

報告番号 甲第 3844 号

海底堆積物中の長鎖アルケノン、
アルケノエイトによる海洋環境変動の復元

沢田 健

海底堆積物中の長鎖アルケノン、アルケノエイトによる
海洋環境変動の復元

沢田 健

要旨

長鎖アルケノン、アルケノエイトは海底堆積物に普遍的にみとめられ、ハプト藻、特に *Emiliana huxleyi* と *Gephyrocapsa oceanica* に由来する。これらの化合物は水温変化にともなって不飽和比が変化することから水温指標として使われている。しかし、このアルケノン、アルケノエイト温度計は、温度に換算する式に多様性があることが指摘されていて、温度の絶対値を決定する方法としては不十分である。また、それらの化合物を合成するタイミングや生息する水深といったハプト藻の生産性あるいは生態学的な要素によって、記録される温度が多様になる可能性がある。したがって、堆積物などからより精度の高い水温解析をするためには、海洋におけるそれらの化合物の生産性の時空間的な変化も把握する必要がある。本研究は、海底堆積物に保存されたアルケノン、アルケノエイトから水温を復元する方法を発展させるために、1)培養試料と、2)北西太平洋日本沖の海洋表層から垂表層の懸濁粒子や、深層における沈降粒子、堆積物といった天然物試料を対象にして、アルケノン、アルケノエイトの生産性と水温変化に対する組成変化の両方を詳細に調べた。また、海洋表層における生産から深層への輸送および埋積過程におけるアルケノン、アルケノエイトの量的・質的变化を調べ、アルケノン、アルケノエイト温度計の水カラム内や底層での続成作用の影響を検討した。さらに、それらの知見に基づいて、3)中部日本太平洋沖から採集された3本の堆積物コアに対して実際に適用し、最終氷期から現在までの過去約3万年間の数千年スケールの水温変動を復元した。

1)について、南太平洋産 *E. huxleyi* と北西太平洋日本近海産 *G. oceanica* の培養実験において、アルケノン不飽和指数 ($U^{K_{37}}$) と温度 (T) の関係式を調べ、それらの関係式が2つの培養株の間で有意に異なることをみとめた。しかし、これまでに報告されている生物地理学的に同一海域から分株されたハプト藻培養株と、それぞれの $U^{K_{37}}$ -T 関係式がほぼ一致することがわかった。このことから、同一海域に生息するハプト藻の間では、 $U^{K_{37}}$ -T 関係式の多様性は小さい可能性があると推論した。また、アルケノエイト/アルケノン比 (EE/K37) と $U^{K_{37}}$ の関係式において、*E. huxleyi* と *G. oceanica* とでは明瞭に区別されることが判明し、この差異を逆に利用して堆積物試料に含まれる *E. huxleyi* と *G. oceanica* との群集組成の見積もりが可能であることを提示した。さらに、沈降粒子と堆積物試料の分析から、EE/K37- $U^{K_{37}}$ が群集組成指標として天然物試料に適用できることを確認した。

2) については、まず、日本近海表層の懸濁粒子試料を使って $U^{K_{37}}$ -T 関係式を求めた。その関係式が、従来使われている、おもに東部太平洋の懸濁粒子やその海

域産の *E. huxleyi* から得られた $U^{K'_{37}}$ -T 関係式や日本近海産 *G. oceanica* のものとよく一致することがわかった。また、日本近海でのアルケノン、アルケノエイトを合成するハプト藻の鉛直分布を明らかにするために、中部日本遠州灘沖の表面から亜表層から早秋に採集された懸濁粒子試料を使って調べ、ハプト藻は、表層が成層化して温度躍層が形成される季節においても、海洋表面近くにおもに生息することがわかった。このことから、アルケノン温度計は年間を通じて表面水温 (SST) をおもに記録すると推察した。次に、日本海溝のセディメントトラップによって採集された沈降粒子試料の分析から、海洋表層におけるアルケノン、アルケノエイト生産は、春季ブルームの時期を含む季節に最大であることが明らかにされた。 $U^{K'_{37}}$ から見積もられた水温の季節変動パターンは、観測された SST のそれと調和的であり、晩春から秋季においてみられた季節的水温躍層の影響も少ないことを示した。

また、アルケノン、アルケノエイト組成の海洋表層から深層への輸送および堆積物への埋積過程における量的・質的变化を検討すると、アルケノン、アルケノエイトは水カラム内や底層において分解し、量的に著しく変化することがみとめられた。しかし、 $U^{K'_{37}}$ や EE/K37 のような組成比はほとんど一定の値を示し、それらの指標は初期続成作用に影響されないと確認した。

3) について、中部日本沖西七島海嶺域の黒潮流軸を交叉する方向に得られた 3 本の堆積物コアのアルケノン、アルケノエイト分析を行い、最終氷期から現在までの過去約 3 万年間のアルケノン水温変動を復元した。その結果、中部日本沖は最終氷期以前において現在の水温よりも低く、完新世には徐々に上昇したことが明らかになった。最終氷期における水温低下の要因について、前述した同海域の懸濁粒子や沈降粒子の結果から得られたハプト藻の鉛直分布の知見から考察し、親潮由来の冷水塊の南下といった地域的な現象ではなく、日射量の低下から引き起こされた全球規模のグローバルな冷却に起因するものと推論した。また、アルケノン水温から見積もった中部日本沖の南北方向の水温勾配 (ΔT) から、蛇行、直進といった黒潮流軸の年代変化を復元した。その結果、過去 3 万年間に中部日本沖において黒潮流軸が南北方向に著しく振動していたことが示唆された。また、その変動パターンと東部北太平洋低～高緯度域の古気候・古海洋データから復元された貿易風や亜熱帯高気圧の年代変動とよく対比され、中部日本沖の黒潮流軸の変動は、北太平洋の亜熱帯循環の変動と密接に連動していると推論した。これは、アルケノン温度計からグローバルな海洋表層の風成循環を復元するという新しいアプローチの可能性を示唆するものである。

目次

第1章 緒論	
1-1 過去の海洋表層水温の復元の意義と研究の歩み	1
1-2 長鎖アルケノン、アルケノエイトによる水温の復元	3
1-3 アルケノン・アルケノエイト温度計の考慮すべき点	6
1-4 アルケノン温度計の統合生産温度の解析	8
1-5 本論文の構成	9
第2章 試料と分析方法	
2-1 試料	11
2-1-1 培養試料および培養実験方法	11
2-1-2 海洋表層における懸濁粒子試料	13
2-1-3 沈降粒子試料とセディメントトラップ実験の概要	13
2-1-4 海底堆積物試料	15
2-2 分析方法	16
2-2-1 有機炭素・窒素分析	16
2-2-2 アルケノン、アルケノエイト分析	16
2-2-3 コックリスの検鏡カウント	19
2-2-4 放射性炭素 (^{14}C) 年代測定方法	19
第3章 ハプト藻の水温変化に対するアルケノン、アルケノエイト組成の変化	
3-1 はじめに	21
3-2 結果	21
3-3 考察	28
3-3-1 培養系におけるハプト藻のアルケノン不飽和指数-温度関係式	28
3-3-2 <i>E. huxleyi</i> と <i>G. oceanica</i> のアルケノン、アルケノエイト組成の違い	29
3-4 まとめ	31
第4章 北西太平洋日本近海の海洋表層におけるアルケノン温度解析	
4-1 はじめに	33
4-2 結果	33
4-3 考察	39

4-3-1	懸濁粒子によるアルケノン不飽和指数-温度関係式の検討	39
4-3-2	有光層における鉛直分布とアルケノン水温の鉛直変化	40
4-4	まとめ	42
第5章 長鎖アルケノン、アルケノエイトの鉛直フラックスの季節変化と海洋深層および底層での輸送・分解過程		
5-1	はじめに	43
5-2	結果	43
5-3	考察	51
5-3-1	アルケノン、アルケノエイトの鉛直フラックスの季節変動	51
5-3-2	沈降粒子に記録されたアルケノン水温の季節変動	52
5-3-3	水カラム内の輸送、分解	54
5-3-4	底層における分解	56
5-4	まとめ	58
第6章 長鎖アルケノンによる過去3万年間の中部日本太平洋沖の表層水温の変動の復元		
6-1	はじめに	60
6-2	結果	61
6-2-1	¹⁴ C年代値	61
6-2-2	堆積物コアにおけるアルケノン不飽和指数による水温の復元	63
6-3	考察	65
6-3-1	アルケノン水温の復元	65
6-3-2	中部日本太平洋沖の海洋表層水温の変動と黒潮流軸の変動	67
6-4	まとめ	73
第7章 長鎖アルケノン、アルケノエイトによるハプト藻の群集組成の評価		
7-1	はじめに	74
7-2	結果	74
7-2-1	沈降粒子の結果	74
7-2-2	表面堆積物の結果	79
7-3	考察	82
7-3-1	アルケノン、アルケノエイトとコッコリスの鉛直フラックスの比較	82

7-3-2	アルケノン/アルケノエイト指標によるハプト藻群集解析の検討	85
7-4	まとめ	87
第8章 結論		
8-1	長鎖アルケノン、アルケノエイトによる古海洋学研究	88
8-1-1	アルケノン温度計による水温解析	88
8-1-2	アルケノン・アルケノエイト指標によるハプト藻群集解析	89
8-2	北西太平洋日本近海の古海洋学的研究	90
8-5	今後の課題	90
	謝辞	92
	文献	93

第1章 緒論

1-1 過去の海洋表層水温の復元の意義と研究の歩み

地球表層の温度条件は、第四紀（約170万年前～現在）において、数万～数10万年の周期で劇的に変動し、寒冷な氷期と比較的温暖的な間氷期を繰り返してきた。この氷期-間氷期変動は、地球の軌道要素の変化による地球表面への太陽光の照射量の変化によって引き起こされるという、いわゆる、天文学説が1970年代から支持されるようになった（Hays, 1976; Imbrie et al., 1984など）。しかし、地質学および地球科学的な記録によって復元された地球の温度条件の変動は、軌道要素の変動周期（ミランコビッチサイクル）と必ずしも合わないことなどから、一義的に日射量の変化によってのみ地球表層の温度条件が決まらなると考えられるようになった。天文学的変動による日射量の変化は”引き金”の役割を果たし、その後、大気-海洋-氷床系におけるエネルギーの収支や分配、あるいはフィードバック機構などによって増幅されたり、またある部分は打ち消されたりして各地域・海域の温度変化が引き起こされると現在において一般に考えられている（Broecker and Denton, 1989など）。

大気-海洋-氷床系の中でも、海洋はその熱容量において大気圏の約1100倍であり、また二酸化炭素などの温室効果気体のもとである炭素の貯蔵量においては、大気圏の約50倍になる。したがって、海洋の熱収支や物質循環の変動が地球表層の温度条件を大きくコントロールすると考えられる。また、それらにも関係して、海洋の表層循環つまり表面海流は低緯度に与えられた熱を高緯度へ輸送するという点でも、気候システムにおいて大きな役割を果たしている。したがって、過去の地球環境および気候システムの解析において、海洋の、特に表層の、水温の時系列変動と過去の緯度的あるいは地域的溫度分布を明らかにすることは重要である。

これまでに過去の海洋表層の水温を復元する方法として、海洋生物化石群集の種組成から水温を復元する方法が使われてきた（Hutson, 1980; Anderson et al., 1989など）。この方法は、現在の海洋での浮遊性有孔虫や放射虫、ケイ藻、円石藻などの群集組成比と水温との関係式（変換関数）を統計学的に求めて、これを利用して過去の水温を復元するものである。しかしながら、生物群集組成は、栄養塩条件や塩分濃度条件などにも規定され、必ずしも温度だけの要因で変化するものではない。また、一般に、このような古生物学的方法は、物理あるいは化学的方法とくらべて、顕微鏡下での化石の同定やカウントする段階で誤差が大きく、また、研究者の間で個人差が出てしまうという欠点がある。

浮遊性有孔虫やサンゴ、貝化石の炭酸カルシウムの酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) も広く水温解析に使われている。これは、生物が炭酸カルシウム殻を形成する際に、周囲の海水との間で同位体平衡を保ちながら ^{18}O と ^{16}O の交換反応をする。この同位体交換反応の平衡定数が水温に依存するため、逆に生物遺骸に固定された $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比から水温を復元することが可能である。しかし、生物殻の炭酸カルシウムの酸素同位体比の長時間スケールの変動は、水温よりもむしろ海水そのものの同位体比の変化を大きく反映している。海水が蒸発するとき、動的同位体効果により H_2^{16}O の方が蒸発しやすいため海水の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は上昇する。降水などで蒸発した水が海洋に戻ってくれば同位体的に変化はないが、氷期のような時代に陸に大規模に氷床として蒸発した水が固定されれば、海水の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は上昇したままである。したがって、海水の酸素同位体比は陸に固定された氷床体積に影響され、 $\delta^{18}\text{O}$ は、氷期に大きく、間氷期に小さい値をとる (Labeyrie et al., 1987 など)。また、生物が生育していた海域への $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の低い淡水の流入や、それぞれの海域の表面海水の蒸発/降水比が、海水の $\delta^{18}\text{O}$ に大きく影響する。したがって、この方法から水温を復元するためには、過去の海水自体の同位体比を推測しなければならず、その推測のためにいくつかの仮定を考慮しなければならなくなる。

近年、サンゴの炭酸カルシウム中の金属元素比 (Sr/Ca : Besk et al., 1994, Mg/Ca : Mitsuguchi et al., 1996) も水温指標として検討されている。これら Sr/Ca 比や Mg/Ca 比は $\delta^{18}\text{O}$ に比べると、海水自体のそれらの値にほとんど影響されないと考えられているので信頼性が高く、サンゴの生息する浅海の沿岸域における環境解析指標として近年注目されている。これらの水温指標は、サンゴの成長する層ごとの測定が可能なので数年単位の高分解能の水温が復元できるという利点がある反面、現在見つけられているサンゴ化石がほとんど完新世 (約 1.2 万年前~現在) に堆積した層準においてのものであるため、地質学的には短い時間スケールの環境変動を解析することに適しているといえる。

また、海底堆積物コアからの過去の海洋環境の復元をする際に、上で述べたような炭酸塩の殻を使った方法は、リソクラインの水深より深い深度では炭酸塩は溶解の影響を受けるという欠点をもつ。さらに炭酸カルシウム補償深度 (CCD) をこえるとほとんどの炭酸塩は失われてしまう。

ここで、外洋域のグローバルスケールの水温を復元する指標として、1980 年代半ばから注目されてきた方法が長鎖アルケノンを使った温度計である。この長鎖アルケノンは、両極以外の全海洋の海底堆積物に普遍的に含まれている、植物プランク

トン由来の有機分子である。この有機分子は一般的に、CCD 以深の堆積物においても有意に保存されている (Marlowe et al., 1984a)。また、植物の生化学的メカニズムに従って保持された水温を解析するため、信頼性の高い水温データを提供しうる。

1-2 長鎖アルケノン、アルケノエイトによる水温の復元

長鎖アルケノンとは、炭素数 37, 38, 39 の不飽和アルキルケトン(不飽和アルケノン)の総称で(図 1-1)、1970 年代末にはじめて海底堆積物から発見された(Boon et al., 1978)。その後、円石藻の *Emiliana huxleyi* の培養株からこれらの化合物は見いだされ (Volkman et al., 1980)、海底堆積物中でのコッコリス化石と長鎖アルケノンの有無を詳細に対比することにより (Marlowe et al., 1990)、ハプト藻綱イソクリシス目 (Isochrysidales) のみに由来するという結論が得られている (表 1-1)。なお、円石藻 (coccolithophorid) とはハプト藻の中でコッコリスと呼ばれる石灰殻をもつ種類の総称で、長鎖アルケノンはこのコッコリスをもつものともたないものとも合成することがわかっている (Marlowe et al., 1990)。イソクリシス目の中でも特にジェフィロカプサ科 (Gephyrocapsaceae)、その中でも特に *Emiliana huxleyi* (Lohman) Hay and Mohler が長鎖アルケノンのおもな起源生物と考えられている。この *E. huxleyi* は低緯度から高緯度までの世界中の外洋に分布し、ときどき石灰質植物プランクトン群集の中で最も優勢な種になる。また、大規模なブルームを形成し、大量のコッコリスの発生によって周辺の海域の二酸化炭素濃度やアルベドを変えることから近年注目されている (Holligan et al., 1993)。イソクリシス科

(Isochrysidaceae) も長鎖アルケノンを合成することがわかっているが、これらの藻類は沿岸に生息し、ハプト藻の中で特に優勢になるという報告はない。

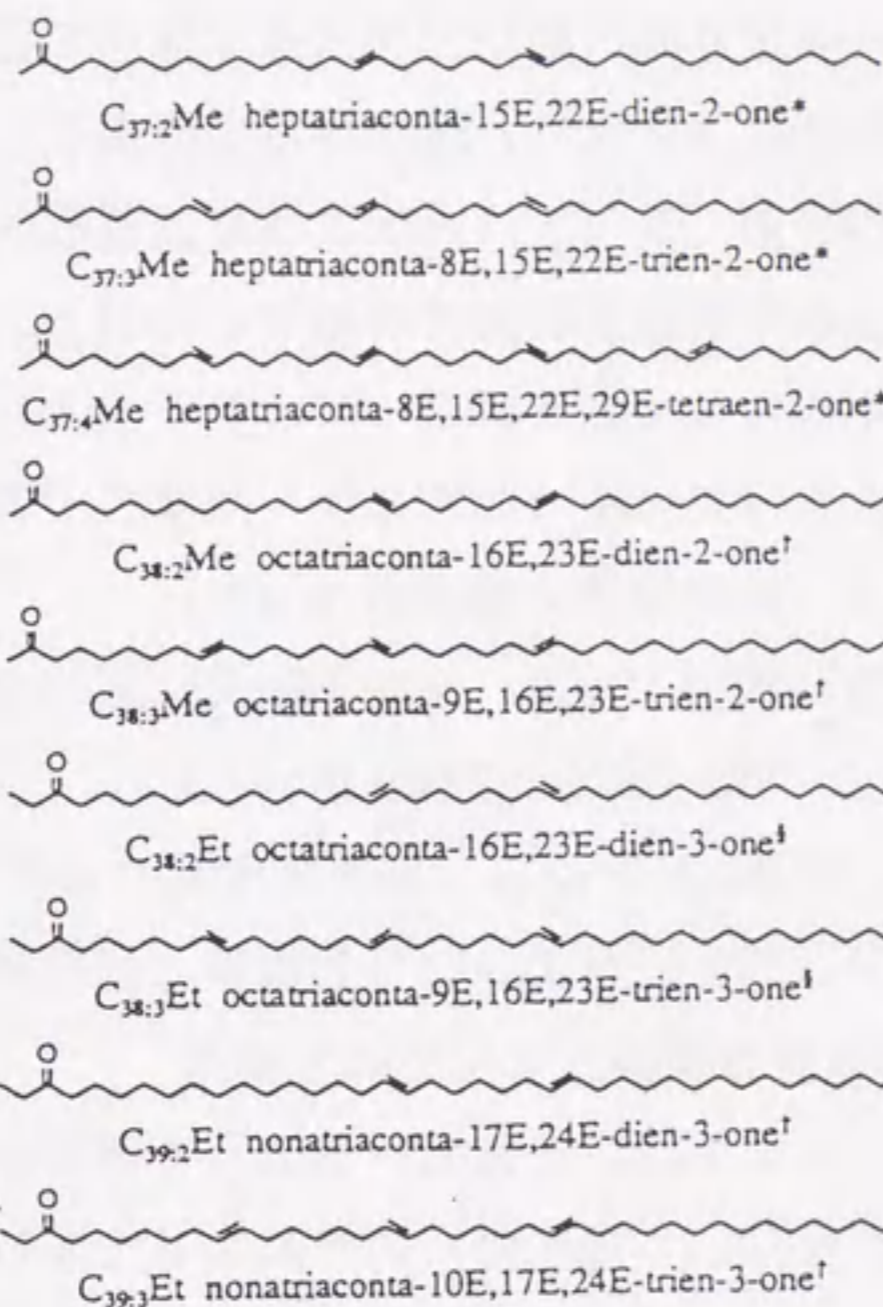
長鎖アルケノンを合成する藻類は、生育温度に対して 3 不飽和アルケノン(2 重結合を 3 つもつアルケノン)と 2 不飽和アルケノン(2 重結合を 2 つもつアルケノン)の比を変化させる性質があり、生育温度が低いほど 3 不飽和アルケノンの割合が増加する。この不飽和比の温度に依存した変化を逆に利用して、これらの藻類の生育時の水温を復元することが Brassell et al.(1986)と Prahl and Wakeham(1987)によって提案された。彼らはそれぞれ次の指標を提案し、これらの指標はアルケノン不飽和指数 (Alkenone unsaturation index) と呼ばれる。

$$U_{37}^k = ([37:2] - [37:4]) / ([37:2] + [37:3] + [37:4]) \quad (\text{Brassell et al., 1986})$$

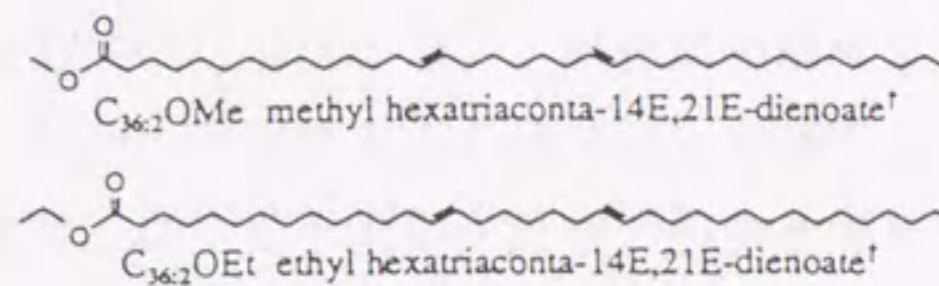
$$U_{37}^{k'} = ([37:2]) / ([37:2] + [37:3]) \quad (\text{Prahl and Wakeham, 1987})$$

[37:x] : 炭素数 37 で 2 重結合を x 個もつアルケノンの濃度

Alkenones



Alkyl alkenoates



Cx:yMe or Et: 炭素数 x 個の 2 重結合 y 個もつアルケンonあるいはアルケノエイト

図 1-1 C_{37} 、 C_{38} 、 C_{39} 不飽和アルケンonと C_{37} 、 C_{38} 不飽和アルキルアルケノエイトの構造式(Brassell, 1993)

表 1-1 長鎖アルケンon、アルケノエイトの起源生物と考えられるハプト藻イソクリシス目(Marlowe et al., 1990)

綱: Haptophyceae	
目: Isochrysidales	
科: Gephyrocapsaceae	
属:	Emiliana Gephyrocapsa
	Crenalithus Dicrateria
	Reticulofenestra(絶滅) Pseudoemiliana(絶滅)
Isochrysidaceae	
属:	Chrysotila Isochrysis

海底堆積物には 37:4 アルケノンほまれにしかみられないため、現在では U_{37}^k の方がふつうに使われている。

長鎖アルケノンは膜脂質の構成成分と考えられている。植物の生体膜は温度が低下すると液状の液晶状態から固いゲル構造に相遷移するが、植物が一定の生理状態で生育するためには膜の相状態を一定に保たなければならない。膜脂質の構成成分で不飽和化合物の割合が大きい方が液晶からゲルへの遷移温度が低いことが多不飽和脂肪酸などで知られていて、植物は低温条件に対して不飽和化合物の割合を増やすことによって膜の相状態を維持すると考えられている (Harwood and Russell, 1984)。そして、長鎖アルケノンの不飽和化合物比が温度に依存することもこれと同じ生化学的メカニズムが働いているものと考えられている (Marlowe et al., 1984b)。

U_{37}^k から温度への変換は、ふつう *E. huxleyi* の培養試料の分析から得られた次の式 (Prah1 et al., 1988) を使って行われている。

$$U_{37}^k = 0.034T(^{\circ}\text{C}) + 0.039 \quad (r^2 = 0.994, n = 22) \quad \dots\dots\dots(1-1)$$

U_{37}^k の測定誤差は、ふつう ± 0.02 で、この式で換算すると $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ である。この式の実用性、信頼性については後で詳しく述べる。

長鎖アルケノンと同時に普遍的に海底堆積物に含まれる化合物に長鎖アルキルアルケノエイトがある (図 1-1)。これは、炭素数 36 の不飽和脂肪酸メチルおよびエチルエステル (炭素数 37, 38 不飽和アルキルアルケノエイト) のことで、Volkman et al. (1980) によって *E. huxleyi* の培養株から見いだされ、長鎖アルケノンと同様にイソクリシス目が合成することがわかっている。長鎖アルキルアルケノエイトについては、長鎖アルケノンとくらべると研究例が少ない。現時点では長鎖アルケノエイトは、長鎖アルケノンの合成経路の中間体だと信じられている (Conte et al., 1993)。この化合物についても長鎖アルケノンと同様に水温指標として使えることが提案されている。Prah1 et al. (1988) は、 C_{37} アルケノンと $C_{36}2$ 不飽和脂肪酸エチルエステルの比を EE/K37 と定義し (表 1-2)、これが生育温度に対して指数関数で回帰することから水温指標になりうることを報告した。また、Conte et al. (1992) は、長鎖アルケノエイトの不飽和化合物比を U_{37}^k と同様に設定して、 AA_{36} と定義した (表 1-2)。ただし、Conte et al. (1992) の分析では、もともとあったエチルエステルのエチル基をメチル基に交換し、長鎖アルケノエイトを定量している。彼女らは、この AA_{36} と U_{37}^k の重回帰式を使ってより精度の高い水温指標として応用できることを提案した (Conte et al., 1993)。このほかにもさらに別のアルケノン・アルケノエイト温度計がいくつか提案されている (表 1-2)。

表 1-2 $U^{k_{37}}$ 以外のアルケノン、アルケノエイト温度計

$EE/K37 = [36:2FAEE] / ([37:2Me] + [37:3Me])$	(Prahl et al., 1988)
$K37/K38 = ([37:2Me] + [37:3Me]) / ([38:2Me] + [38:3Me] + [38:2Et] + [38:3Et])$	(Prahl et al., 1988)
$AA_{36} = [38:3Et] / ([36:3FAME] + [36:2FAME] + [38:3Et])$	(Conte et al., 1992)
$U^{k_{38Me}} = ([38:2Me]) / ([38:2Me] + [38:3Me])$	(Conte and Eglinton., 1993)

[x:y Me or Et]: 炭素数 x の 2 重結合を y 個もつメチルあるいはエチルアルケノンの濃度
 [36:x FAME or FAEE]: 炭素数 36 の 2 重結合を x 個もつ脂肪酸メチルエステルの濃度

1-3 アルケノン・アルケノエイト温度計の考慮すべき点

アルケノン温度計は、1986 年からこれまで 10 数カ所の海底堆積物や懸濁態粒子の試料に適用され、水温が復元されてきた。そのいくつかの海域で、明らかにアルケノンから見積もった水温が、他の水温指標や現場観測による水温と異なることが報告された (Conte et al., 1992; Freeman and Wakeham, 1992)。このことから、Brassell や Prahl らがはじめに設定したアルケノン温度計の方法によって、必ずしもすべての海域で直接水温を復元できないことが指摘されるようになった。特に、 $U^{k_{37}}$ (あるいは $U^{k_{37}}$) から水温への換算式について、前述した Prahl et al. (1988) の *E. huxleyi* の培養試料から求めた式 ((1-1) 式) が、実際のすべての水塊中の有機物粒子や堆積物に適用できないことが指摘されている (Brassell, 1993 にまとめられている; 図 1-2)。

アルケノンの不飽和比と水温の関係に多様性がある原因として、大きく 3 つのことが挙げられる: (1) 温度以外の環境要素や植物生理学的要素が藻体の不飽和比の変化に影響する。(2) アルケノン合成する藻の属や種が違うか、あるいは同じ種とされていても系統学 (遺伝学) 的に違う藻の間でアルケノン、アルケノエイト組成比が異なる。(3) 続成過程で変化する。

温度以外の栄養条件や光条件などの環境条件や、生長速度や生長段階などの植物生理学的要因がアルケノン不飽和比に影響するかどうかは現在議論されている。Conte et al. (1994) は、ノルウェー沿岸の *E. huxleyi* の中規模閉鎖系での培養実験から、N/P 比などの栄養条件や生長段階によってアルケノン不飽和比と水温の関係は変化すると主張している。しかし、多くの研究者は、アルケノンの不飽和比の変化は、温度以外の環境条件や、生理条件の多様性と独立したものであると考えている (Prahl et

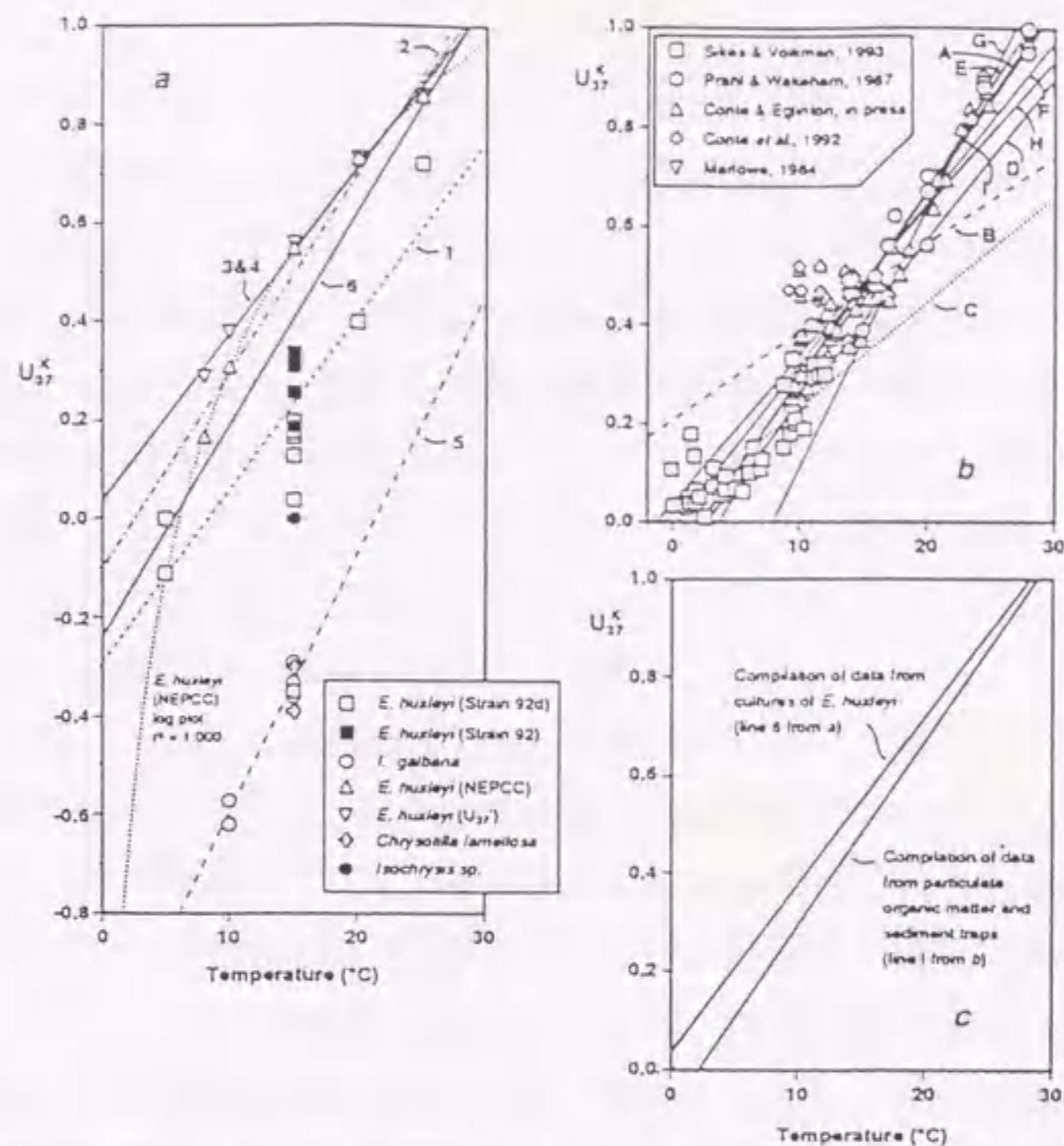


図1-2 培養試料および現場試料の U_{37}^k -水温関係 (Brassell, 1993) : (a) *E. huxleyi* および Isochrysidaceae のデータ。(b) 海水中の粒子状有機物および堆積物のデータ。(c) 培養試料および現場試料のそれぞれの平均的な直線回帰式の比較。

al., 1988; Brassell, 1993; Volkman et al., 1995 など)。

要因 (2) について、これがアルケノンの不飽和比と水温の関係を多様にして
 いる最大の原因と考える研究者が多い。前述した Prahl et al. (1988) の U_{37}^k -水温関係
 式 (式 (1-1)) は、北部北太平洋東部 (北太平洋亜寒帯海域 St. Papa) から分株さ
 れた *E. huxleyi* 株 55a の培養実験から得られたものである。このような単一の *E.*
huxleyi 株の U_{37}^k -水温関係式が、すべての長鎖アルケノン合成するイソクリシス
 目の藻類に適用できるかということについて疑問視されている。イソクリシス科の
Chrysothila 属や *Isochrysis* 属においては明らかに Prahl et al. (1988) の U_{37}^k -水温関
 係と異なることがわかっている (Marlowe et al., 1984b)。また、*E. huxleyi* はいく
 つかの形態学的多様性 (morphotype) が報告されている (タイプ A, B, C, var *corona*)
 (Young and Westbrook, 1991)。*E. huxleyi* の分類学において、これら morphotype
 や、あるいは系統学的 (遺伝学的) 多様性 (genotype) がどのくらいあるのかとい
 うことについては現時点ではまだ明らかにされていないが、これら morphotype や
 genotype の間で、 U_{37}^k -水温関係式に多様性があることを強調する研究者が多い
 (Brassell, 1993; Volkman et al., 1995 など)。しかしながら、*E. huxleyi* 以外の藻

種についてや、*E. huxleyi* 株 55a 以外の *E. huxleyi* 株の $U^{k'}_{37}$ -水温関係式はまだ限られたデータしか得られていない。また、アルケノン合成する円石藻で、*E. huxleyi* に匹敵するほど石灰質植物プランクトン群集の中で優勢な種として、*Gephyrocapsa oceanica* Kamphthor がある。特にこの種は西太平洋やインド洋などのモンスーン海域の沿岸域や縁海、内海で、石灰質植物プランクトン群集の中で独占的に優勢な種であり、大きなブルームも形成することがわかっている (Houghton and Gupta, 1991; Blackburn and Cresswell, 1993)。にもかかわらず、この種の $U^{k'}_{37}$ -水温関係式は 1 例しか得られていない (Volkman et al., 1995)。

要因 (3) のような続成過程における変化について、酸化的な底層環境で埋積した堆積物試料の分析から、 $U^{k'}_{37}$ は堆積後の初期続成作用にほとんど影響されずよく保存されることが確かめられている (Prah et al., 1989; Madureira et al., 1994)。しかしながら、これは堆積後の、しかも初期熟成の段階での研究であって、海洋表層でアルケノンがつくられて堆積物に埋積される間の生物分解や化学分解による影響について詳細に調べられた研究例はきわめて少ない。特に、海洋表層から深層に輸送される段階で、 $U^{k'}_{37}$ がどの程度変質するのかまったく調べられていない。

1-4 アルケノン温度計の統合生産温度の解析

堆積物など天然物試料からアルケノン、アルケノエイト温度計によって過去の水温を復元する場合、起源となるハプト藻が、どの場所で、どの時期に水温を記録したかを知ることができればより具体的で本質的な水温の復元が可能となる。つまり、ハプト藻の“生産性 (productivity)” の時間的、空間的变化をとともに捉えることが、具体的な水温復元のために重要である。このように、生物の生産性を解析しながら水温を復元することを、“統合生産温度 (Integrated production temperature; IPT)” を解析するという (Conte and Eglinton, 1993)。

この IPT の考え方を取り入れた場合、何種類かある地球化学的あるいは古生物学的温度計は、時空間的にそれぞれ異なった温度を記録、保存していることが認識できる。例えば、浮遊性有孔虫に記録される水温指標の IPT と、ケイ藻など植物プランクトンに記録されるそれとは大きく異なる。浮遊性有孔虫の場合には、海洋における生息水深が海洋表層から中層 (~400m) にまで及び、よって、それが記録する水温は海洋表層から中層水といった鉛直的に幅の広い水カラムの水温となる

(Fairbanks and Wiebe, 1980)。また、一般的に大部分の浮遊性有孔虫は、1 年の中で夏において生産が高いことがわかっている (勿論、種によっては異なる)。つま

り、浮遊性有孔虫の同位体比などの水温指標の IPT は、夏季の海洋表層から中層水の水温ということになる。しかし、ケイ藻など植物プランクトンの場合は、海洋表層の有光層において生育する。そして、例えば中緯度域において、春季のブルーム期に生産が顕著に高い (Deuser and Ross, 1980; Deuser et al., 1990)。つまり、ケイ藻などによって記録される水温は、春季ブルーム期の有光層の水温を大きく反映すると考えられる。

現在のところ、アルケノン、アルケノエイト分析からハプト藻生産の詳細な解析を行った研究例は少ない。そこで、本研究では、アルケノン、アルケノエイト温度計の IPT 解析を目指し、まず、その起源となるハプト藻の生産量 (production) の季節変動と海洋表層における鉛直的な変化を明らかにすることを 1 つの大きな目的とした。本論では、北西太平洋日本近海を 1 つのモデルケースとして、アルケノン、アルケノエイト分析結果について考察する。

1-5 本論文の構成

本研究は、アルケノン、アルケノエイト温度計の適用性と信頼性を高めるために、培養試料、海洋表層から採集した懸濁粒子、セディメントトラップ試料および海底堆積物試料からアルケノン、アルケノエイト分析を行った。そして、上述したように、北西太平洋日本沖を 1 つのモデルケースとして、アルケノン温度計の IPT 解析を目指し、温度記録を読み取ると同時に、ハプト藻の生産性も解析する。また、それらをもとに、中部日本太平洋沖から採集された 3 本の堆積物コアのアルケノン、アルケノエイト分析を行い、最終氷期から現在までの過去約 3 万年間の 1000 年スケールの水温変動を復元する。

本論の構成は、具体的に次のとおりである。第 1 は、*E. huxleyi* と *G. oceanica* の培養実験を行い、アルケノン不飽和比と生長水温との関係および両種の間アルケノン/アルケノエイト組成について比較、検討し、第 2 に、日本近海のいくつかの海域の海洋表層から採集した懸濁態有機物粒子の分析から実際の現場でのアルケノン不飽和比-温度関係式を検討する。また、日本海溝に係留した時系列セディメントトラップによって採集された沈降粒子の分析を行い、アルケノン、アルケノエイト生産者の一次生産量と、それらを含んだ粒子の海洋表層から深層への輸送およびその過程での分解について考察する。それらの結果を踏まえて、第 3 に、中部日本沖の黒潮流軸を交叉する方向に得られた 3 本の堆積物コアのアルケノン、アルケノエイト分析を行い、最終氷期から現在までの過去約 3 万年間のアルケノン水温変動を復元する。また、第

4に、アルケノン/アルケノエイト比が、水温指標だけでなく *E. huxleyi* と *G. oceanica* の群集組成を復元する指標になりうることを提示する。そして、その指標を沈降粒子や堆積物に適用し、実際の天然物試料からの群集組成解析における信頼性を検討する。

第2章 試料と分析方法

2-1 試料

本研究では、培養試料および海洋表層水から採集した懸濁粒子、セディメントトラップによって回収した沈降粒子、またマルチプルコアラーやピストンコアラーを用いて採取した堆積物試料から、アルケノン、アルケノエイト分析を行った。それぞれの試料の詳細な記載は次に示す。

2-1-1 培養試料および培養実験方法

培養実験に使用した *E. huxleyi* (株名 EH2) と *G. oceanica* (株名 GO1) はグレートバリアリーフと陸奥湾でそれぞれ採集された(筑波大学生物学系の井上勲博士により分株された; 写真1と2)。*E. huxleyi* 株 EH2 の morphotype は、筑波大学生物学系の井上勲博士によって行われた走査型電子顕微鏡観察よりタイプ A であることがわかっている。培養実験は、名古屋大学水圏科学研究所と新潟大学理学部生物学科植物生理学教室において行われた。新潟大学の培養株については、白岩善博教授と壇原明子氏によって培養されたものである。

名古屋大学では、*E. huxleyi* を 15°C、20°C、22°C、25°C、28°C の各温度条件で無菌的にバッチ培養した。培養系は図 2-1 に示したように、クールニット (coolnit) によって培地の水温をコントロールし (変化幅±0.1°C)、扁平フラスコ中の 1L の培養液にエアレーターによって一定速度で空気を送るものである。培地は、Epply 培地 (Epply et al., 1967) を用いた。光強度は約 30 $\mu\text{E m}^{-2} \text{sec}$ に保った。生長は毎日ヘマサイトメーター (Thoma Counting Chamber) において細胞数を顕微鏡下でカウントすることによって観察した。比増殖速度 (μ) は 15°C で 0.53~0.78 day^{-1} 、20°C で 0.79~1.10 day^{-1} 、22°C で 0.91 day^{-1} 、25°C で 0.95~1.22 day^{-1} であった。各温度で生長した藻細胞は、指数増殖期と定常期で、あらかじめ 450°C で燃焼させた GF/F で濾過して採取した。各試料の採取時の生長段階と日数、細胞密度を表 3-1 に示した。

新潟大学では、*E. huxleyi* と *G. oceanica* をともに 10°C、15°C、20°C、25°C、28°C で Sekino and Shiraiwa (1994) にしたがって無菌的にバッチ培養した。培地は、Erd-Schreiber 培地を用いた。光強度は約 60~100 $\mu\text{E m}^{-2} \text{sec}$ に保ち、16:8 の明:暗比を与えた。生長したハプト藻細胞は培養液ごと 5ml ヘマトクリットチューブに移し、遠心分離して採取した。同時にパック細胞体積 (Packed cell volume:

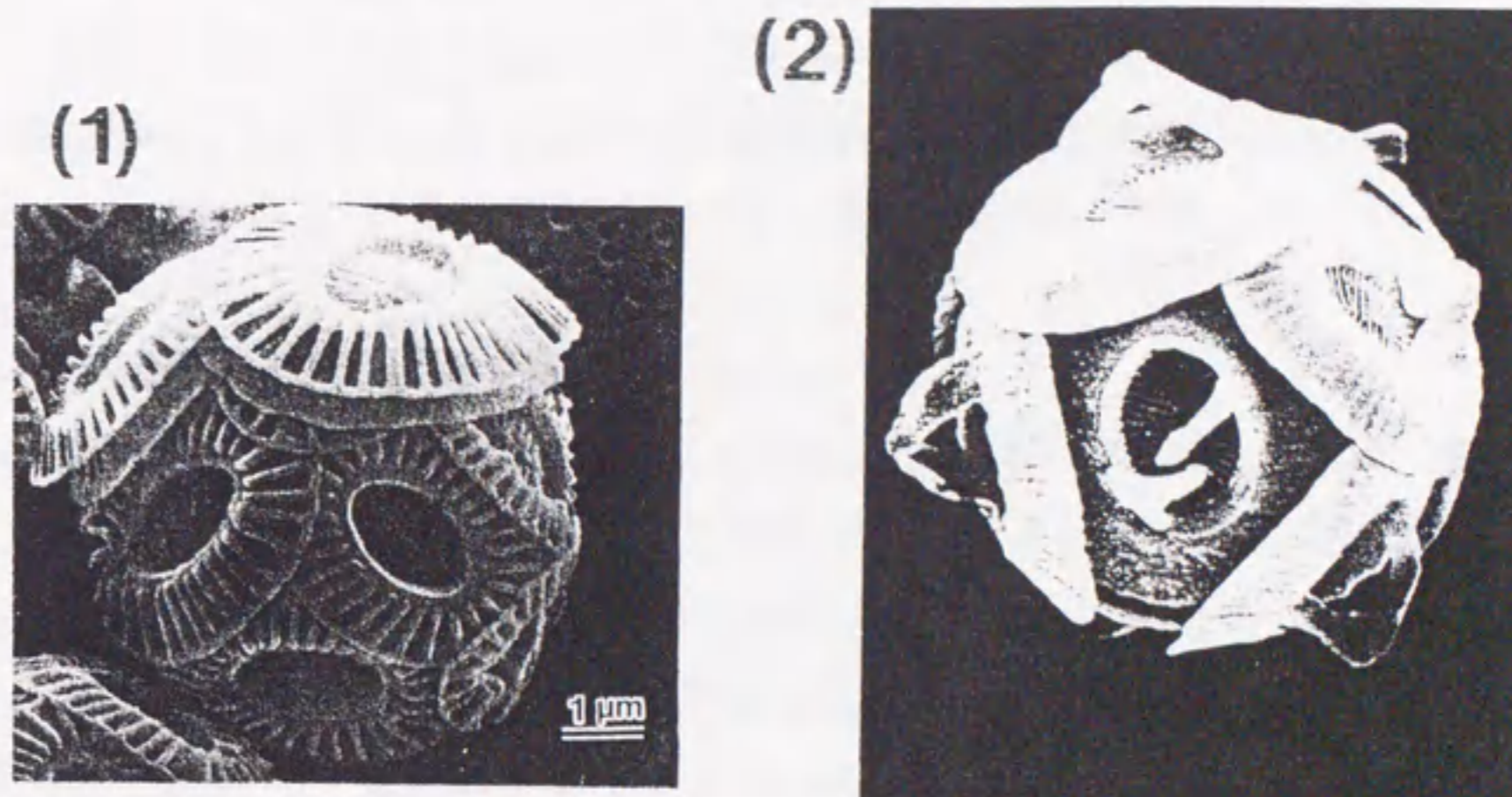


写真 *E. huxleyi* 株 EH2 (1) と *G. oceanica* 株 GO1 (2) の走査型電子顕微鏡写真 (筑波大学生物系の井上勲博士により撮影)

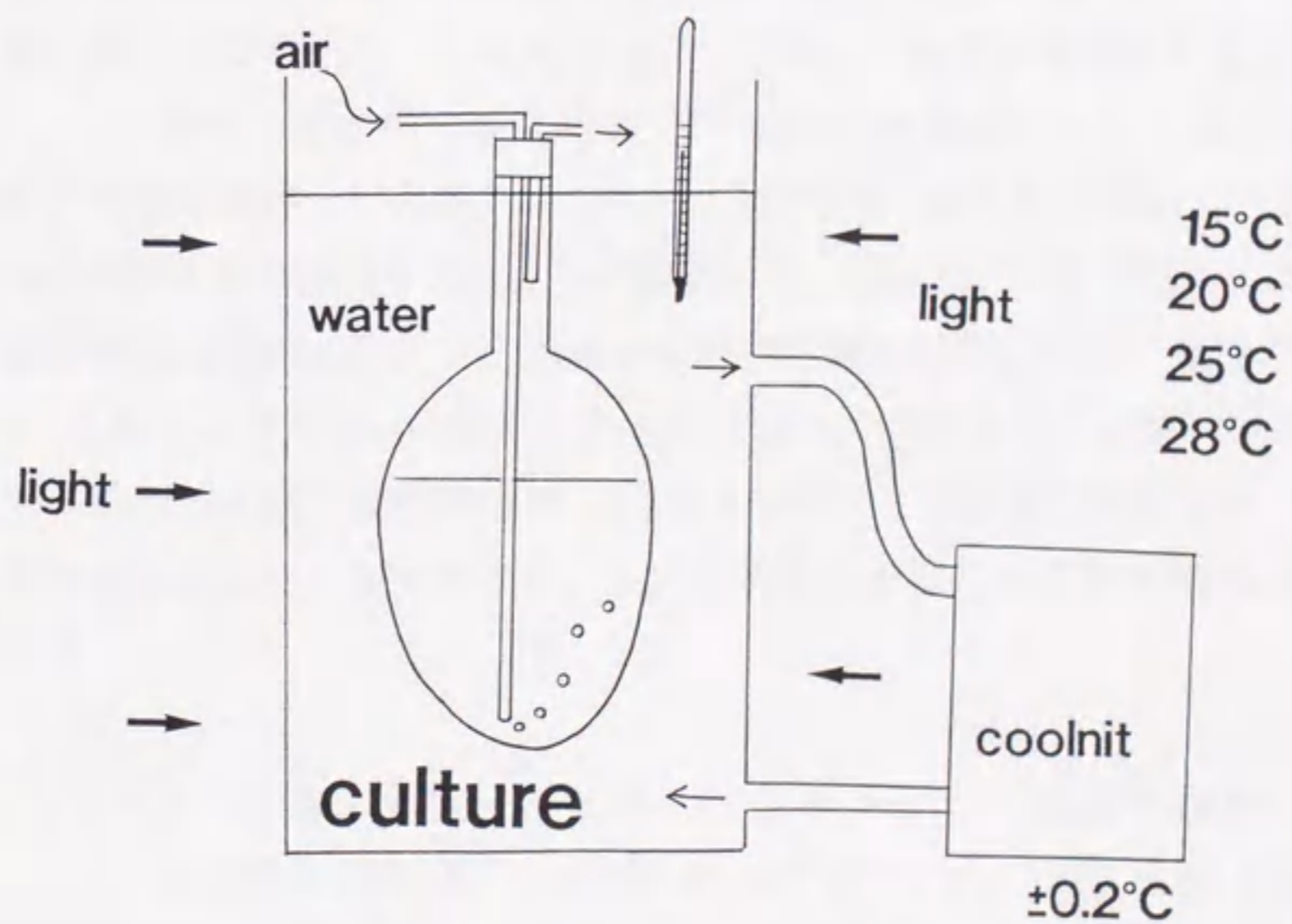


図 2-1 名古屋大学における *E. huxleyi* のバッチ培養系

PCV) を計り、それにもとづいて増殖速度を決定した (表 3-1)。

また、イソクリシス目以外のハプト藻 (*Calcidiscus alaskensis*, *Helladosphaera* sp., *Umbilicosphaera sibogae* var. *foliosa*, *Umbilicosphaera sibogae* var. *sibogae*) についても新潟大学において同様に培養した。

2-1-2 海洋表層における懸濁粒子試料

海洋表面水中の懸濁粒子は、日本近海の 12 箇所の海域 (図 2-2, 表 4-1) から、1994~1996 年に実施された東京大学海洋研究所の淡青丸航海 (KT94-3, KT94-13, KT95-3, KT96-7 次航海) と 1994 年の同研究所の白鳳丸航海 (KH94-3 次航海) において採集された。それぞれの試料の採集した場所、日時、航海名は表 4-1 に示した。基本的にニスキン採水器によって 1~2m 水深の海水を 20 liter(L) 採水して、その海水を濾過することによって採集した。濾過には、あらかじめ 450°C で焼いておいたガラスフィルター GF/F を用いて、径 0.7 μ m 以上の粒子を回収した。試料は船上で -20°C で保存した。また、KT95-3 次航海においては、顕微鏡観察をするためにミリポアフィルター (HAWP-4700) によって 5L の海水を濾過して、懸濁粒子を得た。水温は船内の温度計 (測定する部分は船底に取り付けられていて約 2~3m 水深の水温が得られるだろう) と現場で回収した海水から直接温度計によって計った値である。

また、表面から亜表層水 (1~300m 水深; 表 4-2) における懸濁粒子を、中部日本遠州灘沖 (LM-5A: 32°58'N, 138°15'E; 図 2-2) において白鳳丸 KH94-3 次航海の 1994 年 9 月 30 日において採集した。採水は CTD-RMS によって行い、20L を表面水と同様に GF/F フィルターを用いて濾過した。また、植物色素 (クロロフィル a) も船上にて Turner 蛍光吸光度計によって測定された。採水地点における温度、塩分、硝酸および亜硝酸濃度は、CTD-RMS による現場での観測と、船上での栄養塩自動分析計によって測定された。これらのデータはそれぞれの航海の共通分析データである。

2-1-3 沈降粒子試料とセディメントトラップ実験の概要

沈降粒子試料は、日本海溝域 (JT-07 サイト: 34°16'N, 142°2.2'E; 図 2-2) で係留した時系列セディメントトラップ (Maclane 社製 Mark VI, VII) によって採集されたものである。JT-07 サイトは、太平洋プレート、北アメリカプレート、フィリピン海プレートが交差する、いわゆる 3 重点にあたる。時系列セディメントトラップは、水深 1674m、4180m、5687m、8688m の 4 層に、1991 年 3 月から 1992 年

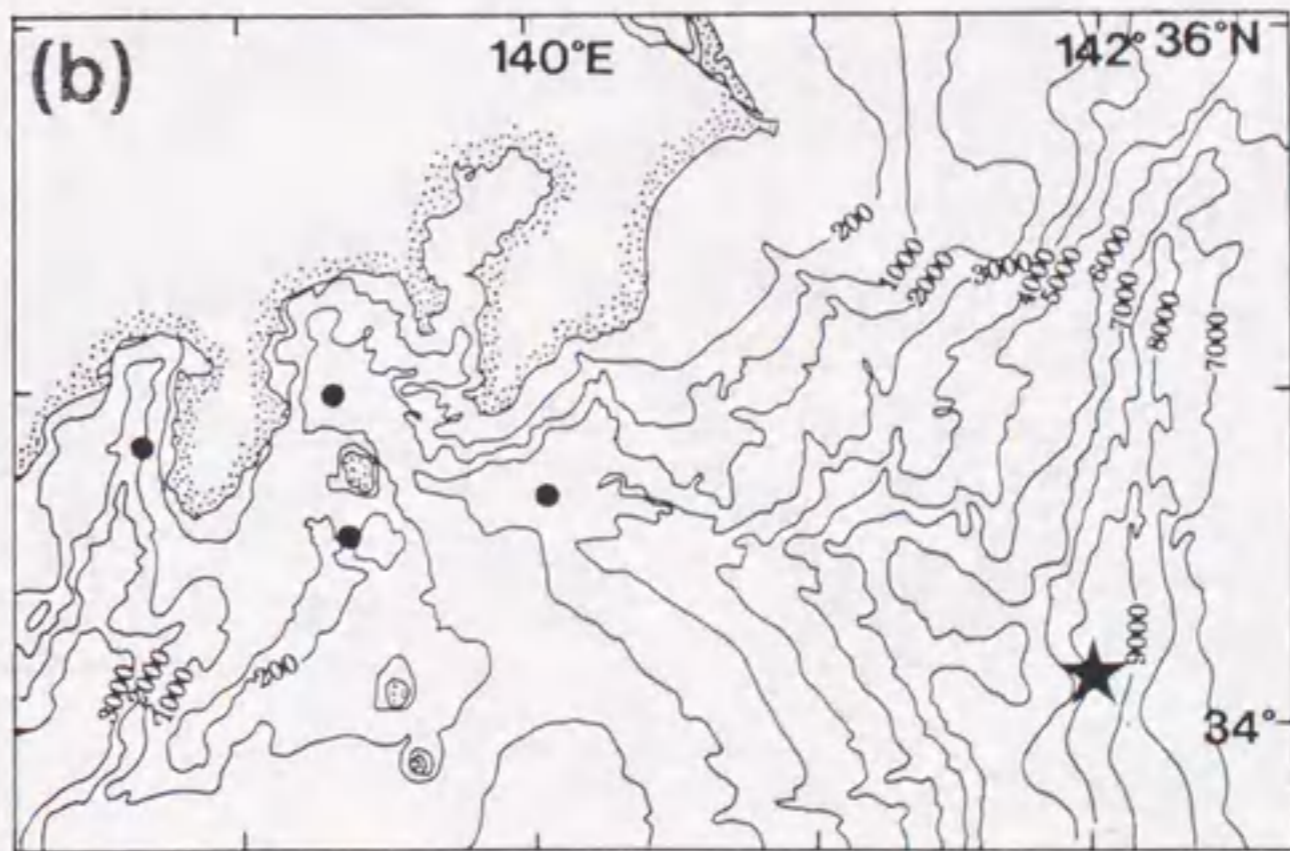
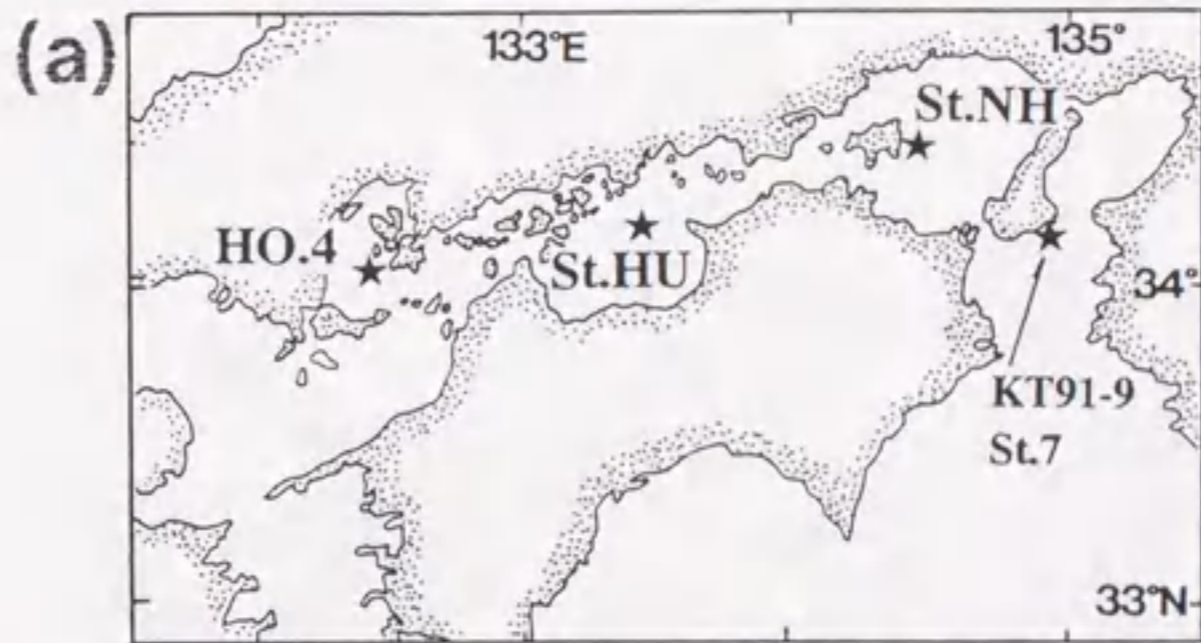
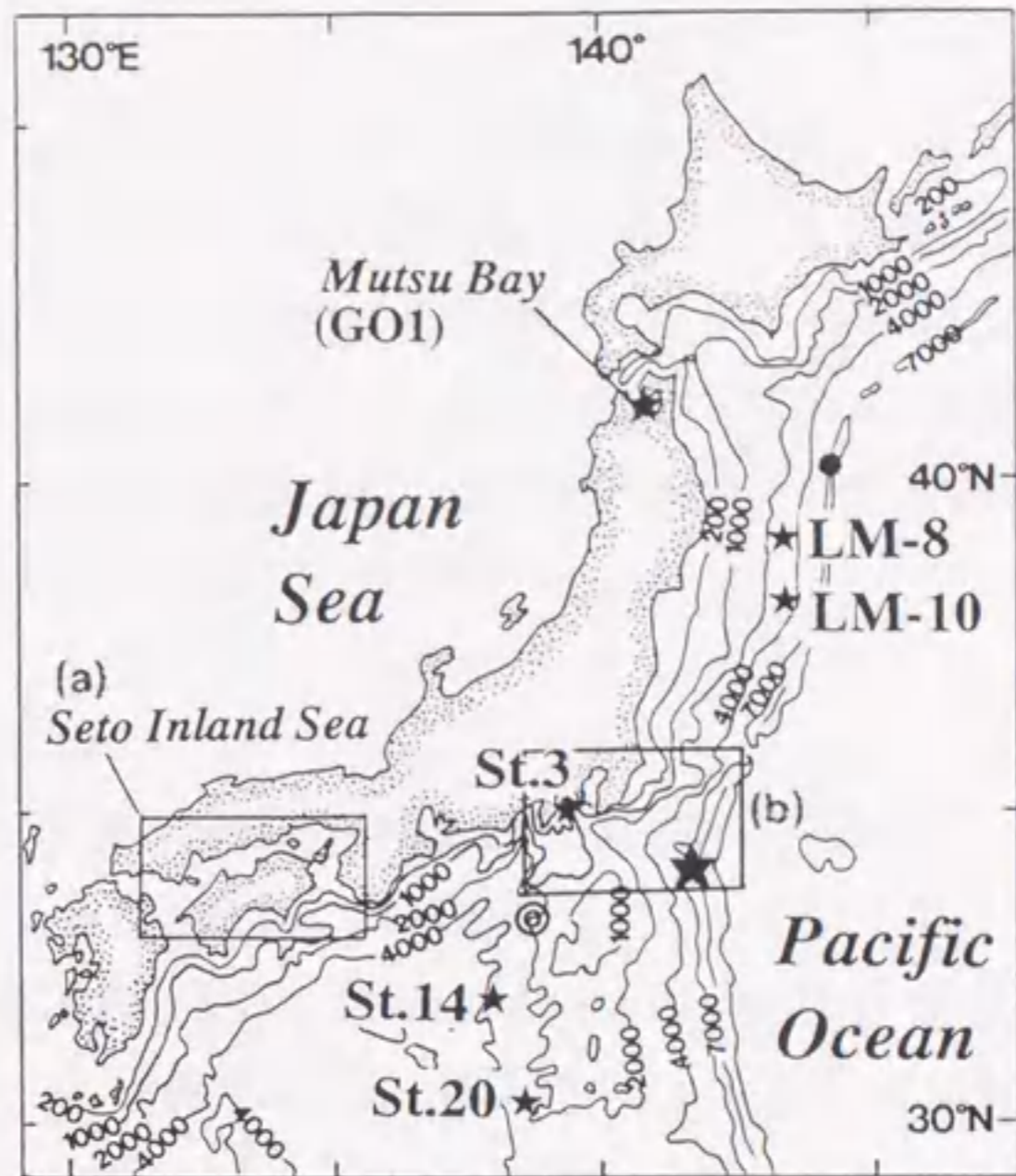


図 2-2 海洋表層の懸濁
 粒子 (●)、沈降粒子お
 よび堆積物 (small star) の
 採取位置。
 セディメントトラップ
 (JT-07) の係留位置 (big star)

3月までの約1年係留した。それぞれの沈降粒子を回収するカップは、28日間隔で自動的に回転し、それぞれの水深で係留した間に13カップ得られた。ただし、最下層の8688mにおいては機械の故障のため7カップしか得られなかった。各カップは、回収した試料の腐敗を防ぐため、ほう砂で中和した5%ホルマリン溶液を満たした状態でトラップ本体に設置された。採集された試料は、約2~4°Cで保存し、実験室に持ち帰った後に遠心分離して沈殿物だけを得た。

2-1-4 海底堆積物試料

海底堆積物は、北西太平洋日本近海と瀬戸内海から採集した(図2-2)。それぞれの堆積物の採集海域、水深、採集した航海名は表7-1に示した。

西七島海嶺域の堆積物(KT92-17 St. 14, St. 19, St. 20)と相模湾の堆積物(KT92-17 St. 3)は、1992年淡青丸航海(KT92-17次航海)にてピストンコアラ

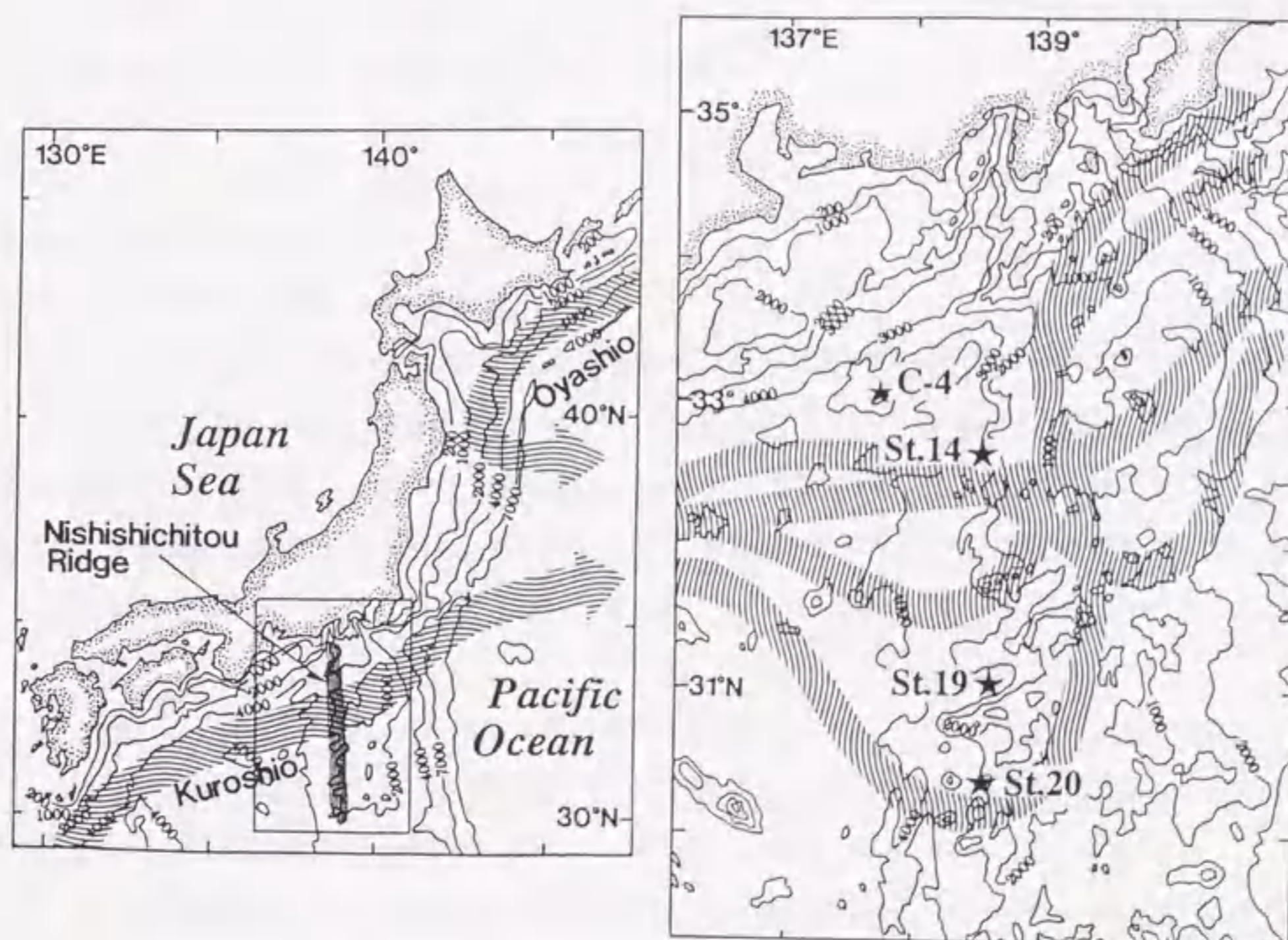


図2-3 堆積物コア(KT92-17 St. 14, St. 19, St. 20)の採取位置図。黒潮および親潮の典型的な流路もともに示した(Nitani, 1975参考)

ーによって採取した。西七島海嶺の3つの堆積物コアが採取された地点 KT92-17 St.14 (32°40.1'N, 138°27.3'E)、St.19 (31°5.7'N, 138°39.9'E)、St.20 (30°22.6'N, 138°38.9'E)は西七島海嶺のほぼ頂上付近に位置し、それら3本のコア地点は黒潮の流軸に対してほぼ直交する方向に並ぶ(図2-3)。St.20については、最上部が欠損しているため同研究所白鳳丸 KH94-3 次航海の同海域で採取されたマルチプルコア試料(婿島沖: LM-4)で補った。3本のコア試料はいずれもタービダイトや火山灰を挟在する比較的均質なシルト質粘土からなる(村山ほか, 1995; 図6-1)。St.14とSt.20は、ともに広域火山灰である始良丹沢火山灰(AT: 24330±225yr BP; 村山ほか, 1994)が同定されている(村山ほか, 1995)。コアは船上において岩相を記載後、各々2.4cmごとに切断し、分析に用いられるまで-20°Cで保存した。

瀬戸内海の堆積物はボックスコアラーによって採集した。それらの試料は、香川大学農学部の間谷茂教授から提供されたものである。また、KH94-3次白鳳丸航海において三陸沖(LM-8, 10)でマルチプルコアラーによって堆積物が採集した。また、この航海では日本海溝域 JT-07 サイトのセディメントトラップを係留した直下の海底9200mにおける堆積物も採取した(LM-6)。

2-2 分析方法

2-2-1 有機炭素・窒素分析

沈降粒子試料について、およそ50~100mgを2M塩酸で脱炭酸し、その後、室温で約12時間、吸引乾燥した。それらの試料を110°Cで加熱乾燥した後、柳本製 Yanaco MT-1 CHN corder で分析した。なお、このような2M塩酸処理によって除去される有機物は多少あるものと思われるが、本研究においては、その量は僅かと考えその損失分を補充しないこととした。

2-2-2 アルケノン、アルケノエイト分析

培養株あるいは懸濁・沈降粒子、堆積物試料における長鎖アルケノン、アルケノエイト分析は次の手順で行った。

1) 培養株あるいは懸濁・沈降粒子、堆積物試料は、メタノール:ジクロロメタン(3:1 v/v)、メタノール:ジクロロメタン(1:1 v/v)、メタノール:ジクロロメタン(1:3 v/v)でそれぞれ超音波抽出した。C_{16:2}直鎖ケトンとC_{21:0}脂肪酸メチルエステルを内部標準として前もって加えた。それらの抽出液は1つの蓋付き遠沈管に合わ

せて回収された。2) 蓋付き遠沈管中の抽出液に蒸留水を加え、強く振った後に静置し、有機溶媒と蒸留水が完全に分離した後に有機溶媒だけを採取した。採取した有機溶媒は、無水 Na_2SO_4 カラムに通して脂質成分だけをナス型フラスコに回収した。この処理によって、海水の塩やアミノ酸、糖などが蒸留水に溶解するため、脂質成分と分離できる。蓋付き遠沈管に残った蒸留水にさらにジクロロメタンを加えて、前と同様に強く振って静置し、ジクロロメタンだけを無水 Na_2SO_4 カラムに通して採取した。この処理を2~3回繰り返した。ナス型フラスコに回収されたメタノールとジクロロメタンはロータリーエバポレーターで蒸発させた後、ヘキサンを加えた。3) 堆積物試料だけは、還元銅カラムを使って硫黄化合物を除去した。6M 塩酸で活性化し、蒸留水、メタノール、ジクロロメタン、ヘキサンで十分に洗浄した還元銅カラムに、脂質成分を含んだヘキサンを通し、ナス型フラスコに回収した。4) ヘキサンに溶かした脂質成分は、シリカゲルカラムクロマトグラフによって分画した。シリカゲルカラムは、前もってつくっておいた5%不活性のシリカゲル (Kieselgel, 60~230 mesh) 1g を使用して作製した。このカラムに次の順序で4mLの溶媒を通し、合計8フラクションに分画した。

1. ヘキサン
2. ヘキサン：トルエン(2:1 v/v)
3. ヘキサン：トルエン(1:1 v/v)
4. ヘキサン：酢酸エチル (95:5 v/v)
5. ヘキサン：酢酸エチル (90:10 v/v)
6. ヘキサン：酢酸エチル (85:15 v/v)
7. ヘキサン：酢酸エチル (80:20 v/v)
8. 酢酸エチル：メタノール (1:1 v/v)

このうち、ヘキサン：酢酸エチル (95:5 v/v) とヘキサン：酢酸エチル (90:10 v/v) それぞれで脂肪酸エステル、直鎖ケトンフラクションを得た。

脂肪酸エステルと直鎖ケトンフラクションは、島津 GC-9A ガスクロマトグラフによって定量分析した。検出器は FID で、ガスクロマトグラフへの挿入法はムービングニードルを用いた。キャリアガスはヘリウムガスを用いた。キャピラリーカラムは、培養試料については DB-5 (30m x 0.25mm i.d. J&W Scientific)、その他の試料は DB-5 と CPSil 5CB (50m x 0.32mm i. d. Chrompack) を使用した。キャピラリーカラム DB-5 では、 $\text{C}_{37:2}$ メチルアルケノンと $\text{C}_{36:2}$ 脂肪酸メチルエステルの分離が不完全である。一方、キャピラリーカラム CPSil 5CB は $\text{C}_{38:3}$ エチルアルケノンと $\text{C}_{36:2}$

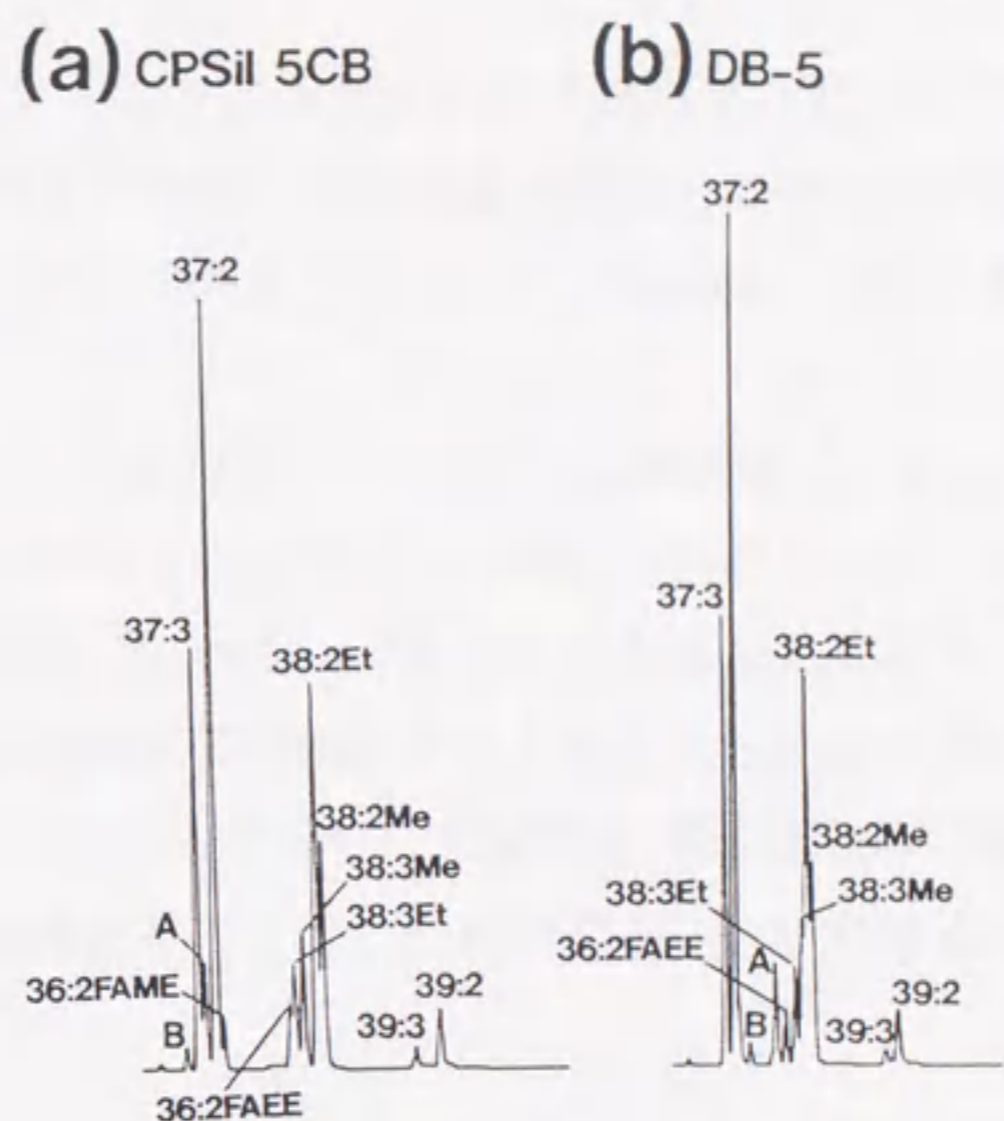


図 2-4 沈降粒子試料(5687m, 1991年4/1-4/29)の長鎖アルケノン、アルケノエイトのキャピラリーカラム CPSil 5CB(a)および DB-5(b)によって得られたガスクロマトグラム。

x:yMe or Et; 炭素数 x の 2 重結合 y 個もつメチルあるいはエチルアルケノン。

FAME or FAEE; 炭素数 36 の脂肪酸メチルあるいはエチルエステル。

A, B: 同定できない化合物のピーク

脂肪酸エチルエステルの分離が不完全である (図 2-4)。したがって、最終的に DB-5 と CPSil 5CB を両方使って定量した。2 つのキャピラリーカラムを使った方法の測定条件は次のとおりである。

DB-5 (J&W Science 社製, 長さ 30m, 内径 0.25mm, 膜厚 0.25 μ m):

昇温設定: 初期温度 160 $^{\circ}$ C (5 分間), 160 \sim 260 $^{\circ}$ C (4 $^{\circ}$ C min $^{-1}$), 260 \sim 320 $^{\circ}$ C (3 $^{\circ}$ C min $^{-1}$), 最終温度 320 $^{\circ}$ C (20 分間)

キャリアガス: ヘリウムガス

キャリアガス流量: 2 \sim 3mL min $^{-1}$

CPSil 5CB (Chrompack 社製, 長さ 50m, 内径 0.32mm, 膜厚 0.12 μ m):

昇温設定: 初期温度 160 $^{\circ}$ C (0 分間), 160 \sim 330 $^{\circ}$ C (4 $^{\circ}$ C min $^{-1}$), 最終温度 330 $^{\circ}$ C (30 分間)

キャリアガス: ヘリウムガス

キャリアガス流量: 4~5mL min⁻¹

長鎖アルケノン、アルケノエイトはガスクロマトグラフ-四重極質量分析計 (島津 GC-QP2000 ; 70eV, 照射流量 350 μ A, スキャン m/z 50-550 1.0 秒) によって同定した。得られたマススペクトルを Marlowe et al.(1984a)のものと比較して決定した。

内部標準の C_{16:2} 直鎖ケトンと C_{21:0} 脂肪酸メチルエステルを用いて、本研究の溶媒抽出からガスクロマトグラフ分析までの処理において回収率が 95 \pm 5%であることを確認した。また、C₁₄~C₃₆ ノルマルアルカンを用いて、それらの検出量がガスクロマトグラフの保持時間の違いによってほとんど変化しないことを確認した。

本研究の方法による U^k₃₇、EE/K37、K37/K38 の測定誤差は、同じ *E. huxleyi* の培養試料を 5 回測定して、それぞれ標準偏差 2 σ で \pm 0.02、 \pm 0.01、 \pm 0.01 という値を得た。

2-2-3 コッコリスの検鏡カウント

懸濁粒子、沈降粒子および堆積物に含まれる円石藻の炭酸塩殻 (コッコリス) を、偏光顕微鏡によって観察および個体数カウントを行った。偏光顕微鏡は、名古屋大学理学部地球惑星科学科の鈴木和博教授と山形大学理学部地学科の岡田尚武教授 (1994 年当時) の研究室のものを使用した。懸濁粒子を回収したミリポアフィルターは数 mm に切って、また、堆積物においては約 0.1mg をスライドにのせて引きのばし、光硬化剤によって包埋した。コッコリスの観察およびカウントは、直交ニコルにおいて油浸で 1000~1500 倍率で行った。コッコリスの同定は、Okada(1992)に従った。懸濁粒子試料については、*E. huxleyi* と *G. oceanica*、*G. ericsonii* および small placolith (小さな *G. oceanica* と他の *Gephyrocapsa* 属の藻と区別できないものを一括したもの) だけをカウントした。JT-07 のセディメントトラップ試料のコッコリスカウントデータは北海道大学理学部の岡田尚武教授によって提供されたものである。

2-2-4 放射性炭素 (¹⁴C) 年代測定方法

¹⁴C 年代測定用グラファイトターゲットは、北川ほか (1991) と村山ほか (1994) の方法を参考にして次のように調製した。1) 堆積物試料を 60mesh のふるいで水洗し泥質部を除いた後、その中から実体顕微鏡下で浮遊性有孔虫

Neogloboquadorina dutertrei を拾い集めた。この種で分析に必要な量が得られない場合には、*Globigerinoides ruber*, *G. bulloides* も加えた。2) 堆積後の有孔虫殻表面で置換された CO_2 を除去するために 0.2M 希塩酸で軽く溶解させ、その後、約 450°C で1時間燃焼させて有機炭素を除去した。3) その試料を 850°C で燃焼して CO_2 に気化し、真空ライン内で精製した後、水素還元法 (Vogel et al., 1987) にしたがって鉄粉約 2mg を触媒にしてグラファイト炭素を得た。

このグラファイトから、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 (AMS; GENERAL IONIC, 1.8MeV, 25nA) を用いて AMS ^{14}C
年代を測定した (Nakamura and Nakai, 1989)。また、 $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 比から $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比へ
の補正のため、年代測定に使用した同じ有孔虫殻試料から $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比も測定した。
 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は Finnigan MAT 社製 MAT252 を使って測定した。

第3章 ハプト藻の水温変化に対するアルケノン、アルケノエイト組成の変化

3-1 はじめに

長鎖アルケノンの不飽和比と水温の関係について、Prahl et al. (1988)の *E. huxleyi* 株 55a (北太平洋亜寒帯海域 Station Papa 産) から得られた関係式がふつう使われている。しかし、*Chrysotila* 属や *Isochrysis* 属のような他の長鎖アルケノンを合成する藻類の培養実験から異なったアルケノン不飽和比-温度関係式が得られている。ここで、本研究では、*E. huxleyi* 株 55a とは異なる *E. huxleyi* 株 EH2 (南太平洋亜熱帯域グレートバリアリーフ産) と、*G. oceanica* 株 GO1 (陸奥湾産) を 10~28°C の培養系で育てて、それらの不飽和比-温度関係を調べた。また、長鎖アルケノン/アルケノエイト組成が2つの種の間で違いがあるのかを検討した。この章では、それらの結果についてこれまで得られている培養試料の結果と比較しながら、これら化合物の起源生物の分類学的および系統学的違いによるアルケノンおよびアルケノエイトの組成比の多様性について考察する。

3-2 結果

15°C と 20°C の温度条件で培養した *E. huxleyi* 株 EH2 と *G. oceanica* 株 GO1 それぞれの長鎖アルケノン、アルケノエイトのガスクロマトグラムを図 3-1 に示した。また、10~28°C で培養した全長鎖アルケノン、アルケノエイト濃度の中のそれぞれの化合物のパーセント濃度の分布 (within class distribution) を表 3-1 に示した。培養試料のガスクロマトグラフ分析は、キャピラリーカラム DB-5 のみを使用して行ったため、 $C_{38:3}$ メチルケトンと $C_{38:2}$ エチルケトンのピークの分離が悪く、そのため within class distribution は C_{38} アルケノンは一括して総量で表現することにした。水温が増すにつれ $C_{37:2}$ アルケノンのパーセント濃度が増加し、それと対照的に $C_{37:3}$ アルケノンが減少することがわかる。

E. huxleyi の 1 細胞あたりの長鎖アルケノン、アルケノエイト含有濃度は水温や生長段階に影響されずほとんど一定の値 ($1.07\sim 1.77\text{pg cell}^{-1}$) になる (表 3-1)。*G. oceanica* の 1 細胞あたりの長鎖アルケノン、アルケノエイト含有濃度は細胞数カウントをした試料が限られているため、2つしかデータが得られていないが、*E. huxleyi* とほぼ同じであるといえるだろう。

本研究で、*E. huxleyi* と *G. oceanica* 以外の 4 種の円石藻からは長鎖アルケノン、アルケノエイトともに全く検出されなかった。この結果から、Marlowe et al. (1990) が推定したように *Calcidiscus* 属、*Helladosphaera* 属、*Umbilicosphaera* 属は

図3-1 *E. huxleyi*株EH2および*G. oceanica*株GO1の長鎖アルケノン、アルケノエイトのパーセント濃度、 U^{37} , EE/K37, EE/K38.

Temp.(°C)	starting date*1	harvest (days)	growth phase*2	cell density*3	cell biomarker /cell*4	Percentage of total alkenone and alkyl alkenoate(%)				Ratios					
						37:3Me	37:2Me	Σ38	39:3	39:2	36:2FAEE	U^{37}	EE/K37	EE/K38	
<i>E. huxleyi</i> (Nagoya Univ.)															
15	93 25 Sep	21	ML	0.95	1.53	45.2	13.9	32.1	1.9	1.1	N.D.	5.8	0.235	0.098	0.181
15	93 25 Sep	31	S	6.44	1.11	42.9	12.8	34.0	2.5	1.6	N.D.	6.2	0.230	0.112	0.184
15	94 16 Feb	25	ML	2.95	1.36	41.6	13.1	34.6	2.6	1.7	N.D.	6.4	0.240	0.117	0.185
20	93 26 Oct	9	ML	2.02	1.17	33.8	27.3	32.6	1.1	1.9	N.D.	3.2	0.446	0.053	0.099
20	93 26 Oct	14	LL	6.91	1.31	30.4	24.8	37.2	1.4	2.8	N.D.	3.5	0.449	0.063	0.094
20	93 26 Oct	18	S	5.88	1.2	32.6	21.6	37.7	1.6	2.9	N.D.	3.6	0.398	0.067	0.097
20	94 1 Apr	16	ML	4.84	1.11	31.6	22.6	37.6	1.6	2.9	N.D.	3.6	0.417	0.066	0.096
22	94 22 Jan	23	S	15.75	1.07	20.7	34.0	39.3	0.8	3.3	N.D.	2.0	0.622	0.036	0.050
25	93 27 Aug	14	S	8.63	1.24	4.0	51.9	39.9	0.1	3.2	N.D.	1.0	0.929	0.018	0.025
25	94 21 Apr	16	ML	6.77	1.22	4.1	50.3	41.4	0.1	3.2	N.D.	1.0	0.925	0.018	0.024
28	93 24 Nov	18	ML	2.23	1.44	0.6	58.4	37.4	<0.1	2.9	N.D.	0.6	0.989	0.010	0.015
28	94 30 May	25	S	6.53	1.18	0.8	55.8	38.6	<0.1	4.2	N.D.	0.6	0.987	0.011	0.016
<i>E. huxleyi</i> (Niigata Univ.)															
10	94 23 Jul	6	ML	-	-	43.3	8.4	32.3	3.0	1.1	3.9	8.0	0.163	0.155	0.248
10	94 2 Sep	8	ML	0.28	-	41.3	8.1	31.1	2.9	1.1	3.8	11.8	0.163	0.239	0.379
10	94 10 Sep	10	ML	0.31	-	40.4	7.0	32.6	3.7	0.8	3.8	11.8	0.147	0.249	0.361
10	94 20 Sep	12	ML	0.42	1.77	40.3	6.8	32.7	3.8	0.8	3.8	11.8	0.144	0.252	0.362
15	94 23 Jul	6	ML	-	-	37.9	10.6	36.8	2.8	1.9	2.5	7.5	0.218	0.155	0.205
20	94 11 Jul	11	-	-	-	29.3	22.3	39.5	1.7	3.0	0.6	3.7	0.433	0.071	0.091
<i>G. oceanica</i>															
15	94 2 Sep	6	EL	0.11	-	22.7	23.3	38.3	0.4	5.2	N.D.	10.1	0.506	0.220	0.264
15	94 20 Sep	14	EL	0.12	-	25.0	19.3	37.5	0.3	5.4	N.D.	12.6	0.437	0.286	0.338
15	94 23 Jul	7	EL	-	-	24.8	20.4	37.1	0.2	5.5	N.D.	11.9	0.452	0.263	0.321
20	94 11 Jul	6	ML	-	-	12.9	28.4	44.0	0.1	5.8	N.D.	8.8	0.688	0.213	0.200
20	94 2 Sep	6	ML	0.51	-	14.3	24.2	48.5	0.1	3.9	N.D.	9.0	0.629	0.232	0.185
20	95 20 Sep	6	ML	0.52	-	15.1	30.8	44.7	0.1	3.4	N.D.	5.9	0.670	0.129	0.132
20	94 6 Feb	11	ML	0.3	1.42	16.9	23.5	48.3	1.3	3.3	N.D.	6.8	0.582	0.168	0.140
25	94 2 Sep	6	EL	0.36	-	1.9	47.8	43.8	<0.1	3.2	N.D.	3.4	0.962	0.068	0.077
25	94 20 Sep	6	EL	0.38	0.51	2.5	46.5	43.4	<0.1	4.1	N.D.	3.5	0.949	0.071	0.081
28	94 2 Sep	6	EL	0.05	-	0.7	52.2	42.7	<0.1	1.9	N.D.	2.5	0.986	0.046	0.057
28	94 20 Sep	6	EL	0.3	-	0.2	53.8	41.7	<0.1	1.9	N.D.	2.4	0.996	0.045	0.058

*1:培養開始日

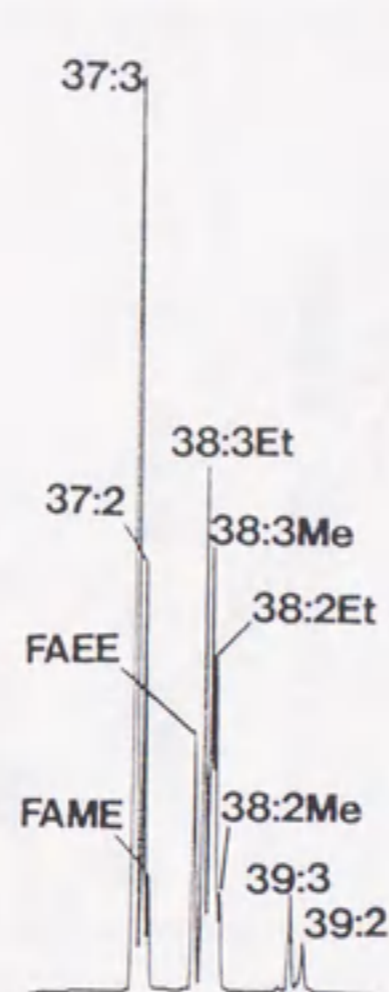
*2:採集時の生長段階 EL:対数(指数)増殖期初期 ML:対数(指数)増殖期中期 LL:対数(指数)増殖期後期 S:定常期

*3:採集時の細胞密度($\times 10^6$ cells mL⁻¹)

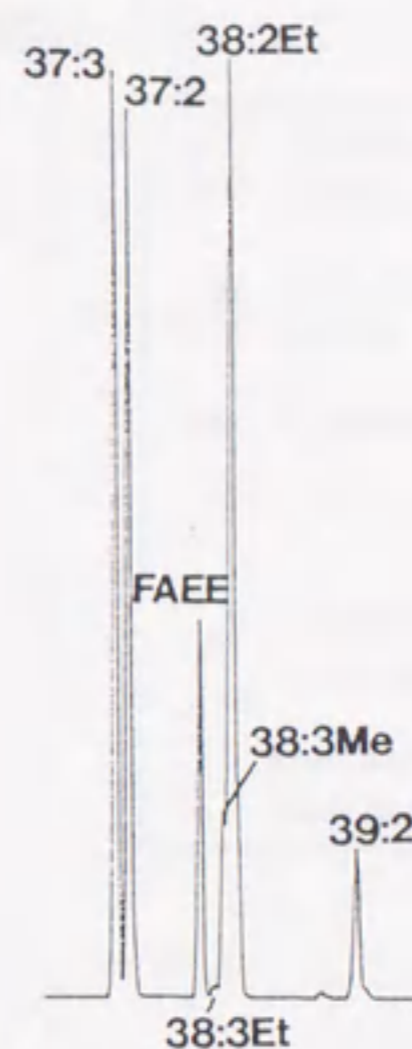
*4:採集時の細胞あたりのアルケノン、アルケノエイト濃度(pg cells⁻¹)

N. D.: Not detect.

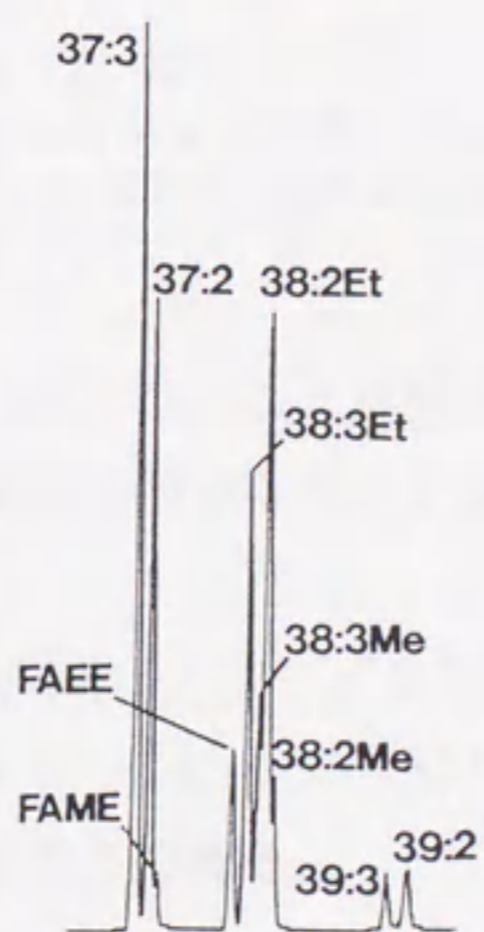
EH15°C



GO15°C



EH20°C



GO20°C

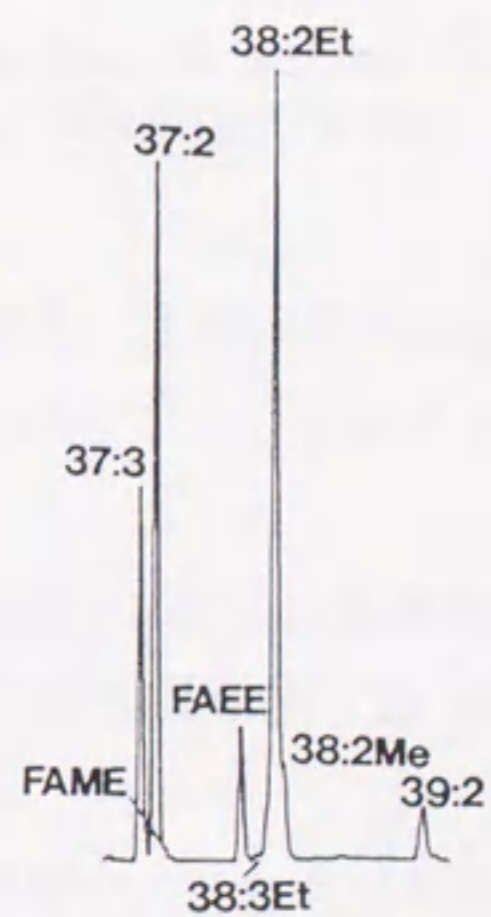


図3-1 *E. huxleyi*株EH2 (EH) および *G. oceanica*株GO1 (GO) の15°C、20°Cの培養試料の長鎖アルケノン、アルケノエイトのガスクロマトグラム。

x:yMe or Et; 炭素数xの2重結合y個もつメチルあるいはエチルアルケノン。

FAME or FAEE;炭素数36の脂肪酸メチルあるいはエチルエステル。

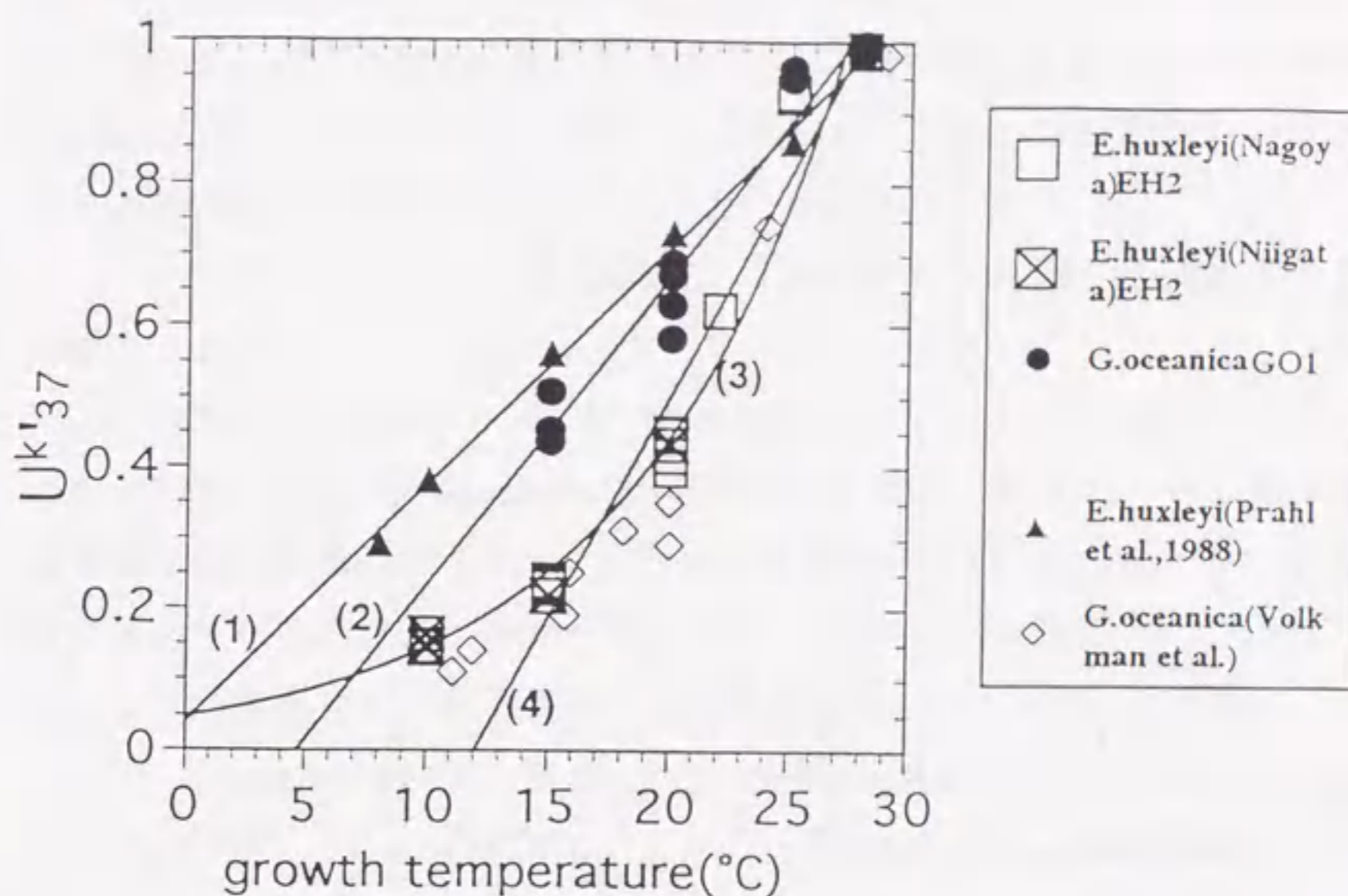


図 3-2 $U^k'_{37}$ -生長温度 (T) 関係.

回帰直線(1); Prah et al.(1988)の *E. huxleyi* 55a, (2); 本研究の *G. oceanica* GO1, (4); 本研究の *E. huxleyi* EH2 の 15~28°C における回帰直線. 回帰曲線(3); 本研究の *E. huxleyi* EH2 の 10~28°C における回帰曲線.

これらの化合物を合成しないことが確認できた。また、*E. huxleyi* において名古屋大学と新潟大学の培養株の間でほとんど同じアルケノン、アルケノエイト分析結果が得られた (表 3-1)

これら培養試料のアルケノン不飽和指数 ($U^k'_{37}$) と水温の関係を図 3-2 に示した。*E. huxleyi* の $U^k'_{37}$ は 15~28°C において生長温度 (T) に対して直線回帰する。その回帰式は次のとおりである。

$$U^k'_{37}=0.063T-0.762 \quad (r^2=0.943, n=14) \quad \dots\dots\dots(3-1)$$

しかし、10°C の値は、この回帰直線(3-1)から大きく逸脱する。これら低温域の値を含めた 10~28°C の $U^k'_{37}$ -T 関係式は、次のような曲線回帰式になる。

$$U^k'_{37}=0.047\exp(0.112T) \quad (r^2=0.977, n=18) \quad \dots\dots\dots(3-2)$$

Prah et al. (1988)が報告した *E. huxleyi* 株 55a や、Volkman et al. (1995) が報告したグレートバリアリーフ産の *G. oceanica* (株名は記載されていないので *G.*

oceanica (V)と表記する)の生長温度に対する $U^{k'_{37}}$ も図 3-2 にともに示した。本研究で得られた(3-2)式は、明らかに Prahl et al. (1988)の *E. huxleyi* 株 55a における $U^{k'_{37}}$ -T 回帰式と異なり、水温は低く見積もられることになる(図 3-3)。しかし、この *E. huxleyi* 株 EH2 から得られた回帰式は、Volkman et al. (1995)が報告した *G. oceanica* (V) のそれとよく一致する(図 3-2)。両者の回帰式は、両側 t 検定において 95%信頼区間で同一の式であることを確認した。

一方、*G. oceanica* 株 GO1 は、15~28°C の温度範囲で次のような直線回帰式が得られた。

$$U^{k'_{37}}=0.044T-0.204 \quad (r^2=0.951, n=11) \quad \dots\dots\dots(3-3)$$

この(3-3)式は、*G. oceanica* (V)の回帰式と大きく異なり、むしろ *E. huxleyi* 55a のものに似ている(図 3-2)。*E. huxleyi* と同様に *G. oceanica* の間でも $U^{k'_{37}}$ -T 関係式に多様性があることがわかった。なお、*G. oceanica* 株 GO1 は 15°C 以下においてはまったく生長せず、低温に対する耐性は *E. huxleyi* EH2 より低い。

E. huxleyi 株 EH2 と *G. oceanica* 株 GO1 から得られた分析結果について、 $U^{k'_{37}}$ のほかに、 C_{38} 、 C_{39} アルケノンの within class distribution やアルケノン/アルケノエイト比を詳細に検討すると、図 3-1 のガスクロマトグラムに示されるように、*E. huxleyi* 株 EH2 と *G. oceanica* 株 GO1 の間で次のような違いがあることがわかった。

- (1) *G. oceanica* におけるアルケノンに対する $C_{36:2}$ 脂肪酸メチルエステル ($C_{36:2}$ FAME) のパーセント濃度は、*E. huxleyi* のそれより高い。
- (2) *G. oceanica* における C_{38} アルケノンに対する C_{37} アルケノンのパーセント濃度は、*E. huxleyi* のそれより低い。
- (3) *E. huxleyi* にみとめられる $C_{39:2}$ アルケノンは、*G. oceanica* にはみとめられない。

これらの違いを数値化してわかりやすくしたのが図 3-3 である。Prahl et al. (1988)では、生長温度に対するアルケノンの直鎖の長さ、アルケノン/アルケノエイト比のそれぞれの相関を求めるために、前者について C_{37} アルケノン/ C_{38} アルケノン比を、後者については $C_{36:2}$ FAME/ C_{37} アルケノン比を数値化した。それぞれは K37/K38、EE/K37 と定義された(表 1-2)。また、本研究では $C_{36:2}$ FAME/ C_{38} アルケノン比を EE/K38 と定義した。図 3-3 は、*E. huxleyi* 株 EH2 と *G. oceanica* 株 GO1 それぞれの EE/K37 と EE/K38 を生長温度に対してプロットした図である。Prahl et al.(1988)が報告した *E. huxleyi* 株 55a の EE/K37 値もともに示した。EE/K37 と EE/K38 はともに温度に対して指数関数的に相関し、回帰式は EH2 と GO1 の間で明

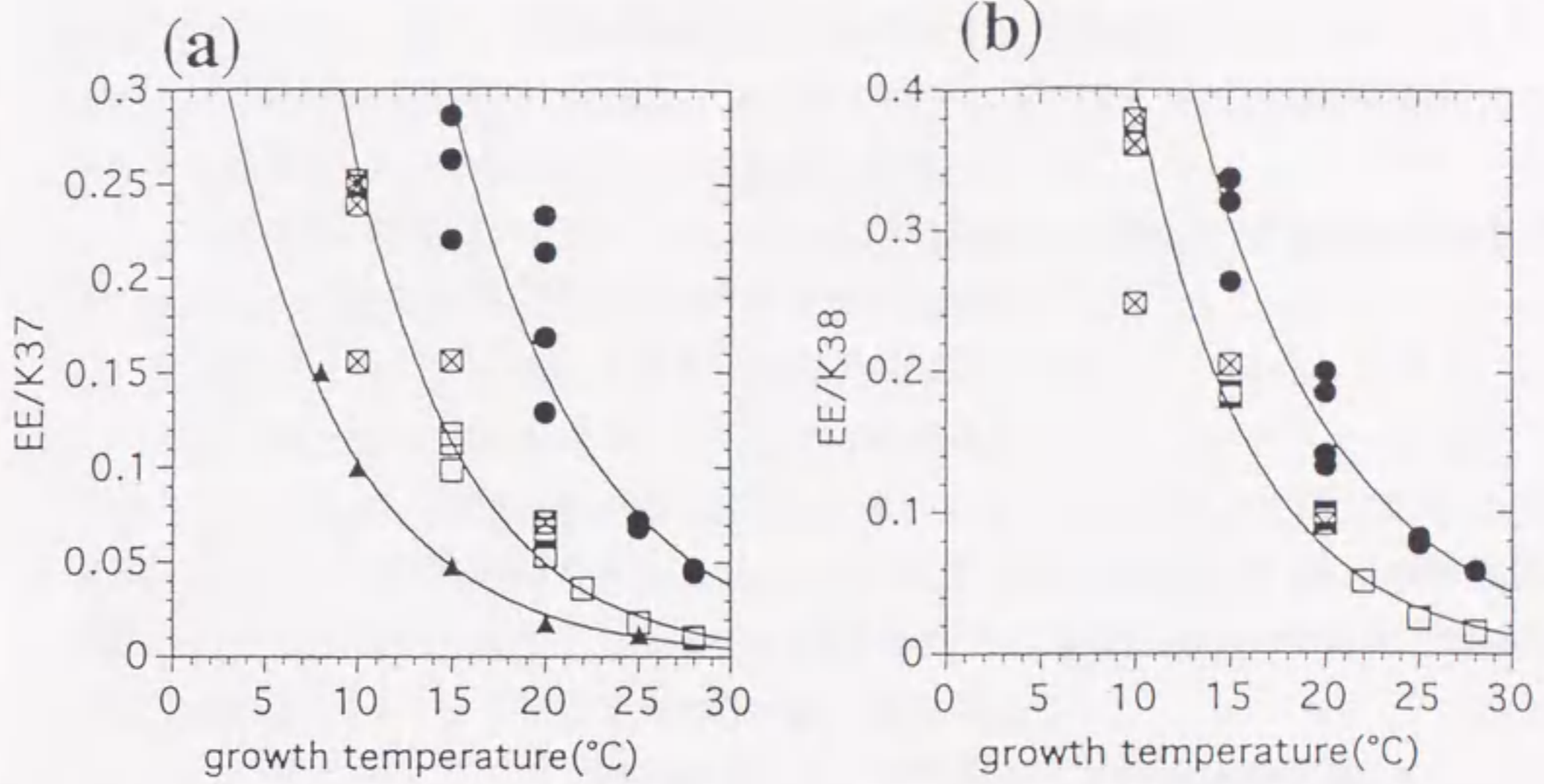


図 3-3 EE/K37 および EE/K38 と成長温度の関係。
E. huxleyi 株 EH2 の名古屋大学での培養株 (□)、*E. huxleyi* 株 EH2 の新潟大学での培養株 (⊠)、Prahl et al. (1988) の *E. huxleyi* 株 55a (solid triangle)、*G. oceanica* 株 GO1 (●)。

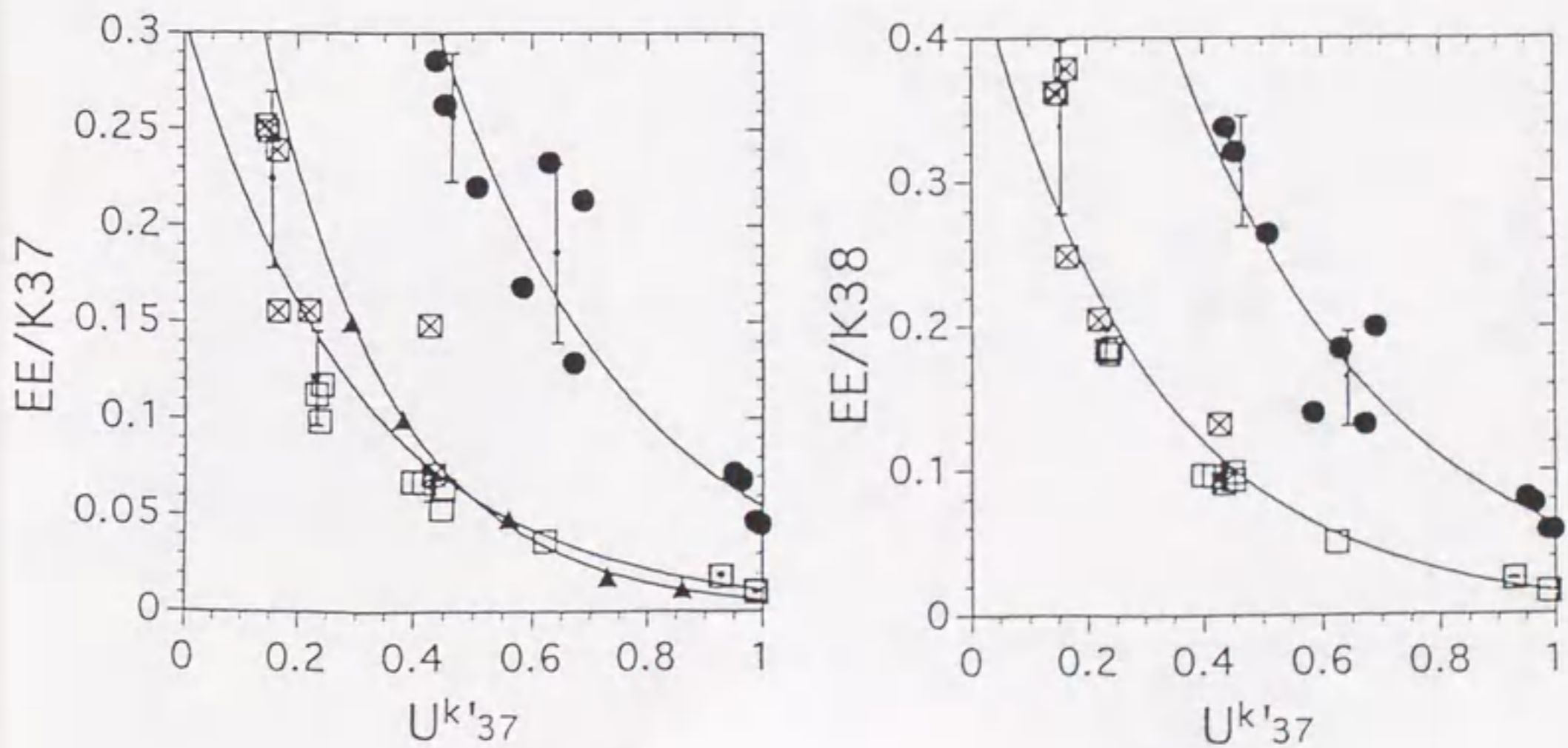


図 3-4 EE/K37 および EE/K38 と U^k_{37} の関係。
E. huxleyi 株 EH2 の名古屋大学での培養株 (□)、*E. huxleyi* 株 EH2 の新潟大学での培養株 (⊠)、Prahl et al. (1988) の *E. huxleyi* 株 55a (solid triangle)、*G. oceanica* 株 GO1 (●)。

確に区別される。また、EH2の回帰式は55aのそれとも異なることがわかる。したがって、 $U^{k'_{37}}$ -温度関係式と同様に、アルケノン/アルケノエイト比と温度の関係式においても株の間で多様性があることが確認された。

EE/K37を温度ではなく、 $U^{k'_{37}}$ に対して回帰させた場合、*E. huxleyi* EH2と*G. oceanica*株GO1それぞれで次の回帰式が得られた。

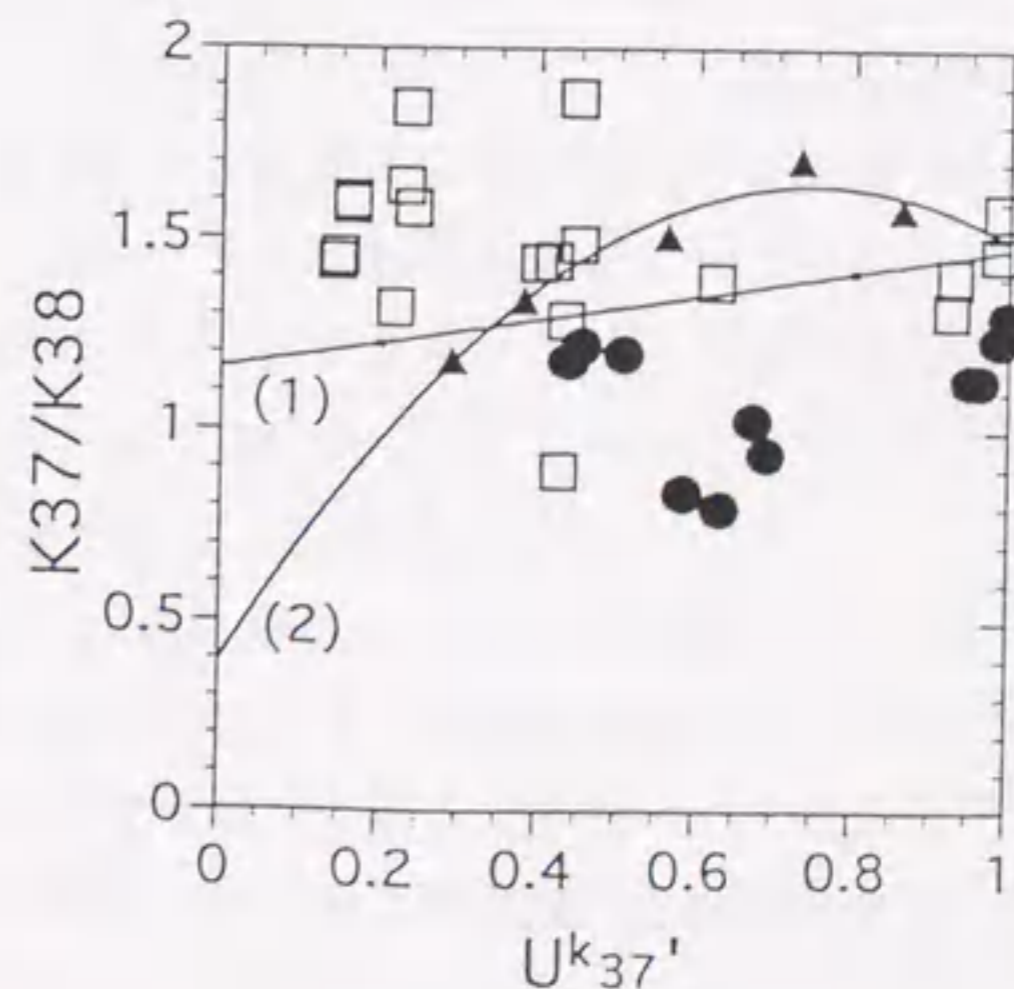
$$EE/K37 = 0.307 \exp(-3.315 U^{k'_{37}}) \quad (r^2 = 0.959, n = 18) \quad \dots\dots\dots(3-4)$$

$$EE/K37 = 1.162 \exp(-3.068 U^{k'_{37}}) \quad (r^2 = 0.910, n = 11) \quad \dots\dots\dots(3-5)$$

これら2つの曲線回帰式は明らかに区別される。また、上述したように、*E. huxleyi* EH2とPrahl et al. (1988)の*E. huxleyi* 55aの間で $U^{k'_{37}}$ -T関係式やEE/K37-T関係式が異なったにもかかわらず、*E. huxleyi* EH2の(3-4)式は、*E. huxleyi* 55aのEE/K37- $U^{k'_{37}}$ 関係式とよく一致することがわかった(図3-4)。

K37/K38と $U^{k'_{37}}$ の関係式をみると、それらの間での相関係数は低く、K37/K38を $U^{k'_{37}}$ に対してプロットすると、点は分散する(図3-5)。Prahl et al. (1988)は、K37/K38は水温や $U^{k'_{37}}$ に対して一定の回帰式が得られると報告したが、特に低温域においてばらつきが大きい。しかし、一般的に*G. oceanica*株GO1のK37/K38値は、*E. huxleyi* EH2よりも低い値を示し、K37/K38値においても、両者を区別できることがわかった。

図3-5 K37/K38- $U^{k'_{37}}$ 関係。
*E. huxleyi*株EH2(□), Prahl et al. (1988)の*E. huxleyi*株55a(solid triangle), *G. oceanica*株GO1(●).
 直線(1): 線形判別関数曲線(2): Prahl et al.(1988)の*E. huxleyi* 55aの回帰曲線(本文参照)



3-3 考察

3-3-1 培養系におけるハプト藻のアルケノン不飽和指数-温度関係式

本研究で得られた *E. huxleyi* 株 EH2 と Prahl et al. (1988) が報告した *E. huxleyi* 株 55a、また、*G. oceanica* GO1 と Volkman et al. (1995) が報告したグレートバリアリーフ産 *G. oceanica* (V) の間で、 $U^{k'_{37}}-T$ 関係式が異なることが判明した (図 3-3)。これらの違いについて、本研究の培養実験における培地や栄養塩などの条件は Prahl et al. (1988) や Volkman et al. (1995) のそれとほぼ同じであるため、培養条件の違いというよりは株自体の違いに帰する可能性が高いと推察した。ただし、*E. huxleyi* の株 EH2 と株 55a は、morphotype としては同じ種類でともにタイプ A であることが確かめられている。このことは morphotype が同じものどうしであっても温度条件に対する生化学的応答に多様性があることを指摘するものである。一方で *E. huxleyi* 株 EH2 の $U^{k'_{37}}-T$ 関係式は、*G. oceanica* (V) のそれとよく一致し、また、*G. oceanica* GO1 の $U^{k'_{37}}-T$ 関係式は、*E. huxleyi* 株 55a の回帰式に似ていることがわかった (図 3-3)。これは、必ずしも異なった属や種の間で $U^{k'_{37}}-T$ 関係式に違いがみられるとは限らないことを示すものである。さらに、興味深いことに、*E. huxleyi* EH2 と *G. oceanica* (V) はともに南太平洋亜熱帯域のグレートバリアリーフ産であり、また、*E. huxleyi* 55a と *G. oceanica* GO1 を分株した海域は、それぞれ北東太平洋と東北日本の陸奥湾と異なるが、Okada and Honjo (1973) による分帯で同じハプト藻群集帯にあたる。つまり、これら 2 組は生物地理学的に同じ海域に生息した株どうしであるといえる。それらがそれぞれ同じ $U^{k'_{37}}-T$ 関係式を示すことから、生物地理学的に同じ海域に生息するアルケノン、アルケノエイト生産者の間では、 $U^{k'_{37}}-T$ 関係式の多様性が小さい可能性がある。もちろん、上述した 4 種類の株がグレートバリアリーフや北太平洋亜寒帯に生息するすべてのアルケノン、アルケノエイト生産者を代表しているかわからないため、それらの海域に生息するすべてのアルケノン、アルケノエイト生産者の属や種、genotype の同定から検討する必要がある。

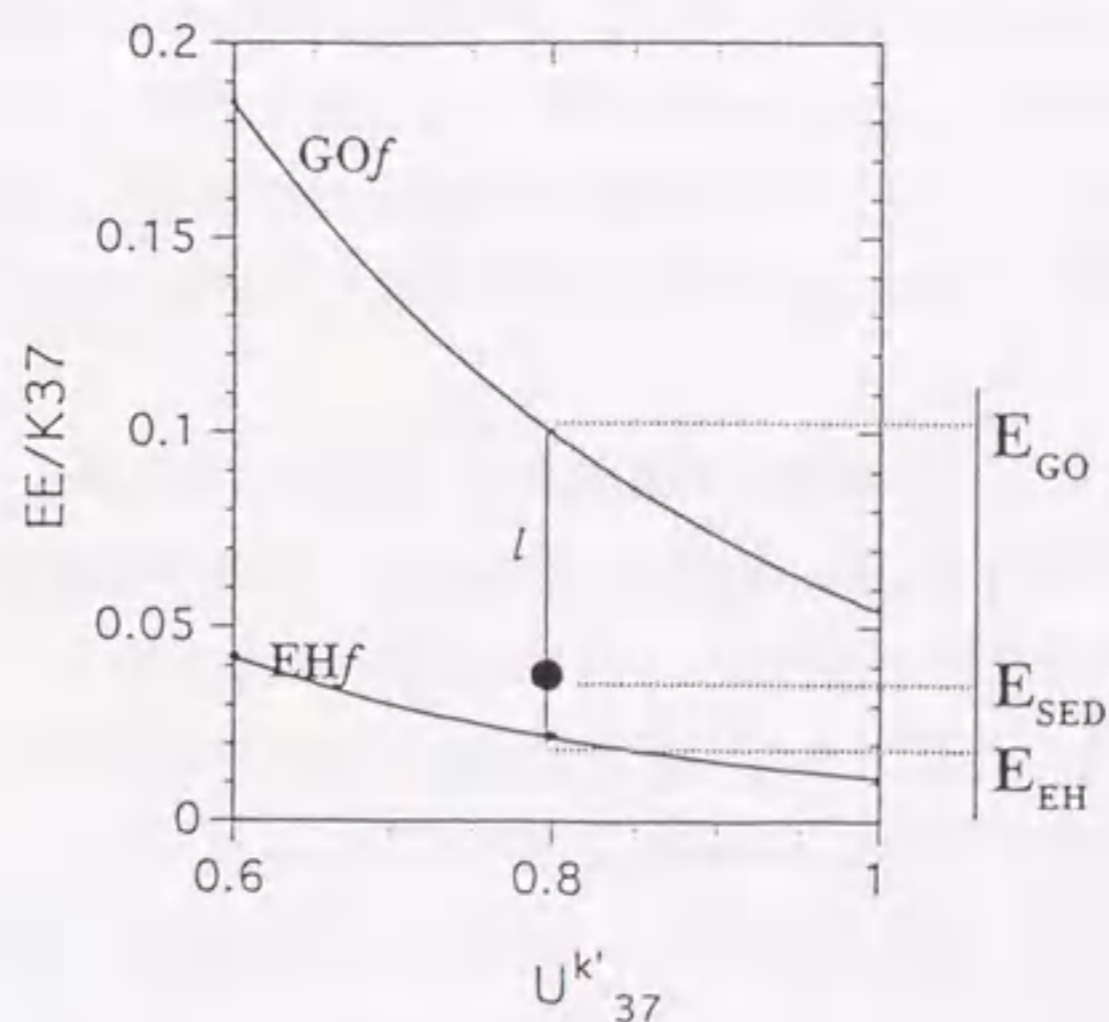
グレートバリアリーフ産と北太平洋亜寒帯産の *E. huxleyi* あるいは *G. oceanica* の間で $U^{k'_{37}}-T$ 関係式が違った理由について、株自体の違いによるものと推察したが、具体的な要因については本研究では明確に解答できない。このことについては今後の課題といえよう。しかし、いずれにしても、両海域で分株されたハプト藻の間で違いがみとめられたことは、従来広く使われている Prahl et al. (1988) の換算式がすべての海域で適用できるかということに関して明らかに疑問を投げかけるものである。しかしながら、この培養実験の結果にみられるように、ほぼ同じ海域から

得られたアルケノン合成の種類どうしで $U^{k'_{37}}$ -T 関係式に大きな多様性がないのならば、それぞれの海域で特有の $U^{k'_{37}}$ -T 関係式を定められることになる。そのことを考えると、すべての海域において、単一の換算式を用いて水温を見積もるのではなく、それぞれの海域ごとに換算式を決めて利用する、という方法をとることがより精度の高い水温の見積もりを可能にするものと考えられる。

3-3-2 *E. huxleyi* と *G. oceanica* の長鎖アルケノン、アルケノイト組成の違い

E. huxleyi 株 EH2 と *G. oceanica* 株 GO1 の間で、EE/K37- $U^{k'_{37}}$ 関係式と EE/K38- $U^{k'_{37}}$ 関係式において明瞭に区別されることがわかった。これらの EE/K37- $U^{k'_{37}}$ と EE/K38- $U^{k'_{37}}$ は、水温の見積もりというよりは群集解析に有用な化学指標になる可能性がある。本研究では、*E. huxleyi* と *G. oceanica* の EE/K37- $U^{k'_{37}}$ と EE/K38- $U^{k'_{37}}$ の違いを利用して、逆に、堆積物や有機物粒子などの天然物試料に含まれる *E. huxleyi* と *G. oceanica* の種組成を見積もることを提案する。

図 3-6 EE/K37- $U^{k'_{37}}$ 関係による *E. huxleyi*/*G. oceanica* 比 (GO/EH) の見積もりのモデル図。
GO_f, EH_f *G. oceanica* と *E. huxleyi* の回帰曲線(図 3-5 と同じ回帰曲線) (本文参照)



例えば、*E. huxleyi* と *G. oceanica* が混在する天然物試料があった場合、それら 2 種の中の *G. oceanica* の割合 (GO/EH; %) は、*E. huxleyi* と *G. oceanica* の存在量 (それぞれ A_{EH} , A_{GO}) に対する *G. oceanica* の存在量で表わし (3-6 式)、GO/EH は (3-7) 式から見積もることができる。

$$GO/EH = A_{GO} / (A_{EH} + A_{GO}) \cdot 100 (\%) \quad \dots\dots\dots(3-6)$$

$$GO/EH = (E_{SED} - E_{EH}) / (E_{GO} - E_{EH}) \cdot 100 (\%) \quad \dots\dots\dots(3-7)$$

図 3-6 に示したように、 E_{SED} は天然物試料から測定された EE/K37 であり、 E_{EH} と E_{GO} は式(3-4)と式(3-5)によって与えられた *E. huxleyi* と *G. oceanica* の EE/K37 のエンドメンバーである。EE/K38 でも同様に(3-7)式から GO/EH 比を求めることができる。

EE/K37- U^k_{37} において、*E. huxleyi* EH2 と *E. huxleyi* 55a の間では、EE/K37-T 関係式や U^k_{37} -T 関係式が異なるにもかかわらず、よく一致する(図 3-4)。このことは、(3-4)式が *E. huxleyi* のタイプに関わらず適用できる可能性を示唆するものと考えられる。今後、詳細に数種類の *E. huxleyi* の morphotype や genotype についてアルケノン/アルケノエイト組成を調べる必要があるだろう。

EE/K37- U^k_{37} と EE/K38- U^k_{37} の方法による GO/EH 比の計算の際、*E. huxleyi* と *G. oceanica* の細胞あたりのアルケノン、アルケノエイト濃度がそれらの種の間で同じであるという仮定が必要である。本研究では細胞あたりのこれらの化合物の濃度は EH2 と GO1 でよく一致することがわかっている(表 3-1)。しかし、他の株でも細胞あたりの濃度については多様性がないのか検討すべきだろう。また、これらの化合物は、ハプト藻の膜脂質に由来すると考えられていて(Marlowe et al., 1984b)、このような膜脂質は貯蔵性脂質と違って生理条件で細胞中の濃度が変化しないと考えられている。今回の結果でも、指数増殖期と定常期で採集された株の間で、有意な違いはみられなかった(表 3-1)。

アルケノン、アルケノエイト組成が温度以外の環境条件に影響されるのかどうかについては多くの研究者の間で議論されていて、現時点で明確な答えは得られていない(Conte et al., 1994 など)。少なくとも本研究でいえることは、名古屋大と新潟大の培養条件の違いにみられた栄養塩や光条件は影響しないことである。また、生長段階などでの植物生理学的条件の変化については、指数増殖期と定常期に採集された試料のアルケノン、アルケノエイト組成を比較したが、 U^k_{37} , EE/K37, EE/K38 はいずれも変化はみられなかった(表 3-1)。このことは、アルケノン、アルケノエイト組成は生長段階における生理条件の違いには影響されないことを示しているものといえる。この EE/K37- U^k_{37} と EE/K38- U^k_{37} の方法による GO/EH 比の評価については、第 7 章で、実際の海水中の沈降粒子や堆積物試料に応用して、顕微鏡観察から見積もった GO/EH 比と比較した結果を述べる。

K37/K38- U^k_{37} においても、*G. oceanica* 株 GO1 と *E. huxleyi* 株 EH2 は区別

されることがわかり、EE/K37- $U^{k'_{37}}$ や EE/K38- $U^{k'_{37}}$ と同様、群集組成解析の指標になる可能性がある（図 3-5）。本研究では、*E. huxleyi* EH2 と *G. oceanica* 株 GO1 を判別する境界線や、データセットのうちで判別されうるものの割合（正判別率）を判別分析によって調べた。*E. huxleyi* と *G. oceanica* を判別する境界線（線形判別関数）は次式で与えられる。

$$K37/K38=0.317 U^{k'_{37}}+1.160 \quad (n=29) \quad \dots\dots\dots(3-8)$$

正判別率は 93.3% であり、比較的良好に判別されることがわかった。したがって、(3-8) 式を境界線として、*E. huxleyi* と *G. oceanica* の群集組成を評価できることを提案した。しかし、K37/K38 は、分散が大きく、EE/K37 や EE/K38 のようにエンドメンバーが与えられないので、GO/EH 比の定量的な評価はできないと結論した。

3-4 まとめ

1. 本研究における培養実験において、*E. huxleyi* 株 EH2（グレートバリアリーフ産）のアルケノン不飽和指数（ $U^{k'_{37}}$ ）は 10~28°C において生長温度に対して曲線回帰した。その回帰式は、Prahl et al.(1988)が報告した *E. huxleyi* 株 55a（北東太平洋亜寒帯域）の回帰式と異なるが、Volkman et al. (1995)が報告したグレートバリアリーフ産の *G. oceanica* (*G. oceanica* (V)) とよく一致した。一方、*G. oceanica* 株 GO1（東北日本陸奥湾）は、15~28°C の温度範囲で直線回帰し、*G. oceanica* (V) の回帰式と大きく異なり、むしろ *E. huxleyi* 55a のものに似ていることがわかった。

2. *G. oceanica* 株 GO1 のアルケノンに対する $C_{36:2}$ 脂肪酸メチルエステル ($C_{36:2}$ FAME) のパーセント濃度が *E. huxleyi* 株 EH2 より高く、*G. oceanica* 株 GO1 の C_{38} アルケノンに対する C_{37} アルケノンのパーセント濃度が *E. huxleyi* 株 EH2 より低いことがわかった。これらを数値化して、 $C_{36:2}$ FAME/ C_{37} アルケノン比 (EE/K37)、 $C_{36:2}$ FAME/ C_{38} アルケノン比 (EE/K38)、 C_{37} アルケノン/ C_{38} アルケノン比 (K37/K38) と $U^{k'_{37}}$ との関係性を調べると、EE/K37 および EE/K38 は $U^{k'_{37}}$ に曲線回帰した。*E. huxleyi* 株 EH2 のその回帰式は、*G. oceanica* 株 GO1 のそれと区別されたが、*E. huxleyi* EH2 と *E. huxleyi* 55a の間で EE/K37- $U^{k'_{37}}$ 関係式はよく一致した。これらのことから、EE/K37- $U^{k'_{37}}$ および EE/K38- $U^{k'_{37}}$ は、水温の見積もりというよりは、*E. huxleyi* と *G. oceanica* の群集解析に有用な化学指標になりうることを提案した。

3. K37/K38 の $U^{k'_{37}}$ に対してプロットした図も *G. oceanica* 株 GO1 と *E.*

huxleyi EH2 が区別された。それらのデータの判別分析から求められた線形判別関数により *E. huxleyi* と *G. oceanica* が判別されうることを指摘した。

第4章 北西太平洋日本近海の海洋表層におけるアルケノン温度解析

4-1 はじめに

前章で述べたように、アルケノン生産者である *E. huxleyi* と *G. oceanica* の間で $U^{k'_{37}}$ -T 関係式に多様性があることがみとめられた。しかし、北太平洋亜寒帯海域から採集された *E. huxleyi* 株 55a (Prahl et al., 1988) と本研究の *G. oceanica* 株 GO1 の間では属が違っても関わらず $U^{k'_{37}}$ -T 関係式はよく一致することが判明した。このような一致が北太平洋日本近海に生息するすべてのアルケノン生産者にあてはまるのならば、日本近海で設定された単一の $U^{k'_{37}}$ -T 関係式から水温を復元できることが証明されることになる。そこで、本研究では、実際の日本近海から採集された懸濁態有機物を使って、その中に含まれるハプト藻の群集組成を観察しながら、アルケノン温度計から見積もられた水温と観測された水温の関係式を求める。また、中部日本沖の海洋表面～亜表層水中から採集した懸濁粒子試料についての分析結果を報告し、アルケノン、アルケノエイトを生産するハプト藻の有光層における鉛直分布について考察する。

4-2 結果

日本近海のいくつかの海域の海洋表面 (1~2m 水深) で採集された懸濁粒子の有機炭素分析とアルケノン、アルケノエイト分析結果を表 4-1 にまとめた。アルケノン、アルケノエイト濃度は、一般的な傾向としては春季に採集した試料において高く ($145.6\sim 217.4\text{ng L}^{-1}$)、夏、冬季においては低い ($19.6\sim 174.9\text{ng L}^{-1}$)。また、三陸沖のような表層が栄養塩に富む海域でのアルケノン、アルケノエイト濃度 (LM-8, 9, 10: $91.2\sim 131.6\text{ng L}^{-1}$) は、婿島沖のような外洋の貧栄養海域 (LM-2: 26.6ng L^{-1}) より 4~5 倍高い。有機炭素あたりのアルケノン、アルケノエイト量 (A&A/TOC) は、限られたデータしか得られていないが、沖合の方が高い傾向を示した (表 4-1)。このことは植物プランクトン群集の中でアルケノンを合成する藻類の占める割合が沖合ほど高いことを示していると考えられる。

海洋表面の懸濁粒子の $U^{k'_{37}}$ と現場で観測された水温との関係を表 4-1 と図 4-1 に示した。懸濁粒子の $U^{k'_{37}}$ は、水温に対して直線的に相関する。その回帰式は次のとおりである。

表4-1 北西太平洋日本近海の海洋表面から採集した懸濁粒子におけるアルケノン・アルケノエイト
分析結果。水温データは船上での現場観測値。

Location	Sample No.	Latitude and Longitude	Sampling date	T(°C)	A&A conc. (ng L ⁻¹)	U ₃₇	K37/K38	EE/K37
Triple Junction	KT94-3 St.1	34°16.0'N,142°2.2'E	Mar. 94	17.8	45.94	0.62	1.08	0.159
	LM-6		Oct. 94	26.4	47.33	0.89	1.48	0.021
Off the Boso Peninsula	KT94-3 St.2	34°40.0'N,140°7.0'E	Mar. 94	16.9	50.06	0.55	1.57	0.128
	KT94-13 St.3		Aug. 94	27.4	174.90	0.92	1.26	N.D.*
Sagami Bay	STN-C		Jun. 96	21.0	145.63	0.71	1.60	0.063
	KT94-3 St.3	35°0'N,139°20.0'E	Mar. 94	14.0	30.90	0.48	1.49	0.182
	KT94-13 St.2		Aug. 94	26.9	92.97	0.85	1.17	N.D.*
	KT95-3 St.10		Mar. 95	15.3	26.53	0.48	1.48	0.134
	STN-D		Jun. 96	19.8	165.76	0.63	1.19	0.138
Off the Ohshima Is.	KT94-13 St.1	34°33.7'N,139°24.5'E	Aug. 94	26.2	50.73	0.87	1.30	N.D.*
	KT95-3 St.7		Mar. 95	16.9	58.10	0.58	1.59	0.083
Off the Hachijo-jima Is.	STN-A		Jun. 96	22.2	217.37	0.76	1.62	0.050
	STN-B	32°28.2'N,140°31.4'E	Jun. 96	21.6	186.25	0.65	1.37	0.065
Off the Muko-jima Is.	LM-2	29°0'N,142°52.3'E	Sep. 94	28.3	26.59	0.84	1.58	N.D.*
Off the Enshu-nada	LM-5A	32°58.0'N,138°15.0'E	Sep. 94	25.5	33.87	0.82	1.17	0.041
Nishichitou Ridge	LM-4	30°22.6'N,138°38.9'E	Sep. 94	26.6	19.60	0.92	1.62	0.026
Off the coast of Sanriku	LM-8	39°49.5'N,146°33.3'E	Oct. 94	23.5	102.06	0.78	1.83	0.063
	LM-10	38°12.0'N,143°22.8'E	Oct. 94	23.7	91.20	0.81	1.73	0.049
	LM-9	40°28.0'N,144°24.4'E	Oct. 94	16.0	131.63	0.46	1.76	0.155
Suruga Bay	KT95-3 St.18	34°40.0'N,138°36.0'E	Mar. 95	14.2	36.78	0.46	1.55	0.154

* N. D.: Not determine

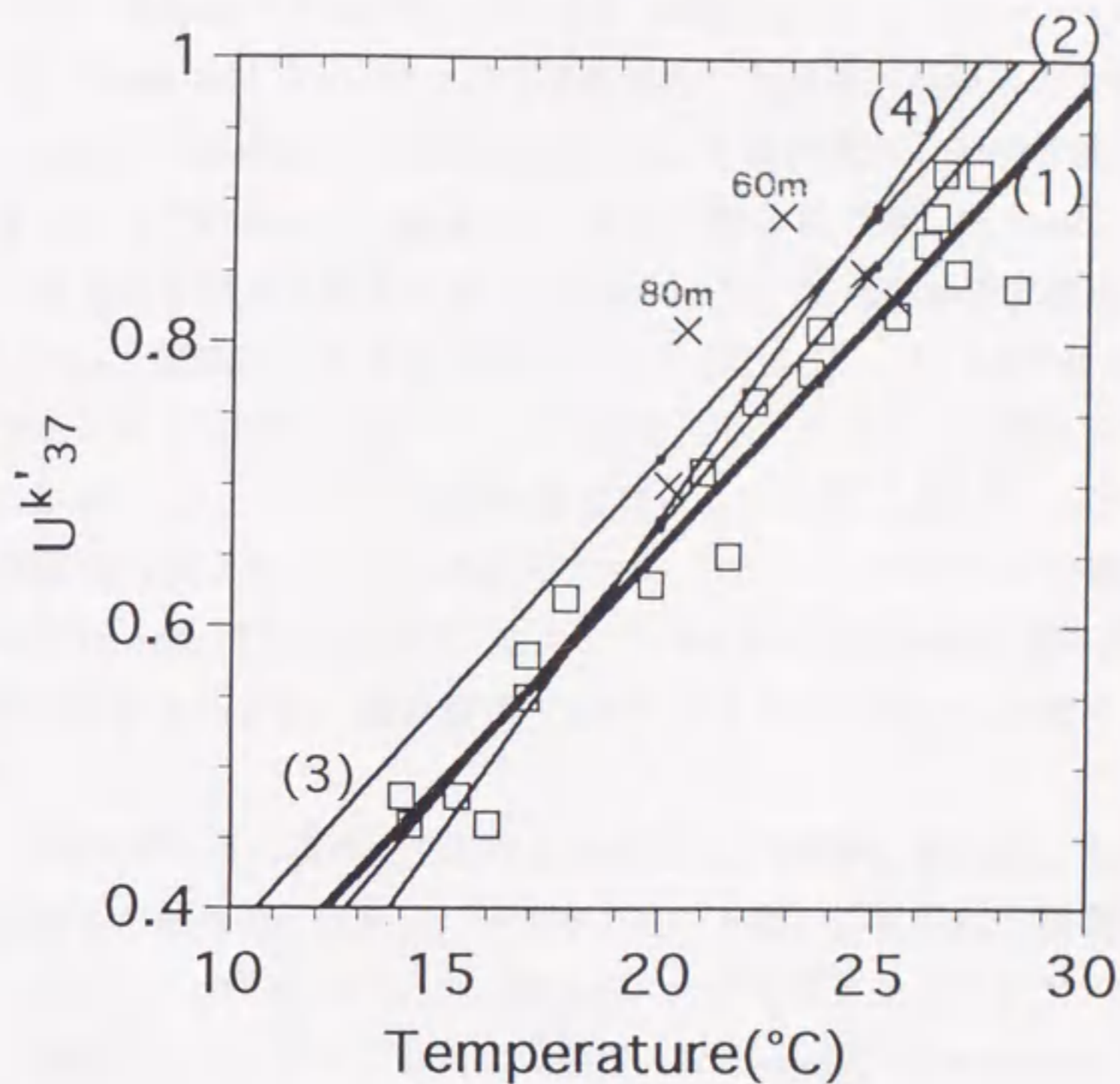


図4-1 懸濁粒子試料における U^k_{37} -T 関係.

回帰直線(1): 日本近海の表面水中の懸濁粒子のデータ, (2)北大西洋、東太平洋の亜熱帯～亜寒帯域の表面水中の懸濁粒子のデータ(Prahl and Wakeham, 1987), (3):Prahl et al.(1988)の *E. huxleyi* 55a のデータ, (4): 本研究の *G. oceanica* GO1 の15～28°Cにおけるデータ.

表4-2 中部日本沖の海洋表面水中のハプト藻綱ジェフィロカプサ科の群集組成 (%) . 1995年3月の淡青丸KT95-3次航海において採集された懸濁粒子試料のコッコリスの顕微鏡観察による結果.

Sample No.	Location	EH	GO	GE	small P
St. 7	Off the Ohshima Island	86	12	1	1
St. 10	Sagami Bay	70	24	5	1
St. 18	Suruga Bay	65	31	3	1

EH: *Emiliana huxleyi*, GO: *Gephyrocapsa oceanica*, GE: *Gephyrocapsa ericsonii*, small P: small placoliths

$$U^{k'_{37}}=0.0327T-0.0012 \quad (r^2=0.948, n=20) \quad \dots\dots\dots(4-1)$$

この式は、Prahl and Wakeham(1987)が報告した熱帯～亜熱帯の大西洋や東部太平洋の海洋表面から採集された懸濁粒子の $U^{k'_{37}}$ -T 関係式と、95%信頼区間において同じ式であることがわかった(図 4-1)。また、第 3 章で示した Prahl et al. (1988)が報告した北東太平洋亜寒帯域の *E. huxleyi* 55a や、本研究の陸奥湾産の *G. oceanica* GO1 の $U^{k'_{37}}$ -T 関係式とも大きく変わらない(図 4-1)。15～25°C の温度範囲で両者の間でおおよそ 2～3°C の違いがある程度である。ただし、懸濁粒子試料から得られた $U^{k'_{37}}$ は 25°C 以上ではばらつきが大きくなり(例えば、LM-2)、その影響で傾きがやや Prahl らの式より小さくなる。一方で、グレートバリアリーフ産の *E. huxleyi* EH2 や *G. oceanica* (V) の関係式、また、Conte and Eglinton (1993)が報告した大西洋高緯度域の関係式とは、式の傾きや 20°C 以下の値において大きく異なる(図 1-2 と比較)。

1995 年 3 月の淡青丸 KT95-3 次航海で、相模湾、駿河湾、大島沖の海洋表面水から採集した懸濁粒子試料については、ハプト藻の群集組成を顕微鏡下におけるコッコリスカウントから見積もった(表 4-2)。アルケノン、アルケノエイトを合成するハプト藻綱ジェフィロカプサ科の藻類は、*E. huxleyi*、*G. oceanica*、*Gephyrocapsa ericsonii* がみられ、それらは、コッコリスをもつハプト藻(円石藻)全体の中で約 70～85% 占めた。ジェフィロカプサ科の藻類の中で、*E. huxleyi* が 65～86% と大部分を占めた。次に *G. oceanica* が、12～31% と優勢である。この結果は、Okada and Honjo(1973)が報告した北太平洋中緯度域の円石藻群集組成とよく一致する。また、本研究の結果では、沖合よりも比較的陸に近い海域において *G. oceanica* の割合が多く、*E. huxleyi* の割合が減少する傾向がみられた。

中部日本遠州灘沖(LM-5A)の表面から亜表層水(1～300m 水深)から採集された懸濁粒子試料のアルケノン、アルケノエイト濃度、 $U^{k'_{37}}$ 、アルケノン、アルケノエイト組成比(K37/K38, EE/K37)を表 4-3 に示した。また、図 4-2 には現場で測定された水温と硝酸・亜硝酸濃度、クロロフィル濃度の鉛直プロファイルとともに、アルケノン、アルケノエイト濃度、 $U^{k'_{37}}$ から見積もられた水温の鉛直プロファイルを示した。LM-5A の試料を採集した 1994 年早秋(9 月 30 日)には、水深 30～80m において急激な水温低下が観測された。この時期に明らかに季節的温度躍層が形成されていた。北半球中緯度海域の有光層では、夏季～早秋の日射量の増加による海洋表層水温の上昇によって海水が停滞し、鉛直混合がほとんどおこらなくなり密度成層が発達する。それにともなって、温度躍層が形成される。また、栄養塩も表層には供給

表 4-3 中部日本遠州灘沖(LM-5A)の表面～亜表層水における懸濁粒子試料のアルケノン、アルケノエイト分析結果。温度はCTDによって測定された。

Water depth (m)	T(°C)	A&A conc. (ng L ⁻¹)	U ^k ₃₇	K37/K38	EE/K37
20.0	25.5	30.26	0.83	1.13	0.065
40.0		27.37	0.85	1.31	0.020
50.0	24.3				
60.0		23.13	0.89	1.17	0.017
75.0	20.8				
80.0		15.58	0.81	1.85	0.078
100.0	20.2	6.18	0.70	2.08	N.D.**
120.0	19.6	5.23	0.96*	0.89*	N.D.**
140.0		2.55	0.99*	0.59*	N.D.**
150.0	19.1				
160.0		1.03	0.90*	1.24*	N.D.**
175.0	18.7				
200.0	18.5	1.45	1*	1.61*	N.D.**
300.0	17.3	1.02	1*	0.57*	N.D.**

*: U^k₃₇の過大評価。C₃₇アルケノン濃度が低すぎるため。

** : Not determination. FAEE濃度が低すぎるため。

されないため貧栄養状態になる。LM-5Aにおいて測定された硝酸・亜硝酸濃度の鉛直分布も水深50m以上においては極小になっていた(ただし、水深0mの硝酸・亜硝酸濃度は比較的高いことを認めた(硝酸・亜硝酸濃度=2.4μM))。一般的に、この海域でこの時期に測定される硝酸・亜硝酸濃度はほとんど1μM以下の値を示す

(Sugimoto et al., 1995など)。この表面水の高い硝酸・亜硝酸濃度の理由はわからないが、この時期に常にこのような栄養塩分布を示していたとは考えにくい。あるいは測定エラーの可能性もあるため、25m以浅の水カラムの硝酸・亜硝酸濃度は、25mの海水で測定された値を信頼することにする。

LM-5Aのクロロフィル濃度は、水深80mに極大値を示した(図4-2)。このようなクロロフィルの亜表層水での極大値は成層した水塊においては一般的にみられる現象であり、植物プランクトンが光合成できる限界以上の強度の光が届く範囲で、かつ栄養塩が増殖に必要な量だけ満たされた水深においてみられる。ただし、1細胞あたりのクロロフィル濃度が亜表層環境においては大きくなる可能性があるの

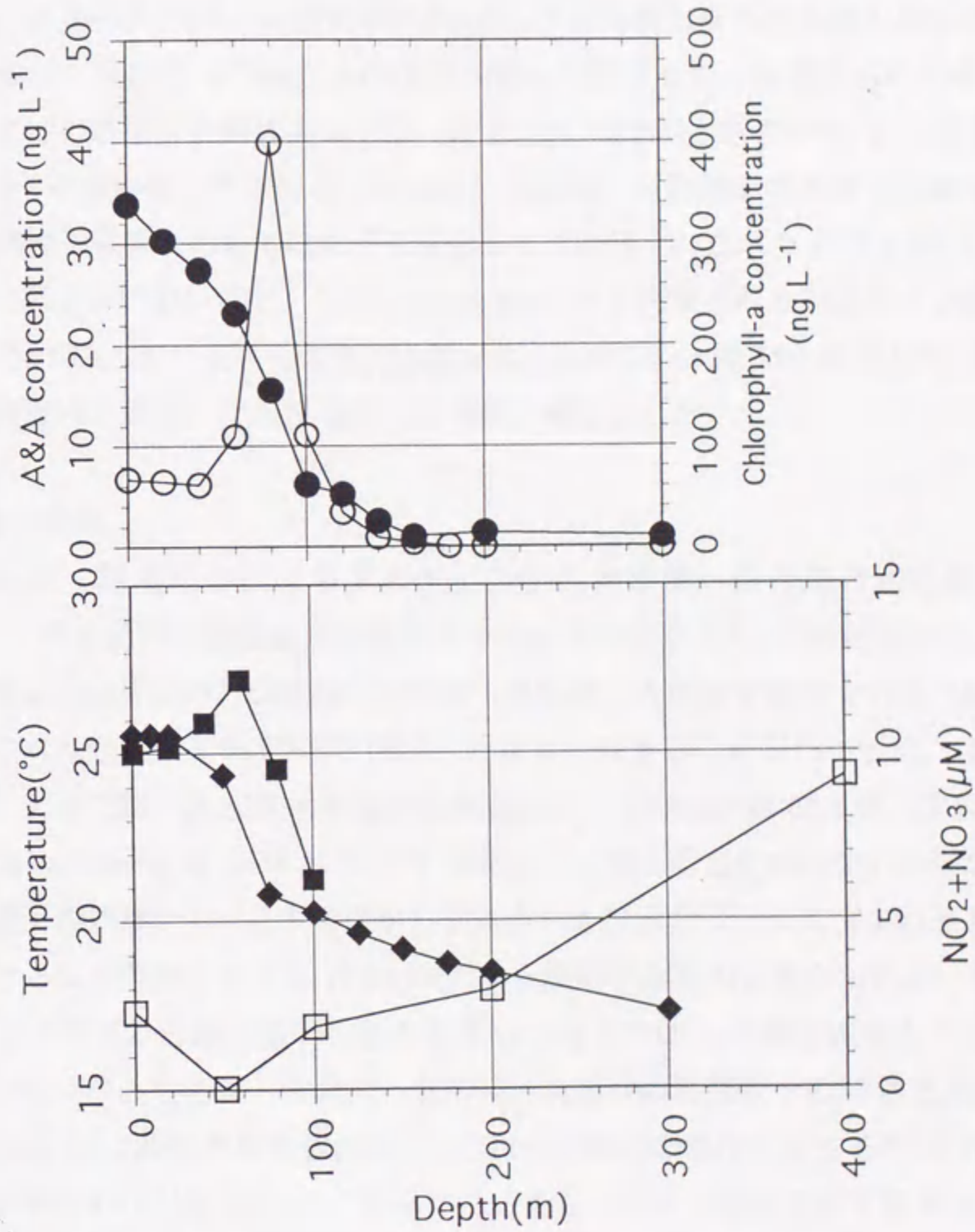


図 4-2 中部日本遠州灘沖(LM-5A)における表面から亜表層におけるアルケノン・アルケノエイト濃度(●), クロロフィル濃度(○), U₃₇から見積もった水温(■), CTDによる水温測定データ(◆), 硝酸・亜硝酸濃度(□)の鉛直プロファイル。

で、単純に植物プランクトンの個体数がクロロフィル濃度の増加分につながるとはいえないが、全体的な植物プランクトンの現存量は高くなるものと考えられる。一方、アルケノン、アルケノエイト濃度は、水深 1m において最大値を示し、水深が深くなるにつれて徐々に減少した (図 4-2)。つまり、これらの化合物の極大層は、クロロフィル濃度の極大層より浅い位置にあらわれることがわかった。

LM-5A における懸濁粒子の $U^{k_{37}}$ から見積もられた温度の鉛直プロファイルも図 4-2 に示した。 $U^{k_{37}}$ から (4-1) 式を使って換算した。見積もられた温度は、20m 水深までの表面混合層においては一定で、かつ 20m 水深の $U^{k_{37}}$ から見積もられた温度は CTD で観測した水温と一致した。しかし、温度躍層の水深 (水深 60m, 80m) の懸濁粒子試料においては大きく変化して、観測された水温より 4~5°C 高い値を示した。図 4-1 においても、これら 60m, 80m から採集された懸濁粒子の温度に対する $U^{k_{37}}$ だけが、(4-1) 式から大きく逸脱する。しかし、水深 100m の $U^{k_{37}}$ から見積もられた温度は、観測した温度とほとんど同じ値と示した。

4-3 考察

4-3-1 懸濁粒子によるアルケノン不飽和指数-温度関係式の検討

日本近海の海洋表面の懸濁粒子から得られた $U^{k_{37}}$ -T 関係式 (4-1 式) は、Prahl and Wakeham (1987) が報告した熱帯~亜熱帯の大西洋や東部太平洋の海洋表面から採集された懸濁粒子の $U^{k_{37}}$ -T 関係式とよく一致することがわかった。さらに、4-1 式は、前章で述べた北東太平洋亜寒帯域産の *E. huxleyi* 株 55a や、本研究の陸奥湾産の *G. oceanica* 株 GO1 の $U^{k_{37}}$ -T 関係式ともほとんど変わらないことがわかった。顕微鏡下の観察から、日本近海から採集された懸濁粒子試料に含まれるアルケノン、アルケノエイトは、おもに *E. huxleyi* から由来するものと考えられる (表 4-2)。つまり、(4-1) 式は日本近海に生息する *E. huxleyi* の $U^{k_{37}}$ -T 関係式を大きく反映したものといえよう。さらに、相模湾、駿河湾、大島沖の懸濁粒子の間で *E. huxleyi* / *G. oceanica* 比に多様性がみられたが、それらの試料の温度に対する $U^{k_{37}}$ はほとんど同じ値が得られた (図 4-1)。これらのことから、日本近海に生息する *E. huxleyi* と *G. oceanica*、さらに北東太平洋亜寒帯域産 *E. huxleyi* 株 55a は、温度変化に対する C_{37} 不飽和アルケノン組成の応答はほとんど同じであると推論した。そして、日本近海において、Prahl and Wakeham (1987) や本研究の (4-1) 式といった 1 種類の $U^{k_{37}}$ -T 関係式が適用できるという結論を得た。

LM-5A における水深 60m, 80m から採集された懸濁粒子の温度に対する

$U^{k'_{37}}$ は回帰式(4-1)から大きく逸脱し(図4-1)、回帰式(4-1)から見積もられた水温の鉛直プロファイルは、温度躍層においては観測された水温値より4~5°C高い(図4-2)。このくい違いは、老化あるいは死滅した細胞から由来するアルケノン、アルケノエイトの影響によるものと推察した。老化して活性を失った細胞は現在のまわりの水温に対しては順化できない。老化した細胞の保持している $U^{k'_{37}}$ は、かつて活性をもっていたときのまわりの水温に応答して記録された値である。この考え方によれば、LM-5Aにおける水深60m, 80mの懸濁粒子にみられる $U^{k'_{37}}$ から見積もった水温が高くなるのは、その数カ月前の真夏の高い水温に対して順化して、その値を保持したまま活性を失ったハプト藻細胞が高い割合で混在しているためであろう。また、海洋表層の懸濁粒子においても、25°C以上の温度範囲で $U^{k'_{37}}$ が比較的ばらつくのは同じ理由からなのかもしれない(例えば、LM-2; 表4-1)。おそらく、このタイプのデトリタスの寄与が、懸濁粒子から $U^{k'_{37}}$ -T 関係式を決定するときノイズになると考えられる。培養試料と海洋表層水中の懸濁粒子から得られた $U^{k'_{37}}$ -T 関係式の間で違いがみられるのはこの理由が大きい可能性がある。

4-3-2 有光層における鉛直分布とアルケノン水温の鉛直変化

中部日本遠州灘沖(LM-5A)の有光層から初秋に採集された懸濁粒子試料のアルケノン、アルケノエイト濃度の鉛直プロファイルは、表面で最大値を示し、水深が深くなるにつれて徐々に減少した。アルケノン、アルケノエイトアルケノン、アルケノエイトは膜脂質成分と考えられているため、細胞あたりの濃度は植物生理学的な条件によってはあまり変化しないと考えられている。また、本研究の培養実験においてもそれを支持する結果が得られている。つまり、LM-5Aにみられるアルケノン、アルケノエイト濃度の変化は、それらの化合物を合成するハプト藻の個体数の変化と考えて良いだろう。これら化合物の極大が、クロロフィル濃度の極大層(水深80m)より浅い水深にみられたということは、アルケノン、アルケノエイトを合成するハプト藻は他の植物プランクトンとは異なり、水温の高い季節における成層化した水塊中でも、栄養塩に乏しい海洋表面近くにおいて生息すると推察した。LM-5Aにみられたアルケノンの濃度分布と似た結果は、Freeman and Wakeham (1992)によって黒海の有光層において測定したアルケノン濃度の鉛直分布でも報告されている。また、大西洋の海洋表層でのコッコリスの鉛直分布を研究した例でも、クロロフィル濃度の極大層よりも浅い水深で *E. huxleyi* のコッコリス濃度の極大層があると報告されている(Balch et al., 1991; Gayoso, 1995 など)。しかし、Prahl et al. (1993)では東部北

太平洋オレゴン沖において、アルケノン濃度がクロロフィル極大層において最も高いという結果を報告した。彼らは、ハプト藻が独特の補助色素 19'ヘキサノイルオキシフコキサンチンをもつため、亜表層における低い光強度条件で、むしろ他の植物プランクトンよりも光合成を効率よくできると主張している。この補助色素は、海水に対して透過率の高い 500~550nm 波長の光を効率よく利用できることがわかっている (Haxo, 1985)。つまり、そのためにアルケノン生産者であるハプト藻は、亜表層においてもっとも効率よく生産されると報告されている。しかし、一方で、*E. huxleyi* は、低栄養条件で優勢を占める種であるとも考えられている (Winter, 1984)。その理由として、この藻は低栄養塩条件ではアンモニウムを利用できることが指摘されている (Epply, 1970; Probyn, 1993)。光強度の低い条件での光合成の効率のよさなのか、あるいは、低濃度の栄養塩条件に対する耐性の強さなのか、いずれの生物学的戦略が影響して鉛直分布を決めるのか、さらに研究が必要だろう。

ここで考えなければならないのは、アルケノン温度計による水温の見積もりにおいて、季節的溫度躍層におけるハプト藻の生産量の変化は、水温を復元する際には無視できないということである。Prahl et al.(1993)でいうように季節的溫度躍層が形成される時期に、亜表層においてアルケノンが活発に生産され、ハプト藻がその水温に対してアルケノン不飽和比や組成を順化させた場合、記録される水温は表面水温より低くなる。もし、溫度躍層中でのアルケノン生産者の鉛直分布に多様性があるならば、記録される水温も多様になってしまう。したがって、その影響を考慮するためにも、それぞれの海域で溫度躍層が形成される時期の鉛直分布の一般的な傾向の情報が必要となるわけである。

LM-5A において季節的溫度躍層から採集された懸濁粒子の U^k_{37} から見積もった温度は、観測された水温値より 4~5°C 高かった (図 4-2)。これは、前述したように、老化あるいは死滅した細胞から由来するアルケノン、アルケノエイトの影響が現れている可能性がある。 U^k_{37} から見積もった水温の方が高くなるのは、混在する老化あるいは死滅した細胞が、数カ月前の真夏の高い水温を保存するためであると推察した。老化あるいは死滅した細胞から由来するデトリタスは、動物プランクトンなど捕食者に取り込まれていない粒子であり、そのため、大きさも直径数 μm 程度のものであると考えられる (Wakeham and Beier, 1992)。そのような細粒なデトリタスの海洋表層からの沈降速度は、およそ 2, 3m day⁻¹ と考えられている (Wakeham and Beier, 1992)。この沈降速度から考えると、LM-5A の水深 60~80m に存在する細粒デトリタスは、およそ 20~40 日前、つまり、7 月末~8 月半ばに海洋表面で生産

された植物プランクトン細胞に由来することになり、観測温度とくらべて $U^{k'_{37}}$ 温度が高い結果を支持するものである。

この表面から亜表層の $U^{k'_{37}}$ から見積もられた水温の結果から、季節的溫度躍層では、まわりの水温に順化できる"生"細胞から由来するアルケノン、アルケノエイトの貢献する割合が表面水付近よりも小さく、それらの化合物の生産者は、夏季や早秋においてさえも表面混合層においておもに生産されることを示していると考えられる。つまり、この海域においては、季節的溫度躍層の水温を保持するアルケノン、アルケノエイトの生産は小さく、アルケノン温度計は溫度躍層が形成される季節においても表面温度をおもに記録すると推論した。

4-4 まとめ

1. 北西太平洋日本近海の海洋表面中の懸濁粒子から得られたアルケノン不飽和指数 ($U^{k'_{37}}$) と温度 (T) の関係式は、Prahl and Wakeham(1987)が報告した熱帯～亜熱帯の大西洋や東部太平洋の懸濁粒子のそれとよく一致した。また、Prahl et al. (1988)が報告した北東太平洋亜寒帯域産 *E. huxleyi* 55a や、本研究の陸奥湾産の *G. oceanica* GO1 の $U^{k'_{37}}$ -T 関係式とも大きく変わらないことが判明した。

2. 中部日本遠州灘沖 (LM-5A) の表面から亜表層水 (1~300m 水深) から早秋において採集された懸濁粒子試料のアルケノン、アルケノエイト濃度は、季節的溫度躍層より浅い水深で最大値を示し、水深が深くなるにつれて徐々に減少した。このとき、クロロフィル濃度の極大層は季節的溫度躍層に存在した。したがって、アルケノン、アルケノエイトを合成するハプト藻は他の植物プランクトンとは異なり、水温の高い季節における成層化した水塊中でも、海洋表面近くにおいて生息すると推察した。

3. LM-5A の表面から亜表層水において $U^{k'_{37}}$ から見積もられた水温は、表面混合層においては一定で、かつ観測した現場水温と一致した。しかし、季節的溫度躍層においては観測された水温値より高い値が得られた。この季節的溫度躍層におけるくい違いは、老化あるいは死滅した細胞から由来するアルケノン、アルケノエイトの影響であると推察した。

第5章 長鎖アルケノン、アルケノエイトの鉛直フラックスの季節変化と海洋深層および底層での輸送・分解過程

5-1 はじめに

植物プランクトンの海洋表層における生産量は、海域ごとに規定された日射量、水温、栄養塩濃度などの条件にしたがって季節的に変動することが知られている (Deuser and Ross, 1980 など)。堆積物からアルケノン・アルケノエイト温度計を使って見積もられる水温は、アルケノン・アルケノエイトのより生産量の高い季節に記録された温度に強く影響されると考えられる。つまり、アルケノン・アルケノエイト温度は、生産量の季節変動によって多様になることが考えられる。したがって、その影響を考慮したより本質的な水温解析のためにも、それぞれの海域でアルケノン、アルケノエイト生産者の生産量の季節変動の一般的な傾向を明らかにする必要がある。そこで、本節では、日本海溝域に1年間係留した時系列セディメントトラップ試料から、アルケノン、アルケノエイトの鉛直フラックスの年間変動を調べ、北西太平洋日本近海の海洋表層におけるそれら化合物の生産量の季節変動について考察する。

また、海洋表層で生産された有機物は、深層への輸送や底層に埋積される過程において化学的な変質や生物による分解などの続成作用を受ける。これまでの多くの研究は、比較的続成変化に抵抗性が強いといわれる脂肪酸やステロール、炭化水素などの脂質が、海洋の水カラム内や底層で分解する段階（いわゆる初期続成段階）において、量的だけでなく質的にも変化することを報告している (Crip et al., 1979; Prahl et al., 1980; Wakeham et al., 1980; Tanoue and Handa, 1980; Gagosian et al., 1982; Matsueda and Handa, 1986 など)。そこで、海洋表層で不飽和比などに記録されたアルケノン水温やアルケノン/アルケノエイト比が、海洋の水カラム内での輸送や底層での埋積段階において変化することなく保存されるのかどうか明確にしなければならない。本節では、深層水に係留された時系列セディメントトラップと、その直下で採集された堆積物試料および西七島海嶺域で採集された表面堆積物試料の結果から、このことについて検討する。

5-2 結果

日本海溝3重点 (JT-07) に係留したセディメントトラップ試料によって得られた粒子状有機炭素 (POC) および長鎖アルケノン、アルケノエイトの分析結果を表5-1に示した。1674mのトラップ試料におけるPOCおよびアルケノン、アルケノ

表5-1 日本海溝域3重点 (JT-07) のセディメントトラップ試料における全粒子、有機炭素、アルケノン・アルケノエイト分析結果.

Samples water depth	date	Mass flux (mg m ² day ⁻¹)	POC flux (mgC m ² day ⁻¹)	A&A flux (μg m ² day ⁻¹)	A&A(mg) /POC(gC)	U ³⁷	K37/K38	EE/K37
Sediment trap (JT-07)								
1674m-1	Mar 5-Apr 1	91.61	4.04	2.78	0.69	0.59	1.47	0.066
2	Apr 1-Apr 29	61.30	2.26	3.31	1.46	0.67	1.31	0.044
3	Apr 29-May 27	109.15	4.00	5.52	1.38	0.68	1.23	0.048
4	May 27-Jun 24	77.76	2.38	4.04	1.70	0.72	1.27	0.048
5	Jun 24-Jul 22	127.89	5.11	7.59	1.48	0.77	1.18	0.052
6	Jul 22-Aug 19	139.41	5.29	16.48	3.12	0.80	1.27	0.048
7	Aug 19-Sep 16	38.23	0.75	0.60	0.80	0.84	1.21	0.037
8	Sep 16-Oct 14	87.21	2.69	3.45	1.28	0.89	1.25	0.036
9	Oct 14-Nov 11	50.06	1.68	1.14	0.68	0.82	1.29	0.042
10	Nov 11-Dec 9	27.61	1.46	0.55	0.37	0.72	1.31	0.069
11	Dec 9-Jan 6	62.60	2.56	1.93	0.76	0.80	1.38	0.035
12	Jan 6-Feb 3	56.60	1.78	2.16	1.21	0.76	1.30	0.041
13	Feb 3-Mar 2	50.48	1.90	2.31	1.21	0.68	1.28	0.055
	annual#	27345.55	1001.21	1448.95	1.45*	0.76*	1.27*	0.048*
4180m-1	Mar 5-Apr 1	107.01	3.37	1.62	0.48	0.67	1.40	0.057
2	Apr 1-Apr 29	183.13	6.00	5.67	0.94	0.68	1.37	0.052
3	Apr 29-May 27	198.80	5.32	2.90	0.55	0.70	1.27	0.054
4	May 27-Jun 24	212.69	5.67	6.02	1.06	0.68	1.27	0.085
5	Jun 24-Jul 22	197.29	5.48	3.93	0.72	0.68	0.74	0.085
6	Jul 22-Aug 19	121.68	4.25	3.38	0.80	0.77	1.32	0.061
7	Aug 19-Sep 16	245.49	7.37	4.71	0.64	0.79	1.21	0.049
8	Sep 16-Oct 14	277.41	8.68	6.56	0.76	0.82	1.27	0.053
9	Oct 14-Nov 11	248.41	6.67	2.59	0.39	0.79	1.28	0.045
10	Nov 11-Dec 9	98.15	2.76	0.87	0.32	0.76	1.30	0.060
11	Dec 9-Jan 6	77.58	2.80	1.23	0.44	0.72	1.33	0.064
12	Jan 6-Feb 3	130.56	4.64	2.27	0.49	0.78	1.31	0.054
13	Feb 3-Mar 2	84.04	3.10	1.72	0.55	0.70	1.47	0.051
	annual#	60996.12	1847.64	1215.36	0.66*	0.74*	1.25*	0.061*
5687m-1	Mar 5-Apr 1	106.02	3.35	0.74	0.22	0.69	1.46	0.046
2	Apr 1-Apr 29	210.94	6.81	5.83	0.86	0.65	1.39	0.047
3	Apr 29-May 27	183.03	5.38	2.99	0.56	0.66	1.30	0.037
4	May 27-Jun 24	145.79	4.02	1.23	0.31	0.69	1.32	0.036
5	Jun 24-Jul 22	167.12	4.80	1.29	0.27	0.71	1.40	0.038
6	Jul 22-Aug 19	136.53	3.94	1.36	0.35	0.74	1.31	0.033
7	Aug 19-Sep 16	211.33	6.20	4.55	0.73	0.81	1.28	0.039
8	Sep 16-Oct 14	230.54	6.95	4.44	0.64	0.83	1.24	0.041
9	Oct 14-Nov 11	228.15	6.50	2.56	0.39	0.79	1.26	0.054
10	Nov 11-Dec 9	164.49	4.25	0.72	0.17	0.74	1.29	0.033
11	Dec 9-Jan 6	58.91	1.89	0.38	0.20	0.70	1.47	0.034
12	Jan 6-Feb 3	109.31	3.46	1.34	0.39	0.78	1.34	0.029
13	Feb 3-Mar 2	80.90	4.31	0.68	0.16	0.75	1.42	0.036
	annual#	56819.50	1728.67	785.86	0.45*	0.74*	1.32*	0.041*

(表 5-1 の続き)

8688m-1	Mar 5-Apr 1	179.52	7.02	2.33	0.33	0.68	1.34	0.067
2	Apr 1-Apr 29	108.96	3.02	1.29	0.43	0.69	1.30	0.064
3	Apr 29-May 27	267.35	6.10	2.37	0.39	0.72	1.46	0.075
4	May 27-Jun 24	256.01	5.86	1.84	0.31	0.68	1.46	0.059
5	Jun 24-Jul 22	238.08	5.65	3.86	0.68	0.65	1.21	0.088
6	Jul 22-Aug 19	353.88	8.57	3.46	0.40	0.79	1.36	0.060
7	Aug 19-Sep 16	276.67	5.97	2.40	0.40	0.79	1.34	0.051
	annual##	87384.55	2193.93	912.87	0.44**	0.72**	1.34**	0.068**
bottom sediment (LM-6)								
	9200m				0.066	0.74	1.27	0.038

#: 全質量($\text{mg m}^{-2} \text{ year}^{-1}$)、POC($\text{mgC m}^{-2} \text{ year}^{-1}$)、アルケノン・アルケノエイト(A&A; $\mu\text{g m}^{-2} \text{ year}^{-1}$)の年間フラックス。

##: 水深8688mにおける全質量($\text{mg m}^{-2} \text{ year}^{-1}$)、POC($\text{mgC m}^{-2} \text{ year}^{-1}$)、アルケノン・アルケノエイト(A&A; $\mu\text{g m}^{-2} \text{ year}^{-1}$)の年間フラックス(F_{est})。1991年3月～9月までの半年だけのデータ(F_{sed})から次式にしたがって見積もった(本文参照)。 $F_{\text{est}} = \sum F_{\text{sed}} / 7.13$

*: U^k_{37} , EE/K37, K37/K38のフラックスの年間荷重平均値。

** : 水深8688mにおける U^k_{37} , EE/K37, K37/K38のフラックスの年間荷重平均値。半年分だけのデータから見積もった(本文参照)。

エイトの鉛直フラックスはそれぞれ $0.75 \sim 5.5 \text{ mgC m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ および $0.5 \sim 16.5 \mu\text{g m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ である(図5-1)。アルケノン、アルケノエイトフラックスの著しい極大値が、1991年6月～8月にみられ、この時期のフラックスは全係留期間の総フラックス(これを年間フラックスとした)中の約45%を占める。POCフラックスにおいてもこれと同じ時期に極大値がみられた。また、アルケノン、アルケノエイトおよびPOCフラックスの最小値はともに1991年8月～9月にみられた。両者とも全般的には春、夏季に高く、冬季には低い。POCに対するアルケノン、アルケノエイト比

(A&A/POC)も1991年6月～8月に著しい極大値がみられ、冬季には低い傾向がみとめられた(図5-2)。

深層水4180、5687、8688mのトラップ試料におけるPOCおよびアルケノン、アルケノエイトの鉛直フラックスはそれぞれ $2.0 \sim 8.7 \text{ mgC m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ および $0.5 \sim 6.6 \mu\text{g m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ である(表5-1、図5-1)。アルケノン、アルケノエイトフラックスとPOCフラックスの最大値は1991年8月～10月においてみとめられ、その時期における水深1674mのそれらのフラックスより大きな値を示した。

1674mのトラップ試料における U^k_{37} の季節的多様性は $0.59 \sim 0.89$ の範囲で

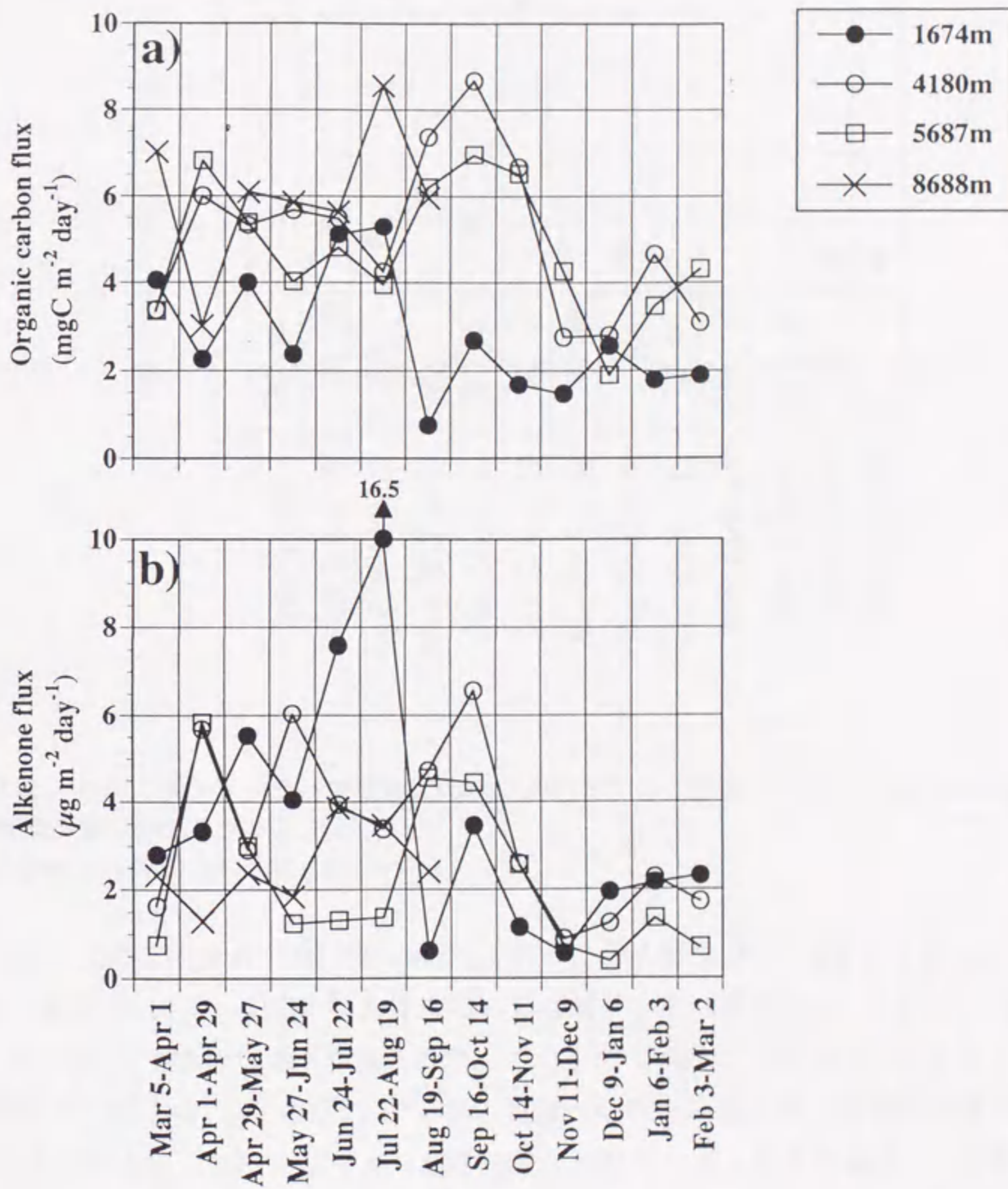


図5-1 セディメントトラップ試料(JT-07)における粒子状有機炭素(POC)およびアルケノン・アルケノエイト(A&A)フラックス。
1674(●), 4180(○), 5687(□), 8688m(x)

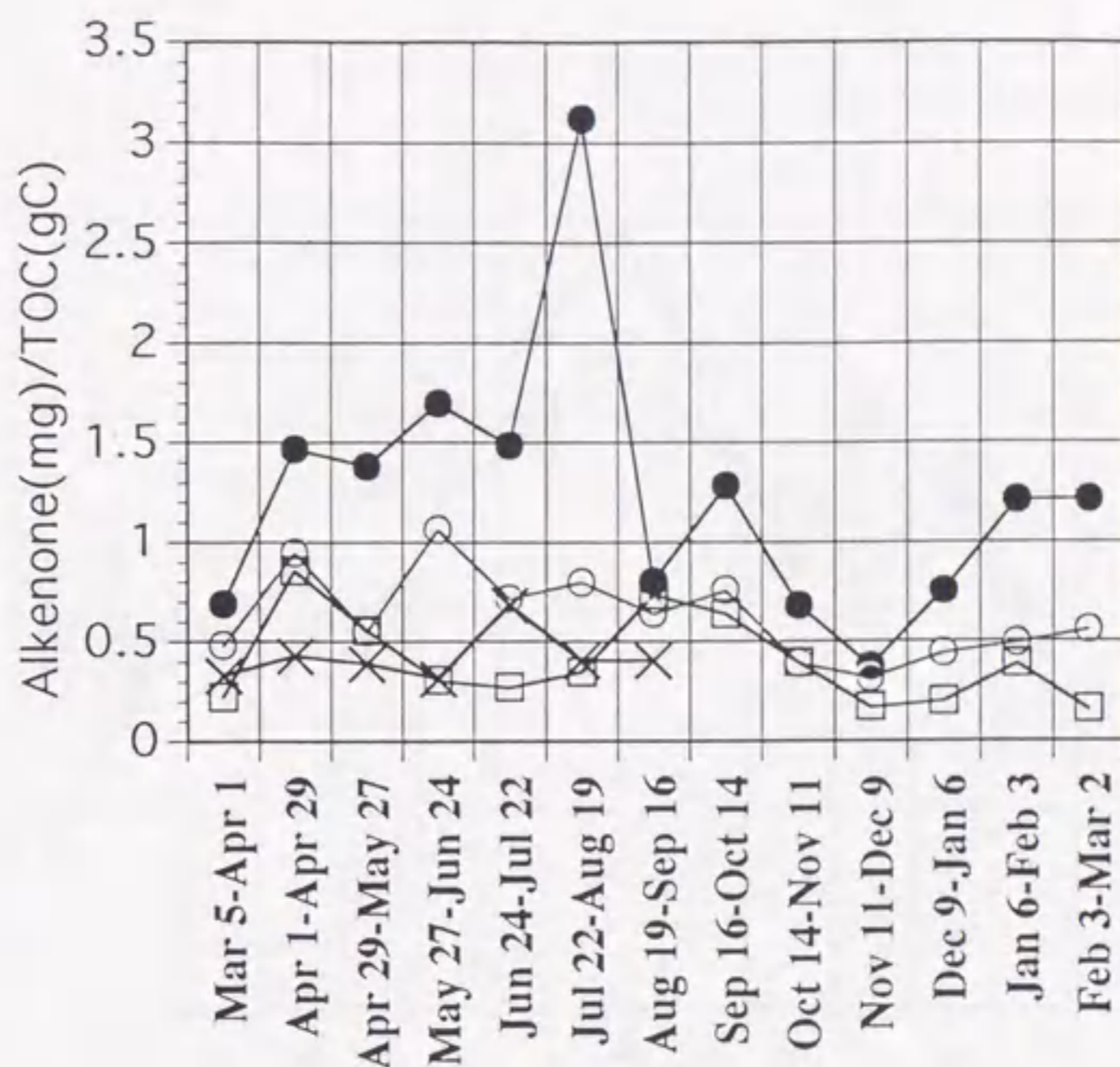


図5-2 セディメントトラップ試料(JT-07)におけるアルケノン・アルケノエイト(A&A)/粒子状有機炭素(POC)フラックス比.
1674(●), 4180(○), 5687(□), 8688m(x)

変動し、1991年5月～10月において上昇し、最大値は9月～10月であった。その後、1991年10月～1992年3月においては減少した(図5-3)。ただし、1991年11月～12月で急激な低下がみられた。これらの $U^{k'_{37}}$ は、式(4-1)によって水温に換算した(図5-4)。これらの $U^{k'_{37}}$ から見積もられた水温と海上保安庁が連続観測している表面水温(SST)データ(海洋速報から引用)は、およそ半月～1カ月の遅れでよく一致することがわかった。水深4180、5687、8688mのトラップ試料における $U^{k'_{37}}$ の季節的变化はほとんど1674mのトラップ試料におけるそれと約半月～1カ月遅れでよく一致する(図5-3)。すなわち、図5-4で示されるSSTの観測値との間で1～2カ月の時間の遅れでよく一致するということである。

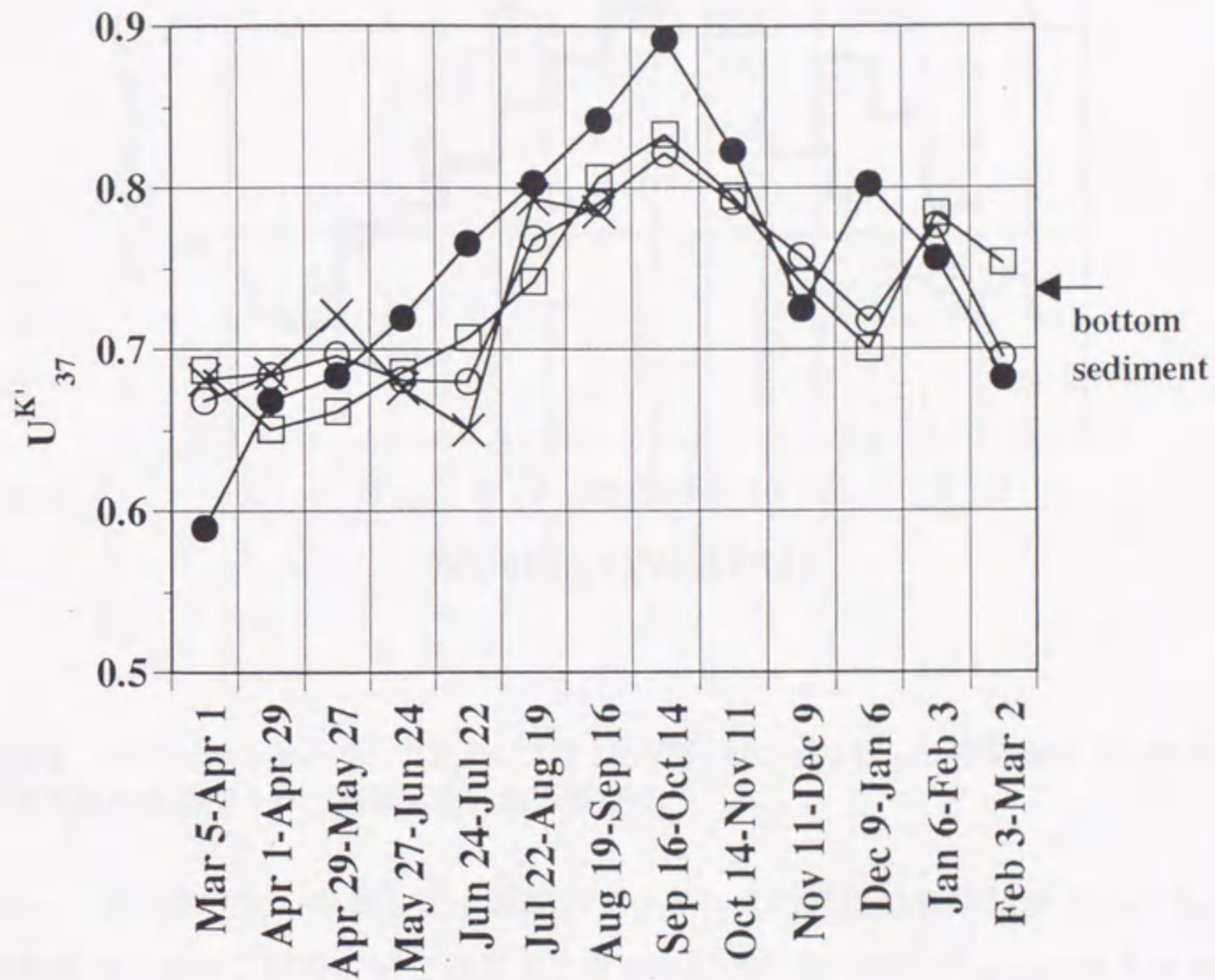


図5-3 セディメントトラップ試料(JT-07)におけるアルケノン不飽和指数(U^k_{37}). 1674(●), 4180(○), 5687(□), 8688m(x). トラップ試料直下の堆積物(LM-6; 9200m)の U^k_{37} もともに示した(矢印).

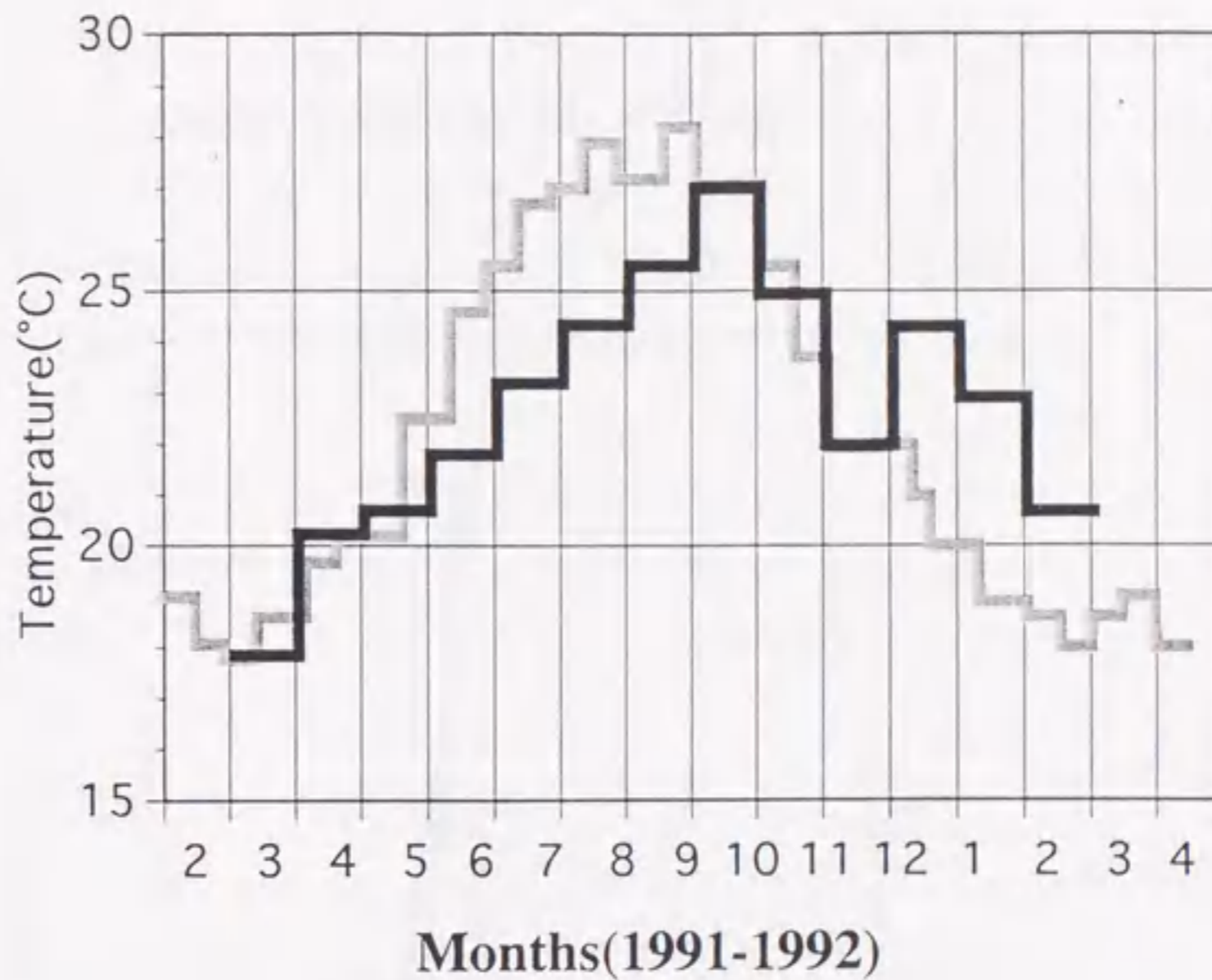


図5-4 セディメントトラップ試料(JT-07)の水深1674mの $U^{k_{37}}$ から見積もられた水温と表面海水温の観測データ(海洋速報、海上保安庁)。

本研究では、係留した全期間のフラックスの累積値を年間フラックスとして、各水深のトラップ試料の値を表5-1と図5-5に示した。全粒子フラックスとPOCフラックスは水深にともなって増加した。これは、水深が増すほど再懸濁粒子の付加が増加することを示していると考えられる。にもかかわらず、アルケノン、アルケノエイトフラックスは水深にともなって減少することがわかった。水深1674~8688mにおけるアルケノン、アルケノエイトの年間フラックス($F_{A\&A}$: $mg\ m^{-2}\ year^{-1}$)を水深(z : km)に対して指数関数的に回帰させたのが次の式である。

$$\ln F_{A\&A} = -0.075z + 0.435 \quad (r^2 = 0.63, n = 4) \quad \dots\dots\dots(5-1)$$

しかし、8688mにおけるフラックス値はたったの半年分(1991年3月~9月)から見積もったものであり、データの得られた時期は水深1674~5687mのフラックスは高い値を示す時期であった。この時期だけの値で年間フラックスを計算した場合に、過剰に見積もってしまっている可能性がある。したがって、この8688mにおけるフ

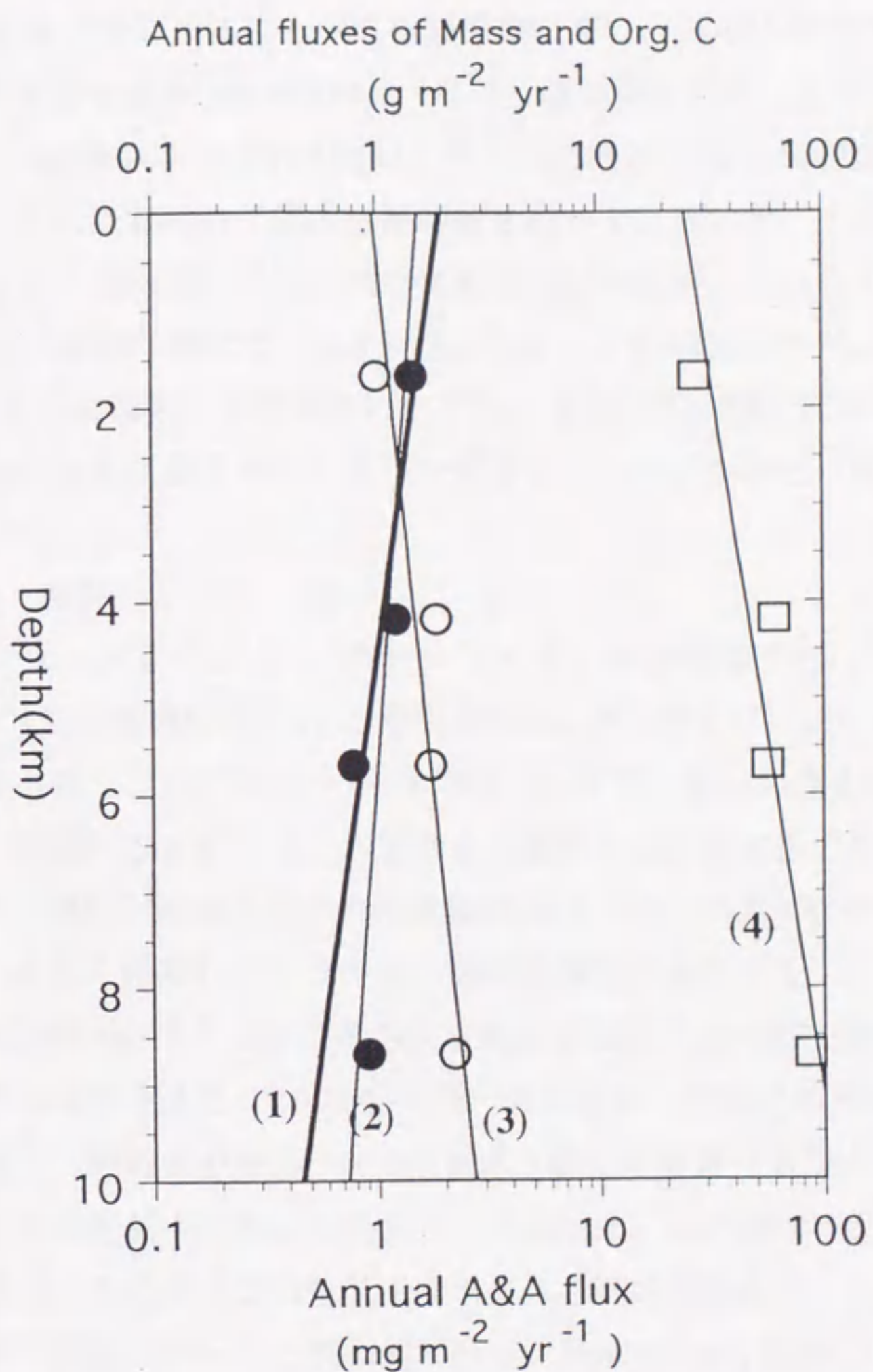


図5-5 全粒子、粒子状有機炭素(POC)およびアルケノン、アルケノエイトの年間フラックス-水深(km)関係。

回帰直線(1): 1574~5687mのアルケノン・アルケノエイトフラックスの回帰線, (2): 1674~8688mのアルケノン・アルケノエイトフラックスの回帰線 (●), (3): POCフラックスの回帰線 (○), (4): 全粒子フラックスの回帰線 (□)。

ラックス値を除外して、水深 1674~5687m におけるアルケノン、アルケノエイトの年間フラックスの水深に対する回帰式を求めた。

$$\ln F_{A\&A} = -0.144z + 0.663 \quad (r^2 = 0.86, n = 3) \quad \dots\dots\dots(5-2)$$

この式は、(5-1)式にくらべて相関係数が高い。この(5-2)式を使って 8688m の $F_{A\&A}$ を計算すると $0.56 \text{ mg m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ という値が得られた (表 5-1 の値と比較)。

水深 1674~8688m のトラップ試料の U_{37}^k 、EE/K37、K37/K38 それぞれのフラックスにおける年間荷重平均値を表 5-1 に示した。アルケノン、アルケノエイトフラックスは水深に対して減少するにも関わらず、これら U_{37}^k 、EE/K37、K37/K38 の年間荷重平均値はほとんど変化しないことが確認された。また、JT-07 の水深 9200m の堆積物から測定された U_{37}^k 、EE/K37、K37/K38 も、トラップ試料のそれらの値の年間荷重平均値とほぼ一致することがわかった (表 5-1)。

5-3 考察

5-3-1 アルケノン、アルケノエイトの鉛直フラックスの季節変動

日本海溝域 JT-07 の水深 1674m のトラップにおいて、アルケノン、アルケノエイトのフラックスは、1991 年 6 月~8 月に著しい極大値がみられた (図 5-1)。また、同試料のアルケノン水温計から見積もられた水温の季節変化は、およそ半月~1 カ月の遅れで観測された表面水温(SST)の変化とほとんど一致した (図 5-4)。この半月~1 カ月の遅れというのは、海洋表層でアルケノン、アルケノエイトが生産された後に 1674m のトラップの係留深度まで沈降する時間であると推測した。この時間の遅れから考えると、1991 年 6 月~8 月にみられたこれらの化合物のフラックスの極大値は、それより半月~1 カ月前の 1991 年 5 月~7 月において海洋表層での起源生物の生産が高かったことを示すことになる。この 5 月~7 月は、春季ブルームの時期を含む。このタイプの粒子フラックスの季節変動パターンは、一般的な北半球の中緯度域の変動パターンと調和的である (Deuser and Ross, 1980; Deuser et al., 1990)。つまり、アルケノン、アルケノエイトの生産は、春季ブルームの時期において最も高いことがわかった。また、A&A/POC 比も春季ブルームの時期に高いという結果も得られていて (図 5-2)、これは、全植物プランクトンの中でアルケノン、アルケノエイトを生産するハプト藻がこの時期に占める割合が増加するということを意味するのかもしれない。しかしながら、水深 4180、5687、8688m のトラップ試料における POC およびアルケノン、アルケノエイトの鉛直フラックスの最大値は 1991 年 8 月~10 月においてみとめられた (図 5-2)。これは海洋表層における生物

生産を反映しているというよりは、この時期に陸棚斜面の堆積物から供給された再懸濁粒子に影響されていると考えられる。同試料において測定された窒素同位体比

($\delta^{15}\text{N}$) もこの時期に特徴的な値を示し、再懸濁粒子の関与の可能性が指摘されている (Nakatsuka et al., 1995)。

一方、水深 1674m のトラップ試料において、夏季と冬季においてフラックスが低いのは、ハプト藻の生育条件として温度がそれぞれ夏季においては高すぎるため、冬季においては低すぎるためであると推察した。

これら結果から、北西太平洋日本近海において、アルケノン温度計から推定される水温は、春季ブルーム期を含む 5 月～7 月の時期の水温を強く反映していると結論した。

5-3-2 沈降粒子に記録されたアルケノン水温の季節変動

JT-07 の水深 1674m のトラップ試料のアルケノン水温の季節変動パターンは、前述したように、およそ半月～1 カ月の遅れで観測された SST の変動パターンと、ほとんど一致した (図 5-4)。しかし、水温の絶対値をみてみるとくい違いのある時期がみとめられる。特に、1991 年 6 月～9 月において、 U^{k}_{37} から見積もられた水温が観測された SST データより 2～3°C 低いことは注意しなければならない (図 5-4)。これは季節的溫度躍層の影響があらわれている可能性がある。つまり、この時期にアルケノン、アルケノエイト生産者は、亜表層の季節的溫度躍層においても有意に生産され、その場で SST より低い水温を記録した細胞がそのときの沈降粒子に寄与しているということである。しかしながら、第 4 章で述べた遠州灘沖 (LM-5A) の表面から亜表層までのアルケノン、アルケノエイト濃度の分布は、海洋表面の混合層においておもにそれらが生産されていることを示している (図 4-2)、セディメントトラップの結果と異なっている。この場合、LM-5A の測定結果はある 1 海域の、ある 1 つの時間の結果でしかなく、一般的な日本近海のハプト藻の海洋表層における鉛直分布と、たまたまこの採集したときの鉛直分布の傾向が異なったという可能性がある。しかし、一方で、この 2～3°C の水温差というのは溫度躍層の影響にしては小さいという見方もある。というのも、Prah1 et al. (1993) が報告した東部北太平洋オレゴン沖の U^{k}_{37} から見積もられた水温の季節変動をみると、暖かい季節において実際の観測された SST と U^{k}_{37} から見積もられた水温の間には最大約 8°C の差がある (図 5-6)。Prah1 らもこの水温差を季節的溫度躍層の影響と述べている。また、本研究の LM-5A の水温分布をみても水温躍層において SST より約 5～6°C 低く、トラップ試

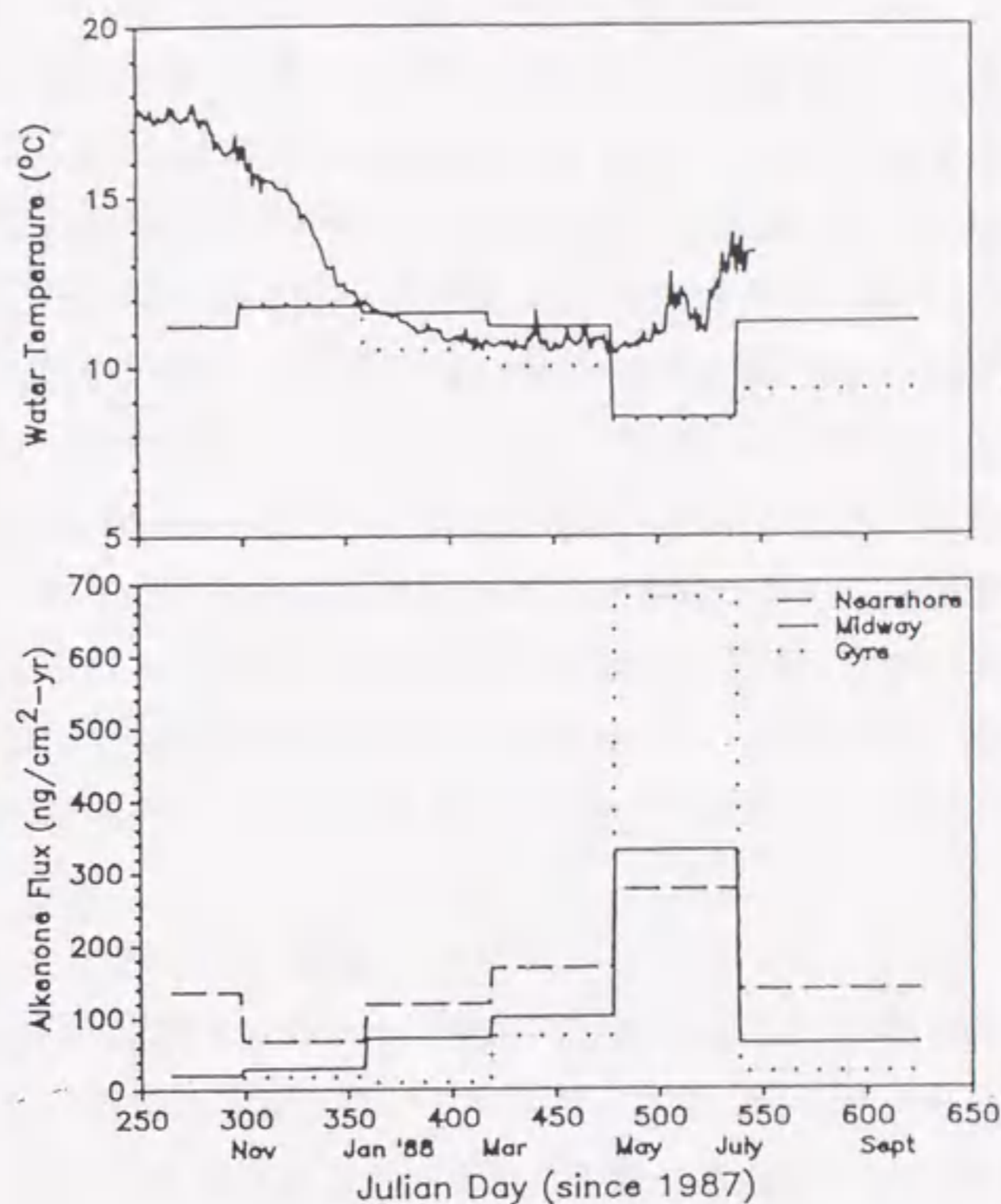


図5-6 Prahl et al.(1993)の北東太平洋オレゴン沖のセディメントトラップ実験によって得られたアルケノンフラックス、 $U^{k_{37}}$ から見積もられた水温および表面海水温の観測データ。水温は、Prahl et al. (1988)の式により計算された。

料でみられた水温差より明らかに大きい。また、Prahlらの東部北太平洋と本研究の $U^{k_{37}}$ から見積もられた水温の季節変化を比較すると、東部北太平洋は夏季もほとんど冬季と同じほどの低温を示すため、ほとんど季節変化がみられない。しかしながら、本研究においては、SSTの観測値が最大の時期に $U^{k_{37}}$ 水温も最大値を示す。このことは東部北太平洋のデータとくらべて日本近海の $U^{k_{37}}$ 水温が、SSTを強く反映していることを意味するものである。このように推論すると、第4章で述べた有光層でのアルケノン、アルケノエイトの鉛直分布に示されるような、表層が成層化する季節においても、アルケノン、アルケノエイト生産者は亜表層よりも表層におもに生息するということが調和的である。これら両海域の間でみられる季節パターンの違いの原因は、アルケノン生産者の生態学的な特徴や環境条件の違いによると思われる。あるいは

は、北西太平洋は *G. oceanica* が群集の中で占める割合が大きいことが特徴であるが、それが何らかの影響を及ぼしているのかもしれない。

1991年11月～12月に $U^{k_{37}}$ 水温は急激な低下がみとめられた (図 5-4)。このときの $U^{k_{37}}$ 水温を実際の観測 SST と半月～1カ月の時間の遅れを考慮して比較した場合、 2.5°C 低い値を示すことがわかる (図 5-4)。この理由については、本研究において明確に答えることはできないが、1991年11月～12月の時期のアルケノン、アルケノエイトフラックスは 1674m、4180m、5687m のすべての水深で $1\mu\text{g m}^{-2}\text{ day}^{-1}$ 以下と小さい値を示したことに関係があるかもしれない。つまり、JT-07 海域でハプト藻生産が低いところへ、別の海域から由来する粒子の側方からの混入がおり、沈降粒子内での、他の海域で記録された水温シグナルの影響が大きくなったということは考えられる。初冬にみられたこの水温低下が、日本近海におけるアルケノン水温の季節変動で一般的に常時おこる現象なのか、何に起因したものなのかについては、複数年の時系列データを得ることによって明らかにされることであろう。

5-3-3 水カラム内の輸送、分解

JT-07 の深層水のトラップ試料 (水深 4180m、5687m、8688m) から得られたアルケノン水温の季節変動パターンも、水深 1674m から得られた結果同様に、観測された SST よりおよそ 1 月～2 カ月の遅れでほとんど一致することがわかった (図 5-3)。これは、深層水中のアルケノン、アルケノエイトを含む沈降粒子においても海洋表層の水温記録をよく保存していることを示している。セディメントトラップや懸濁粒子試料からコッコリスを観察する多くの研究が、ハプト藻を含んだ細粒の懸濁態有機物を海洋表層から深層へ輸送する重要なメカニズムとして、コペポータのような動物プランクトンにつくられる糞粒 (フィーカルペレット) や大きな凝集体による急速な下方輸送であると述べている (Honjo, 1976; Samtleben and Bickert, 1990; Knappertsbusch and Brummer, 1995 など)。しかし、本研究の全粒子フラックスや POC フラックスにみられるように堆積物からの再懸濁物の供給なども突発的に起こり、必ずしも海洋表層からの自生の粒子だけで説明できない。にもかかわらず、上述した $U^{k_{37}}$ の結果は強く SST のシグナルを保存していることは注目に値する。沈降粒子の $U^{k_{37}}$ と SST シグナルの間にみられた時間の遅れを、海洋表面からセディメントトラップの係留した水深までの粒子の沈降する時間であると推定し、トラップの深度との鉛直的な距離をその時間で割って、アルケノン、アルケノエイトを含む有機物粒子の沈降速度を $145\sim 290\text{m day}^{-1}$ と算出した。この速度は、北東大西洋でセディ

メントトラップ実験によって見積もった *E. huxleyi* のコッコリスの沈降速度 (124m day^{-1} ; Knappertsbusch and Brummer, 1995) よりやや大きい。これはアルケノン、アルケノエイトが比較的急速に表層から深層に輸送されていることを示すものである。

JT-07 サイトの直下 9200m の海底堆積物の $U^{k'_{37}}$ を図 5-3 に示した。その値は 0.74 であり、第 7 章で示す相模湾の表面堆積物の値とよく一致する (表 7-1)。つまり、この海域の陸棚から海溝までの堆積物の $U^{k'_{37}}$ は、この値で代表できると思われる。そして、この堆積物の値が 1674~8688m のセディメントトラップ試料の個々の値と異なる (図 5-3)。つまり、沈降粒子においてはこの堆積物由来の再懸濁粒子はほとんど入り込んでいないといえそうだ。これらの結果から、海洋表層で生産された初生的なアルケノン、アルケノエイトが、深層中の沈降粒子中のそれらの化合物において主要な成分であるという証拠が得られた。

アルケノン、アルケノエイトの年間フラックスは、水深にともなって減少する傾向がある (図 5-5)。これは深層への輸送の間に分解されているためであろう。その減少定数は、(5-2) 式の傾きから -0.14 km^{-1} と見積もった。また、A&A/POC 比は、水深にともなって著しく減少する (表 5-1)。これはアルケノン、アルケノエイトを含まない比較的続成変化に対して抵抗性の強い有機物に希釈されていることも指摘できる。一般に長鎖アルケノンは他の脂質成分とくらべて分解に対して抵抗性の強い化合物と考えられているが (Volkman et al., 1980; Conte et al., 1992)、一方で全有機物よりは 2~3 倍反応性が高いという報告もある (Prahl and Muehlhausen, 1989)。本研究の A&A/POC 比の結果も、アルケノンは決して他の有機物にくらべて続成作用に対して抵抗性の強い物質ではないことを示している。

水深 1674~8688m のトラップ試料の $U^{k'_{37}}$ 、EE/K37、K37/K38 それぞれのフラックスにおける年間荷重平均値は、それらのフラックスが減少したにも関わらず、ほとんど変化しなかった。ふつう有機分子において不飽和結合の多いものほど、また、直鎖の短いものほど分解に弱いと考えられている。しかし、 $U^{k'_{37}}$ と K37/K38 においてほとんど変化がみられないということはそれらの種類の化合物の間で選択的な分解はないことを示すものである。また、EE/K37 における結果も、水カラム内の輸送過程においてはアルケノンとアルケノエイトの間で選択的分解はないといえよう。このことは $U^{k'_{37}}$ 、EE/K37、K37/K38 が続成変化に対して安定な指標であるという証拠を提供するものである。

5-3-4 底層における分解と表面堆積物のアルケノン水温

海底堆積物の表層数 mm、いわゆる堆積物-水インターフェイスにおいては、海底に達したほとんどの有機物が底生生物群集によって無機化されてしまうと考えられている (Smith and Baldwin, 1984 など)。本研究ではこの堆積物-水インターフェイスにおけるアルケノン、アルケノエイトの量的、質的变化をセディメントトラップ試料と表面堆積物の分析結果を比較することにより検討した (表 5-2)。

JT-07 サイトの直下から採集された堆積物の A&A/POC のフラックス年間荷重平均値は、セディメントトラップのそれより著しく減少する (表 5-1)。これはアルケノン、アルケノエイトの分解だけでなく、前述したように続成変化に抵抗性の強い有機物の 2 次的な供給の影響を強く受けている可能性がある。海溝域のような場所の底層は、再懸濁粒子や"はねかえり"粒子 (rebound particle) といった 2 次的な粒子の影響を強く受けることは広く知られている (Walsh et al., 1990 など)。実際に日本海溝での生物源シリカの分析値でも底層でのフラックスが著しく増加することがわかっている (細川・半田, 1995)。ここで、堆積物試料を使ってアルケノン、アルケノエイトのマス蓄積速度 (Mass accumulation rate: MAR) を計算する際に、たとえばアルケノン、アルケノエイトが分解されて 2 次的に供給される粒子にわずかしが含まれていなくても、岩屑性粒子や抵抗性の強い有機物によって希釈された場合、低く見積もってしまう可能性がある。本研究ではそのことを考慮して、西七島海嶺域で得られた堆積物試料 (KT92-17 St. 14; この試料は海嶺の頂上付近で採取されているので、海溝堆積物にくらべて再堆積物の影響は小さいと考えられる) を使って、MAR を次式で求めた。

$$\text{MAR} = X \cdot \text{SR} \cdot \text{DBD} \quad \dots\dots\dots(5-3)$$

X は、対象となる物質の濃度、SR は ^{14}C 年代値から計算されたカレンダー年代から見積もった堆積速度 (cm year^{-1} ; 図 6-1、詳細は次章にて説明する)、DBD は乾燥密度 (g cm^{-3}) である。この MAR と、セディメントトラップ試料から求めた (5-2) 式を用いて計算したフラックス量とを比較して、日本近海の堆積物-水インターフェイスにおけるアルケノン、アルケノエイトの量的変化を見積もった (表 5-2)。水深 3252m の St. 14 の堆積物から計算したアルケノン、アルケノエイトの MAR は、 $26.1 \text{ ng cm}^{-1} \text{ year}^{-1}$ で、一方、(5-2) 式から見積もった 3200m のフラックスは $122 \text{ ng cm}^{-1} \text{ year}^{-1}$ である (表 5-2)。これは海底が存在したために水カラム内のフラックスの 21.4% の値に減少していると解釈し、この割合が堆積物-水インターフェイスにおけるアルケノン、アルケノエイトの保存効率であると推定した。

表5-2 日本海溝JT-07のセディメントトラップ試料のアルケノン・アルケノエイトの年間フラックスと、西七島海嶺域St. 14の堆積物から見積もったマス蓄積速度(MAR). Prah et al. (1993)の北東太平洋オレゴン沖のセディメントトラップ試料と堆積物試料から求められたMAR(本文参照).

Location	Water depth (m)	Flux (ng cm ⁻² yr ⁻¹)	MAR (ng cm ⁻² yr ⁻¹)	Preservation efficiency(%)*
Off central Japan				
JT-07	1674	145		
	3200	122#		
St. 14	3252		26.1	21.39
Washington coast				
Nearshore	1000	150		
	2712		33	22
Midway	1000	110		
	3111		11	10
Gyre	1000	140		
	3680		0.35	0.25

*: the ratios of MAR to flux within water column of A&A (See text).

#: a flux value calculated using equation (1) (See text).

表5-2にはPrah et al. (1993)が報告したオレゴン沖の3つの地点(Nearshore, Midway, Gyre)のアルケノンのフラックス(水深1000mに係留したセディメントトラップ試料から測定した)、堆積物のMAR、堆積物-水インターフェイスの保存効率も示した。彼らは場所によってアルケノンの保存効率に多様性があることを示し、それが底層の酸化還元条件の違いによるものであると報告した。

JT-07の水深9200mの堆積物から測定されたU^k₃₇、EE/K37、K37/K38も、トラップ試料のそれらの値の年間荷重平均値とほぼ一致することがわかった(表5-1)。堆積物-水インターフェイスにおいてもアルケノン、アルケノエイトの間で選択的な分解はみとめられず、海洋表層で記録された値を保存することが確認できた。

5-4 まとめ

1. 日本海溝3重点(JT-07)、水深1674mのセディメントトラップ試料によって得られたアルケノン、アルケノエイトフラックスは季節変動し、著しい極大値が、晩春から夏季にみられた。U^k₃₇から見積もられた水温と観測された表面水温

(SST)は、約半月~1カ月の遅れで一致する。この時間の遅れは、海洋表層で生産されたアルケノン、アルケノエイトを含む粒子のトラップの係留深度までの沈降時間であると推測した。この時間の遅れから考えると、晩春から夏季にみられたこれらの化合物フラックスの最大値は、それより半月~1カ月前の春季ブルームの時期を含む季節において海洋表層で生産が最大であったことを反映するものであると推察した。

2. JT-07の水深1674mのトラップ試料について、晩春から秋季において、U^k₃₇から見積もられた水温が観測されたSSTより2~3°C低いことがわかった。これは季節的溫度躍層の影響があらわれていると推察した。

3. 日本海溝JT-07地点、水深4180、5687、8688mのトラップ試料におけるU^k₃₇の季節的变化も、SSTの観測値との間で1~2カ月の時間の遅れをもってよく一致した。つまり、深層水中のアルケノン、アルケノエイトを含む沈降粒子においても海洋表層の水温記録をよく保存されていることが確認できた。

4. 沈降粒子のU^k₃₇とSSTの間にみられた時間の遅れから、アルケノン、アルケノエイトを含む有機物粒子の沈降速度を145~290m day⁻¹と算出した。これはアルケノン、アルケノエイトが比較的急速に表層から深層に輸送されていることを示すものである。

5. JT-07サイトの直下9200mの海底堆積物のU^k₃₇が1674~8688mのセディメントトラップ試料の個々の値と異なった。つまり、沈降粒子においては再懸濁粒子由来のアルケノン、アルケノエイトの影響は取るに足らないと推察された。つまり、海洋表層で生産された初生的なアルケノン、アルケノエイトが、深層中の沈降粒子中のそれらの化合物において主要な成分であるという証拠が得られた。

6. アルケノン、アルケノエイトの年間フラックスは、水カラム内や底層の堆積物-水インターフェイスにおいて著しく減少する傾向がみられた。これは深層へ

の輸送や埋積過程において分解されているためであろう。にもかかわらず、水深 1674 ~ 8688m のトラップ試料の $U^{k'_{37}}$ 、EE/K37、K37/K38 それぞれのフラックスにおける年間荷重平均値はほとんど変化しなかった。また、それらの値は、JT-07 地点の水深 9200m の堆積物から測定された $U^{k'_{37}}$ 、EE/K37、K37/K38 とほぼ一致することがわかった。これらの結果から、 $U^{k'_{37}}$ 、EE/K37、K37/K38 が水カラム内や底層での初期続成変化に対して安定な指標であるということを確認できた。

第6章 長鎖アルケノンによる過去3万年間の中部日本太平洋沖の表層水温の変動の復元

6-1 はじめに

本研究では、前章まで述べたような培養実験および海洋表層の懸濁粒子、深層における沈降粒子、表面堆積物から北西太平洋日本近海におけるアルケノン水温計の精度を高め、その適用性と信頼性を明らかにした。本章では、それらの知見を踏まえて、実際の中部日本沖から得られた堆積物コアから、アルケノン水温計によって過去約3万年間の海洋表層水温の変動の復元を試みる。

北西太平洋日本近海の海況は黒潮と親潮に特徴づけられ、この2つの海流は日本列島の気候に大きな影響を与えている。これらの海流はともに北太平洋の2つの海洋大循環の一環であり、黒潮は亜熱帯循環に属し、北赤道海流の西岸境界流として北太平洋の低緯度から中緯度へ流れる世界有数の強い表層海流である。一方、親潮は亜寒帯循環の一部であり、通常は東北日本近海まで南下して寒冷な気候条件を形成する。北西太平洋日本近海は、古海洋学的研究においては、最終氷期（約2.4~1.2万年前）に海洋表層水温が最も低下した海域の1つと考えられてきた。しかし、日本列島に近い位置の黒潮、親潮海流域では1980年代半ばまで系統的な海洋環境解析の可能な堆積物コアが採取されてなく、より沖合の堆積物コアからの外挿によって黒潮、親潮海流域の水温が推定されているに過ぎなかった（CLIMAP project members, 1976; Moore et al., 1980）。1980年代半ばに、Chinzei et al. (1987)が、黒潮、親潮海流域で採集された3本の堆積物コア（C-1, 4, 6; 図2-3）からナノプランクトン（おもに円石藻）、珪藻、有孔虫、放散虫などの微化石群集解析と有孔虫の酸素同位体比（ $\delta^{18}O$ ）から、過去2万年を通じての日本沖の海況変動を復元した。それによると、最終氷期には親潮が現在よりも南下していて、黒潮前線（黒潮と、黒潮・親潮混合水域の潮境）が南に位置し、それがその後の後氷期の温暖化にしたがって北上したと考えられている。

本章では、1992年東京大学海洋研究所の淡青丸航海で中部日本沖の黒潮流軸を交差する方向に得られた3本の堆積物コア（KT92-17 St. 14, 19, 20）について、アルケノン、アルケノイト分析からの水温解析の結果を述べる。さらに、それら3本の水温差の年代変動を解析し、それが黒潮流軸の変動を示すものと推察した。そして、黒潮変動に関わる北太平洋亜熱帯循環の過去約3万年間の千年スケールの変動を考察する。

6-2 結果

6-2-1 ^{14}C 年代値

西七島海嶺域の堆積物の AMS ^{14}C 年代値を表 6-1 と図 6-1 に示した。 ^{14}C 年代値は Libby の半減期 (5570 年) を用いて計算した。北西太平洋における表層水中の $^{14}\text{CO}_2$ のリザーバー効果の補正は、Bard(1988)にしたがって行った。ただし、Bard(1988)は、北太平洋の中緯度域では最終氷期において極前線の南下 (日本近海の場合、親潮の南下) の影響で、比較的古い中層水が表層まで達して表層水中の ^{14}C 年代が現在より古くなることを指摘している。したがって、最終氷期のリザーバー効果を補正する場合は、現在の海洋表層の補正年代よりも高い値を差し引くことになる。しかし、本研究では北西太平洋中部日本沖における最終氷期での親潮の南下の影響は、表層においては少ないと推察している。本研究では水深 50~100m におもに生息する浮遊性有孔虫種 (*N. dutertrei* や *G. ruber*) のみを年代測定に使用した。したがって、

表 6-1 堆積物コア (KT92-17 St. 14, St. 19, St. 20) の ^{14}C 年代、リザーバー効果の補正年代およびそれに基づくカレンダー年代 (本文参照)。*: *N. dutertrei* に *G. ruber* と *G. bulloides* も加えた。

Station	^{14}C datings/Aira-Tanzawa volcanic ash			
	Depth from the top(cm)	conventional age (yr BP)	corrected age (yr BP)	calender age (Cal yr BP)
St.14	24.8-27.3	3810±116	3430	3413
	58.4-60.9	6745±209	6365	7053
	150.6-153.1	14055±143	13675	16117
	203.4-205.9	16509±264	16129	19160
	285-299.5*	24330±225#	23950	28858
St.19	86.4-88.9	8172±205	7822	8859
	142.2-144.7	12996±262	12646	14841
	310.1-312.6	20246±241	19896	23831
	421.0-423.5	22232±844*	21882	26294
St.20	0.0-2.5	5218±299*	4868	5196
	44.4-46.9	13183±194	12833	15073
	122.6-125.1	7563±697*	17213	20504
	170.6-173.1	22516±315	22166	26646
	194.6-211.3*	24088±1209*	23738	28595

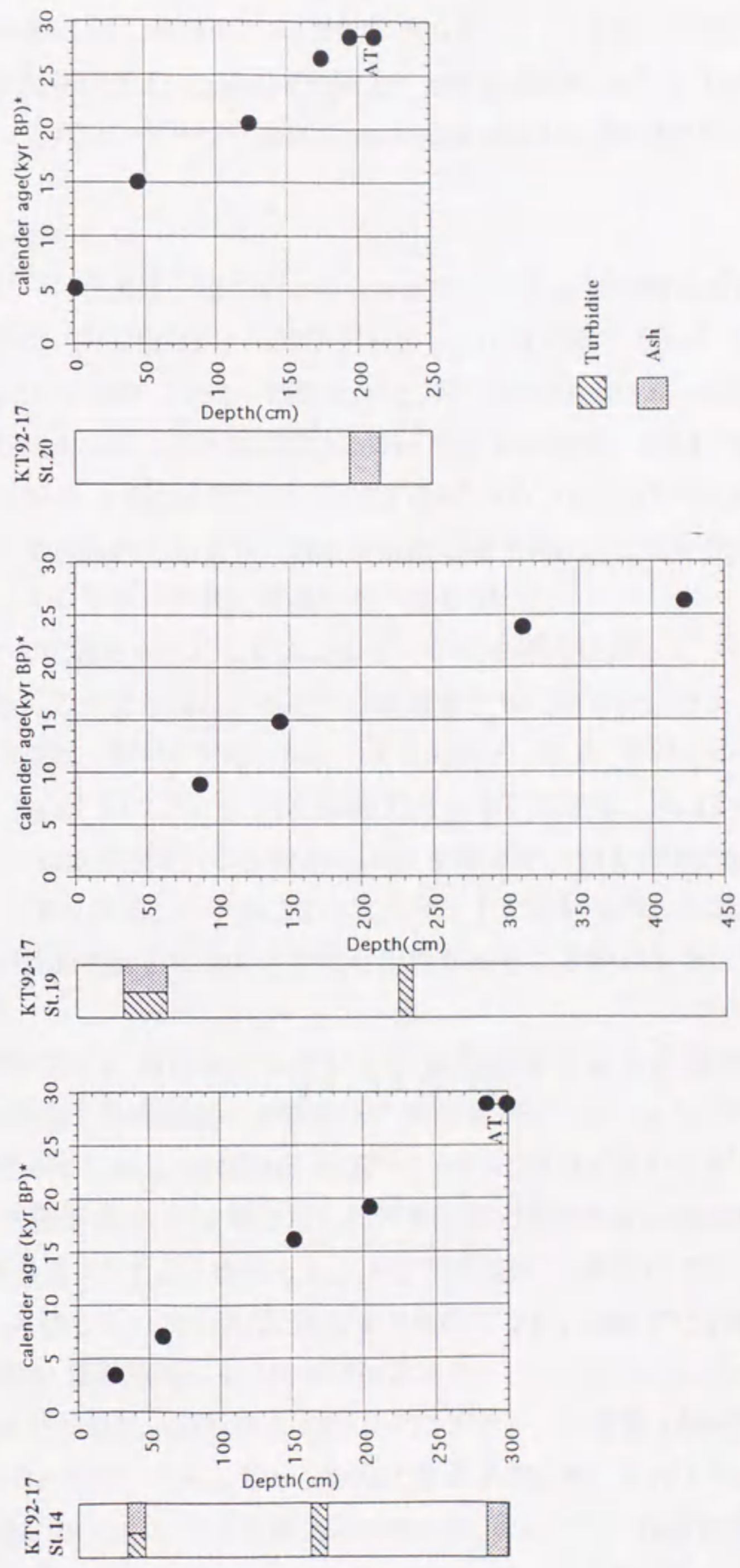


図6-1 西七島海嶺域の堆積物コア(St. 14, St. 19, St. 20)の¹⁴C年代に基づくカレンダー
 一年代の堆積深度(cm)に対するプロット。堆積物コアの大まかな岩相もともに示した。

最終氷期以前の¹⁴C年代のリザーバー効果についても、現在のリザーバー年代値で補正した(St. 14は380年、St. 19とSt. 20は350年)。さらに、本研究ではリザーバー効果を補正した年代(RA: corrected age; kyr BP)を次式のようなBard et al. (1993)の式を使ってカレンダー年代値(CA: calender age; Cal kyr BP)に換算した(表5-1)。

$$CA=1.24 \cdot RA-0.84 \quad \dots\dots\dots(6-1)$$

これらのカレンダー年代値は、同コアで得られた浮遊性有孔虫の酸素同位体曲線によって推定された年代(阿波根ほか、未発表データ)とほぼ矛盾するものではなかった。

また、St.14において285~299.5cmに、St.20には194.6~211.3cmに前述したように始良丹沢火山灰(AT: 24330±225yr BP; 村山ほか, 1994)が同定されている(村山ほか, 1995)。St.20についてはこの層準からAMS¹⁴C年代測定を行い、村山ほか(1994)で得られている年代値とほぼ同じ値を得た。この年代もリザーバー効果を補正して、カレンダー年代に変換した(表6-1)。

AMS¹⁴C年代値をもとにしたカレンダー年代を深度に対してプロットしたのが、図6-1である。この図には、それぞれの岩相もともに示した。カレンダー年代から推定した堆積速度は、St.14では、5.3~13.4cm/kyr、St.20では4.6~19.0cm/kyrである。ただし、St.20のコアトップは5196 Cal yr BPである。St.19の堆積速度は、コアトップから311cmまで約7.2~17.3cm/kyrであるが、311~422cmでは約45.0cm/kyrとかなり大きくなる。このSt.19のコアサイトにおいては、たぶん側方からのスランプ堆積物が比較的大量に供給された可能性があることを示した。

6-2-2 堆積物コアにおけるアルケノン不飽和指数による水温の復元

中部日本沖西七島海嶺域の堆積物コア St. 14, St. 19, St. 20 の $U^{k'_{37}}$ から見積もった水温を図6-2に示した。横軸はAMS¹⁴C年代に基づくカレンダー年代である。 $U^{k'_{37}}$ からの水温の換算式は、第4章で示した日本近海の表面水中の懸濁粒子試料から求めた $U^{k'_{37}}-T$ 関係式(4-1式)を使った。水温の誤差は、±0.5°Cである。St. 14における $U^{k'_{37}}$ から見積もられた水温は、過去3万年間で21.5~26.5°Cの範囲で変動する。全体的な傾向は、最終氷期以前(酸素同位体ステージ3~2: 3.0~1.2 Cal kyr BP)において現在の値よりも低い値を示し(21.5~23.5°C)、完新世(酸素同位体ステージ1: 1.2 Cal kyr BP以降)に入ってから徐々に値が上昇した。このような全体的な傾向は、St. 19とSt. 20においても同様にみられ、St. 19とSt. 20は最終氷期以前は平均値としてそれぞれ約23.2°Cと約23.7°Cを示し、その後の完新世に入ってから現

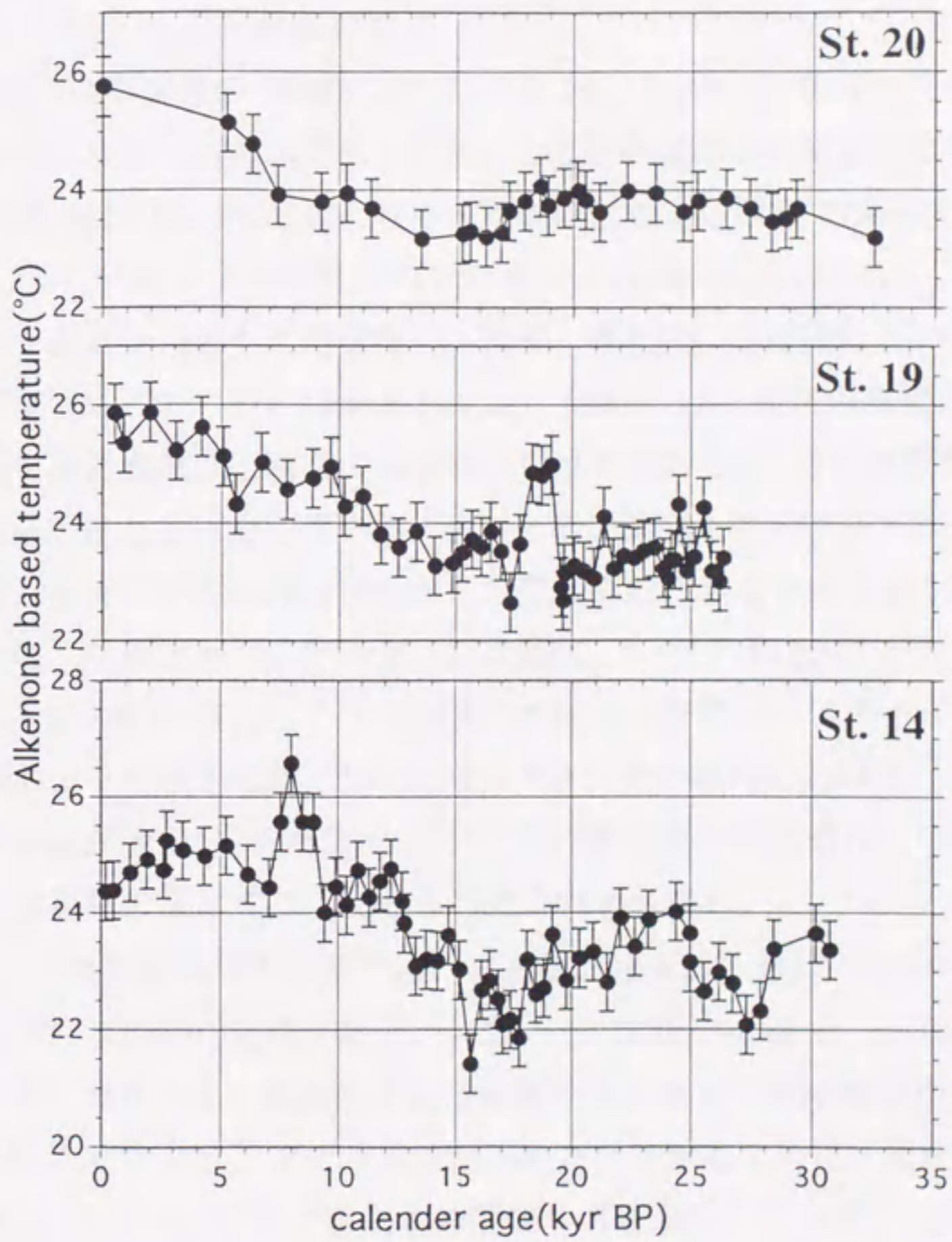


図6-2 堆積物コア St. 14, St. 19, St. 20 の $U^{K_{37}}$ から見積もった水温の年代変動.

在までに徐々に水温が上昇した。なお、St. 20の地点については、堆積コア St. 20は最上部が欠損しているため、現在(0 Cal yr BP)の値としてLM-4の表面堆積物の値を示した。これら3本のコアの最終氷期の平均水温と現在の水温の差は、1.5~2.5°Cである。

6-3 考察

6-3-1 アルケノン水温の復元

西七島海嶺域の堆積物コア St. 14, St. 19, St. 20のすべてで最終氷期から完新世にかけて水温の上昇が認められた。この最終氷期から完新世にかけての同様な水温上昇の傾向は、St. 14地点よりも本州側に位置する地点で採取された堆積物コア C-4(図2-3)においても報告されている(Chinzei et al., 1987)。C-4コアからは、ナノプランクトン(おもに円石藻)、珪藻、有孔虫、放散虫などの微化石群集から水温変動が復元されている。Chinzei et al. (1987)は、現在の黒潮と親潮の水域にみられる微化石群集組成と現在の夏季あるいは冬季のSSTとの関係性を求め、その関係式から過去の水温を推定している。図6-3に、St. 14におけるアルケノン水温とともに、それらC-4コアの微化石群集から見積もられた夏季の水温を示した。第4章で述べたように、中部日本沖のアルケノン水温は、5~7月のSSTを大きく反映すると考えられ、水温の絶対値としては、夏季の水温であるC-4コアの方が高い。両コアの経年変動はおよそ一致するが、18 Cal kyr BP以前の年代において、C-4コアの方が水温減少の勾配が大きい。また、C-4コアにおける最終氷期と現在との水温差は約4.0°Cであり、本研究の3本のコアにみられたそれより高い。

C-4コアにおける研究では、有孔虫の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)の最終氷期から完新世における劇的な変化が報告されている(Chinzei et al., 1987; 大場・安田, 1992)。その結果から、最終氷期には親潮から由来する冷水塊が中部日本沖まで南下して、それのためにC-4コアで水温が低下したと推論している。現在の親潮は、通常は35~37°N、142~145°Eで黒潮との混合水域を形成していて、ときどき相模湾まで異常南下することが知られている(Yang et al., 1993など)。しかしながら、本研究では、中部日本沖の U^k_{37} に記録された水温は最終氷期においても、親潮にはほとんど影響されなかったと推論している。St. 14, St. 19, St. 20から最終氷期の年代に得られたアルケノン水温の絶対値や、最終氷期と現在の水温差は、親潮の影響があらわれているにしては値が小さい(現在の親潮・黒潮混合水域の年間平均水温は14.0°C、春季ブルーム期である4~5月の水温は13.0°Cである; 図6-2と比較)。また、1982

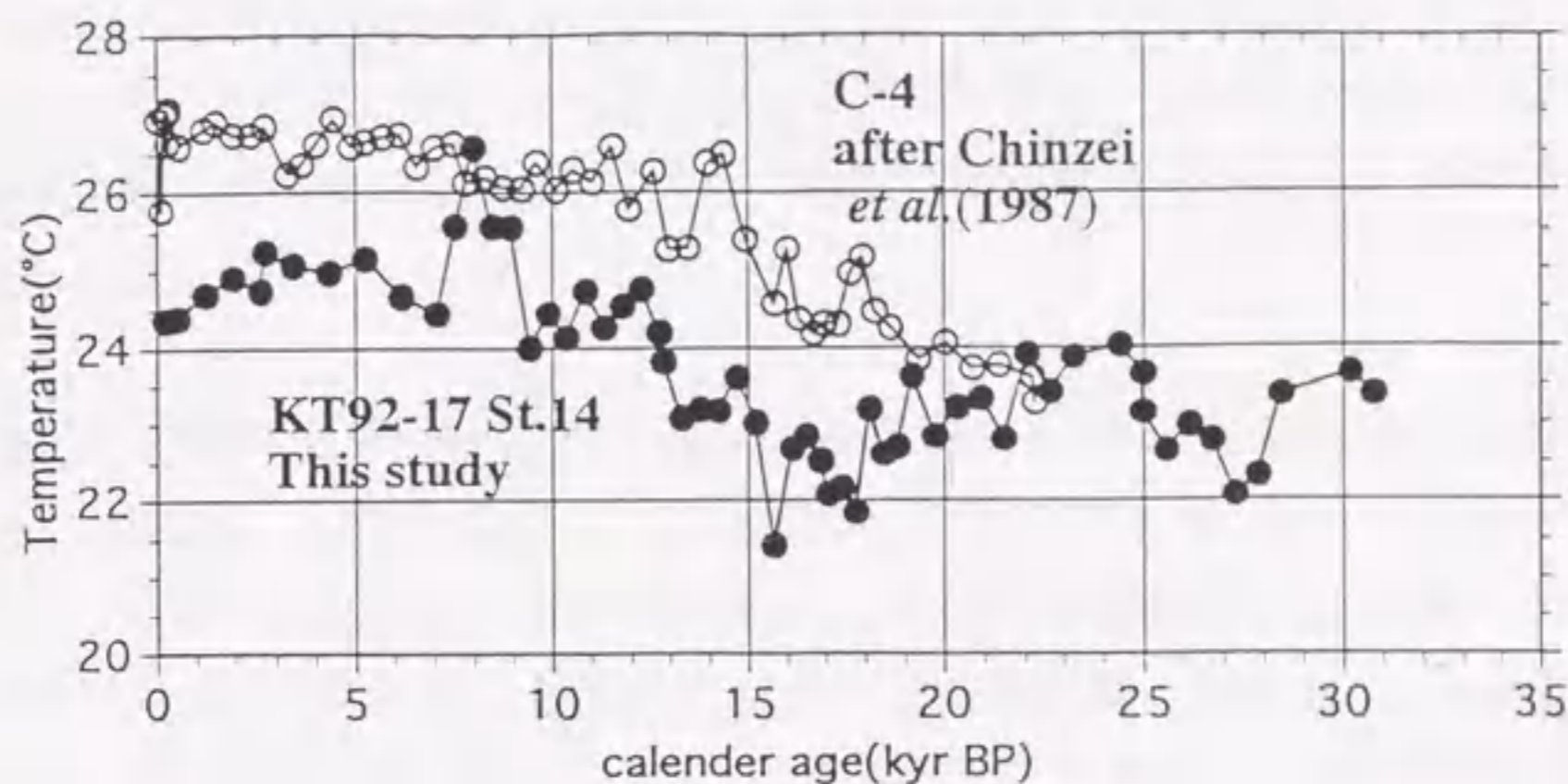


図6-3 St. 14 コアにおける U^{K}_{37} から見積もった水温と C-4 コアにおける微化石群集組成から見積もった夏季の水温 (Chinzei et al., 1987) の比較.

年におこった親潮の異常南下では相模湾の表層から中層で鉛直的な塩分濃度分布などが観測されているが、それによると、南下してきた低温で高密度の親潮水塊は、比較的温かく密度の小さい黒潮水塊の下にもぐるこみ、海洋表層にはほとんど親潮の影響があらわれていない (Yang et al., 1993)。つまり、親潮が中部日本沖まで南下してきたとしても、有光層上部におもに生息するアルケノン、アルケノイト生産者は、その水塊の水温には影響されない可能性がある。しかし、C-4 コアで報告された微化石群集組成や $\delta^{18}O$ 値は、放散虫や浮遊性有孔虫の中層水まで生息する種も含めた化石から分析されているため、親潮が南下して中層にもぐりこんだ場合には、有意に影響を受ける可能性がある。実際、C-4 コアの最終氷期と現在の水温差が、本研究のアルケノン水温より大きく見積もられるのは、親潮の影響があらわれていることに帰するのかもしれない。有孔虫や放散虫を使った解析・分析から見積もった水温は表層から中層といった広い水カラムの水温を記録するケースが多いのに対して、アルケノン水温は表層だけの水温を記録することが大きな違いである。本研究のような複雑な鉛直構造をなす海域で、SST を復元する場合は、アルケノン水温計がより明確な結果を提供しうる指標であることが指摘できよう。

本研究の3本の堆積物コアにみられたアルケノン水温の最終氷期での低下について、その $1.5\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ という水温の減少は、一般的に報告されている北太平洋中緯度域の最終氷期と現在のSSTの平均的な水温差とよく一致する (CLIMAP project members, 1976; Moore et al., 1980)。それゆえに、この水温低下は、日射量の低下から引き起こされた一般的な氷期での全球規模のグローバルな冷却に起因するものと推察した。その後、完新世に入り全球的な気温上昇にともなってSSTも上昇したと考えられる。

6-3-2 中部日本太平洋沖の海洋表層水温の変動と黒潮流軸の変動

黒潮は、中部日本沖（特に遠州灘沖）において本州に沿って直進する場合と、陸から遠く離れるような大蛇行する場合と、2つの準安定な流路をもつことが知られている (Nitani, 1973 など; 図 2-3)。このような黒潮の南北方向の移動によって、中部日本沖の海洋表層の海況は大きくコントロールされる。黒潮が中部日本沖で直進する場合には、本研究の St. 14 周辺の海域に黒潮に由来する比較的温かい水塊が分布して SST が高くなる。一方、大蛇行をする場合には、黒潮の蛇行の中央に冷水塊が形成され、St. 14 周辺の SST が低下する反面、温かい黒潮の流軸が St. 19 や St. 20 の周辺海域に位置するため、その SST は高くなる。したがって、中部日本沖の南北方向の水温勾配は、黒潮流軸の位置によって決定されるといえる。

St. 14 や St. 19 の堆積物コアにおける U^k_{37} から見積もられた水温の年代変動は、氷期から現在までの上昇といったスムーズな傾向のほかに、いくつかの温暖、寒冷のスパイクがみとめられた (図 6-2)。それらのスパイクは、3本のコアにおいていずれも共通するものではなく、また、Chinzei et al. (1987) が報告した C-4 コアの水温変化には全くあらわれない。このことから、これらのスパイクは、黒潮流軸の直進、蛇行といった南北方向の移動によって引き起こされる地域的な SST 変化によって説明できるにちがいない。本研究では黒潮流軸の年代変化を復元するために、西七島海嶺域の南北方向の SST 勾配 (ΔT) を、南のコア (St. 19 あるいは St. 20) のアルケノン水温から北のコア (St. 14) のそれらを差し引くことによって算出した (図 6-4)。測定されている水温値を外挿して、250 年毎に ΔT を求めた。St. 14 と St. 19 および St. 14 と St. 20 のコアの最上部から得られた ΔT は同じ値を示した (1.25°C)。この値は、1950~1980 年のこれらの海域から連続観測された水温値 (日本海洋データセンター, 1978; Levitus, 1982) の勾配とよく一致することが確認された。 ΔT は、過去 3 万年間を通していくつかの明瞭な極小、極大ピークをもって変動していること

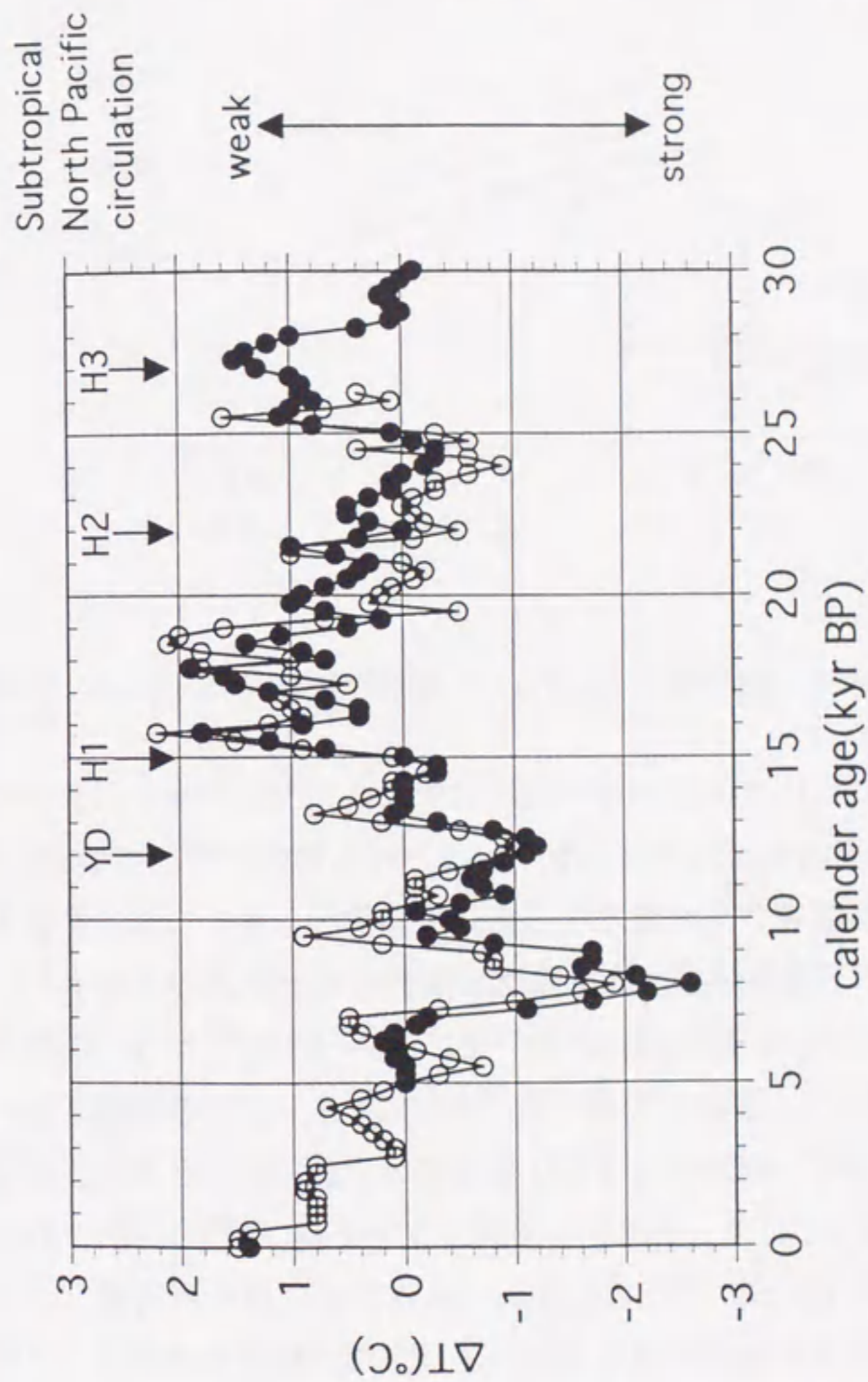


図6-4 北西太平洋中部日本沖の水温勾配(ΔT)の年代変化.
 St. 20の水温からSt. 14の水温を差し引いた値(●). St. 19からSt. 14を差し引いた値(○).
 北太平洋亜熱帯循環(Subtropical North Pacific circulation)の強弱の関係.
 H1~H3: Heinrich event 1~3, YD: Younger Dryas event

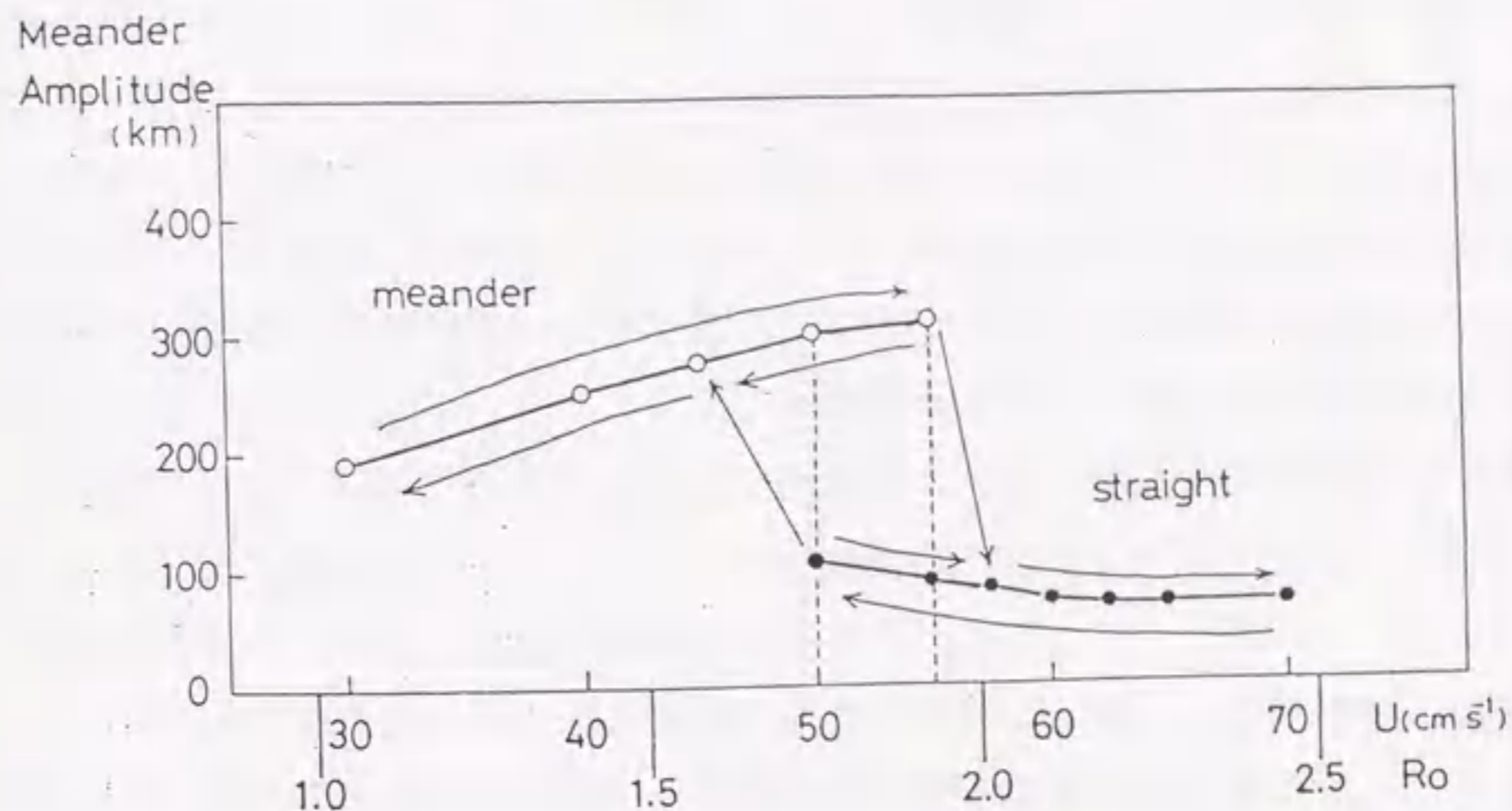


図6-5 Yasuda et al. (1985)の順圧モデルによる黒潮の流速と流軸の蛇行の振幅との関係.

がわかる。マイナスのスパイクは、25～24、13～12 Cal kyr BPにおいてみとめられた。ΔTのマイナスの値というのは、すなわち西七島海嶺の南側の方が水温が低いことを意味する。つまり、黒潮が直進して北側により影響を与えていたということである。マイナスのスパイクの時期は黒潮の直進路が卓越していたと推定した。一方、プラス側のスパイクは28～26、19～16 Cal kyr BPにおいてみられた。しかしながら、その値は現在の値とくらべて0.5℃高い程度である。この時期は、黒潮が大蛇行が卓越したと考えられる。最終氷期中期(16 Cal kyr BP)から完新世中期(7 Cal kyr BP)にかけてΔTは次第に減少する傾向がみられた。そして、8～7 Cal kyr BPに最小値に達した。完新世中期におけるSt. 14のSSTは、St. 20やSt. 19のそれより2～3℃も高く、黒潮の直進路が卓越して中部日本沖で流軸の北側への偏りが著しかった可能性がある。その後、現在まで次第にΔTが上昇した。

黒潮の流速と流量が、中部日本沖のその流れのパターンを決める重要な要素であると考えられている(Masuda, 1982; Yasuda et al., 1985など)。Yasuda et al. (1985)は、黒潮の流速と流軸の蛇行の振幅との関係について順圧モデル(barotropic inflow-outflow model)によって説明した(図6-5)。このモデルによると、黒潮の流速が低いときには(ロスビー数(速度に相関する): $Ro < 1.75$)、黒潮は蛇行す

る。 $Ro < 1.75$ の範囲では Ro が増加するほど蛇行の振幅も大きくなる。しかし、ロスビー数が中間的な範囲では ($1.75 < Ro < 1.93$)、ロスビー数と振幅の関係を示す流路方程式は不安定解をもち、一方の状態から他方の状態へ急に遷移する。つまり、振幅の大きい蛇行と振幅のほとんどない直進の間をすぐに遷移するため、2つの流路が考えられることになる。それよりさらに流速が増し、 $Ro > 1.93$ の範囲になると振幅は小さくなり、直進路しかみられなくなる。この黒潮の流速の上昇は、その海流の出発点である北赤道海流の流速の上昇であり、すなわち北太平洋亜熱帯循環の活発化を意味するものである。このことはつまり、黒潮の流速は、北赤道海流の起動する源である貿易風の強さに関係することになる。例えば、もし東部北太平洋赤道域で貿易風が強い場合、北赤道海流が強化されて、引き続き黒潮の Ro が増加する。そして結果として中部日本沖で黒潮は直進を卓越させることになる。

ΔT から復元された中部日本沖の黒潮流軸の変化が、太平洋規模の気候変化に関係したものであるのかを検討するために、東部亜熱帯北太平洋のカリフォルニア湾において報告されている古海洋学的結果と比較した。そして、興味深いことに、カリフォルニア湾における珪藻群集から復元された過去 17 万年間の表層環境の変動 (Sancetta, 1995) と調和的である。カリフォルニア湾の気候条件は、貿易風の強さによって決定される。貿易風が弱い場合には、冬季において水温の高い亜熱帯表層水が南から湾内へ浸入する。反対に、貿易風が強い環境条件のときにはカリフォルニア湾では北西風が強化されて、特に冬季に湾内の表層水を湾外へ運ぶ。それにともなって湾内では湧昇流が発達して生物生産量が増加する (Juillet-Leclere and Schrader, 1987; Sancetta, 1995)。カリフォルニア湾内のガイマス海盆において珪藻の温暖種が、15~10kyr BP (^{14}C 年代) に増加したが、完新世初期には徐々に減少した。また、冬季のブルームを反映する珪藻種は完新世中期に最も優勢になった。つまり、ガイマス海盆の海域において、最終氷期中期に弱い貿易風の気象条件であったが、その後の完新世において貿易風が次第に強化されて、完新世中期で貿易風の強さが最大になった可能性がある。この傾向は、中部日本沖の ΔT の傾向と対応する。すなわち、カリフォルニア湾で貿易風が弱い時期は、 ΔT はプラス側にあり、すなわち、蛇行が卓越して黒潮流路は南に移動していた。その後、カリフォルニア湾で貿易風の強化される時期と同じ時期に ΔT は減少して、黒潮は北側に偏っていく。そして、 ΔT が最小になる時期と貿易風が最も強くなる時期が同じく完新世中期である。このことから、中部日本沖の黒潮流軸の変動は、東部北太平洋低緯度域の貿易風の強さと密接に連動していると推論した。

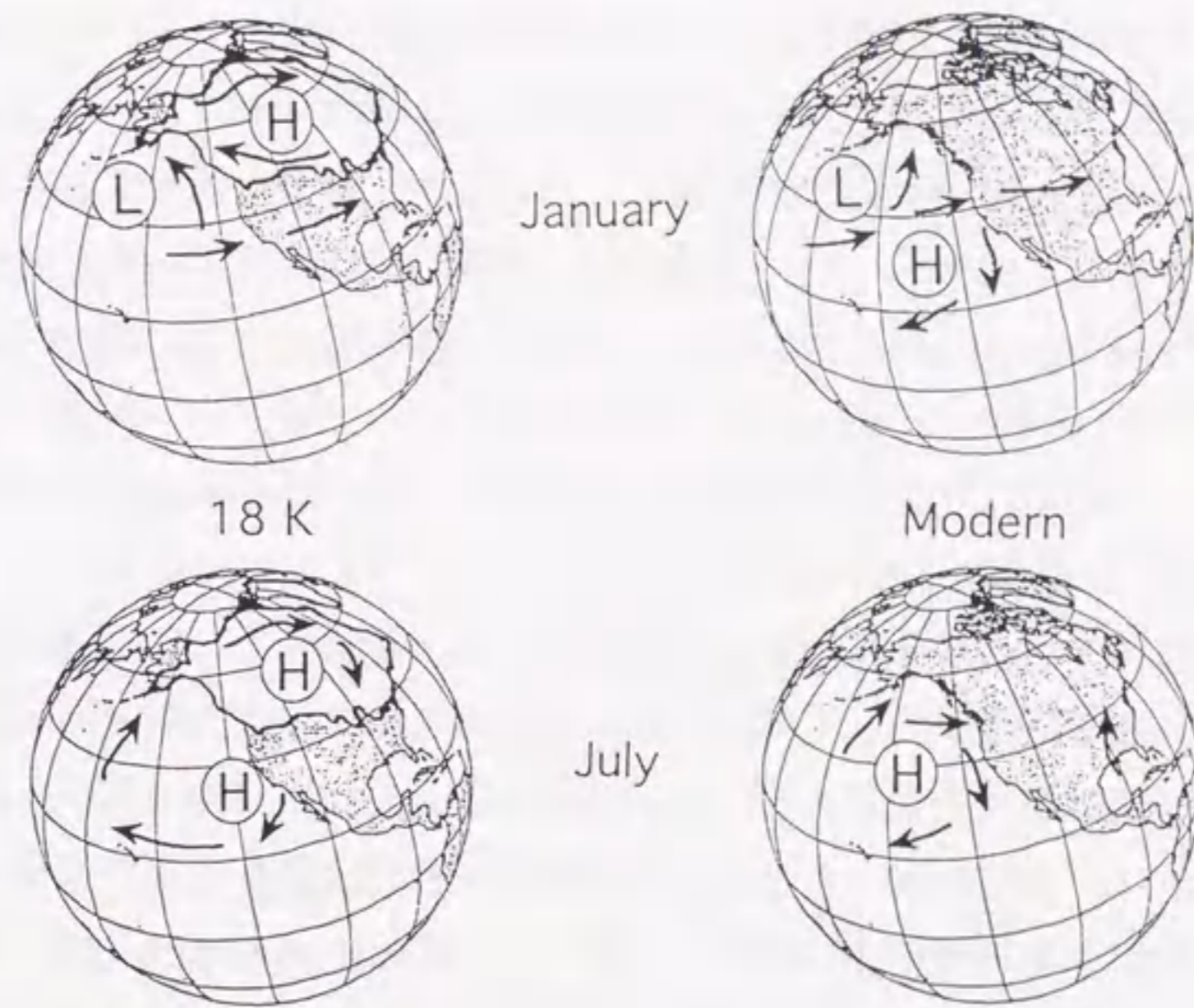


図 6-6 ローレントイド氷床と北太平洋亜熱帯高気圧および亜熱帯循環の関係を示した概念図(Lyle et al., 1992 引用). H: 高気圧, L: 低気圧. 矢印は GCM(Global circulation model)による風向.

本研究では、黒潮流軸の数千年スケールの変動を引き起こす気候システムとして、北太平洋亜熱帯高気圧の変化に関連した貿易風の強さの変化を推論した(図 6-6)。COHMAP member(1988)は、最終氷期において北アメリカ大陸のローレントイド氷床が広範囲に分布するために、北太平洋亜熱帯高気圧が現在よりも南に移動していて、かつ弱体化していたと主張している。その後の融氷期における夏季の日射量の増加によってローレントイド氷床が溶解し、その分布面積が減少していくのと連動して、亜熱帯高気圧が北に移動して、かつ、強化されていった。完新世中期には北半球の日射量は最大になった(いわゆる、高温期(Hypsithermal age))。その高温期に亜熱帯高気圧も最大ピークをむかえた。それにともなって、北太平洋亜熱帯循環が

最も活発化して黒潮も強化された。結果的にこの北太平洋亜熱帯循環が最も活発な時期に黒潮は直進路が卓越し、最も本州側へ偏るといふシナリオが考えられる。図 6-4 に ΔT の変動と、北太平洋亜熱帯循環の関係を大まかに概念的に示した。このことから、中部日本沖の黒潮変動は、北半球規模の現象の一環であると推論した。加えて、現在の気象学や海洋物理学研究において、中部日本沖の黒潮流軸の変動と東部北太平洋赤道域の El Niño との間に密接な関係があることが指摘され、実証されつつある (Yamagata et al., 1985 など)。しかしながら、El Niño のような現象は、1~10 年スケールの現象であり、本研究のアルケノン水温の ΔT にあらわれた千年スケールの変動には関係しないと現時点では考えている。

最終氷期における ΔT の減少パルス (25~24、13~12 Cal kyr BP) と、近年注目されているハインリッヒイベント (Heinrich event: H1~H6) とヤンガードライアイベント (Younger Dryas event: YD) との関係について考察した (図 6-4)。ハインリッヒイベントとは、ローレントイド氷床が自らの成長過程で、過剰に成長した段階で自己崩壊して、北大西洋へ氷山を放出するイベントのことである (Bond et al., 1992; 1993)。氷期においてはこのようなローレントイド氷床の成長、崩壊といった周期 (binge-purge cycle; MacAyeal, 1993) も、北太平洋亜熱帯循環の強さや東部北太平洋の海洋表層環境を変化させる可能性があることが指摘されている (MacAyeal, 1993; Thunell and Mortyn, 1995)。しかし、本研究の堆積物コアでは、ハインリッヒイベントのうち H1~H3 の年代が含まれるが、それらの時期に特に ΔT のピークはみとめられなかった (図 6-4)。binge-purge cycle によるローレントイド氷床の減少は北太平洋亜熱帯循環にはあまり影響を及ぼさないようである。しかし、ヤンガードライアイベントに相当する時期において、 ΔT の減少ピークがみられた (図 6-4)。ヤンガードライアイベントは、ハインリッヒイベントと異なり、融氷期における氷床の溶解に起因するイベントである。これは、融氷の段階で氷床自身にせき止められていた融氷水がその時期に一度にセントローレンス川から北大西洋へ放出されたことによるイベントと考えられている (Broecker, 1988)。しかし、 ΔT のパルスから考えると、北太平洋への融氷水の放出よりも、氷床および融氷水の北アメリカ大陸における分布面積の減少が北太平洋の風成循環に影響を与えて、その結果、北西太平洋中部日本沖の黒潮変動にもあらわれるという可能性が高いと推論した。

6-4 まとめ

1. 中部日本沖西七島海嶺域の堆積物コア (St. 14, St. 19, St. 20) の $U^{k'_{37}}$ から見積もった水温は、最終氷期以前において現在の水温よりも低く、完新世には徐々に上昇した。これら3本のコア最終氷期と現在との水温差は、 $1.5\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ である。この最終氷期の水温低下の要因として、Chinzei et al. (1987)などが指摘している親潮から由来する冷水塊の南下ではなく、日射量の低下から引き起こされた一般的な氷期での全球規模のグローバルな冷却に起因するものと推察した。

2. アルケノン水温から中部日本沖の南北方向の水温勾配 (ΔT) を求めた。 ΔT は、最終氷期中期 (16 Cal kyr BP) まで比較的高い値を示し、その後最終氷期中期から完新世中期 (7 Cal kyr BP) にかけて次第に減少し、8~7 Cal kyr BP に最小値に達した。この変動は、中部日本沖における黒潮流軸の蛇行、直進といった南北方向の移動によるものと推論した。さらに、この ΔT の経年変動と東部北太平洋低緯度域の古海洋学的データから推定された貿易風の強さの変動と調和的であることがわかった。したがって、中部日本沖の黒潮流軸の変動は、東部北太平洋低緯度域の貿易風の強さと密接に連動していると推論した。

3. 最終氷期における ΔT の極小ピーク (25~24, 13~12 Cal kyr BP) は、ハインリッヒイベント (H1~H3) に対応しなかった。しかし、ヤングドライアスイベントに相当する時期において、 ΔT の減少ピークがみられた。このイベント時の氷床および融氷水の北アメリカ大陸における分布面積の減少が北太平洋の風成循環に影響を与え、それが日本近海の黒潮流軸にも影響したと推論した。

第7章 長鎖アルケノン、アルケノエイトによるハプト藻の群集組成の評価

7-1 はじめに

第3章で述べたように培養実験において *E. huxleyi* 株 EH2 と *G. oceanica* 株 GO1 の間でアルケノン/アルケノエイト比が有意に異なることが判明し、その違いを利用して堆積物や海水中の粒子に含まれる *E. huxleyi* と *G. oceanica* の比を評価できる可能性を指摘した。そのアルケノン/アルケノエイト比による方法を、実際のセディメントトラップ試料と北西太平洋日本近海と瀬戸内海から採取された海底堆積物試料に適用して、*E. huxleyi*/*G. oceanica* 比を見積もり、同試料のコッコリスの顕微鏡観察から見積もった結果と比較しながら、ハプト藻の群集解析のための指標としてのアルケノン/アルケノエイト比の適用性や信頼性について検討する。また、日本海溝 JT-07 地点で回収されたセディメントトラップ試料からは、顕微鏡観察から見積もられたコッコリスフラックスおよび群集組成の時系列データが得られている。本節では、アルケノン、アルケノエイトフラックスとコッコリスフラックスを比較して、円石藻のコッコリス炭酸塩とアルケノンなどの有機物の間で、海洋表層での生産および深層への輸送、水カラム内や底層での分解（あるいは溶解）過程に違いがあるのかどうかを検討するとともに、それらのメカニズムについて考察する。

7-2 結果

7-2-1 沈降粒子の結果

日本海溝 JT-07 地点、水深 1674m に係留したセディメントトラップによって回収された沈降粒子試料から、コッコリスのフラックスおよび群集組成比が求められた（図 7-1）。これら JT-07 のコッコリスのデータは、北海道大学理学部の岡田尚武教授から提供されたものであり、偏光顕微鏡下での観察によって見積もられた。沈降粒子中のコッコリス群集の中で、*E. huxleyi* が圧倒的に優勢で、コッコリス全体の中で 30~65% 占めた。次に優勢な種は、*Florisphaera profunda* Okada and Honjo と *Gladiolithus flabellatus* Halldal and Markali である。しかしながら、これらの種はアルケノン、アルケノエイトを合成しないと考えられている（Marlowe et al., 1990）。*G. oceanica* は 5~15% を占めた。また、他のアルケノンを生産する可能性のある種としては、*Gephyrocapsa ericsonii* McIntyre and Bé もみとめられるが、ほんのわずかを占めるだけである（コッコリス全体で 1~5%）。また、小さな *G. oceanica*

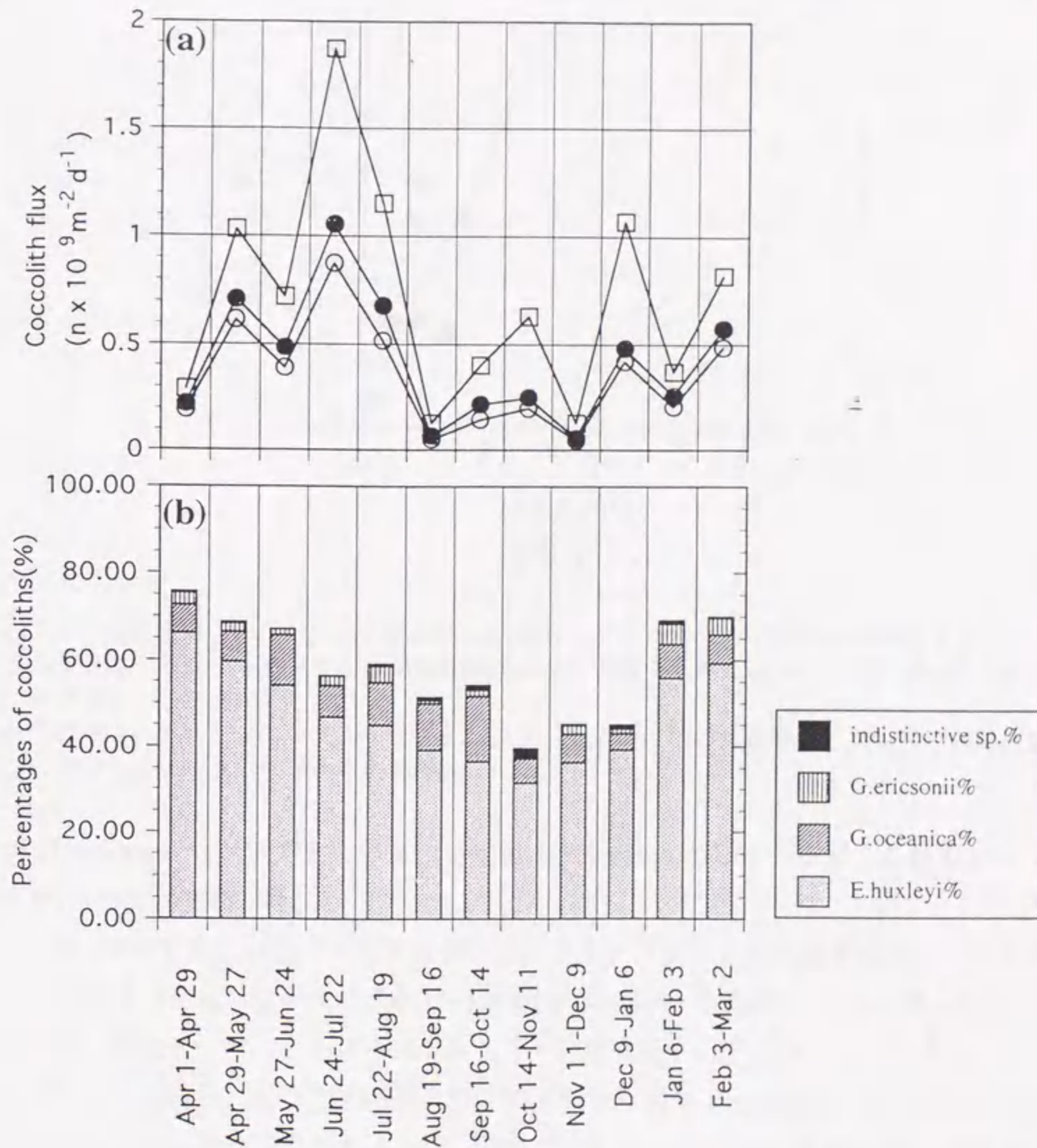


図7-1 日本海溝JT-07地点、水深1674mのセディメントトラップ試料における顕微鏡観察によって見積もられたコッコリスフラックス(a)および群集組成(b).
 すべてのコッコリスフラックス(□), アルケノン、アルケノエイトを生産する種のコッコリスフラックス(●), *E. huxleyi*のコッコリスフラックス(○).
 indistinctive sp.: small *G. oceanica*と *G. ericsonii*を区別できないもの

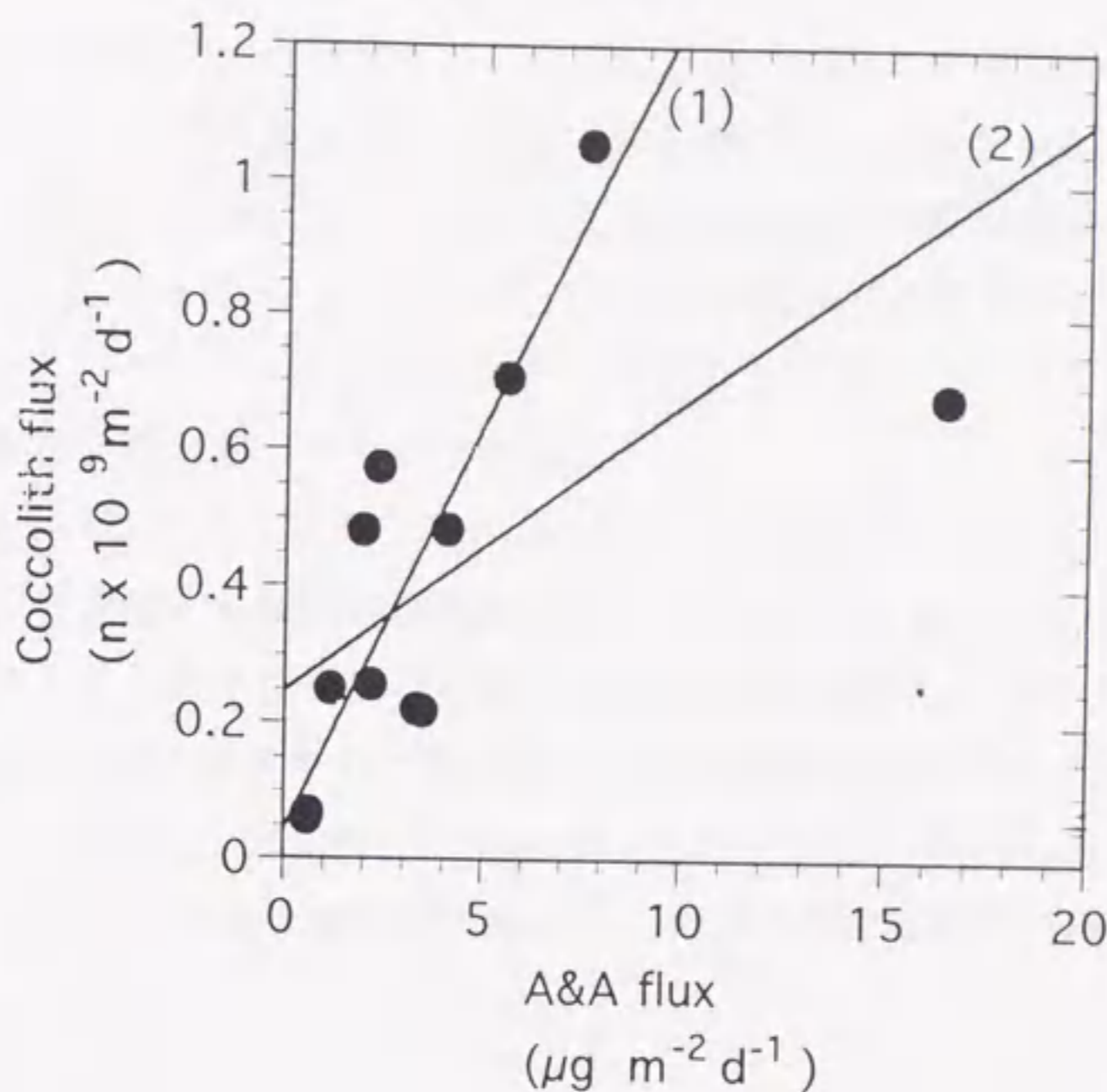


図7-2 日本海溝JT-07地点、水深1674mのセディメントトラップ試料におけるアルケノン、アルケノエイトフラックスを、顕微鏡観察によって見積もられたコッコリスフラックスに対してプロットした図。

回帰直線(1): アルケノン・アルケノエイトフラックス最大時の値を除外した場合の回帰直線。
 (2): すべてのデータセットからの回帰線。

と *G. ericsonii* を区別できないものを indistinctive sp. としているが、これも1~3%とわずかであった。

すべてのコッコリスとアルケノン、アルケノエイトを生産するコッコリスのフラックス (F_{lith}) はそれぞれ $0.1 \sim 1.8 \times 10^9 \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ と $0.05 \sim 1.0 \times 10^9 \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ である。最大ピークはともに1992年6月~7月であり、アルケノン・アルケノエイトフラックスの最大ピークの時期より1カ月早い(図5-1と比較)。これらコッコリスフラックスに対してアルケノン、アルケノエイトフラックス ($F_{\text{A\&A}}$) をプロットしたのが図7-2である。アルケノン・アルケノエイトフラックスが最大の時期(1992年7月~8月)のデータセットだけが他のデータセットから大きく逸脱することがわかる。この時期のデータセットを除外して両者の相関をみると、比較的高い相関係数をもって ($r^2=0.74$)、直線回帰する。

$$\ln F_{\text{A\&A}} = -0.120 F_{\text{lith}} + 0.042 \quad (r^2=0.74, n=12) \quad \dots\dots\dots(7-1)$$

アルケノン・アルケノエイトフラックスの最大時に、アルケノン・アルケノエイトとコッコリスのフラックス比は増加する。前述したように、この時期のアルケノン・アルケノエイトフラックスの最大値は、表層での春季ブルームを反映したものである可能性がある。つまり、春季ブルーム時のような海洋表層で生産が高い時期には、アルケノン・アルケノエイト/コッコリスフラックス比が増加することが示唆される。この事実は、単純にアルケノン・アルケノエイトフラックスからコッコリス炭酸塩フラックスに換算できないことを示すものである。

顕微鏡下のコッコリスカウントから推定した沈降粒子に含まれるアルケノン、アルケノエイトを生産する藻類の群集組成は、*G. oceanica* と *E. huxleyi* が、アルケノン、アルケノエイトを生産する種の中で80~95%を占める(図7-1)。これは、KT95-3次航海において採集された懸濁粒子試料の顕微鏡観察による結果とよく一致する(表4-2)。この結果と、アルケノン/アルケノエイト比から見積もった *E. huxleyi*/*G. oceanica* 比を比較した。第3章の図3-4に示したような $EE/K37-U_{37}^{k'}$ 関係図に、そ

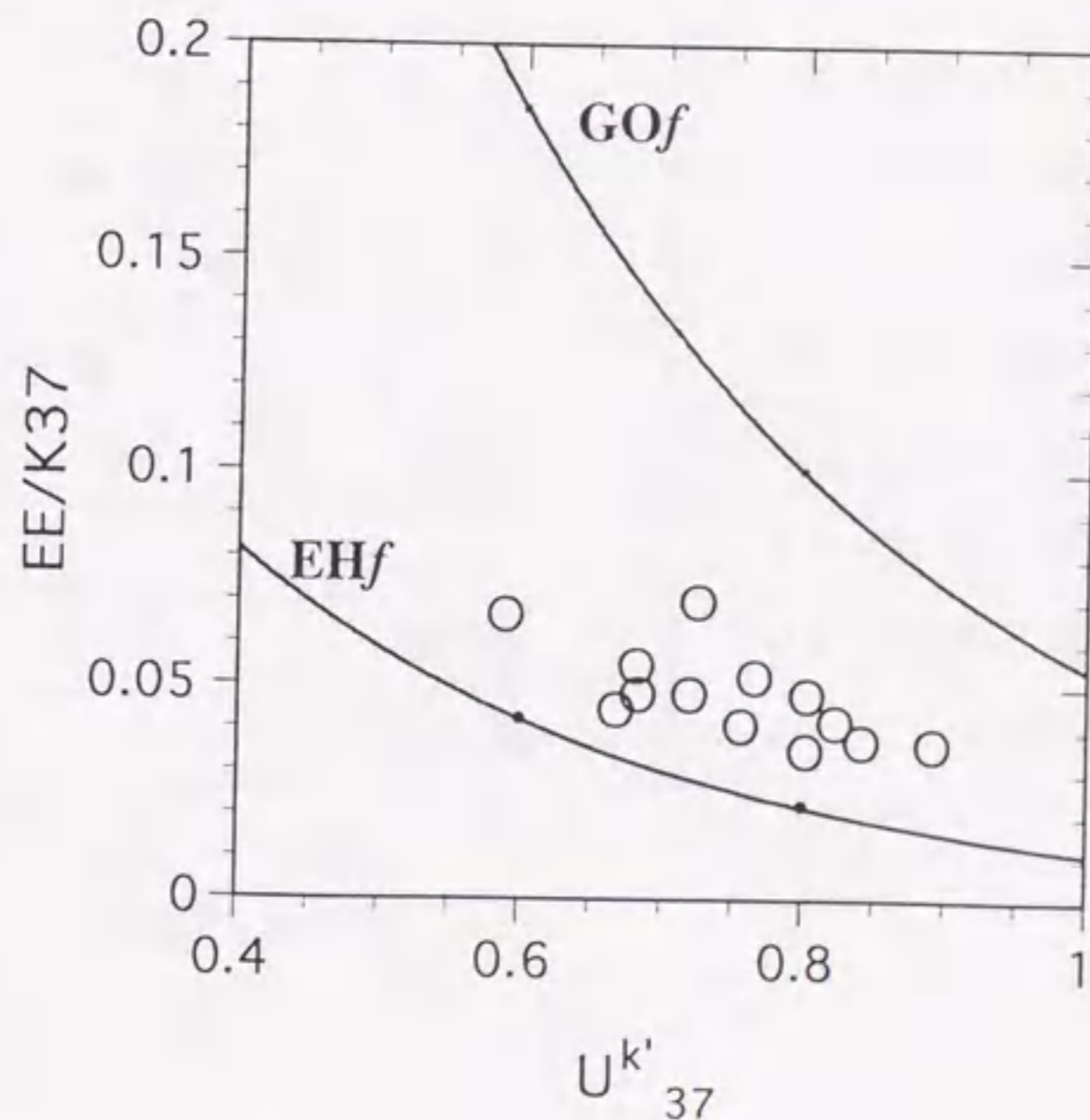


図7-3 日本海溝JT-07地点、水深1674mのセディメントトラップ試料の $EE/K37-U_{37}^{k'}$ 関係。GOf: 培養実験で得られた *G. oceanica* 株GO1の回帰曲線, EHf: *E. huxleyi* 株EH2から得られた回帰曲線(第3章参照)。

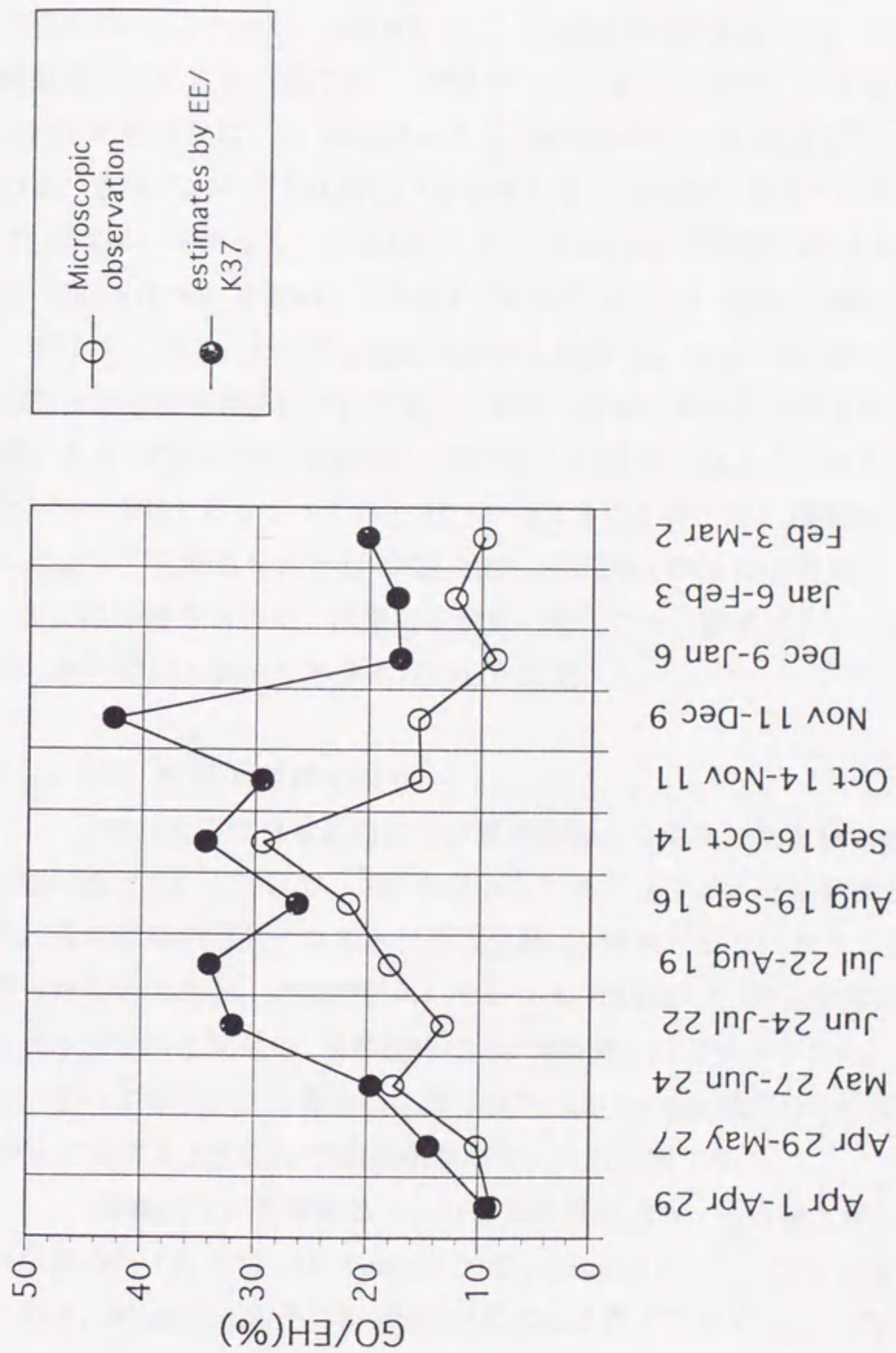


図7-4 セディメントトラップ試料JT-07, 水深1674mにおけるEE/K37-U^K から見積もられたG. oceanica/E. huxleyi比 (GO/EH)(●), および顕微鏡下のコッコリカウントから見積もられたGO/EH(O)の季節変化.

これらのアルケノン/アルケノエイト分析値をプロットすると、すべての値は、培養実験で得られた *G. oceanica* 株 GO1 と *E. huxleyi* 株 EH2 の U^{k}_{37} に対する EE/K37 の回帰曲線の間に入る (図 7-3)。アルケノン・アルケノエイト指標でも、沈降粒子中のそれらの化合物は、*G. oceanica* と *E. huxleyi* 両方から由来していることが示されている。さらに、これら沈降粒子の値から第 3 章で述べたようなモデル計算式 (式 3-7; 図 3-6) を使って、*E. huxleyi* と *G. oceanica* の群集中の *G. oceanica* の占める割合 (GO/EH; %) を求めた。それら GO/EH 比は、9~43% の範囲で季節的に変動する (図 7-4)。EE/K37- U^{k}_{37} と顕微鏡から見積もった GO/EH 比はともに、*G. oceanica* の割合が冬季~春季において低く、夏季~秋季において増加する傾向を示した。両方法による GO/EH 比の季節変化の傾向は、全体的にはよく一致するといえる。しかしながら、1991 年 6 月~8 月と 10 月~12 月にかけては、顕微鏡のコッコリスカウントによって見積もられた GO/EH 比が、EE/K37- U^{k}_{37} から見積もられたそれらより 2~3 倍高い値を示した。群集組成解析の場合にも、春季ブルームの影響を受けた時期に、他の時期と異なった傾向があらわれた。

7-2-2 表面堆積物の結果

北西太平洋日本近海および瀬戸内海から得られた堆積物の表面 (0~13cm) 試料 (図 2-2) について、アルケノン・アルケノエイト分析結果を表 7-1 に示した。これらの試料のガスクロマトグラフ分析は、キャピラリーカラム DB-5 のみを使って行ったものである。堆積物試料についても EE/K37 と U^{k}_{37} を算出し、セディメントトラップ試料と同様に、EE/K37- U^{k}_{37} 関係図にはプロットした。これらの結果もまた、すべての値が、培養実験で得られた *G. oceanica* 株 GO1 と *E. huxleyi* 株 EH2 の U^{k}_{37} に対する EE/K37 の回帰曲線の間に入る (図 7-5)。

堆積物中に含まれるコッコリス群集組成も、名古屋大学において顕微鏡観察から求めた (表 7-2)。 *E. huxleyi* と *G. oceanica* が、コッコリス全体の中で 70~80% 占める。 *F. profunda* も 15~25% 近く占めるが、アルケノン、アルケノエイトを合成しない種なので、最終的にはこれらを見捨ててカウントには含めなかった。また、 *E. huxleyi* と *G. oceanica* 以外で、アルケノン、アルケノエイトを合成する種として *G. ericsonii* や *Reticulofenestra parvula* がみとめられた。これらの種のコッコリスは大きさが小さく、区別が困難なので、一括して small placolith とした。その他に、 *Calcidiscus leptoporus*、 *Helicosphaera carteri*、 *Umbilicosphaera sibogae* がみとめられたが、すべてアルケノン、アルケノエイトを合成しないと考えられているもの

表 7-1 北西太平洋日本沖および瀬戸内海から採取された堆積物試料におけるアルケノン・アルケノ
 エイト分析結果.

Location Station No.	Water depth (m)	Percentage of total alkenone and alkyl alkenoate(%)						Ratios			
		37:3Me	37:2Me	Σ38	39:3	39:2	36:2FAEE	U ^K ₃₇	EE/K37	EE/K38	
Nishishichitou Ridge											
KT92-17 St.20 (0-2.4cm)	3280m	9.2	42.6	41.5	0.3	3.8	0.9	1.7	0.821	0.034	0.042
St.20 4.8-7.2cm		11.0	39.1	42.7	0.8	4.0	0.8	1.6	0.781	0.033	0.038
St.20 9.6-12cm		11.2	38.3	43.9	0.5	3.7	0.7	1.6	0.773	0.035	0.038
LM-4 0-2cm		7.7	41.3	44.4	0.4	3.4	1.1	1.7	0.841	0.037	0.040
KT92-17 St.14 (0-2.4cm)											
St.14(4.8-7.2cm)	3252m	10.6	41.5	42.2	0.3	3.0	0.5	1.9	0.796	0.038	0.046
St.14 (9.6-12cm)		9.2	43.3	40.8	0.2	4.1	0.7	1.7	0.824	0.033	0.042
		9.9	43.8	40.2	0.2	3.8	0.5	1.6	0.816	0.030	0.040
Sagami Bay											
KT92-17 St.3 (0-2.4cm)	1376m	10.7	40.1	41.3	1.1	4.3	0.5	2.1	0.789	0.041	0.050
St.3 (4.8-7.2cm)		10.4	41.1	42.1	<0.1	4.2	0.3	1.9	0.799	0.038	0.046
Off the coast of Sanriku											
LM-8 (0-2cm)	2349m	22.2	28.0	38.7	2.8	3.6	1.5	4.7	0.558	0.094	0.122
LM-10 (0-2cm)	3316m	19.5	31.7	39.9	1.8	3.3	1.0	2.9	0.619	0.057	0.072
Seto Island Sea											
KT91-9 St.7(0-2cm)	65m	11.5	34.4	39.9	3.3	6.4	N.D.	4.4	0.749	0.097	0.111
St.NH(0-2cm)	28m	11.6	30.0	44.3	2.6	5.6	N.D.	5.9	0.721	0.141	0.133
St.HU(0-2cm)	25m	12.1	30.5	43.6	2.6	5.7	N.D.	5.5	0.715	0.130	0.127
HO.4(0-2cm)	30m	12.2	29.4	39.9	3.2	9.7	N.D.	5.7	0.708	0.136	0.142

N. D.: not detect

Σ38|=|38:3Et|+|38:3Me|+|38:2Et|+|38:2Me|

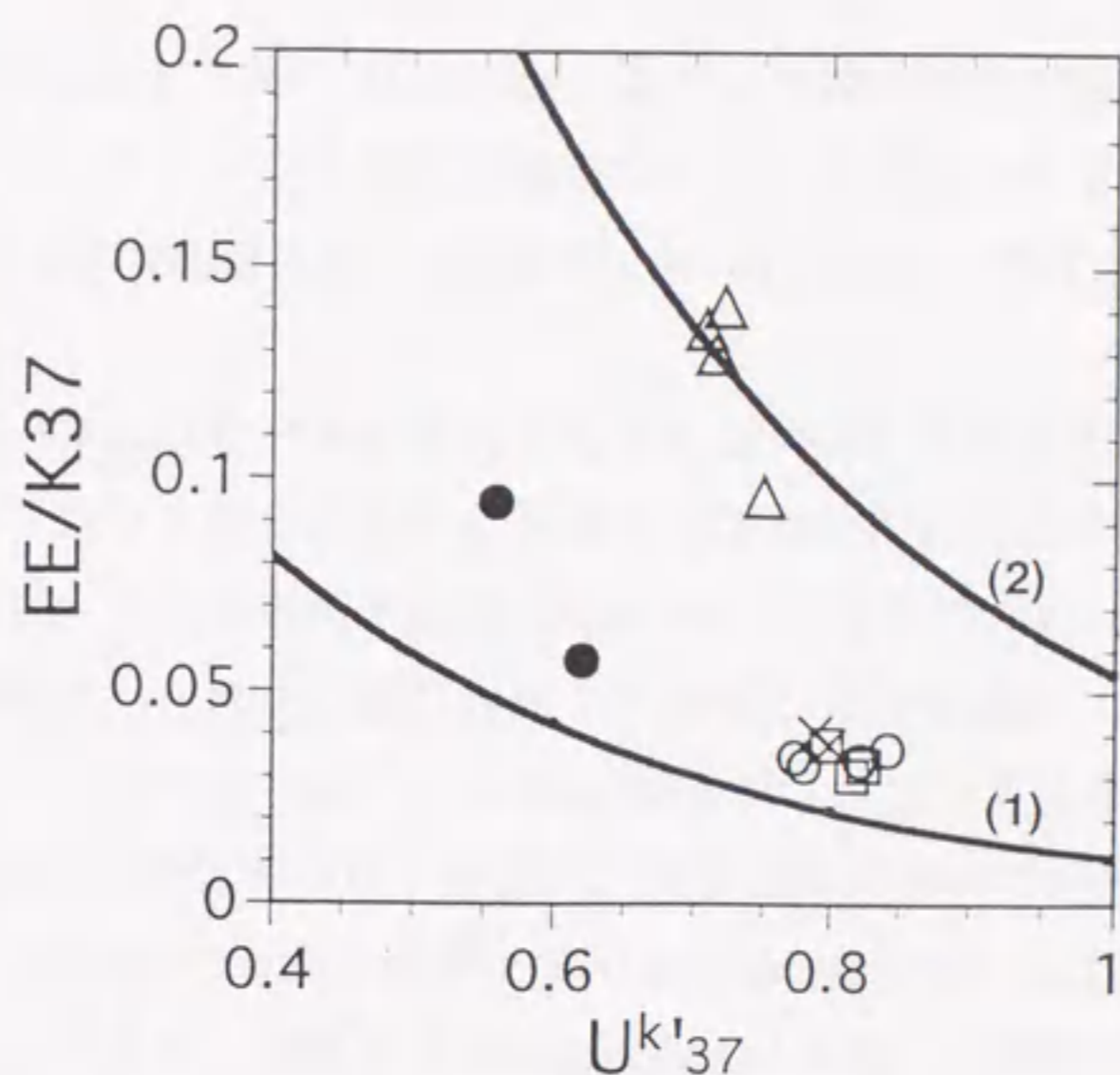


図 7-5 北西太平洋日本沖および瀬戸内海の堆積物試料の EE/K37- $U^{k'37}$ 関係。
 GOf: 培養実験で得られた *G. oceanica* 株 GO1 の回帰曲線, EHf: *E. huxleyi* 株 EH2 から得られた回帰
 曲線。

表 7-2 北西太平洋日本沖および瀬戸内海の堆積物中のコッコリスの顕微鏡観察から得られたジェフ
 ィロカプサ藻の群集組成 (%)

Location	Sample No.	EH	GO	small P
Nishishichitou Ridge	St.20(0-2.4cm)	68.3	21.0	10.7
	St.20(4.8-7.2cm)	70.6	17.3	12.1
	St.20(9.6-2.4cm)	65.6	24.7	9.7
	LM-4(0-2cm)	64.2	25.7	10.1
	St.14(0-2.4cm)	43.2	46.5	10.3
	St.14(4.8-7.2cm)	40.7	46.1	13.2
	St.14(9.6-12cm)	36.7	50.0	13.3
	Sagami Bay	St. 3(0-2.4cm)	30.1	61.8
St. 3(4.8-7.2cm)		37.4	54.7	7.9
Off the coast of Sanriku	LM-8(0-2cm)	83.2	13.4	3.4
	LM-10(0-2cm)	86.5	10.8	2.7
Seto Inland Sea	KT91-9 St. 7(0-2cm)	16.7	66.0	17.3
	St. NH(0-2cm)	3.4	88.2	8.4
	St. HU(0-2cm)	5.0	87.7	7.3
	HO. 4(0-2cm)	1.0	93.5	5.5

EH: *Emiliana huxleyi*, GO: *Gephyrocapsa oceanica*, small P: small placoliths

である (Marlowe et al., 1990; *U. sibogae* については本研究で確認 (第3章))。アルケノン、アルケノエイトを合成する種のコッコリス群集の中では、*E. huxleyi* と *G. oceanica* が 82.7~97.3% を占め、small placolith はほんのわずかで、2.7~17.3% 占めるだけである。

EE/K37- $U^{k'_{37}}$ のモデル計算式 (式 3-6; 図 3-6) を使って求めた GO/EH 比を、顕微鏡下でのコッコリスカウントから見積もった GO/EH 比に対してプロットした (図 7-6)。外洋 (St. 20) から沿岸海域 (瀬戸内海) になるにつれて堆積物中の GO/EH 比が増加する傾向がみられた。瀬戸内海の内海域の堆積物試料 (St. NH, St. HU, HO. 4) は、最も GO/EH 比が高く、*G. oceanica* がコッコリス全体の 96~99% を占めた。それらの試料の EE/K37- $U^{k'_{37}}$ 関係が、培養試料において得られた *G. oceanica* の EE/K37 の $U^{k'_{37}}$ に対する回帰曲線上にのるため、GO/EH 比はほとんど 100% 近い値が算出された。つまり、実際の海域の *G. oceanica* も、培養株で得られたようなアルケノン/アルケノエイト比を記録しているという強い証拠が得られた。淡路島沖の試料は、コッコリスカウントと EE/K37- $U^{k'_{37}}$ の両方法から見積もられた GO/EH 比はよく一致し、ともに約 80% という値を示した。瀬戸内海の内海域よりやや *E. huxleyi* の割合が高くなる。西七島海嶺域の St. 20 では *E. huxleyi* が優勢で、コッコリスカウントと EE/K37- $U^{k'_{37}}$ からの GO/EH 比は 10~30% であった。

アルケノン/アルケノエイト比から見積もったハプト藻の群集組成は、顕微鏡観察からのそれとおよそ一致することが確認できた。しかしながら、西七島海嶺域の St. 14 と相模湾 (St. 3) の堆積物においては、EE/K37- $U^{k'_{37}}$ とコッコリスカウントから見積もられた GO/EH 比の間で大きな違いがあり、EE/K37- $U^{k'_{37}}$ の方が低く見積もられた。つまり、*E. huxleyi* の割合を高く見積もる傾向があるということである。

7-3 考察

7-3-1 アルケノン、アルケノエイトとコッコリスの鉛直フラックスの比較

アルケノン・アルケノエイトとコッコリス炭酸塩のフラックスは一般的には直線的に相関することがわかった (図 7-2)。しかし、春季ブルームの時期には、コッコリスフラックスに対してプロットしたアルケノン・アルケノエイトフラックスは、回帰直線から大きく逸脱し、アルケノン・アルケノエイト/コッコリスフラックス比が他の時期にくらべて増加することが判明した。このようなフラックス比の多様性の要因として、細胞内のアルケノン・アルケノエイト/コッコリス比の変化や両者の間での

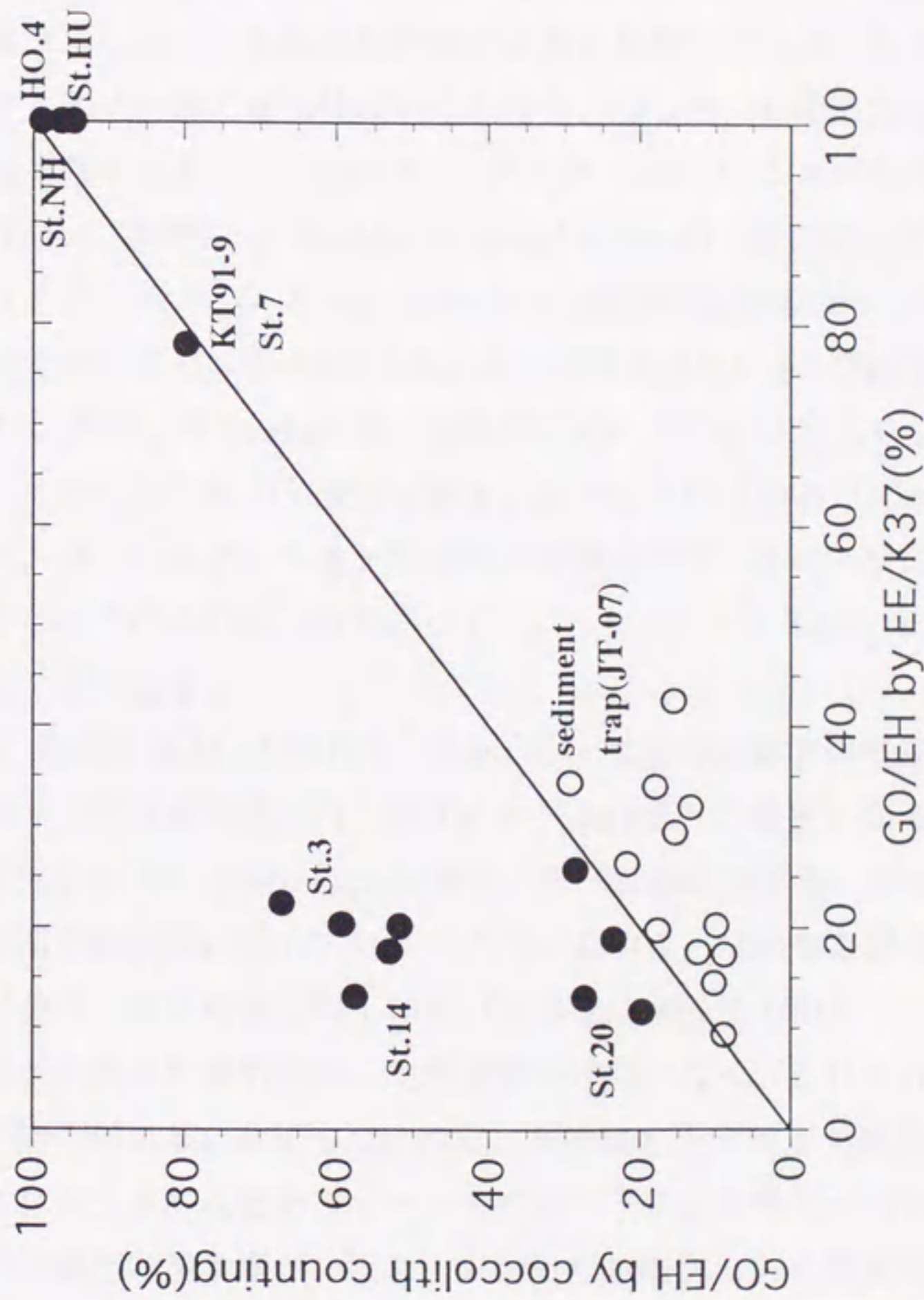


図7-6 北西太平洋日本沖および瀬戸内海から採取された堆積物試料のコツコリスカウントから見積もられた*G. oceanica*/*E. huxleyi*比 (GO/EH)に対する、EE/K37・U₃₇ から見積もられたGO/EHのプロット(●). セディメントトラップ試料JT-07, 水深1674mの同様のデータのプロット(O)も示した。

深層への輸送や水カラム内での分解（溶解）のメカニズムが違うことが挙げられるだろう。アルケノン、アルケノエイトは、膜脂質の構成成分であると考えられていて（Marlowe et al., 1984b）、このような膜脂質成分は、一般的に環境条件や植物生理学的な変化には影響されることなく、細胞中の濃度はほぼ一定に保たれることが知られている。また、Volkman et al. (1980)は、コッコリスをもつハプト藻の細胞ともたない細胞の間でアルケノン含有量や組成比に多様性がないことを報告し、アルケノンの合成はコッコリス生成と無関係であると指摘している。したがって、アルケノン、アルケノエイト量の多様性というよりも、むしろ、1細胞あたりのコッコリスの数に多様性があることが、アルケノン・アルケノエイト/コッコリス比に影響してくるのかもしれない。実際に *E. huxleyi* の morphotype は、現在のところ4種類に分類されていて（タイプ A, B, C と var. *corona*）、細胞あたりのコッコリスの数がタイプ A にくらべてタイプ C が圧倒的に多いことが知られている（Young and Westbroek, 1991）。また、*E. huxleyi* は、生活環においてコッコリスをつくる時期（段階）とそれをつくらない”裸の”段階があることが知られている（Klaveness, 1972）。もし、アルケノン、アルケノエイト生産者の群集の中で、コッコリスをもたない細胞が優勢に占めるようになれば、結果として、アルケノン・アルケノエイト/コッコリス比は増加することになる。

Balch et al. (1991)は、*E. huxleyi* は生長段階での後期のブルーム条件において、コッコリスが細胞から”はがれる（detach）”性質があることを発見した。北大西洋で生じた *E. huxleyi* の広範囲のブルームの観測でも、ブルームの中央部、生長段階が後期定常段階に達しているところにおいて、はがれた単体のコッコリスと、裸の細胞が多いことが報告されている（Holligan et al., 1993）。このようなコッコリスと細胞が分離される状況は、生産速度だけではなく、これらの下方への輸送にも影響する可能性がある。前述したように、有機物の下方輸送で重要なメカニズムとして、動物プランクトンなどのフィーカルペレットによる輸送が考えられている。動物プランクトンなどの捕食者が、細胞、すなわち有機物の方を選択的に補食して、その結果として、単離されたコッコリスよりも細胞の方がより効率的にフィーカルペレットによって輸送されるとしたら、アルケノン・アルケノエイト/コッコリスフラックス比が増加する可能性があるだろう。本研究の JT-07 地点で得られた春季ブルーム時におけるアルケノン・アルケノエイト/コッコリスフラックス比の顕著な増加は、上述したような後期ブルーム段階での、コッコリスの生成率（速度）の低下か、下方への輸送効率の低下によって引き起こされたと推察した。

7-3-3 アルケノン/アルケノエイト指標によるハプト藻群集解析の検討

日本近海の堆積物における EE/K37- U^{k}_{37} と顕微鏡下でのコッコリスカウントの2つの分析から、外洋から沿岸海域になるにつれて堆積物中の GO/EH 比が増加する傾向が明らかになった(図 7-6)。一般的に、*E. huxleyi* は栄養塩濃度が比較的 low、塩分濃度の高い外洋域に生息し、*G. oceanica* はその反対に塩分濃度の比較的 lowな沿岸域や浅海域を好むことがいわれている(Winter et al., 1979)。実際に、東シナ海(Zhang and Siesser, 1986)や西南日本沖(熊野灘沖)(Okada, 1992)の海洋表層の懸濁粒子の顕微鏡観察において *G. oceanica* が *E. huxleyi* に対して沿岸へいくほど優勢になることが報告されている。また特に、瀬戸内海は独占的に *G. oceanica* が優勢であることが報告されているが(Houghton and Guptha, 1991; Okada, 1992)、本研究における瀬戸内海の内海域の堆積物試料についても、*G. oceanica* が独占的に優勢であった。*G. oceanica* と *E. huxleyi* が比較的明瞭に沖合と沿岸で”住みわけ”されていて、それが堆積物中のアルケノン/アルケノエイト比のような化学指標に記録、保存されているのならば、アルケノン/アルケノエイト比の解析から沖合環境と沿岸環境を復元するための情報が得られることになる。これは、アルケノン、アルケノエイトの古海洋学的指標としての新たな可能性を提示するものである。

しかしながら、西七島海嶺域の St. 14 と相模湾(St. 3)の堆積物においては、EE/K37- U^{k}_{37} とコッコリスカウントから見積もられた GO/EH 比が、大きくくい違い、EE/K37- U^{k}_{37} の方が低く見積もられる(図 7-6)。また、セディメントトラップ試料でも春季ブルームの影響を受けた時期(1991年6月~8月)と秋季~初冬(10月~12月)においては EE/K37- U^{k}_{37} とコッコリスカウントの間でくい違いがみられた。アルケノン、アルケノエイト指標をハプト藻の群集解析に応用する場合、群集組成以外の要因による多様性について検討する必要があるだろう。

セディメントトラップ試料において2つの方法に違いがみられた春季ブルームの時期は、前述したように、アルケノン・アルケノエイト/コッコリスフラックス比に極端な増加がみられたが、そのことと、2つの方法から見積もった GO/EH 比の間にくい違いがあることは連結したこともかもしれない。また、温度以外の環境条件の変化によるアルケノン/アルケノエイト比の多様性についても考慮する必要があるだろう。もし、EE/K37 自体が変化した場合にも、コッコリス組成と異なった GO/EH 比を与える可能性がある。例えば、このセディメントトラップ試料の場合においても、春季ブルームのような条件で EE/K37 が増加して、その結果として見かけ上、GO/EH 比が増加したということも考えられることになる。一般的には温度以外の環境条件の

多様性は、アルケノン、アルケノエイトの組成比に影響は与えないと考えられているが、このような可能性についても検討すべきであろう。

一方、堆積物にみられる両方法の間での違いは、沈降粒子でみられたそれとは別の種類の要因によって引き起こされた可能性が高い。St. 14 のようなリソクライン深度以深から採取した堆積物は、コッコリス炭酸塩の溶解の影響があらわれる可能性がある。*E. huxleyi* のコッコリスは *G. oceanica* のそれより構造的にもろい形態をしていて、*G. oceanica* など他のコッコリスにくらべて、埋積過程で壊れやすいと指摘する研究者もいる (McIntyre and McIntyre, 1970)。堆積中あるいは堆積後に *E. huxleyi* のコッコリスの選択的な溶解あるいは破碎がおこった結果、コッコリス組成が変化したのかもしれない。しかし、その作用は有機物であるアルケノン、アルケノエイトには影響しないため、アルケノン/アルケノエイト比には表層で生産された GO/EH 比が保存されて、結果的にコッコリス組成との間にくい違いができてしまったのかもしれない。ただし、この理由は St. 3 においては考えにくい。

St. 20 を含めた St. 14、St. 3 は、そもそも沖合か、あるいは外洋水の影響を受ける海域でありながら *G. oceanica* の割合が高いことが特徴的である。つまり、これらの海域では *E. huxleyi* と *G. oceanica* が明瞭にすみ分けされていない。この理由として、全く思惑的な考察であるが、海嶺のような海底地形によって引き起こされる深層水の湧昇による栄養塩の供給の効果、いわゆる”海山効果(seamount effect)”

(Furuya et al., 1995) が考えられる。この効果のため、西七島海嶺の直上の海域における比較的栄養塩に富む外洋水中で、*G. oceanica* が優勢な円石藻群集が形成される。そして、そのような条件で生育した *G. oceanica* は、コッコリスの生成率が増加するか、“異常に”低い EE/K37 を示すかして、結果的に EE/K37- U_{K37} による GO/EH 比が低く見積もられたのかもしれない。

一方で、底層での生物分解などの続成作用がアルケノン/アルケノエイト比に変化を及ぼすと考える研究者もいる (Prah1 et al., 1993; 1995)。埋積段階での分解過程で、アルケノンの方がアルケノエイトより早く分解するという。しかし、Conte et al. (1992) や Madureira et al. (1995) は、埋積段階ではアルケノン、アルケノエイトの間で選択的な分解はないと述べていて、本研究の日本海溝域の結果も沈降粒子と堆積物の EE/K37 の間には変化がないことが確認されている (表 5-1)。また、もしこのような作用が働けば、堆積物においては EE/K37 が増加して *G. oceanica* の割合を高く見積もることになる。これは St. 14 や St. 3 にみられた傾向とは反対の傾向になる。アルケノン、アルケノエイトの埋積過程での変化によるものではなさそうである。

EE/K37- $U^{k'_{37}}$ のようなアルケノン・アルケノエイト指標による群集解析については、これから多くのデータを集積して、その適用性について検討する必要がある。現時点においては、瀬戸内海のような内海から、外洋といった大まかに区分された海域の試料の間では、アルケノン・アルケノエイト指標は、ある一定の傾向をもった群集組成の解析結果が得られ、区別されうるという結論に留める。

7-4 まとめ

1. 日本海溝 JT-07 地点のセディメントトラップ試料において、アルケノン・アルケノエイトフラックスはコッコリスフラックスに直線的に相関することを確認した。しかし、春季ブルームの影響を受けたと考えられる時期のデータセットだけ回帰式から大きく逸脱し、アルケノン・アルケノエイト/コッコリスフラックス比が増加した。

2. EE/K37- $U^{k'_{37}}$ とコッコリスカウントから見積もった *E. huxleyi*/*G. oceanica* 比(GO/EH 比)はともに、*G. oceanica* の割合が冬季～春季において低く、夏季～秋季において増加する傾向を示し、2つの方法による結果は全体的にはよく一致した。ただし、春季ブルーム期と秋季～初冬において EE/K37- $U^{k'_{37}}$ は、コッコリスカウントより GO/EH 比を高く見積もった。

3. 北西太平洋日本近海と瀬戸内海から採取された海底堆積物試料において、EE/K37- $U^{k'_{37}}$ とコッコリスカウントから見積もられた GO/EH 比はよく一致した。しかし、西七島海嶺域や相模湾の堆積物で、EE/K37- $U^{k'_{37}}$ は、コッコリスカウントより GO/EH 比を低く見積もる傾向がみられた。

4. 日本近海と瀬戸内海の堆積物における EE/K37- $U^{k'_{37}}$ による GO/EH 比は、外洋から沿岸海域になるにつれて増加する傾向がみられた。アルケノン/アルケノエイト比の解析から沖合環境と沿岸環境を復元するという新しい古海洋学的指標としての可能性を提示した。

第8章 結論

8-1 長鎖アルケノン、アルケノエイトによる古海洋学研究

8-1-1 アルケノン温度計による水温解析

アルケノン不飽和指数 ($U^{k'_{37}}$) のようなアルケノン温度計は、外洋の海底堆積物から過去の水温を復元する方法として確立しつつある環境解析指標である。ある一定の海域での (あるいは単一の堆積物コアの) 相対的な水温変化を復元することにおいては、信頼できる強力な指標であるといえる。しかしながら、この方法による水温解析は、本質的な水温の”絶対値”を見積もる段階までは現時点で達していないと思われる。その最も大きな支障になっているのは、 $U^{k'_{37}}$ から温度への変換式が多様に存在するからである。本研究では、第3章で示したような *E. huxleyi* や *G. oceanica* の単体の培養試料から $U^{k'_{37}}$ -温度(T)関係式を詳細に調べて、その多様性を確認した。さらに、第4章で示したような懸濁粒子や深層水中の沈降粒子において $U^{k'_{37}}$ から見積もった温度と実際に観測した温度を対比して、 $U^{k'_{37}}$ のようなアルケノン水温計の適用性や信頼性を検討した。本研究では $U^{k'_{37}}$ -T 関係式は北太平洋中緯度域と南太平洋中緯度域において違いがみとめられるものの、北太平洋中緯度域における東部域と日本近海のような西部域は、属、種や環境の多様性に関わりなく、ほぼ同様の関係式が適用できると推論した。

また、アルケノン温度計は、生物が生育している時に記録されるので、生物生産の仕方によって記録される水温は多様になってしまう。アルケノン水温計から水温を復元する際には常に”生産性”も念頭に置かなければならない。いつ、海洋表層のどの深度で、なんの種類によってアルケノンが生産されたかを系統的に把握しなければ、本質的な水温解析はできない。それがすなわち、「統合生産温度(IPT)」を解析するということである。本研究では、北西太平洋日本近海の IPT の復元を目指して、懸濁粒子や沈降粒子、堆積物のアルケノン、アルケノエイト分析から、ハプト藻の海洋表層における鉛直分布と生産量の季節変動を明らかにした。現時点ではアルケノン水温計の IPT は、すべての生産、温度の特徴を総合的に把握した段階までは達していない。しかし、以下の結論が北太平洋日本近海の IPT 解析のための重要な情報となりえるだろう。

- 1) アルケノン温度計は、春季ブルームの時期の水温に大きく反映される。
- 2) アルケノン、アルケノエイト生産者は、夏季のような密度成層した水塊の中でも表面におもに生息し、そのため季節的水温躍層の水温の影響はあまり受けない。

3) おもに *E. huxleyi* と *G. oceanica* によって記録された水温である。

4) 群集組成や温度以外の環境条件によってほとんど影響を受けない。

アルケノン、アルケノエイト温度計の信頼性において、海洋表層で記録された温度値が水カラム内での沈降や堆積物への埋積過程で変化せずに保存されるのかを検討することが必要であった。本研究では、深層水中の沈降粒子および海底堆積物からの分析結果からアルケノン、アルケノエイトの量的変化はみとめられたが、質的变化はみとめられないことがわかった。したがって、アルケノン、アルケノエイト温度計は、生産から輸送、埋積過程には影響されない安定した信頼性の高い温度指標であると確認された。

8-1-2 アルケノン・アルケノエイト指標によるハプト藻群集解析

長鎖アルケノンおよびアルケノエイトが生物源指標、いわゆるバイオマーカーとして優れている点は、起源生物がハプト藻の、さらにほとんどの外洋の海域においてジェフィロカプサ藻に限られることである。そのため、水温指標のみならず、ジェフィロカプサ藻の生産性をトレースすることにおいても注目されている。本研究において、*E. huxleyi* と *G. oceanica* の培養試料を用いた実験から、アルケノン/アルケノエイト比によって、それらの属、種を判別できることがわかった。そして、その培養試料において設定した方法を、日本近海の沈降粒子と堆積物試料に対して適用し、顕微鏡下のコッコリスカウントの結果と比較して、実際の天然物試料においてハプト藻の群集解析に適用できることを確認した。

これまで、堆積物中に保存された起源生物の、定量的な群集解析が可能な有機化学指標はなかったと考えられる。本研究のアルケノン/アルケノエイト比

(EE/K37) による群集解析の方法は、バイオマーカーの新たな可能性を示すものである。また、この EE/K37 による方法の利点は、これまでハプト藻のコッコリス炭酸塩が溶解して保存されなかったリソクライン以深の深海堆積物の試料においても、過去のそれらの群集組成と個々の生産性の復元が可能になることである。それによって深海からの環境情報や生物学的な情報をさらに得ることができるようになるであろう。しかしながら、EE/K37 とコッコリスカウントから見積もられるハプト藻群集組成の間でくい違ふ試料もいくつかみられた。これが、そもそもアルケノン、アルケノエイトとコッコリスの間で、生産や輸送、分解過程において異なった属、種のハプト藻が選択的に保存されてしまうのか、あるいは EE/K37 に手法として問題があるのかを、さらに数種類の試料の解析を行い、検討していくべきであろう。

8-2 北西太平洋日本近海の古海洋学的研究

本研究ではアルケノン温度計を用いて北西太平洋中部日本沖の過去3万年間の水温変化を復元した。さらに黒潮流軸に対して交叉する方向に採取された試料の水温値から、南北方向の水温勾配を求めた。この水温勾配の変化は黒潮の蛇行、直進といった流路の年代変化を反映したものであると推察した。過去3万年間の中部日本沖の水温勾配の変動が東部北太平洋の気候変化とよく対応し、千年スケールの黒潮流軸の変動は、北太平洋のグローバルスケールの現象の一環であると推論した。この環境変化がアルケノン温度計以外の環境指標に記録されているか、または、別の情報が記録されているか、日本近海における他の環境指標の情報の集積が必要であろう。

これまで本研究で復元されたような海流の変動などの風成循環の変動については、海底堆積物中の風成塵の粒子の大きさ (Rea, 1994 など) や、沿岸湧昇による生物生産量の変化を逆に利用して復元する方法 (Lyle et al., 1992 など) が行われてきた。しかし、風成塵の粒子の大きさについては供給源である大陸の乾燥の程度にも影響され、風の強さだけで一義的に決定されない。また、沿岸流などに運ばれる粒子との区別が困難であるというところに難点がある (Rea, 1994 など)。また、湧昇域での生物生産性からの風の強さの復元に関しては、必ずしも単純に、風による湧昇の強さに比例して生物生産が増加するわけではないことから定量的な情報が得られない。ここで、本研究の風成循環の強さを復元した方法は、これまでにない新たなアプローチである。これは、アルケノンが海底堆積物に普遍に存在し、また Uk'37 から見積もられる水温の誤差が 0.5°C と小さいことから可能になる。今後、この方法で復元した風成循環の変動パターンと、風成塵などのデータと比較して議論を進める必要があるだろう。

8-3 今後の課題

Uk'37-T 関係式の適用性や信頼性について、さらに多くの海域の堆積物や海水中の粒子試料から情報を集積して検討する必要があるだろう。しかし、本研究では各海域での Uk'37-水温関係式の設定がより精度の高い水温解析には必要であると述べているが、無秩序にデータを集積して数多くの関係式を氾濫させるのは得策ではないと考えられる。いくつかのデータセットで共通するものを統合していく作業も必要だろう。第3、4章で示した Prahl and Wakeham (1987) や Prahl et al. (1988) の式がどの範囲の海域まで適用できるのか早急に検討する必要があるだろう。また、*G. oceanica* と *E. huxleyi* 以外のアルケノン、アルケノエイトを合成するハプト藻の

U^k₃₇-T 関係についても考慮しなければならない。現時点では *G. oceanica* と *E. huxleyi* 以外の種のアルケノン、アルケノエイト分析値は得られていない。将来的には *G. ericsonii* などからもアルケノン、アルケノエイト分析する必要があるだろう。

アルケノン、アルケノエイトのような海洋生物の生体物質で、温度に対して直接的に相関する指標物質を開発、発見すれば、それらの間で比較しながらさらに精度の高く具体的な古環境復元ができるようになるであろう。特に、ジェフィロカプサ藻以外の生物で、海洋表層における鉛直分布などが異なるものならば、復元される水温あるいは IPT も時空間的に広い範囲の情報が得られることになるだろう。

謝辞

本研究をおこなうにあたり、次の方々に大変お世話になった。

指導教官である名古屋大学大気水圏科学研究所の半田暢彦教授（平成8年3月退官、現在、愛知県立大学教授）には本研究を進めるにあたって全面的に御指導、御助言を賜った。また、名古屋大学大気水圏科学研究所の才野敏郎教授には本論文をまとまるにあたって多くの御援助、御助言を頂いた。また、同研究所の松本英二教授、大田啓一助教授にも論文をまとまるにあたっての多くの御援助、御助言を頂いた。また、新潟大学理学部の白岩善博教授、大学院生の壇原明子氏には、円石藻の培養実験方法の御助言および貴重な培養試料を提供して頂いた。北海道大学理学部の岡田尚武教授には、コッコリスの顕微鏡観察方法をご教示して頂いた。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、池田晃子技官には加速器質量分析計による¹⁴C年代測定において御助力、御助言を頂いた。海洋の懸濁粒子、沈降粒子および堆積物試料の採取にあたっては、東京大学海洋研究所の淡青丸および白鳳丸の船長および乗務員、研究者の方々に多くの御援助、御協力を頂いた。北海道大学地球環境科学研究科の大場忠道教授と村山雅史博士、東京大学海洋研究所の阿波根直一博士には堆積物コアの岩相記載の情報を提供して頂いた。名古屋大学大気水圏科学研究所の濱健夫博士には、研究の内容等について多くの御助言を頂いた。また、同研究所の原田尚美博士（現在、海洋科学技術センター）、中塚武博士（現在、北海道大学低温研究所助教授）には実験および船上観測において多くの御助言、御助力を頂いた。また同研究所の早川和秀博士（現在、琵琶湖研究所）および鈴木光次博士には、研究に対しての多くの御助言、御助力を頂いた。また、同研究所の水圏物質循環分野の大学院生の皆さんには多くの面で大変お世話になった。

以上の方々に厚く謝意をあらわす次第です。

文献

Anderson, D. M., Prell, W. L. and Barret, N. J. (1989): Estimates of sea surface temperature in the Coral Sea at the last glacial maximum. *Paleoceanogr.* **4**, 615-627.

Balch, W. M., Holligan, P. M., Ackleson, S. G. and Voss, K. J. (1991): Biological and optical properties of mesoscale coccolithophore blooms in the Gulf of Maine. *Limnol. Oceanogr.* **36**, 629-643.

Bard, E., Arnold, M., Fairbanks, R. G. and Hamelin, B. (1993): ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals. *Radiocarbon*, **35**, 191-199.

Bard, E. (1988): Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: paleoceanographic implications. *Paleoceanogr.*, **3**, 635-645.

Bell, M. V. and Pond, D. (1996): Lipid composition during growth of motile and coccolith forms of *Emiliana huxleyi*. *Phytochem.*, **41**, 465-471.

Blackburn S. I. and Cresswell G. (1993): A coccolithophorid bloom in Jervis Bay, Australia. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.* **44**, 253-260.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, **360**, 245-249.

Boon, J. J., van del Meer, F. W., Schuyf, P. J. W., de Leeuw, J. W., Schenck, P. A. and Burlingame, A. L. (1978): in: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Vols. 38, 39, 40 and 41, Supplement, Walvis Ridge DSDP Leg 40, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., pp. 627-637.

Brassell, S. C., Eglinton, G., Marlowe, I. T., Pflaumann, U. and Sarnthein, M. (1986): Molecular stratigraphy : a new tool for climatic assessment. *Nature* **320**, 129-133.

Brassell, S. C. (1993): Applications of biomarkers for delineating marine palaeoclimatic fluctuations during the Pleistocene : In: Engel, M. H. and Macko, S.

A.(Editors), *Organic Geochemistry Principles and Applications*, Plenum Press, New York, pp. 699-738.

Broecker, W. S., Kennett, J. P., Flower, B. P., Teller, J. T., Trumbore, S., Bonani, G. and Woifli, W. (1989): Routing of meltwater from the Laurentide ice sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, **341**, 318-321.

Broecker, W. S. and Denton, G. H. (1980): The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **53**, 2465-2501.

Chinzei, K., Fujioka, K., Kitazato, H., Koizumi, I., Oba, T., Oda, M., Okada, H., Sakai, T. and Tanimura, Y. (1987): Postglacial environmental change of the Pacific Ocean off the coasts of central Japan, *Mar. Micropaleontol.*, **11**, 273-291.

COHMAP Members (1988): Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science* **241**, 1043-1052.

CLIMAP project members (1976): The surface of the ice-age earth. *Science*, **191**, 1131-1137.

Conte M. H., Thompson A. and Eglinton G. (1995): Lipid biomarker diversity in the coccolithophorid *Emiliana huxleyi* (Prymnesiophyceae) and related species *Gephyrocapsa oceanica*. *J. Phycol.* **31**, 272-282.

Conte M. H. and Eglinton G. (1993): Alkenone and alkenoate distributions within the euphotic zone of the eastern North Atlantic: correlation with production temperature. *Deep-Sea Res.* **40**, 1935-1961.

Conte, M. H., Eglinton, G. and Madureira, L. A. (1992): Long-chain alkenones and alkyl alkenoates as paleotemperature indicators : Their production, flux and early diagenesis in the eastern North Atlantic: In: Eckardt, C. B. and Larter, S. R., et al. (Editors), *Advanced in organic geochemistry 1991*, *Org. Geochem.* **19**, 287-298.

Crip, T. P., Brenner, S., Venkatesan, M. I., Ruth, E. and Kaplan, I. R. (1979): Organic chemical characterization of sediment trap particles from San Nicholas, Santa Barbara, Santa Monica, and San Pedro Basins, California. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **43**, 1791-1801.

Deuser, W. G. and Ross, E. H. (1980): Seasonal change in the flux of organic carbon

to the deep Sargasso Sea. *Nature* **283**, 364-365.

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.

Eppley R. W., Holmes R. W. and Strickland J. D. H. (1967): Sinking rates of marine phytoplankton measured with a fluorometer. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* **1**, 202-215.

Freeman, K. H. and Wakeham, S. G. (1992): Variations in the distributions and isotopic compositions of alkenones in Black Sea particles and sediments. *Org. Geochem.* **19**, 277-285.

Furuya, K., Odate, T. and Taguchi, K. (1995): Effect of a seamount on phytoplankton production in the western Pacific Ocean. *Biogeochemical processes and Ocean Flux in the Western Pacific* (Edited by Sakai H. and Nozaki Y.). pp. 255-273, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, Japan.

Gagosian, R. B., Smith, S. O. and Nigrelli, G. E., (1982): Vertical transport of steroid alcohols and ketones measured in a sediment trap experiment in the equatorial Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **46**, 1163-1172.

Gayoso, A. M. (1995): Bloom of *Emiliana huxleyi* (Prymnesiophyceae) in the western South Atlantic Ocean. *J. Plankton Res.* **17**, 1717-1722.

Harwood, J. L. and Russell, N. J. (1984): Lipids in plants and microbes. Allen and Unwin, London, 162pp.

Haxo, F. T. (1985): Photosynthetic action spectrum of the coccolithophorid, *Emiliana huxleyi* (Haptophyceae): 19' hexanoyloxyfucoxanthin as antenna pigment. *J. Phycol.* **21**, 282-287.

Hays, J. D., Imbrie, J. and Shackleton, N. J. (1976): Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice ages. *Science*, **194**, 1121-1132.

Holligan, P. M., Fernandez, E., Aiken, J. A., Balch, W. M., Boyd, P., Burkill, P. H., Finch, M., Groom, S. B., Malin, G., Muller, K., Purdie, D. A., Robinson, C., Trees, C., Turner, S. M. and van der Wal, P. (1993): A biogeochemical study of the

coccolithophore *Emiliana huxleyi*, in the North Atlantic. *Global Biogeochem. Cycle* **7**, 879-900.

Honjo, S (1976): Coccoliths: Production, transportation and sedimentation. *Mar. Micropaleontol.* **1**, 65-79.

Honjo, S., Doherty, K. W., Agrawal, Y. C. and Asper, V. L. (1984): Direct optical assessment of large amorphous aggregates (marine snow) in the deep ocean. *Deep-Sea Res.* **31**, 67-76.

細川文子・半田暢彦(1996): 海洋沈降粒子による炭素の沈降フラックスと環境因子に関する研究. 平成5年文部省科学研究費補助金(一般研究A)研究成果報告書, 155-165.

Houghton S. D. and Gupta M. V. S. (1991): Monsoonal and fertility controls on Recent marginal sea and continental shelf coccolith assemblages from the western Pacific and northern Indian Oceans. *Mar. Geol.* **97**, 251-259.

Hutson, W. H. (1980): The Agulhas Current during the late Pleistocene: Analysis of modern faunal analogues. *Science*, **207**, 64-66.

Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and Shackleton, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: *Milankovitch and climate*, part 1, Berger, A. L. and Riedel, D., Hingham (Editors), Mass. pp 269-305.

Juillet-Leclere, A. & Schrader, H. (1987): Variations of upwelling intensity recorded in varved sediment from the Gulf of California during the past 3,000 years. *Nature* **329**, 146-149.

Kennedy, J. A. and Brassell, S. C. (1992): Molecular stratigraphy of the Santa Barbara basin : comparison with historical records of annual climate change: In: Eckardt, C. B. and Larter, S. R., et al. (Editors), *Advanced in organic geochemistry* 1991, *Org. Geochem.* **19**, 235-244.

北川浩之・増沢敏行・松本英二・山口和典・中村俊夫(1992): 水素還元法による AMS 炭素 14 測定のためのグラフィットターゲットの作成法. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書(II), 113-121.

- Klaveness, D. (1972): *Coccolithus huxleyi* (Lohm.) Kamptn. II. The flagellate cell, aberrant cell types, vegetative propagation and life cycles. *Br. Phycol. J.*, **7**, 309-318.
- Knappertsbusch, M. and Brummer, G. J. A. (1995): A sediment trap investigation of sinking coccolithophorids in the North Atlantic. *Deep-Sea Res.* **42**, 1083-1109.
- Lyle, M. W., Prahl, F. G. and Sparrow, M. A. (1992): Upwelling and productivity changes inferred from a temperature record in the central equatorial Pacific. *Nature*, **355**, 812-815.
- Lyle, M. W., Zahn, R., Prahl, F. G., Dymond, J., Collier, R., Pisias, N. and Suess, E. (1992): Paleoproductivity and carbon burial across the California Current: the Multitracers transect, 42°N. *Paleoceanogr.*, **7**, 251-272.
- MacAyeal, D. R. (1993): Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events cycle. *Paleoceanogr.* **8**, 775-784.
- Madureira, L. A. S., Conte, M. H. and Eglinton, G. (1995): Early diagenesis of lipid biomarker compounds in North Atlantic sediments. *Paleoceanogr.* **10**, 627-642.
- Marlowe, I. T., Green J. C., Neal, A. C., Brassell, S. C., Eglinton, G. and Course, P. A. (1984a): Long chain unsaturated ketones and esters in living algae and marine sediments. *Org. Geochem.* **6**, 135-141.
- Marlowe, I. T., Green J. C., Neal, A. C., Brassell, S. C., Eglinton, G. and Course, P. A. (1984b): Long chain (n-C37-C39) alkenones in the Prymnesiophyceae. Distribution of alkenones and other lipids and taxonomic significance. *Br. Phycol. J.* **19**, 203-216.
- Marlowe, I. T., Brassell, S. C., Eglinton, G. and Green, J. C. (1990): Long-chain alkenones and alkyl alkenoates and fossil coccolith record of marine sediments. *Chem. Geol.* **88**, 349-375.
- Masuda, A. (1982): An interpretation of the bimodal character of the stable Kuroshio path. *Deep-Sea Res.* **29**, 471-484.
- Matsueda, H. and Handa, N. (1986): Vertical flux of hydrocarbons as measured in sediment traps in the eastern North Pacific Ocean. *Mar. Chem.* **20**, 179-195.

Matsueda, H., Handa, N., Inoue, I. and Takano, H. (1986): Ecological significance of salp fecal pellets collected by sediment traps in the eastern North Pacific. *Mar. Biol.* **91**, 421-431.

McCafferey, M. A., Farrington, J. W. and Repeta, D. J. (1990): The organic geochemistry of Peru margin surface sediments: I. A comparison of the C37 alkenone and historical El Niño records. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **54**, 1671-1682.

McIntyre, A. and Bé, A. W. H., (1967): Modern coccolithophores of the Atlantic Oceans - 1. Placolith and cyrtoliths. *Deep-Sea Res.* **14**, 561-597.

McIntyre, A. and McIntyre, R. (1970) Coccolith concentrations and differential solution in oceanic sediments. In *Micropaleontology of the Oceans* (Edited by Funnell B. H. and Riedel W. R.). pp. 253-261, Cambridge University Press, Cambridge, England.

Mitsuguchi, T., Matsumoto, E., Abe, O., Uchida, T. and Isdale, P. J. (1996): Mg/Ca thermometry in coral skeletons. *Science*, **274**, 961-963.

Moore, T., Burckle, L., Geitzennauer, K., Luz, B., Molina-Cruz, A., Robertson, J., Sachs, H., Sancetta, C., Thiede, J., Thompson, P. and Wenkam, C. (1980): The reconstruction of sea surface temperatures in the Pacific ocean of 18,000 B.P., *Mar. Micropaleontol.*, **5**, 215-247.

村山雅史・阿波根直一・玄相民・金松敏也・平朝彦(1994): KT92-17 および KT93-7 次航海(IGBP)で採取されたコアの岩相. *月刊海洋*, **26**, 434-438.

村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村真・安田尚登平朝彦(1993): 四国沖ピストンコア試料を用いた AT 火山灰噴出年代の再検討—タンデトロン加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の ^{14}C 年代. *地質学雑誌*, **99**, 787-798.

Nakamura, T. and Nakai, N. (1988): Fundamentals of radiocarbon datings- with accelerator mass spectrometry. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **29**, 83-106.

Nakatsuka, T., Handa, N. and Imaizumi, S. (1995): Spatial and temporal variation of $\delta^{15}\text{N}$ in sinking particles in deep waters: Its implication for the origin and transport of particulate organic matter: In: Sakai, H. and Nozaki, Y. (Editors),

Biogeochemical processes and ocean flux in the western Pacific, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, pp. 355-374.

Nitani, H. (1975): Variation of the Kuroshio south of Japan, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **31**, 154-173.

大場忠道・安田尚登(1992): 黒潮域における最終氷期以降の環境変動. *第四紀研究*, **31**, 329-339.

Okada, H. (1992) Biogeographic control of modern nannofossil assemblages in surface sediments of Ise Bay, Mikawa Bay and Kumano-nada, off coast of central Japan. *Memorie Di Scienze Geologiche* **13**, 431-449.

Okada, H. and McIntyre, A. (1979): Seasonal distribution of modern coccolithophores in the western North Atlantic Ocean. *Mar. Biol.*, **54**, 319-328.

Okada, H. and Honjo, S. (1973): The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Res.* **20**, 355-374.

Prahl, F. G., Bennett, J. T. and Carpenter, R. (1980): The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons in Dabob Bay, Washington. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **44**, 1967-1976.

Prahl, F. G. and Wakeham, S. G. (1987): Calibration unsaturation patterns in long-chain ketone composition for paleotemperature assessment. *Nature* **330**, 367-369.

Prahl, F. G., Muehlhausen, L. A. and Zahnle, D. L. (1988): Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **52**, 2303-2310.

Prahl, F. G., Muehlhausen, L. A. and Lyle, M. (1989a): An organic geochemical assessment of oceanographic conditions at MANOP Site C over the past 26,000 years. *Paleoceanogr.* **4**, 495-510.

Prahl, F. G., de Lange, G. J., Lyle, M. and Sparrow, M. A. (1989b): Post-depositional stability of long-chain alkenones under contrasting redox conditions. *Nature* **341**, 434-437.

Prahl, F. G., Collier R. B., Dymond J., Lyle M. and Sparrow M. A. (1993): A biomarker perspective on prymnesiophyte productivity in the northeast Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* **40**, 2061-2076.

Prahl, F. G., Pisias, N., Sparrow, M. A. and Sabin, A. (1995): Assessment of sea-surface temperature at 42. N in the California Current over the last 30,000 years. *Paleoceanogr.* **10**, 763-773.

Probyn, T. A. (1993): The inorganic nitrogen nutrition of the phytoplankton in the southern Benguela: new productions, phytoplankton size and implication for pelagic food webs. *South African Journal of Marine Science* **12**, 411-420.

Rosell-Mele A., Carter J. and Eglinton G. (1994) Distributions of long-chain alkenones and alkyl alkenoates in marine surface sediments from the North East Atlantic. *Org. Geochem.* **22**, 501-509.

Samtleben, C. and Bickert, T. (1990): Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. *Mar. Micropaleontol.* **16**, 39-64.

Sancetta, C. (1995): Diatoms in the Gulf of California: seasonal flux patterns and the sediment record for the last 15,000 years. *Paleoceanogr.* **10**, 67-84.

Sekino, K. and Shiraiwa, Y. (1994): Accumulation and utilization of dissolved inorganic carbon by a marine unicellular coccolithophorid, *Emiliana huxleyi*. *Plant Cell Physiol.* **35**, 353-361.

Smith, K. L., Jr. and Baldwin, R. J. (1984): Seasonal fluctuations in deep-sea sediment community oxygen consumption: Central and eastern North Pacific. *Nature* **307**, 624-626.

Sugimoto, T., Tadokoro, K. and Fukushima, Y. (1995): Climate and weather effects on the chlorophyll concentration in the northern North Pacific: In: Sakai, H. and Nozaki, Y. (Editors), *Biogeochemical processes and ocean flux in the western Pacific*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, pp. 575-592.

Tanoue, E. and Handa, N. (1980): Vertical transport of organic materials in the northern North Pacific as determined by sediment trap experiments. Part 1. Fatty acid composition. *Jour. Ocean. Soc. Jpn.* **36**, 231-245.

Thunell, R. C. and Mortyn, G. (1995): Glacial climate instability in the Northeast Pacific Ocean. *Nature* **376**, 504-506.

Volkman, J. K., Eglinton, G., Corner, E. D. S. and Forsberg, T. E. V. (1980): Long-chain alkenes and alkenones in the marine coccolithophorid *Emiliana huxleyi*. *Phytochem.* **19**, 2619-2622.

Wakeham, S. G., Farrington, J. W., Gagosian, R. B., Lee, C., De Baar, H., Nigrelli, G. E., Tripp, B. W., Smith, S. O. and Frew, N. M. (1980): Fluxes of organic matter from a sediment trap experiment in the equatorial Atlantic Ocean. *Nature* **286**, 798-800.

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.

Yamagata, T., Shibao, Y. & Umatani, S (1985): Interannual variability of the Kuroshio Extension and its relation to the Southern Oscillation / El Niño. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **41**, 274-281.

Yang, S. -K., Nagata, Y., Taira, K. and Kawabe, M. (1993): Southward intrusion of the Intermediate Oyashio Water along the east coast of the Boso Peninsula, Japan II. Intrusion events into Sagami Bay. *J. Oceanogr.*, **49**, 173-191.

Yasuda, I., Yoon, J. H. & Suginochara, N. (1985): Dynamics of the Kuroshio large meander - Barotropic model-. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **41**, 259-273.

Young, J. R. and Westbroek, P. (1991): Genotypic variation in the coccolithophorid species *Emiliana huxleyi*. *Mar. Micropaleontol.*, **18**, 5-23.

副論文

1. Long-chain alkenones and alkyl alkenoates in the coastal and pelagic sediments of the northwest North Pacific with special reference to the reconstruction of *Emiliana huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica* ratios. Sawada, K., Handa, N., Shiraiwa, Y., Danbara, A. and Montani, S., *Org. Geochem.*, **24**, 751-764 (1996).

2. Production and transport of long-chain alkenones and alkyl alkenoates in sea water column in the northwestern North Pacific off central Japan. Sawada, K., Handa, N. and Nakatsuka, T., *Mar. Chem.* (in press).

3. Productivity of Gephyrocapsacean algae revealed from long-chain alkenones and alkyl alkenoates in the northwestern Pacific off Japan. Sawada, K. Okada, H., Shiraiwa Y. and Handa, N., In: Biogeochemistry of marine organic matter, Handa, N., Tanoue, E. and Hama, T(Editors), Terra Pub., Tokyo (accepted)

参考論文

1. 堆積物中の長鎖アルケノン、アルケノエイトによる円石藻群集組成の復元の試み：培養実験からのアプローチ.

沢田 健・半田暢彦・白岩善博・壇原明子, *Res. Org. Geochem.*, **10**, 21-26 (1995).

2. 加速器質量分析計を用いた ^{14}C 年代測定による野尻湖層の編年.

沢田 健・有田陽子・中村俊夫・秋山雅彦・亀井節夫・中井信之, *地球科学*, **46**, 133-142 (1992).