berger, W.H., Smetacek, V.S. and Wefer, G. eds.), John Wiley & Sons, Chichester, 65-83.
- 塚脇真二 (1994) : 西赤道太平洋の海底コア (KH92-1 3aPC, 5aPC) の堆積相、ならびに軟X線透視写真による堆積物密度の測定. *月刊海洋*, 26, 393-397.
- Uda, M. (1963) : Oceanography of the Subarctic Pacific Ocean. *J. Fish. Res. Board Canada*, 20, 119-179.
- Wada, E. (1980) : Nitrogen isotope fractionation and its significance in biogeochemical processes occurring in marine environments. In "Isotope Marine Chemistry" (Goldburg, E.D., Horibe, Y. and Saruhashi, K. eds), Uchida Roka-kuho, Tokyo, pp.375-398.
- Wada, E. and Hattori, A. (1976) : Natural abundance of ^{15}N in particulate organic matter in the North Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 249-256.
- Wada, E. and Hattori, A. (1978) : Nitrogen isotope effects in the assimilation of inorganic nitrogenous compounds by marine diatoms. *Geomicrobiol. J.*, 1, 85-101.
- Wada, E., Minagawa, M., Mizutani, H., Tsuji, T., Imaizumi, R. and Karasawa, K. (1987a) : Biogeochemical studies on the transport of organic matter along the Otsuchi River Watershed, Japan. *Est. Coast. Shelf Sci.*, 25, 321-336.
- Wada, E., Terasaki, M., Kabaya, Y. and Nemoto, T. (1987b) : ^{15}N and ^{13}C abundances in the Antarctic Ocean with emphasis on the biogeochemical structure of

the food web. Deep-Sea Res., 34, 829-841.

Walker, R.G. (1984) : Turbidites and associated coarse clastic deposits. in "Facies Models. Second Edition" (edited by Walker, R.G.), Geol. Assoc. Canada Publ., Toronto, pp.171-188.

Walsby, A.F. and Reynolds, C.S. (1980) : Sinking and floating. in "The Physiological Ecology of Phytoplankton" (Morris, I. ed.), Blackwell, Oxford, pp.371-412.

Walsh I., Fischer, K., Murray, D. and Dymond, J. (1988) : Evidence for resuspension of rebound particles from near-bottom sediment traps. Deep-Sea Res., 35, 59-70.

Walsh, J.J., Premuzic, E.T., Gaffney, J.S., Rowe, G.T., Harbottle, G., Stoenner, R.W., Balsam, W.L., Betzer, P.R. and Macko, S.A. (1985) : Organic storage of CO₂ on the continental slope off the mid-Atlantic bight, the Southeastern Bering Sea, and the Peru coast. Deep-Sea Res., 32, 853-883.

Walsh J.J., Dieterle, D.A. and Pribble, J.R. (1991) : Organic debris on the continental margins: a simulation analysis of source and fate. Deep-Sea Res., 38, 805-828.

渡邊一樹 (1990) : ベーリング海深海盆の堆積作用と堆積年代測定. 名古屋大学大学院理学研究科修士論文. 76 pp.

Williams, P.J. (1975) : Biological and chemical aspects of dissolved organic material in sea water. in "Chemical Oceanography vol.2." (Riley, J.P. and Skirrow, G. eds.), Academic Press, London, pp.301-362.

Yentsch, C.S. (1990) : Estimates of 'new production' in the Mid-North Atlantic. J. Plank. Res., 12, 717-734.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

副論文・参考論文

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

副論文

1. The dynamic changes of stable isotopic ratios of carbon and nitrogen in suspended and sedimented particulate organic matter during a phytoplankton bloom.
T. Nakatsuka, N. Handa, E. Wada and C-S. Wong.
J. Mar. Res., 50, 267~296 (1992)
(植物プランクトンブルーム時における懸濁・堆積粒子有機物の炭素・窒素安定同位体比の動的変動)
2. Vertical fluxes and ecological significance of organic materials during the phytoplankton bloom during austral summer in Breid Bay, Antarctica.
N. Handa, T. Nakatsuka, M. Fukuchi, H. Hattori and T. Hoshiai.
Mar. Biol., 112, 469~478 (1992)
(南極ブライド湾における夏季植物プランクトンブルーム時の有機物質の鉛直フラックスとその生態学的意義)
3. Glacial to interglacial surface nutrient variations of Bering deep basins recorded by $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ of sedimentary organic matter.
T. Nakatsuka, K. Watanabe, N. Handa, E. Matsumoto and E. Wada.
Paleoceanogr., in press (1995)
(堆積有機物の炭素・窒素安定同位体比に記録されたベーリング海深海盆における表層水の栄養塩環境の氷期・間氷期変動)
4. Glacial-interglacial migration of an upwelling field in the western equatorial Pacific recorded by sediment $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$.
T. Nakatsuka, N. Harada, E. Matsumoto, N. Handa, T. Oba, M. Ikehara, H. Matsuoka and K. Kimoto.
Geophys. Res. Lett., 22, 2525~2528 (1995)
(堆積物の $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ 比に記録された西赤道太平洋における湧昇場の氷期・間氷期移動)
5. Spatial and temporal variation in $\delta^{15}\text{N}$ of sinking particles in deep water: its implication for origin and transport of particulate organic matter.
T. Nakatsuka, N. Handa and S. Imaizumi.
In "Biogeochemical Processes and Ocean Flux in the Western Pacific" (H. Sakai and Y. Nozaki, eds.), TERRAPUB, Tokyo, 355~374 (1995)
(深層水中における沈降粒子の窒素同位体比の時空間変動: 粒状有機物の起源と輸送に対するその意義)

参考論文

- Vertical fluxes of organic materials in the Northern North West Pacific and Breid Bay, Antarctica, with special referece in the effect of phytoplankton bloom.
N. Handa and T. Nakatsuka.
In "Deep Ocean Circulation, Physical and Chemical Aspects" (Teramoto, T. ed), Elsevier, Amsterdam, 221~233 (1993)
(植物プランクトンブルームの効果に関連した北西部北太平洋と南極ブライド湾における有機物質の鉛直フラックス)