新世代における表層環境変化

多 田 隆 治*

Change of Surface Environment through Cenozoic

Ryuji TADA*

Abstract

Evolution of Cenozoic surface environments is a process of transition from greenhouse world to icehouse world. Review of studies on developments of continental ice sheets, associated sea level change, deep water circulation, and atmospheric circulation revealed close association among them. The transition occurred through steps of significant and abrupt changes, between such steps the surface environment was more or less stable. Timing of such steps is correlatable to tectonic events in many cases. Examination of their close correlation may give a clue to solve the operation mechanism of the surface environment system.

I. はじめに

地球はその誕生以来、氷河時代と氷床のない温暖な時代を繰り返し経験してきた（例えば、Anderson 1989）。こうした地球表層環境変遷史の中で、新生代は中生代の温暖な時代から第四紀の氷河時代へ向かう寒冷化の時代として特徴付ける事が出来る。そして、人類はこの氷河時代の中で生まれ、進化してきた。

第四紀氷河時代（実際には、約250万年前から始まる）において、北半球を広大な氷床が繰り返し覆っては消えたことは既に良く知られており、それが地球軌道要素の周期的変化（いわゆるミランコビッチ・サイクル）によってペースを規定されている事も解明された（Hays *et al.*, 1976）。しかし、ミランコビッチ・サイクルが氷期-間氷期の繰り返しを引き起こすメカニズムについてはまだ十分に解明されておらず、更に、そもそもどのようにして氷河時代が始まるのかと言う根本的問題については、断片的な資料に基づいた仮説の

域を出なかった。

近年、中世代の温暖期には CO_2 が現在に比べて著しく高く、それに起因する温室効果の増大が温暖気候の原因であったとする考え方が広まり（例えば、Berner *et al.*, 1983; Lasaga *et al.*, 1985）、また、氷床中の気泡の分析により、第四紀の氷期-間氷期の繰り返しに対応した大気中の CO_2 濃度の変動も明らかにされ、大気組成の変化が気候変動の一因と考えられるようになってきた（Neftel *et al.*, 1982; Lorius *et al.*, 1990）。一方、人類は地球の歴史上かつてない速度で CO_2 などの温室効果ガスを放出し続けており（Sundquist, 1985）、それによる表層環境の温暖化が懸念されるとともに、地球表層システム（気候システム）の挙動メカニズムに関心が集まっている。

新生代における環境変化を復元し、その原因を探る事は、温室世界から氷室世界への変換過程における地球表層システムの挙動を理解する事に他ならない。本論文では、新生代における表層環境の変遷を、特に大陸氷床、海洋循環、大気循環について概観し、それらの相互作用に付いて検討す

* 東京大学理学部地質学教室

* Geological Institute, University of Tokyo

る。また、こうした環境変化を説明するために提唱されている様々な仮説の検証を試みる。新生代における表層システムの挙動メカニズムの理解は、人類の活動が地球表層環境に与える影響を予測し、対策を講じる上でも有用であると考えられる。

II. 新生代における大陸氷床の形成と発達

1. 酸素同位体比の変化

地質時代の大陸氷床に関する定量的な情報を得ようとする場合、有孔虫殻の酸素同位体比は、最も有用な情報源の一つである。有孔虫殻の酸素同位体比は、有孔虫の種と、それが生息した海水温および同位体組成により決まり、海水の同位体組成は、少なくとも第四紀の海洋においては、大陸氷床の同位体組成と体積に強く影響される事が知られている (Shackleton and Opdyke, 1973)。また氷河性海水準変動による 10m の海水準上昇が約 0.11% の海水の酸素同位体比の減少に相当すると計算されている (Fairbanks and Matthews, 1978)。これまでの多くの研究では、海水の酸素同位体の平均組成は、海洋において圧倒的な体積を持ち、組成も均質で、温度も安定している深層水の酸素同位体比で近似できるとして、主に底生有孔虫の酸素同位体比を用いて議論がなされてきた (Savin *et al.*, 1975; Shackleton and Kennett, 1975)。そして、第四紀にみられる底生有孔虫殻の酸素同位体比と大陸氷床体積の関係をそれ以前に延長し、中期中新世に本格的な大陸氷床が南極に発達する以前は地上には大陸氷床は存在せず、底生有孔虫の酸素同位体比は深層水の温度変化を反映しているとする仮定がひろく用いられた (Savin *et al.*, 1975; Shackleton and Kennett, 1975)。

これに対し Matthews and Poore (1980) は、かなりの量の大陸氷床が漸新世前期に既に存在していたと反論し、更に Prentice and Matthews (1988, 1991) は、深層水の水温は第三紀を通じて大きく変化したのに対し、低緯度熱帯域の湧昇流の影響を受けない海域の表層水温はほとんど一定であったとし、低緯度非湧昇流海域の浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比こそ地質時代における大

陸氷床体積の変化を反映すると主張した。Miller *et al.* (1991) は、低緯度熱帯海域の表層水温が新生代を通じて一定であったとする Prentice and Matthews (1988) の仮定には疑問を挟んだものの、表層水温の変動が少なく安定していたであろう事は認め、低緯度非湧昇流海域における浮遊性および底生有孔虫殻の酸素同位体比の急激かつ同時的变化こそが大陸氷床の消長を示すとした。

こうした考えに基づき、新生代の低緯度非湧昇流海域の、浮遊性および底生有孔虫殻に記録された酸素同位体比の変化を図 1a に示す。低緯度非湧昇流海域の浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比のデータは数が少なく、特に、40~55Ma の間にはデータは全く存在しないため、図に示される曲線は今後改訂されるべきものである。但し、Prentice and Matthews (1988) の浮遊性有孔虫のデータには中緯度亜熱帯域の値をもとに緯度方向の温度勾配を仮定して低緯度の値として再計算したものが含まれるため、図 1a は Miller *et al.* (1987, 1991) および Shackleton (1984) により、Prentice and Matthews (1988) は用いなかった。図 1a にはまた、Miller *et al.* (1990, 1991) の高精度酸素同位体層序を基に認定した短期間だが地球規模の酸素同位体比変化のスパイクの位置を矢印で入れてある。これらは一時的な大陸氷床の形成を示すと考えられる。

図 1a から次の事を読みとることが出来る。a) 浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比は新生代を通じて比較的安定しており、急激な変化は始新世/漸新世の境界付近 [36Ma] と、中期中新世初頭 [15Ma] に見られるだけである。b) 底生有孔虫殻の酸素同位体比は、始新世前期 [52~58Ma] に最小値に達して以降ずっと増加しており、特に約 52Ma, 36Ma, 15Ma, 2.5Ma に急激な増加がみられる。c) この結果、浮遊性有孔虫殻と底生有孔虫殻の酸素同位体比の差は始新世以降増加している。

もし、(海洋+氷床) の酸素同位体組成が新生代を通じて変わらず、海洋も良く混合されて酸素同位体組成が均質化されているとする仮定が成り立てば、上に述べた傾向から大陸氷床の体積変化や海水温の変化を読み取れるはずである。しかし、

図 1 新生代における表層環境変化とテクトニック・イベントの相互関係。詳しい説明は本文中。

これらの仮定は本当に成り立つのだろうか？

(海洋+氷床)の酸素同位体組成が新生代を通じて一定であったとする仮定は、ほとんどの古海洋学者が暗黙の内に用いている。しかし、その妥当性については証明されておらず (Savin *et al.*, 1975), 風化速度や熱水活動の変化などが酸素の地化学サイクルに影響を与える可能性は十分にある (Olausson, 1988; Walker and Lohmann, 1989)。しかし、地化学サイクルの変化では急激な海水の酸素同位体比の変化を説明することは出来ないで、有孔虫殻における酸素同位体比の急激な変化が氷床体積あるいは水温の変化を示しているとする結論には影響しない。また、同位体比の急激な変化期以外には、浮遊性および底生有孔虫殻において同位体比がほぼ一定している事実は、(海洋+氷床)の酸素同位体組成が新生代を通じて余り変わらなかった事を暗示する。

一方、新生代の海洋において海水の酸素同位体組成がほぼ均質であったとする仮定は、厳密には成り立ちそうにない。後述するように、新生代の少なくとも前半においては、現在とは異なり低緯

度地域で蒸発作用により塩分濃度が高くなった海水が沈み込んで深層水を形成していた可能性が高い。こうした海洋では、海水の塩分濃度成層が発達するとともに酸素同位体比の成層も起こっていたと考えられる (Brass *et al.*, 1982)。その場合、深層水の酸素同位体比は表層水に比べ高くなる事が予測されるが、海水全体の酸素同位体比の平均値からの偏差はせいぜい表層水で -0.5‰ 、深層水で $+0.3\text{‰}$ 程度と推定され (Railsback, 1990), 大勢には影響しない。また、低緯度地域で塩分濃度の高い深層水が形成されていたとすれば、そこにおいては表層水と深層水の酸素同位体組成の違いはほとんどない筈で、従って図 1a に基づく結論には影響しない。

以上の理由から、上記の 2 つの仮定は厳密には成り立たないものの、図 1a から、氷床体積および深層水温についての情報を導きだすことは可能と思われる。即ち、約 36Ma および 15Ma における酸素同位体比の急激な増加は大陸氷床の増大を、58Ma および 52Ma における減少および増加は、各々深層水温度の増加および減少を示し、それ以

外の時期には大規模な氷床体積や水温の変化は起こらなかったと解釈できる。しかしながら、特に、図1aの基になったデータの不完全性を考慮すると、大陸氷床の発達に関する別の地質学的証拠とのクロスチェックが必要である。

2. 氷河性堆積物の時空分布

大陸氷床の縁辺には till や diamictite と呼ばれる氷河性堆積物が、周辺の海域には、氷山が溶けるときに落とされた ice-rafted debris [IRD] と呼ばれる粗粒粒子を含む堆積物が堆積する。till や diamictite の存在がただちに大規模な大陸氷床の形成を示すのか (Kennett and Barker, 1990), IRD の量が大陸氷床の規模を反映すると考えて良いのか (Warnke and Allen, 1991) と言った問題はあがあるが、これらの堆積物の時代や分布は、氷床の発達時期や規模に関する情報を与えてくれる。また、碎屑物の粘土鉱物組成は、後背地の気候条件を反映するので、氷床発達の時期を考える際に利用できる。

南極大陸や周辺海域における氷河性堆積物の調査は、その困難さゆえに数が少なく、資料も断片的であったが、1987年から1988年にかけて国際深海掘削計画 [ODP] による第113, 114, 119, 120次航海で南極海域が集中的に掘削され、また南極大陸縁辺部での掘削も行なわれた結果、南極大陸における氷床発達に関する知識も急速に増大した。

従来、新生代においては中期中新世以前に大規模な氷床が南極に存在した確固たる証拠はないとされていたが (Savin *et al.*, 1975; Shackleton and Kennett, 1975), 南極周辺海域における IRD は、漸新世初頭 [約36Ma] に既に出現することが明らかになった (Zachos, *et al.*, 1989)。ただし、ODP Legs 113, 114の結果によれば、東南極周辺海域における IRD の堆積は漸新世を通じてその分布も量も限られており、中新世初頭 [約23Ma] になって初めて増大しだし、更に中期中新世から鮮新世初頭にかけて著しく増大した (Kennett and Barker, 1990; Allen and Warnke, 1991; Warnke and Allen, 1991)。一方西南極周辺海域においては、IRD の堆積は、後期中新世になってやっと始まる (Kennett and Barker, 1990)。

Robin (1988) は、ロス海における後期中新世のハイアタスを氷床による侵食で形成されたと考え、この時期に南極氷床が西南極にまで拡大して大陸棚を覆ったと考えた。

これに対して、東南極縁辺部で行なわれた掘削の結果 (Barrett *et al.*, 1987; Hambrey *et al.*, 1989) は、底面が接地した状態の氷床 [grounded ice sheets] から堆積したと思われる diamictite の堆積が36Ma以降繰り返したことを示し、特に30~25Maの間に短期間の氷床の発達が4回繰り返した事が確認された (Barrett, 1991)。

また Robert and Maillot (1990) は、第113次航海の掘削地点での堆積物の粘土鉱物組成の時代変化を調べ、東南極周辺では始新世/漸新世境界 [約36Ma] にスメクタイト主体の組成からイライトとクロライト主体の組成への急激な変化が起こり、西南極周辺では同様の変化が中期中新世に起こったことを示した。そして、それがそれぞれの地域における急速な寒冷化を示すと考えた。

一方、北半球では、局所的な IRD や tillite の堆積は 10 Ma まで遡ることが出来るものの (Stein, 1991), 顕著な IRD の堆積は北大西洋で (Shackleton *et al.*, 1984), 北太平洋でも (Rea and Schrader, 1985), 北極海でも (Herman and Hopkins, 1980), 2.5Ma に始まっている。この時代は中国におけるレスの堆積開始時期とも一致し (Heller and Liu, 1982), 北半球における大陸氷床の形成を示すと考えられる。

3. 大陸氷床の発達史

有孔虫殻の酸素同位体比の記録と氷河性堆積物の記録を突き合わせるにより、新生代における大陸氷床発達について、より具体的なイメージを得ることが出来る。更に、安定大陸縁辺部における音響的層序断面の解析より推定された汎世界的海水準変動曲線 (Vail *et al.*, 1977; Haq *et al.*, 1987) における、3rd~5th order の海水準変動 (図1b) も大陸氷床の消長と関係していると考えられ、クロスチェックの対象として重要である。こうしたクロスチェックを基に推定した大陸氷床体積の変動を図1cに模式的に示す。

暁新世から始新世にかけては南極にまでも温暖

な気候が広がっていたと考えられ、大陸氷床が存在した証拠はない。中期始新世初頭に深層水温の急激な低下が起こり南極もやや寒冷化した氷床を形成するには至らなかったようである。東南極に氷床が形成され始めたのは始新世/漸新世の境界付近で、この時期に浮遊性および底生有孔虫殻の酸素同位体比は、共に約1‰増加した。もし氷床の酸素同位体比が現在の南極氷床と変わらぬとすれば、この増加は現在の南極氷床体積の2倍近い量、海水準の低下にして約90mに相当する (Miller *et al.*, 1991)。主に IRD の量と分布から Kenett and Barker (1990) は、この時期の南極氷床は大規模なものではなかったとしている。しかし、酸素同位体比を見る限り漸新世の値は始新世末に比べて0.5~1‰低いことから、現在の南極氷床に匹敵する規模のものが既に存在した可能性が高い。この事は、東南極縁辺部での掘削結果とも矛盾しない (Barrett *et al.*, 1987; Barrett, 1991)。

しかし、漸新世における氷床は不安定で発達と縮小を繰り返す、一時的な氷床の発達は、酸素同位体比変動曲線におけるスパイクに対応すると思われる (Miller *et al.*, 1991)。こうしたスパイクは汎世界的海水準曲線 (Haq *et al.*, 1987) の低海水準ピークとも比較的好い、その持続期間は100万年以下と言われている (Miller *et al.*, 1991)。

中新世にはいると、東南極周辺海域への IRD の供給が増大し出すが、酸素同位体比変動曲線には顕著な増加傾向はみられず、海水準変動曲線においても顕著な海水準の低下はみられない。従って、東南極周辺海域への IRD の供給増加は、むしろ氷床の性質の変化を示すのだろう。前期中新世から中期中新世初頭 [20~15Ma] にかけて、浮遊性、底生有孔虫殻の酸素同位体比共、若干の減少傾向が見られる (図1a)。この酸素同位体比の減少の意味は明確ではないが、この時期が汎世界的な気候温暖期であることを考えると、氷床体積の減少を意味する可能性がある。海水準曲線もこの時期に若干の海水準上昇を示している (図1b)。

中期中新世の初頭 [15~13Ma] に再び、浮遊性および底生有孔虫殻の酸素同位体比が~0.8‰程度増加する。これは、~70m程度の海水準低下に相当するが (Miller *et al.*, 1991)、海水準曲線もこの時期に比較的大規模な海水準低下を示している。東南極周辺海域で IRD が急増したことを考え併せると、この時期に東南極における氷床体積が急増した可能性が高い。この時期の直前 [15Ma] に南極大陸に大規模な氷床が存在したかどうかは、上述のように疑問の余地があるが、13Ma以降現在の南極氷床に匹敵するかあるいはそれ以上の規模の氷床が東南極に成立した事は間違いないさそうだ。

後期中新世に形成されたとされる西南極氷床および南極氷床全体の拡大については、酸素同位体比からはその影響は明かでない。しかし、Haq *et al.* (1987) の海水準曲線はこの時期に低海水準を示している。Robin (1988) は、氷床が南極の大陸棚まで覆った事を根拠に、当時の氷床体積は現在の2倍以上あったと推定している。

鮮新世後期 [2.5Ma] に始まった北半球における大陸氷床の形成は、底生有孔虫の酸素同位体比の1‰に及ぶ急激な減少に現われている。一方、浮遊性有孔虫の酸素同位体比は逆に~0.5‰程度の減少がみられる事から、氷床の成長は考えにくい。従って、この時期には、深層水温の著しい低下が起こったものと解釈される。また、この時期以降短周期の酸素同位体比変動の振幅が~1.5‰まで増大するのも特徴的で、これはミランコビッチサイクルに起因する、おもに北半球の大陸氷床の消長を示している (Shackleton and Opdyke, 1973; Hays *et al.*, 1976)。

III. 新生代における海洋循環の変化

1. Warm Saline Deep Water [WSDW] の形成と消滅

現在の海洋における深層水循環は、北太平洋や南極海といった高緯度地域における表層水の冷却によって引き起こされ、そのため深層水は~2°Cという低温を保っている (Broecker and Peng, 1982)。しかし、過去の地質時代において、

低緯度地域の緑海などにおける蒸発作用による塩分濃度の増加が高温分濃度の深層水を形成していた可能性が Brass *et al.* (1982) などにより指摘された。

低緯度地域における WSDW の形成は、少なくとも始新世にはかなりの規模で起こっていたと考えられる (Prentice and Matthews, 1988, 1991; Kennett and Stott, 1990)。暁新世末から始新世前期にかけて、低緯度地域における浮遊性有孔虫と底生有孔虫の酸素同位体比にあまり差がない事も、底層水が著しく暖かかった事を示し、WSDW の形成を暗示する。Railsback *et al.* (1989) は、同時代、同地点における浮遊性と底生有孔虫殻の酸素同位体値のペアについて、海水の酸素同位体比と塩分濃度の間に見られる正の相関および塩分濃度—水温—海水の比重の間の関係を利用する事により、表層水および深層水の温度および塩分濃度に制約を加えることが出来ることを示し、それによってオルドビス紀に WSDW が存在していたことを示した。そこで始新世前期の低緯度海域における浮遊性および底生有孔虫殻の酸素同位体比ペア -1.2‰ , -0.5‰ について Railsback, (1990) のダイアグラムにプロットし、更に低緯度海域の表層水温は深層水温と同じかそれより高く、深層水の塩分濃度と表層水の塩分濃度は海水の平均塩分濃度 $[34\text{‰}]$ を挟んでその両側に分布する、密度成層を保つために表層水と深層水の間に 0.01g/cm^3 の密度差が必要である (Railsback, 1990) と仮定して、存在可能な温度、塩分濃度範囲を求めた。その結果、深層水温は $15\sim 18^{\circ}\text{C}$ で表層水より $0\sim 2^{\circ}\text{C}$ 低く、塩分濃度は $34\sim 36\text{‰}$ で表層水より $0.5\sim 2.5\text{‰}$ 高いとする結果が得られたが、これは明かに WSDW の存在を意味する。

一方、Kennett and Stott (1990) は南極海における浮遊性及び底生有孔虫殻の酸素同位体比から、少なくとも $46\sim 28\text{Ma}$ の間水深 2500m までは酸素同位体比が深度が増すに連れ減少する逆転状態であった事を示した。これは、深層水の方が水温が高く、かつ塩分濃度も高かったと解釈せざるを得ないので、WSDW の証拠となる。Kenn-

ett and Stott (1990) は更に、漸新世に入って南極海で深層水が形成され初めたことを示し、始新世の海洋は低緯度海域で形成された WSDW と高緯度海域で形成された低温の表層水の2層構造であったのに対し、漸新世の海洋は、高緯度で形成された低温高密度の低層水 (proto-Antarctic Bottom Water [AABW]) と、低緯度海域で形成された WSDW、そして高緯度で形成された低温な表層水の3層構造であったと解釈した。

一方、Woodruff and Savin (1989) は、底生有孔虫殻の炭素同位体比を深層水循環のトレーサーとして利用し、WSDW が中期中新世の初頭 $[15\text{Ma}]$ まで存在した可能性を示した。ある種の底生有孔虫殻の炭素同位体比は、それが棲んでいた深層水中の溶存無機炭素の炭素同位体組成を反映する (Duplessy *et al.*, 1984)。深層水の炭素同位体比は、その形成時には大気との平衡関係により決定されるが、大気との接触をたれた後は、表層で生産され沈降してきた有機物が深層水中で酸化分解して放出された同位体比の小さい無機炭素の影響を受けるため、時とともにその比を減少させる (Kroopnick, 1985)。従って、ある時代における炭素同位体比の空間分布を見ることにより、深層水の流れた方向を知ることが出来る訳である (例えば Duplessy and Shackleton, 1985)。Woodruff and Savin (1989) は DSDP および ODP で得られた膨大な量の分析値を基に、中新世における深層水の循環様式を調べ、 $23\sim 15\text{Ma}$ の間インド洋赤道海域、南太平洋、南大西洋の高緯度海域の中層水が最も若く、太平洋、大西洋共に深層水は北方向に古くなって行くことを示した。そして、テチス海から流れ出た高塩分濃度の海水が Tethyan/Indian Saline Water [TISW] を形成して南極海に流れ込み、そこで更に冷却されて深層水を形成し、それが太平洋および大西洋を北へ流れたと解釈した。彼女らは、TISW を中層水としており、南極海で冷却されて初めて深層水となると考えていることから、Kennett and Stott (1990) の3層構造の海洋と同じ循環様式と言える。Woodruff and Savin (1989) によれば、TI-

SW の形成は14Ma までに止み、10Ma には現在の深層水循環と本質的に同じ循環様式が確立した。

炭素同位体比と共に溶存酸素量も深層水循環のトレーサーとして利用できることが知られている (Broecker and Peng, 1982)。過去の深層水の溶存酸素レベルを推定する方法としては、生痕のタイプや大きさによる方法 (Savirna and Bottjer, 1986, 1989)、有機炭素/硫黄比を用いる方法 (Berner and Raiswell, 1983)、硫黄同位体を用いる方法 (Gautier, 1986)、還元状態で沈澱し易い微量元素の濃度を用いる方法 (Anderson *et al.*, 1989) などがあるが、どれも低溶存酸素領域 ($O_2 < 1 \text{ ml/l}$) においては有用であるものの、中程度の溶存酸素領域 ($5 > O_2 > 1 \text{ ml/l}$) においては敏感でない。そうした中、底生有孔虫の群集組成から深層水の溶存酸素レベルを推定する試みが成功しつつある (海保, 1989; Woodruff and Savin, 1989)。

海保(1989)は、底生有孔虫の群集組成を基にした oxygen index [OI] を考案し、新生代における海洋の溶存酸素レベルの変化を調べた。その結果によると、始新世の前期および漸新世の後期に、太平洋、大西洋、インド洋ともに溶存酸素レベルの著しい低下がみられ、一方、始新世中～後期には溶存酸素レベルは比較的高い。もし、この傾向が確実であれば、前期始新世および後期漸新世は、WSDW が発達した2層構造の海洋期、暁新世および中期始新世～前期漸新世は proto-AABW が WSDW の下に入り込んだ3層構造の海洋期に相当するのかも知れない。ただし、海保 (1989) の OI は、実際の溶存酸素レベルとの間と対応関係が付いておらず、また同時代における空間的变化に関する検討が十分でないなどの問題点があるので、今後更に検討する必要があるだろう。

深海底堆積物においてはハイアタス [hiatus] と呼ばれる無堆積、微侵食期間が認められるが、その多くは広域に認められ、汎世界的な海洋イベント、特に深層水の循環様式や強度を反映していると考えられる (Keller and Barron, 1983)。Keller *et al.* (1987) は、中期始新世～漸新世の深海堆積物中に6層準の広域ハイアタスを認め

(図1e)、それらが4000m 以深、2000～3000m、1600m 以浅の深度範囲に集中していることを示した。更に彼らは、これらのハイアタスの終了時期が底生有孔虫殻の酸素同位体比の極大期および Haq *et al.* (1987) の海水準曲線の海水準極小期とよく合い、またハイアタスの期間は深海底における CaCO_3 の溶解期によく一致するとした。

2. Antarctic Circumpolar Current [ACC] の成立

Keller *et al.* (1987) は40Ma および24Ma のハイアタスが南極周辺に分布することから、前者を浅い proto-ACC の開始に、後者を本格的な ACC の開始に結びつけた。一方、Kennett and Barker (1990) は、ACC の存在と南極大陸全域の寒冷化を結びつけ、漸新世には南極半島は南極大陸主部に比べて暖かかったことから ACC はまだ成立していなかったと考えた。そして、南極海における約24Ma のハイアタスを ACC の成立に結びつけている。

3. NADW の形成

Woodruff and Savin (1989) は、炭素同位体比をもとに、14～12Ma に北大西洋に若い深層水が現れ始めた事を示し、NADW 形成の始まりと考えた。更に彼女らは、11Ma 頃から南大西洋の深層水が南太平洋の深層水に比べて若い傾向がはっきりし、6 Ma には現在とほぼ同様の炭素同位体比の空間分布を示すようになる事から、11Ma 頃から NADW は強化され、6 Ma には現在の深層水循環様式が確立したと解釈した。NADW の形成が中期中新世後半に強化された事に付いては、Blanc and Duplessy (1982) など述べている。

一方、Keller and Barron (1987) は新第三紀における深海底ハイアタスの時空分布を調べ、8層準の広域ハイアタスを認め、それらの深度が3800m 以深、3000～2000m、1500m 以浅に集中することを示した。そして、8 Ma のハイアタスの北大西洋での深度分布がそれ以前に比べて浅くなることを理由にこれを NADW の強化と結びつけている。また、彼らの図によれば、始新世から漸新世に見られたハイアタスと底生有孔虫殻の酸素同位体比の極大期、Haq *et al.* (1987) の海

水準変動曲線の海水準極小期の一致傾向は15~12 Ma 頃から崩れ始める(但し, Keller and Barron (1987) はこれを11Ma 頃としている)。これは, この頃における WSDW の消滅とそれに伴う深層水循環の大転換に関係していると思われる。

IV. 新生代における大気循環の変化

タービダイトや河川からの碎屑物の供給や氷山からの IRD の堆積の影響を受けない海域の深海底堆積物中の碎屑物の大部分は風成起源であり, その堆積速度や鉱物組成は後背地の乾燥度を, その粒径は大気循環の強度を反映していると考えられる。

Rea *et al.* (1985) は, 北太平洋の深海底堆積物を使い過去7000万年間の碎屑物粒径の変化を調べ, 大気循環強度の変化を論じた。それによると, 白亜紀後期から暁新世にかけては大気循環強度は現在と同じくらい強かったが, 始新世初頭に激減し, 後期漸新世以降徐々に増加して後期鮮新世に現在のレベルまで回復する(図1f)。Stein (1985) も大西洋アフリカ沖の深海底堆積物について漸新世以降の碎屑物の粒度変化を調べ, 中新世末と後期鮮新世~更新世に大気循環強度が増したと述べている。また, 日本海深海底堆積物においても, 黄砂起源と考えられる碎屑物の量および粒径の増加が2.5Ma 以降認められる(Tada and Iijima, in press)。

一方, Stein and Robert (1985) は, ニューゼーランド沖の深海底堆積物の中新世以降の碎屑物粒度の変化を調べ, 4 Ma 以降南半球における大気循環が強化されたとし, 北半球におけるより約1 m.y. 早いと述べている。

V. 新生代の表層環境変動とその要因

近年, 堆積物の時代決定精度が向上し, 質の良い定量的データが集積して, 過去における表層サブシステムの状態とその変化を定量的に復元できるようになるに連れ, その相互作用を議論できるようになってきた。また, その機構を理解することによって, 表層環境変動の究極要因も検討できる段階に入ってきた。

新生代を通しての寒冷化のような長周期の環境変動の原因としては, 従来, プレート運動による大陸分布や地形の変化とそれに伴う大気・海洋循環の変化, 地化学サイクルの変化による大気組成の変化とそれによる放射収支の変化など地球内部に究極原因を求める考え方と, 隕石の衝突や太陽活動の変化による放射量の変化など地球外に要因を求める考え方がある。ここでは, そのうち前者について, 上に述べてきた極域の氷床の消長, 海洋循環変動, 大気循環変動の相互関係を考慮しつつ, 表層環境変化との因果関係を検討する。

1. 暁新世~始新世

新生代における表層環境変化は, 前期始新世における最温暖期の成立に始まる。暁新世における海洋構造についてはまだ十分なデータがないが, 底層水が比較的酸化的であった事, 低緯度海域の浮遊性と底生有孔虫殻の酸素同位体比の差が前期始新世に比べてやや大きかった事などから, WSDW は形成されていたもののそれは底層にまで及ばず, Kennett and Stott (1990) の言う3層構造を成していた可能性がある。この時期に少なくとも北半球で大気循環が活発であった事もWSDW による緯度方向の熱輸送が十分でなかった事を暗示する。しかし, ACC がまだ存在しなかったため南極大陸は氷床が発達するほどには寒くなかった(Kennett and Barker, 1990)。

暁新世末から始新世にかけて南極は温暖化する。この時期に WSDW が海洋深部まで満たして2層構造を形成した事はほぼ間違いなく, それは底生有孔虫の大量絶滅に如実に現われている(Tjalma and Lohmann, 1983)。WSDW の発達により緯度方向の熱輸送が増大し, 極域の温度が上昇した結果, 緯度方向の温度勾配は著しく減少して大気循環を弱めた(Rea *et al.*, 1990)。この始新世初頭における汎世界的温暖化が何故起こったかに関し, Rea *et al.* (1990) は, この時期に深海底における熱水活動が活発化に伴う熱水活動の活発化が大気中の CO₂ 濃度を引き上げて, 温室効果を強化したためと考えた。Rea *et al.* (1990) は, この時期に大気中の CO₂ 濃度が高かったとする幾つかの間接的な証拠を挙げている

が、始新世における CO_2 濃度は700ppm 以下であったとする推定もなされており (Cerling, 1991), 定説に成るには至っていない。一方, 前期始新世の温暖化に WSDW の拡大が影響している可能性は極めて高く, その供給源はテチス海と考えられる。この時期に, インド大陸とアジア大陸の間の海は浅海化し, テチス海は閉鎖的になっていた事を考えると (Scotese *et al.*, 1988), こうしたテチス海の一部の浅海化が WSDW の生成を促進した可能性もあるのではなからうか。WSDW が深海の底層までを満たしていたのは恐らく前期始新世の間だけで, 中期にはいと底層水の温度は低下し, より酸化的になる。これは高緯度地域で底層水が形成され始めた可能性を示唆するものだが今のところその場所は特定出来ない。しかし, この時期においても WSDW が海洋の中層に発達していたことは間違いなく (Kennett and Stott, 1990), 緯度方向の熱輸送を行っていた。南極はやや冷涼化したものの氷床を形成するには至らず, 大気循環も弱かった。海保 (1989) はこの時期に中層水域の底生有孔虫地理区が北太平洋区と南太平洋—テチス—大西洋区に分離した事を報告し, 海洋循環の変化の可能性を示唆している。中期始新世における海洋循環の変化の原因としては, インド大陸とアジア大陸の衝突により当時の赤道還流が妨げられ南へ向きを変えたことが考えられる (Berggren and Hollister, 1977)。また, インドとアジアの衝突により, その間に存在していた浅海域が消滅したことも関係しているだろう。

2. 漸新世～前期中新世

始新世/漸新世境界付近 [36Ma] で起こった環境変化は, 新生代における寒冷化の最も大きなステップの一つである。Keller *et al.* (1987) は, オーストラリアが南極から分離する事に伴う proto-ACC の成立が低緯度から流れ込む海流による熱の補給を絶ち, 南極の寒冷化と氷床の拡大を引き起こしたと考えた。オーストラリアの南極からの分離によりその間に浅い海峡が形成され始めたのは約38Ma であるが (Kennett, 1977), これは南極大陸において本格的氷床が形成され始めた

時期, proto-AABW が形成され始めた時期と概ね一致する。また, この時期を境に大気循環も次第に活発化して来る。

漸新世にはしばしば現在を越える規模の南極氷床が発達したようであるが, 安定化しなかった。これは, 浅い proto-ACC による断熱効果が不十分で, 氷床を安定化させるに十分なほど南極の温度が低下しなかったためであろう (Robin, 1988)。WSDW が南極海の中層に達していたこと (Kennett and Stott, 1990) もその考えを支持する。

一方, Drake Passage が開き ACC が強化されたのは24~20 Ma と考えられる (Kennett, 1977; Barker and Burrell, 1977)。この頃に東南極周辺海域における IRD の増加は認められるものの, 南極氷床体積拡大を示す証拠は得られていない。ACC の強化とそれによる南極大陸の寒冷化を15Ma における南極氷床の拡大に関連付ける考えも出されているが (Kennett, 1977; Robin, 1988など), タイミング的にはあまり一致していない。後期漸新世から前期中新世にかけては地球はむしろ温暖化したと考えられ (Miller *et al.* 1987; Kennett and Barker, 1990), この時期に南極海では湧昇流が活発化し, 比較的暖かい海水が湧昇していた可能性がある (Kennett and Barker, 1990)。同時期に各海洋の底層水の溶存酸素量が低下していた事を考えると, 再び一時的に WSDW が発達したのかも知れない。

3. 中期中新世～前期鮮新世

次の大きなステップは中期中新世初頭 [14Ma] に起こっている。Woodruff and Savin (1989) は, 14Ma にテチス海とインド洋の連絡が絶たれ, WSDW の生成が停止した事が南極の寒冷化, 氷床の拡大安定化, 緯度方向の温度勾配の増加の原因であると考えた。これにより現在のような熱塩循環による海洋循環様式が完全に確立したと考えられる。Woodruff and Savin (1989) は更に, テチス海の閉鎖により地中海から大西洋への高塩分水の流出量が増し, それが NADW の形成につながったと考えた。こうした深層水循環の大変換は珪質堆積物の堆積の中心が大西洋から太平洋,

インド洋に移った事にも現われている (Keller and Barron, 1983)。

一方, Vincent and Berger (198) は14Ma における酸素同位体比のシフトに先だって17~14 Ma にかけて炭素同位体比が全海洋で増加した事に着目し, これは大量の有機物が堆積物中に固定されたことを意味し, それにより大気中の CO_2 濃度が減少し, 寒冷化を引き起こしたと考えた。しかし, Woodruff and Savin (1989) は, 15~14Ma には赤道海域の表層水温はむしろ上昇した事を示し, 必ずしも汎世界的寒冷化が起こった訳ではないと述べている。

14~10Ma は現在のような NADW 主導の深層水循環に移り変わる過渡期で, 氷床体積も短周期で変動したようである (Woodruff *et al.*, 1981; Miller *et al.*, 1991)。それは, この時期の堆積物にみられる堆積リズムにもよく現われている (多田, 1991; Tada, in press)。10Ma に NADW が強化されるとほぼ同時に南極氷床は再び拡大を始め, 現在の南極氷床の体積をはるかに越える大きさとなった (Robin, 1988)。これは, 南極域の寒冷化によると言うよりは, むしろ氷床を溶かさないう程度に“暖かい”深層水が湧昇して水蒸気を供給したためであろう。Prentice and Matthews (1991) も, 低緯度海域の浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比 (彼らは氷河性海水準変動を示すと考えている) と浮遊性有孔虫殻と底生有孔虫殻の酸素同位体比の差 (彼らは深層水の水温を示すと考えている) の関係が約4 Ma 以前と以降で逆転していることを示し, 4 Ma 以前は底層水の水温が高いほど氷床が拡大したと考えた。南極氷床の拡大は海水準の低下を招き, 約5 Ma に地中海が孤立するに及んで NADW の形成は一旦弱まる (Woodruff and Savin, 1989)。恐らく, それに伴って5 Ma 頃に氷床は一旦縮小した (Robin, 1988)。

4. 後鮮新世~現在

2.5Ma に最後の寒冷化ステップが訪れる。しかし, 実際の寒冷化は既に3.2Ma 頃から既に始まっていたらしい (Shackleton and Opdyke, 1976)。これは, パナマ海峡が閉じた時期 [3

Ma] とほぼ一致する (Keigwin, 1982)。Keigwin (1982) は, パナマ海峡が閉鎖されメキシコ湾流が強化された事により, 北半球高緯度地域に水蒸気が供給され, それが北半球における本格的な大陸氷床の形成を引き起こしたと考えた。しかし, 北半球における本格的氷床の発達には2.5Ma と考えられ, 約0.5m. y. の時間のずれがあることから, 両者の関連を疑問視する向きもある (Raymo, 1991)。

Keigwin (1982) も示したように, パナマ海峡が閉鎖した事により初めて太平洋表層水と大西洋表層水の間に明確な塩分濃度差が生まれた。これは, パナマ陸橋を越えて大西洋から太平洋に水蒸気が輸送されることによる。一方, 第四紀の海洋循環には氷期, 間氷期に対応した2つのモードがあり, その2つのモード間の振動は太平洋-大西洋の水蒸気輸送の極く僅かな変化により引き起こされ得る事が最近指摘された (Broecker and Denton, 1989; Broecker *et al.*, 1990; Stocker and Wright, 1991)。これは, 少なくとも第四紀における氷期-間氷期の振動を引き起こすためにはパナマ陸橋の成立が必要であることを意味する。この事に関連して, Olausson (1988) は, ベーリング海峡が形成により, 太平洋の塩分濃度の低い表層水が北極海に流れ込んだ事により海水が形成され, 北半球における氷床形成のきっかけとなったと論じている。しかし, ベーリング海峡形成の時期は今のところあまり明確でない。

これに対して, Ruddiman and Kutzbach (1989) は新生代後期 [5 Ma 以降] におけるヒマラヤやロッキー山脈の隆起が大気循環の変化を引き起こし, その結果北半球が寒冷化して氷床が形成された可能性を大気大循環モデルによるシミュレーションの結果を基に論じた。また, 安成 (1987) も, チベット高原を雪氷が覆った場合の北半球に対する冷却効果を指摘している。更に, Raymo *et al.* (1988) は, ヒマラヤやロッキーが隆起した事により風化速度が増大し, 大気中の CO_2 濃度を減少させた事も新生代後期における寒冷化の一因であると考えている。

VI. おわりに

以上述べてきたように、大陸の氷床の発達とそれに伴う海水準の低下、海洋循環の変化、大気循環の変化は相互に密接に関係し合い、影響を及ぼし合っている事が次第に明らかになってきた。そして、こうした表層システムの変動と大陸移動にともなう海峡の形成や消滅、地化学サイクルの変化に伴う大気組成の変化との関係についても検証に必要な条件が整いつつある。今後、過去における表層環境変動をより定量的に復元し、また時間精度を向上させることにより、各サブシステムにおける変動の規模や前後関係、タイムラグがより詳しく明らかになり、表層環境変動のメカニズムが解明されてゆくことが期待される。そのためには、今後、地質学的証拠に基づいた過去の表層環境の復元と GCM などによるシミュレーション結果との比較検討の重要性が一層増すであろう。

文 献

- Allen, C. P. and Warnke, D. A. (1991): History of ice rafting at Leg 114 Sites, Subantarctic/South Atlantic. In Ciesielski, P. F., Kristoffersen, Y. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 114: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 599-607.
- Anderson, J. B. (1989): Ancient glacial-marine deposits. In Anderson, J. B. and Molnia, B. F., *Glacial-Marine Sedimentation*, American Geophysical Union, Washington, D. C., 5-9.
- Anderson, R. F., LeHuray, A. P., Fleisher, M. Q. and Murray, J. W. (1989): Uranium deposition in Saanich Inlet sediments, Vancouver Island. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2205-2213.
- Barker, P. F. and Burrell, J. (1977): The opening of the Drake Passage. *Mar. Geol.*, 25, 15-34.
- Barrett, P. J. (1991): Antarctica and global climatic change: a geological perspective. In Harris C. M., Stonehouse, B., *Antarctica and Global Climatic Change*. Lewis Publishers, Florida, 35-50.
- Barrett, P. J. and 4 others (1987): Mid-Cenozoic record of glaciation and sea-level change on the margin of the Victoria Land basin, Antarctica. *Geology*, 15, 634-637.
- Berggren, W. A. and Hollister, C. D. (1977): Plate tectonics and paleocirculation-commotion in the ocean. *Tectonophysics*, 38, 11-48.
- Berner, R. A., Lasaga, A. C. and Garrels, R. M. (1983): The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Amer. J. Sci.*, 283, 641-683.
- Berner, R. A. and Raiswell, R. (1983): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: A new theory. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 855-862.
- Blanc, P. -L. and Duplessy, J. -C. (1982): The deep-water circulation during the Neogene and the impact of the Messinian salinity crisis. *Deep Sea Res., Part A*, 29, 1391-1414.
- Brass, G. W., Southum, J. R. and Peterson, W. H. (1982): Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, 296, 620-623.
- Broecker, W. S. and 4 others (1990): A salt oscillator in the glacial Atlantic?, 1, The concept. *Paleoceanography*, 5, 469-477.
- Broecker, W. S. and Denton, G. H. (1989): The role of ocean atmosphere reorganization in glacial cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2465-2501.
- Broecker, W. S. and Peng, T. -H. (1982): *Tracers in the Sea*. Eldigio Press, New York, 690p.
- Cerling, T. E. (1991): Carbon dioxide in the atmosphere: Evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. *Amer. Jour. Sci.*, 291, 377-400.
- Duplessy, J. -C. and 6 others (1984): $\delta^{13}\text{C}$ record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: Implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quat. Res.*, 21, 225-243.
- Duplessy, J. -C. and Shackleton, N. J. (1985): Response of global deep-water circulation to earth's climatic change 135,000-107,000 years ago. *Nature*, 316, 500-507.
- Fairbanks, R. G. and Matthews, R. K. (1978): The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. *Quat. Res.*, 10, 181-196.
- Gautier, D. L. (1986): Cretaceous shales from the western interior of North America: Sulfur/carbon ratios and sulfur isotope composition. *Geology*, 14, 225-228.
- Hambrey, M. J., Larsen, B., Ehrmann, W. U. and ODP Leg 119 Shipboard Scientific Party (1989): Forty million years of Antarctic glacial history yielded by Leg 119 of the Ocean Drilling Program. *Polar Rec.*, 25, 99-106.
- Hag, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R. (1987): The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- 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.
- Heller, F. and Liu, T. S. (1982): Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature*,

- 300, 431-433.
- Herman, Y. and Hopkins, D. M. (1980): Arctic oceanic climate in late Cenozoic time. *Science*, **209**, 557-562.
- 海保邦夫 (1989): 新生代における深海底生有孔虫の殻形態の変遷と古環境的意義. 化石, **47**, 1-23.
- Kennett, J. P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic Glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Jour. Geophys. Res.*, **82**, 3843-3860.
- Kennett, J. P. and Barker, P. F. (1990): Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: An ocean-drilling perspective. In Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 937-960.
- Kennett, J. P. and Stott, L. D. (1990): Proteus and proto-Oceanus: ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results; ODP Leg 113. In Barker, P. F., Kennett, J. P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 865-880.
- Keigwin, L. (1982): Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama uplift in Late Neogene time. *Science*, **217**, 350-353.
- Keller, G. and Barron, J. A. (1983): Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 590-613.
- Keller, G. and Barron, J. A. (1987): Paleodepth distribution of Neogene deep-sea hiatuses. *Paleoceanography*, **2**, 697-713.
- Keller, G. and 5 others (1987): Global distribution of late Paleogene hiatuses. *Geology*, **15**, 199-203.
- Kroopnick, P. M. (1985): The distribution of C-13 of total CO₂ in the world oceans. *Deep Sea Res.*, Part A, **32**, 57-84.
- Lasaga, A. C., Berner, R. A. and Garrels, R. M. (1985): An improved model of atmospheric CO₂ fluctuations over the past 100 million years. In Sundquist, E. T. and Broecker, W. S., *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. American Geophysical Union, Washington, D. C., 397-417.
- Lorius, C. and 4 others (1990): The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, **347**, 139-145.
- Matthews, P. K. and Poore, R. Z. (1980): Tertiary delta ¹⁸O record and glacioeustatic sea-level fluctuations. *Geology*, **8**, 501-504.
- Miller, K. G., Fairbanks, R. G. and Mountain, G. S. (1987): Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, **2**, 1-19.
- Miller, K. G. and 3 others (1990): Oligocene stable isotope (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, delta ¹⁸O, delta ¹³C) standard section, Deep Sea Drilling Project Site 522. *Paleoceanography*, **3**, 223-233.
- Miller, K. G., Wright, J. D. and Fairbanks, R. G. (1991): Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Jour. Geophys. Res.*, **96**, 6829-6848.
- Neftel, A. and 4 others (1982): Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the past 40,000 years. *Nature*, **295**, 220-223.
- Olasson, E. (1988) On the Cenozoic oceans: Evidence of the calcium carbonate content, delta ¹³C and delta ¹⁸O, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**, 103-118.
- Prentice, M. L. and Matthews, P. K. (1988): Cenozoic ice volume history: Development of a composite oxygen isotope record. *Geology*, **16**, 963-966.
- Prentice, M. L. and Matthews, R. K. (1991): Tertiary ice sheet dynamics: The snow gun hypothesis. *Jour. Geophys. Res.*, **96**, 6811-6827.
- Railsback, L. B. (1990): Influence of changing deep ocean circulation on the Phanerozoic oxygen isotopic record. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1501-1509.
- Railsback, L. B. and 3 others (1989): Paleoceanographic modeling of temperature-salinity profiles from stable isotopic data. *Paleoceanography*, **4**, 585-591.
- Raymo, M. E. (1991): Geochemical evidence supporting T. C. Chamberlin's theory of glaciation. *Geology*, **19**, 344-347.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F. and Froelich, P. N. (1988): Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, **16**, 649-653.
- Rea, D. K., Leinen, M. and Janecek, T. R. (1985): Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. *Science*, **227**, 721-725.
- Rea, D. K. and Schrader, H. (1985): Late Pliocene onset of glaciation: ice-rafting and diatom stratigraphy of North Pacific DSDP cores. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **49**, 313-325.
- Rea, D. K. and 3 others (1990): Global change at the Paleogene-Eocene boundary: Climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **79**, 117-128.
- Robert, C. and Maillot, H. (1990): Paleoenvironments in the Weddell Sea and Antarctic climates as deduced from clay mineral associations and geochemical data, ODP Leg 113. In Barker, P. F., Kennett, J. P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: College Station, TX (Ocean Drilling Pro-

- gram), 51-70.
- Robin, G. de Q. (1988): The Antarctic ice sheet, its history and response to sea level and climatic changes over the past 100 million years. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**, 31-50.
- Ruddiman, W. F. and Kutzbach, J. E. (1989): Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the Americal west. *Jour. Geophys. Res.*, **94**, 18409-18427.
- Savin, S. M., Douglas, R. G. and Stehli, F. G. (1975): Tertiary marine paleotemperatures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **36**, 1499-1510.
- Savrdra, C. E. and Bottjer, D. J. (1986): Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, **14**, 3-6.
- Savrdra, C. E. and Bottjer, D. J. (1989): Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to upper Cretaceous Niobrara Formation Colorado. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **74**, 49-74.
- Scotese, C. R., Gahagan, L. M. and Larson, R. L. (1988): Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, **155**, 27-48.
- Shackleton, N. J. (1984): Oxygen isotope evidence for Cenozoic climate change. In Brenchley, P., *Fossils and Climate*. Wiley, London, 27-34.
- Shackleton, N. J. and 16 others (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-raftering and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, **307**, 620-623.
- Shackleton, N. J. and Kennett, J. P. (1975): Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP sites 277, 279, and 281. In Kennett, J. P., Houtz, R. E., et al., *Init. Repts. DSDP*, 29, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 743-755.
- Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quat. Res.*, **3**, 39-55.
- Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D. (1976): Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-239 late Pliocene to Pleistocene. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **145**, 449-464.
- Stein, R. (1985): The post-Eocene sediment record of DSDP Site 366: Implications for African climate and plate tectonic drift. In Kennett, J. P., *The Miocene Ocean*. Geol. Soc. Amer., Memoir **163**, 305-314.
- Stein, R. (1991): Organic carbon accumulation in Baffin Bay and paleoenvironment in high northern latitudes during the past 20 m. y. *Geology*, **19**, 356-359.
- Stein, R. and Robert, C. (1985): Siliciclastic sediments at Sites 588, 590, and 591: Neogene and Paleogene evolution in the southwest Pacific and Australian climate. In Kennett, J. P., von der Borch, C. C., et al., *Init. Repts. DSDP*, 90, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1437-1455.
- Stocker, T. F. and Wright, D. G. (1991): Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes. *Nature*, **351**, 729-732.
- Sundquist, E. T. (1985): Geological perspectives of carbon dioxide and the carbon cycle. In Sundquist, E. T. and Broecker, W. S., *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. American Geophysical Union, Washington, D. C., 5-59.
- 多田隆治 (1991): 日本海堆積物に見られる堆積リズムと海洋変動. 月刊地球, **13**, 606-612.
- Tada, R. (in press): Origin of rhythmical bedding in Middle Miocene siliceous rocks of the Onnagawa Formation, northern Japan. *Jour. Sedim. Petrol.*
- Tada, R. and Iijima, A. (in press): Lithostratigraphy and compositional variation of Neogene hemipelagic sediments in the Japan Sea. In Tamaki, K., Pisciotto, K., Allan, J., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, College Station, TX (Ocean Drilling Program),
- Tjalsma, R. C. and Lohmann, G. P. (1983): Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. *Micropaleont. Spec. Publ.*, **4**, 90pp.
- Vail, P. R. and 7 others (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, **26**, 49-212.
- Vincent, E. and Berger, W. H. (1985): Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: The Monterey hypothesis. In Sundquist, E. T. and Broecker, W. S., *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. American Geophysical Union, Washington, D. C.,
- Walker, J. C. G. and Lohmann, K. C. (1989): Why the oxygen isotopic composition of seawater changes through time. *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 323-326.
- Warnke, D. A. and Allen, C. P. (1991): Ice rafting, glacial-marine sediments, and siliceous oozes: South Atlantic/Subantarctic Ocean. In Ciesielski, P. F., Kristoffersen, Y. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 114: College Station, TX (Ocean Drill-

- ing Program), 589-598.
- Woodruff, F. and Savin, S. M. (1989): Miocene deepwater oceanography. *Paleoceanography*, **4**, 87-140.
- Woodruff, F., Savin, S. M. and Douglas, R. G. (1981): Miocene stable isotope record: A detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. *Science*, **212**, 665-668.
- 安成哲三 (1987): ヒマラヤ造山とモンスーンの成立をめぐる諸問題. 月刊地球, **12**, 685-690.
- Zachos, J. C., Breza, J., Wise, S., Kennett, J., Stott, L. and the ODP Leg 120 Shipboard Scientific Party (1989): A high latitude, southern Indian Ocean, Middle Eocene to Oligocene paleoclimatic record. *Trans. Am. Geophys. Union (EOS)*, **70**, 375.