

特集『地球システム変動と大量絶滅』

海洋無酸素事変と海洋循環停滞

山中 康裕¹

1. 海洋無酸素事変

特定の時代に相当する地層から黒色の有機物に富んだ薄い縞が見られる層 (black shale) が見つかる。当時の海底が無酸素状態になっていたと考えられ、海洋無酸素事変 (oceanic anoxic event, OAE) と呼ばれている。中生代の白亜紀に3回起こったものが、期間や分布など比較的良好に分かっている。また、古生代のペルム紀と中生代の三畳紀の境界 (P/T境界) に起こったものは、生物の大量絶滅と関係していると考えられ、より大規模なものであることが示唆されている。無酸素状態の拡がり局所的か全球的か、また、その影響が海洋だけか大気や陸上におよぶのか、様々な解釈がある。また、海洋無酸素事変の要因として、海洋循環と海洋生物生産が関わる事が明らかであるが、特定の気候状態における海洋システムの変動だけで単に説明されるものか、テクトニックな活動もふくめて地球システム全体の変動で説明されるものか、様々な議論がある。

2. 地質学的証拠の解釈

現在の気候を明らかにする気象学や海洋物理学、海洋化学の知見と、過去の気候を明らかにする地質学の知見とを結びつける上でのいくつかの問題点について述べる。

2.1 地質学的証拠と気候状態

過去の気候状態は、間接的な地質学的証拠として

記録される。風速や海流、温度、降水量などの気候状態を示す物理量ではなく、気候の影響を受けた花粉や有孔虫の種構成などが湖底堆積物や海底堆積物中に記録として残る(詳しい解説は[1])。海底において海水中の溶存酸素が無酸素状態になったことは、海底堆積物をかき混ぜるはずの底生生物が生息せず、細かい縞を伴った層が残っていることや有機物が酸化されずに多く含まれていることによって示される。その場所の海底が無酸素状態になったことは容易に分かるが、それがどういう気候状態で生まれたかを知ることは難しい。

従って、地質学的記録を気候状態にそのまま読み替えることは難しく、どのような気候状態の時にどのような地質学的データが得られるのかという知識が予め必要となる。その知識を得るためには、物質循環、特に海洋物質循環という視点からの考察が重要となる。

2.2 時間スケールの違い

気象学や海洋物理学の知見から、大気-海洋系が適当な初期条件から定常状態となる時間スケールは、太陽定数や大気組成が一定の条件下で、高々数千年程度と見積もることが出来る。但し、後で述べるように、現在の海洋深層循環の様式を暗に仮定しており、深層循環が停滞した場合には、数万年程度の可能性もある。

一方、陸上の地層から得られる地質学的証拠の時間分解能は、最も高分解能でも数千年程度、通常は数万年程度である。但し、ここでいう時間分解能は堆積速度一定という仮定での最も細かな層に対するもので

¹ 北海道大学大学院地球環境科学研究科
地球フロンティア研究システム

ある。実際には、年代が数十万年から数百万年間隔程度にしか決まらず、もし、年代が決定された層間に細かい地層が存在しても、一定の堆積速度で堆積した層か、ごく短時間に堆積する層と殆ど堆積しない層が繰り返されているか、を見分けることは難しい。特に、ここで議論する無酸素事変の場合には、海洋循環が大変異なる状態について議論するので、このような制約が存在する可能性がある。ちなみに、新生代以降の新しい海底堆積物から得られる地質学的証拠の時間分解能は10倍程度細かい。

このような大気-海洋系の持つ時間スケールと地質学的証拠との時間分解能の違いは、過去の気候を明らかにすることを困難にする。地質学的証拠から考える気候変動は、徐々に変化する外力の下で、大気-海洋系の定常状態が徐々に変化する、準定常状態の問題として考えなければならない。気象学や海洋物理学・海洋化学の多くの知見、および気象学者や海洋学者の感覚は、その問題に必ずしも適応していない。また、例えば、「地質学的証拠が状態Aから状態Bへ緩やかに変化したように見えるのに、気象学や海洋物理学的にはA-Bの中間的状态が存在できない」という一見矛盾した場合にも、「実際には状態Aと状態Bの存在頻度が徐々に変化したことで、粗い時間分解能の地質学的証拠では緩やかに変化したように見える」と解釈することで、調和的に解決できることもある。

さらに、得られた地質学的証拠の空間代表性の問題も過去の気候を明らかにすることを困難にする。例えば、地質学的証拠が得られた場所について無酸素状態であることが示されても、局所的な現象なのか、全球的な現象なのかについて議論しなければならない。特定の状況の下で選択的に証拠が残るような現象の議論は難しい。また、研究体制の問題として、無酸素状態などの特異的な現象は論文として報告される可能性が高いが、無酸素状態ではなかった報告は論文になる可能性が低く、全球的にどのくらい無酸素状態が広がっていたかを明らかにすることを困難にする。

3. 海洋深層循環と溶存酸素分布

海洋中の栄養塩や溶存酸素の分布は、生物生産と海洋循環とのバランスで決まっている。海洋における生物生産量は、光の量に加え、栄養塩と呼ばれるリン酸イオン・硝酸イオン・ケイ酸イオンなどの濃度で決まる。これは、海洋生物の元素組成(P:N:C=1:16:106)と現在の海水中での組成(P:N:C=1:15:1017)から分かるように、光合成で有機物が作られる際に炭素に比べてリンや窒素が相対的に欠乏するためである。およそ深さ400mから1000m、水温が5~10℃付近を水温躍層または中層、それ以深を深層、それ以浅を表層と呼ぶが、栄養塩の濃度は、海洋の深層が高く、表層でほとんど枯渇している(図1)。従って、生物生産量は、栄養塩が深層から供給される程度でほぼ決まる。河川及び大気からの栄養塩供給は、局所的に生物生産量を高めるが、全球的な総生産量には、直接的ではなく、間接的に海洋全体の栄養塩濃度を上昇させることを通じて効く。生物生産された動植物プランクトンの生物組織(粒子状有機物)の一部は、沈降粒子(いわゆるマリン・スノー)として溶けながら中層や深層へ運ばれていく。その量は、炭素量で表すと、深さ100mで年間 10×10^{16} g程度、深さ1000mで年間 1×10^{15} g程度となる。つまり、海水に溶け込んでいた栄養塩は、海洋循環によって表層に運ばれ、生物生産によって有機物の沈降粒子として中深層へ運ばれ再び溶ける。生物生産と沈降粒子は、栄養塩を深層に運ぶ働きをするところから、生物ポンプと呼ばれる。このようにして、栄養塩の表層と深層の濃度差が作られる。溶存酸素は、大気-海洋間のガス交換により、海洋表層においてほぼ飽和濃度である。溶存酸素は、海洋循環により深層に運ばれるとともに、海洋表層から深層へ沈降してきた粒子中の有機物が溶ける際に消費されるため、深層水中の溶存酸素濃度は減少する。

一方、深さ1000m以深の深層は、深層水と呼ばれる5℃以下の水によって占められている。現在、この水はグリーンランド沖および南極大陸周辺の極めて限られ

た地域で生成され、深層循環として太平洋など他の全海洋の深層へ広がっていく。深層水は、広がるとともに、鉛直拡散によって徐々に暖められ、それに伴って(1年あたり3m程度で)ごくごくゆっくりと上昇していき、中層や表層を通じてまた生成域へ戻っていく。深層水は、大西洋から南極海を経てインド洋や太平洋へ流れていくうちに、表層から深層へ降ってきた沈降粒子が深層水に溶け込んでゆくため、栄養塩に富み低溶存酸素濃度の水へと変質していく。海水に含まれる放射性炭素を利用して、海水が海洋表層から離れてからの時間を測ることが出来る。海洋物理や化学では、これを海水の年齢と呼んでいる。現在の海洋では、太平洋深

層に最も古い年齢(約2000年)、栄養塩濃度が高く、低溶存酸素濃度の水が存在する(図1)。

このように、海洋循環のもとで、生物生産分布と栄養塩分布はお互いに影響しながら決まる。地質学的記録に基づき、1700万年前からグリーンランド沖で深層水が形成されはじめ、300万年前には現在の深層循環の様式に至ったと解釈されている。

4. 海洋深層循環の時間スケールと安定性

4.1 拡散による平均滞留時間

海水の密度は水温と塩分で決まる。海面における水

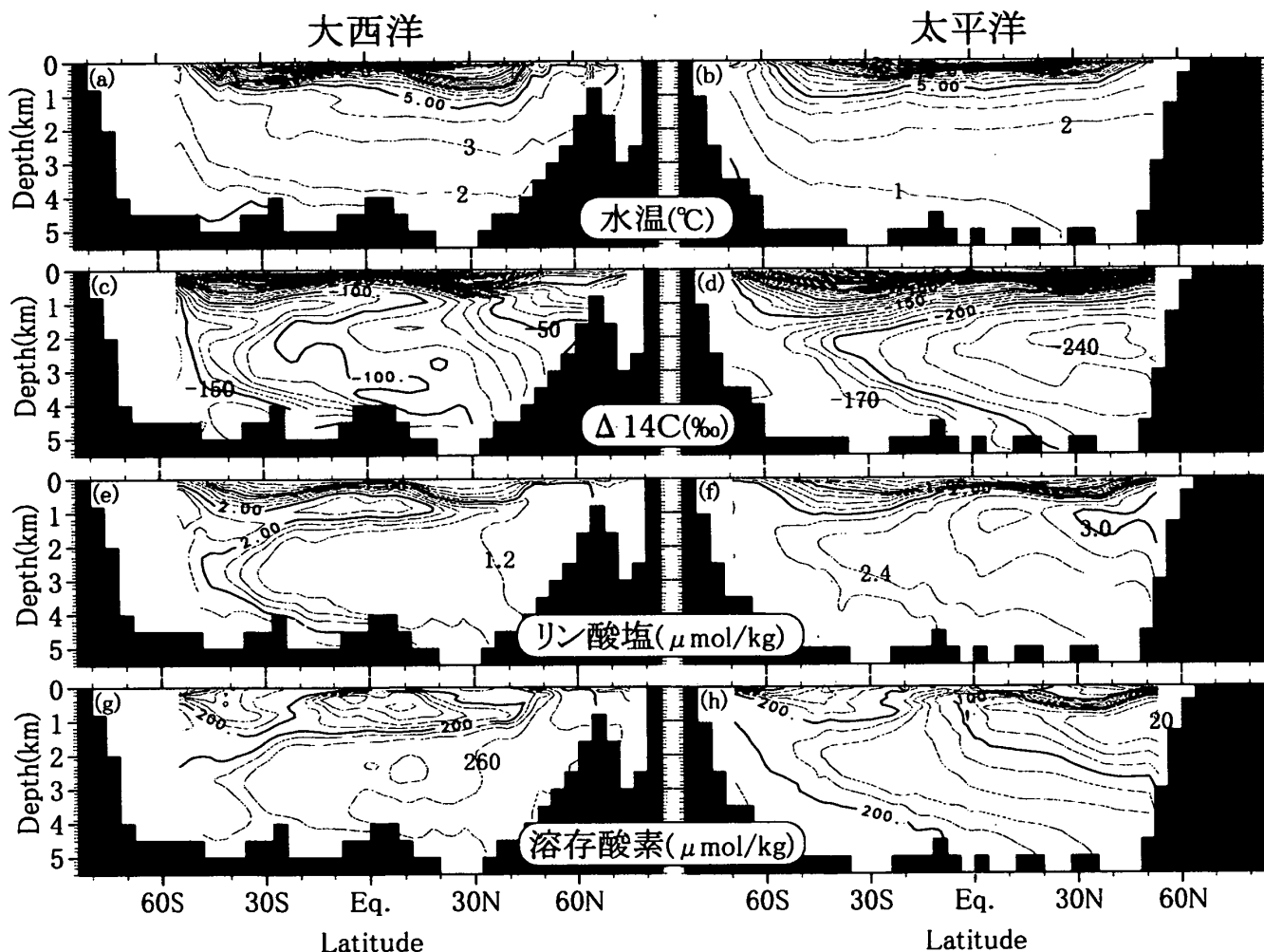


図1: 現在の大西洋・太平洋における(a,b)水温、(c,d)放射性炭素濃度、(e,f)リン酸塩濃度、(g,h)溶存酸素濃度の南北-深度断面。 $\Delta^{14}\text{C}$ 値は、大気海洋間のガス交換などの際に生じる同位体分別効果を補正し、大気中核実験が行われる前の1950年における大気中 $\Delta^{14}\text{C}$ を0%として定義される。放射性炭素年代は、 $\Delta^{14}\text{C}$ 値が海面で-40%かつ最も古い海水が-250%なので、放射性炭素を用いた年代測定の方法を用い、海面で $-8260\text{年} \times \ln((1000-40)/1000) = 340\text{年}$ かつ最も古い海水で $-8260\text{年} \times \ln((1000-250)/1000) = 2380\text{年}$ となり、最も古い海水の年齢は両者の差から約2000年となる。

温や塩分は、大気との熱交換や降水・蒸発によってほぼ決まり、海洋内部では移流や拡散によって決まる。定常状態では、必ず、海水の密度の最大・最小値は海面に存在し、海洋内部では中間値をとる(厳密に言えば、同じ密度の高温・高塩分の水と低温・低塩分の水が混ざると、それらより重い水が生成される現象があり、海洋内部に最大値があることが考えられる)。海洋深層循環は、温度や塩分から決まる密度差によって駆動されるので、(風によって駆動される風成循環と区別するために)熱塩循環とも呼ばれる。

現在の海洋では、極域の限られた海域で冷却され表層水温が低くなり、沈み込んで深層水が形成されている。その他の大部分の海域では、上から深層水を暖めている。これは、次のような式で表すことが出来る。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_{HV} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

(=0 定常状態のとき)

ここで、 T は水温、 z は鉛直座標(上向きを正)、 w は鉛直速度、 A_{HV} は鉛直拡散係数である。定常状態では、鉛直移流(右辺第1項)による冷却と鉛直拡散による加熱(右辺第2項)がほぼ釣り合う。すなわち、深層水が上から暖められただけ軽くなり、それを補うように形成域から冷たい水が供給され、海洋深層循環が形成される。現在の海洋では、鉛直湧昇は2~3m/yr、鉛直拡散係数は $0.1 \sim 1 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{sec}$ 程度、深層循環の流量は10~20Sv ($=10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$)と見積もられている。海洋の深さを鉛直速度で割ると深層水の平均滞留時間1000~2000年が求められ、放射性炭素から求めた海水の年齢とほぼ一致する。一方、拡散による平均滞留時間は T_{diff} は

$$T_{diff} = \frac{(\Delta z)^2}{A_{HV}}$$

より、5000年~5万年と見積もられる。現在の海洋循

環の様式と異なり、海洋循環が停滞し拡散のみによって深層水が暖まる場合、海水の年齢は拡散による平均滞留時間によって決まる。これは、もし、ある時点で海洋表層水より密度が重い水が存在したとしても、平均滞留時間後には、必ず表層水と同じ密度になるので、海面で少しでも重たい水が出来た際には新たな深層水が形成し、海洋循環が停滞を終え再開することを意味する。

従って、海洋物理学からの要請として「海洋循環が拡散による平均滞留時間より長い時間停滞することはない」ことが分かる。拡散による平均滞留時間より長い期間では、海洋循環が必ず存在し、その循環の強さは、大まかにいって拡散係数から決まる。拡散係数がどのように決まるかは、現在の海洋物理学の大きな研究課題のひとつであるが、潮汐によって励起された内部重力波が砕波することによって拡散が生じるといったメカニズムなどが考えられている。過去の海洋において、拡散係数が現在の値よりも1/10~1/100程度小さい値は考えにくいので、10万年以上海洋循環が停滞することはない。また、同様に現在の循環より1/10となることは考えにくい。なお、徐々に上から温めていくことなど巧妙な状況を考えても、現実的な設定の下で10年以上停滞させることは非常に難しい。

4.2 海洋深層循環の安定性

新生代の初めの時期においては、深層水の水温が15~18℃で、水温や塩分が表層より高かったことなどから、低緯度で高温高塩分深層水が形成されていたことが考えられている。すなわち、低緯度で多く蒸発し表層塩分が高くなり、沈み込んで深層水を形成したと考えられている。つまり、海洋深層循環は、南北温度差によって駆動される現在の様式とは異なり、この時期は南北塩分差によって駆動されていたと考えられる。

理論的には、このような2つのタイプの循環が古くから考えられてきた[2]。海面水温が高いときは、大気との熱交換によって冷やされるの対して、海面塩分が高いときに降水が増えたり蒸発が少なくなったりすること

はない。従って、海面塩分が定常状態に近づく緩和時間は、海面水温に比べて長い。海洋深層循環は、この特性により、同一の境界条件の下で、塩分差によって駆動される様式と温度差によって駆動される様式という多重解をもつ性質などが示されている。具体的には、正のフィードバック「もし温度差駆動の極沈み込み循環の速度が遅くなると、低緯度表層の高塩分水の輸送が減り、極域表層の塩分が下がり、密度低下によって沈み込みが弱くなり、ますます循環速度が遅くなる」[3]によって、多重解を生じている。このために、海洋深層循環は、塩分の境界条件に敏感である。

理想化した海陸配置の下で大気中二酸化炭素濃度を現在の8倍に増加させた大気海洋結合大循環モデルの結果[4]や海洋大循環モデルを用いた中生代の超海洋（パンタラッサ海）の実験では、低緯度での沈み込みが難しいことを示している。原理的には、中生代における海陸配置の下で大気海洋結合大循環モデルを用いれば、低緯度での沈み込みを再現できるはずである。しかし、実際には、海洋循環は塩分の境界条件に敏感であるために、それをうまく与えることができない限り、再現は難しい。

5. 海洋無酸素事変の数値計算

白亜紀の時代に相当する地層から黒色の有機物に富んだ薄い縞が見られる層が大西洋、地中海および赤道太平洋で見ついている[5]。海洋循環の停滞や高い生物生産によるなど要因について様々な議論がある（簡単な解説は[6]）。それらのひとつとして、堆積物を時間高分解能（約4000年）で解析することによって、約2万年間隔で間欠的に海洋無酸素状態が存在すること、海洋無酸素状態の時期と海洋生物生産が低い時期が一致することが示されている[7]。彼らは、日射量の変動のため（いわゆるミランコビッチ・サイクル）海洋循環が間欠的に停滞したのではないかと推定したが、氷床がない時期にどのようなメカニズムで起こるのかは今後の課題とした。

解釈が簡単かつ長時間積分が出来るシンプルモデルをもちいて、熱塩循環の基本的な振舞いを調べた我々の研究を紹介する[8]。用いた海洋循環のモデルは、大西洋程度の大きさの海洋を考え、準定常地衡流近似し東西平均した流体方程式に基づき、流速についてはコリオリ項および圧力項（と鉛直粘性項）がバランスするものと仮定し、温度・塩分については時間変化・移流・拡散項からなる基礎方程式をそのまま解くことにする[9]。海面での境界条件は、南北で赤道対称なものを与える。温度に関しては、赤道-極の温度差が0~25℃となる海面参照水温に緩和させるように、簡単のために赤道の参照水温を25℃に固定し極の参照水温を変化させる。大気中二酸化炭素濃度が高くなる時に、高緯度の海面水温上昇が赤道に比べ大きいこと[4]を考慮して、極の海面参照水温を変化させることでケーススタディを行なう。塩分に関しては、極の参照温度が0℃のとき現在の海面塩分になるような全てのケースで同一の降水・蒸発フラックス（低緯度で蒸発大・高緯度で降水大）を与える。さらに、簡単な生物化学過程として、リン酸塩・溶存酸素・ $\delta^{13}C$ に関するものを組み込んでいる[10]。

得られた極域表層水と深層水の水温の関係を図2に示す。南北温度差が大きい場合には、極で沈み込み、深層水温は極域表層水温にほぼ一致し、南北温度差が小さい場合には、赤道で沈み込み、深層水温は赤

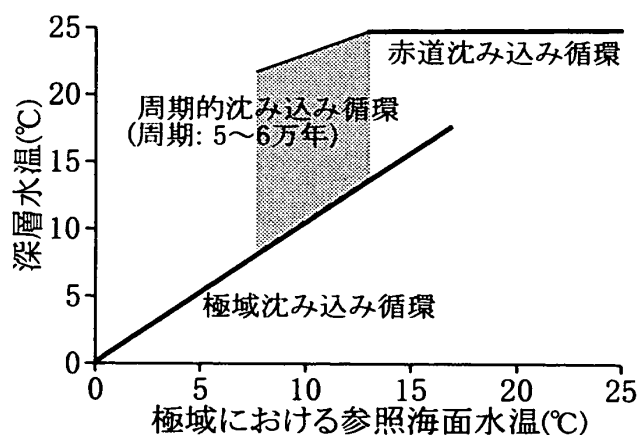


図2: 極域表層水温を変化させた場合に得られた赤道沈み込み循環・極沈み込み循環・周期的沈み込み循環の3つの解に対応する深層水温。周期的沈み込み循環における深層水温は、ハッチした領域内を振動する。

道表層水温にはほぼ一致する。その間(約13~17℃)には両方の解が存在する領域がある。興味深いのは、周期的に沈み込む循環が存在する(約7~13℃)ことである。この循環は、ごく短期間極沈み込み循環によって冷たく重たい水が深層水として供給されるが、すぐにごく浅い赤道沈み込み循環にとって代われ、深層の大部分は停滞し表層から徐々に鉛直拡散によって温められてゆき弱い赤道沈み込み循環が海底に達して深層水が十分に暖かくなると、再び極で冷たく重たい深層水が沈むようになる、といった振舞いをする(図3)。これは、前述した正のフィードバックのためである。鉛

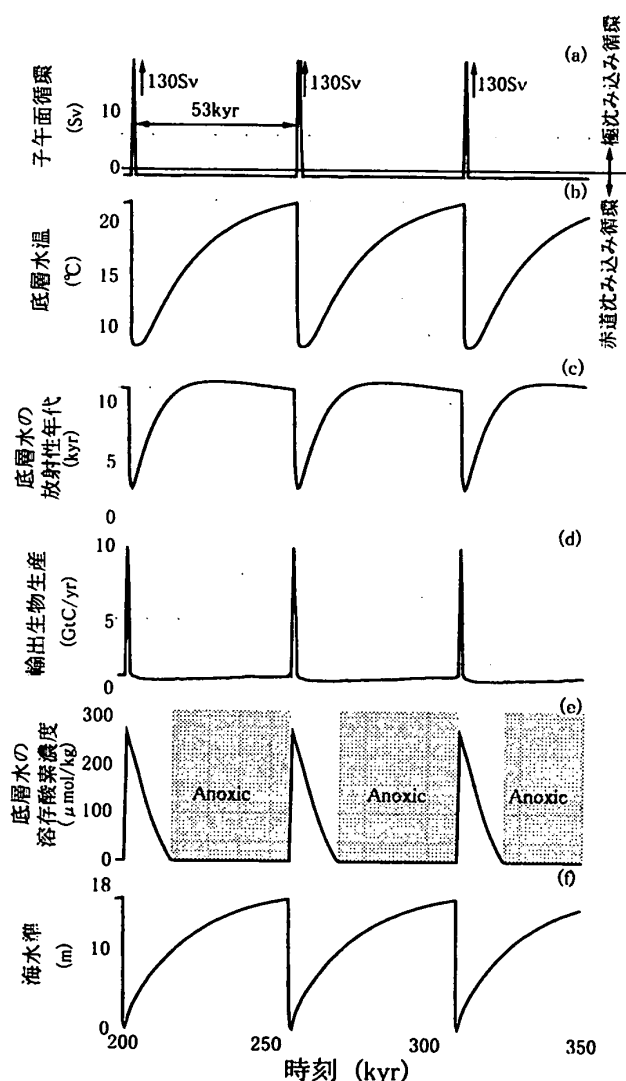


図3: 周期的沈み込み循環における(a) 深層循環の流量、深さ5000mにおける(b) 水温、(c) 放射性炭素年代、(d) 輸出生物生産、(e) 深さ5000mにおける溶存酸素量、(f) 海水準の時系列。

直拡散係数 A_{mv} が $0.2 \times 10^{-4} \text{m}^2/\text{sec}$ のとき、この振動の周期が約54000年になり、拡散による平均滞留時間と一致する。極域沈み込みや赤道沈み込みのいずれの場合も、海底では無酸素状態とならない(図4)。これは、沈み込みがある場合には、速やかに溶存酸素が海底に供給されること、および、生物生産された沈降粒子の90%は1000m以浅で溶けてしまい、3000m以深の海底付近では溶存酸素を多く消費出来ないためである(1000m付近ではかなり無酸素に近くなる)。

周期的沈み込み循環の場合、深層水が停滞した時期に深層水の放射性炭素年代が1万年を越え(図3)、海底では無酸素状態が広がる(図4)。このとき、深層循環が弱いために生物生産は低くなっており、Herbert and Fischer [7]と調和的である(図3)。一方、陸上・大陸棚からの大量の栄養塩供給によって無酸素事変が生じるならば、深層循環速度には大きく依存せず、生物生産が多いときに無酸素状態になるので、Herbert and Fischer [7]とは矛盾する。

海洋の境界条件として降水・蒸発フラックスを用いた場合の熱塩循環の振舞いは、現実海洋よりそのフラックスに過敏であり、将来的に大気海洋結合モデルを用いて、この研究で得られた結果を注意深く検討する必要がある。仮に、この自励振動解としての周期的沈み込み循環が現実的でないものであったとしても、南北温度差が赤道沈み込みと極沈み込みが起こる境界付近では、熱塩循環の振舞いは水温差や塩分差に敏感である。そのとき、日射量の変動によって、極域の海面水温や、モンスーンによる低緯度の蒸発量の変動を通じて、赤道沈み込みと極沈み込みが交代する際に、数万年程度の海洋循環の停滞が起こり、Herbert and Fischer [7]が説明されることが期待できる。また、沿岸の浅海域でも海水準の変動(図3)を通じて、何らかの地質学的証拠が残るだろう。

6. 河川流入と堆積過程

海洋における栄養塩の総量は、河川および大気か

らの供給(河川流入)と海底埋没への除去(海底堆積)のバランスによって決まる。いま、現在のリン酸塩のバランスを考えると、総量を河川流入あるいは海底堆積によるフラックスで割った滞留時間は、約5万年と見積もられている。前述したように現在の表層水-深層水の交換時間1000年に比べれば長いので、現在の表層と深層との濃度差には効かない。しかし、ここで扱っているような時間スケールでは、明らかに栄養塩総量の変化に影響を与える。

ここで、一定の河川流入量の下で、生物生産の一定の割合が埋没する仮定をおいてみよう。例えば、突然、海洋循環が停滞したことで深層からの栄養塩供給量が減り、生物生産量と埋没量が現在の1/5になったとする。その後、数十万年掛かって、河川流入量に見合うだけ埋没量が増えるまで栄養塩総量が5倍まで上昇し、生物生産と埋没量が回復する(生物生産の安定化メカ

ニズム)。このとき、海洋循環が停滞したことで、溶存酸素の深層への供給は約1/5程度に減少したままなので、海底で無酸素状態が起こりやすくなる。このとき、堆積物中の有機物の割合が増えるので、生物生産に対する埋没割合が増加し、栄養塩総量の上昇を抑える効果がある程度働く。これらの過程をモデルに組み込んだ結果では、無酸素領域が大きく拡大する(図5)。このメカニズムが働くことによって、海洋停滞現象が起こったとしても、初めの数十万年間生物生産が低下するものの、海洋循環停滞が繰り返して起こるようになると、(海洋循環が回復し生物生産が高い短期間では栄養塩総量があまり減らずに)栄養塩総量が徐々に上昇し、生物生産がさほど低下せずに、(つまり堆積速度がさほど変化せずに)有機物の含有量が増えた堆積物が出来ることになる。海洋循環が停滞しない場合でも、河川流入量が増え無酸素領域が広がる可能性がある。

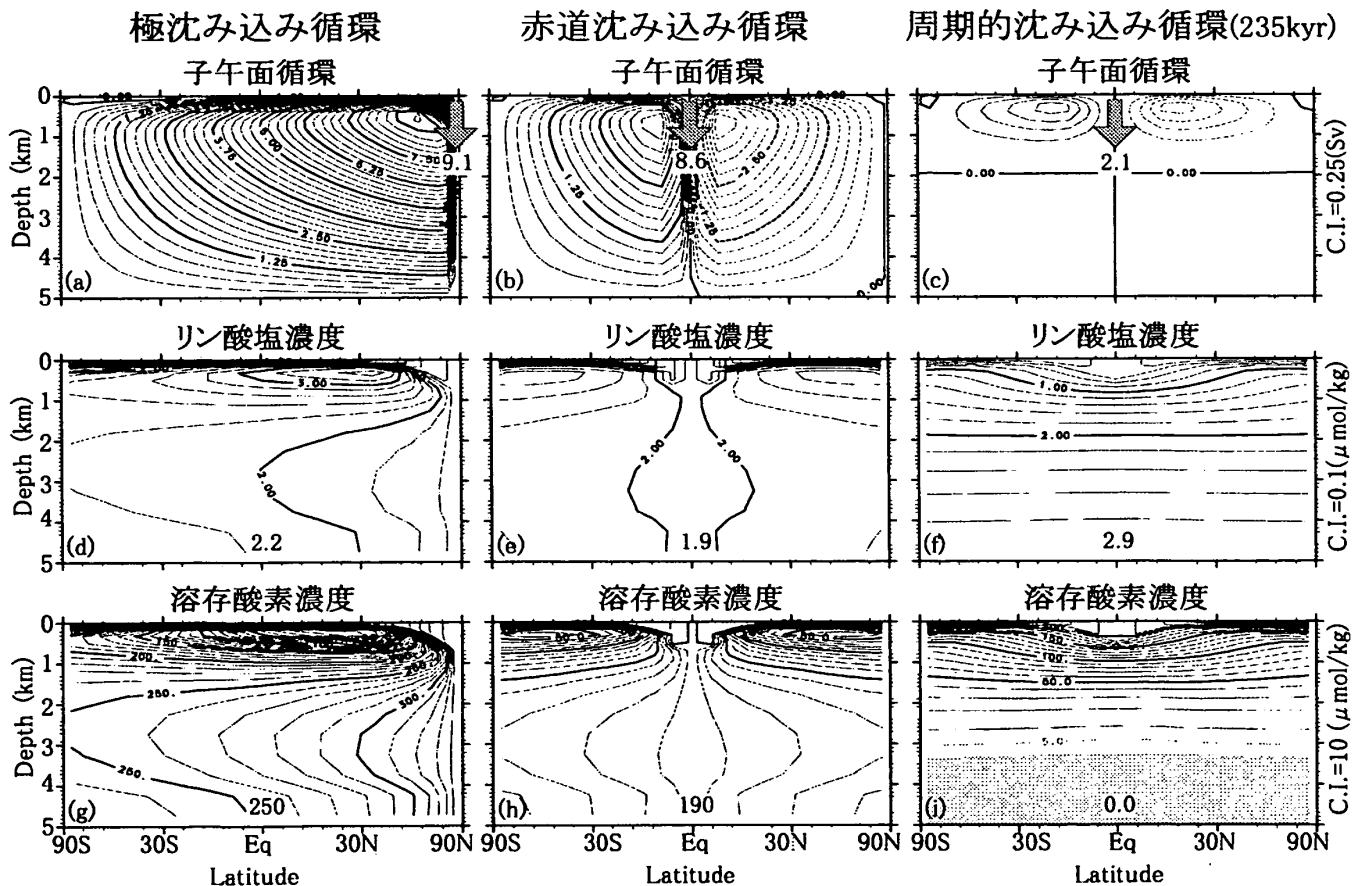


図4: 極沈み込み循環、赤道沈み込み循環、周期的沈み込み循環におけるそれぞれ(a,b,c)子午面循環の流線関数、(d,e,f)リン酸塩濃度、(g,h,i)溶存酸素濃度の南北-深度断面。周期的沈み込みは、図3における235kyr時点のもの。(i)のハッチをした領域が、無酸素状態。

周期的沈み込み循環

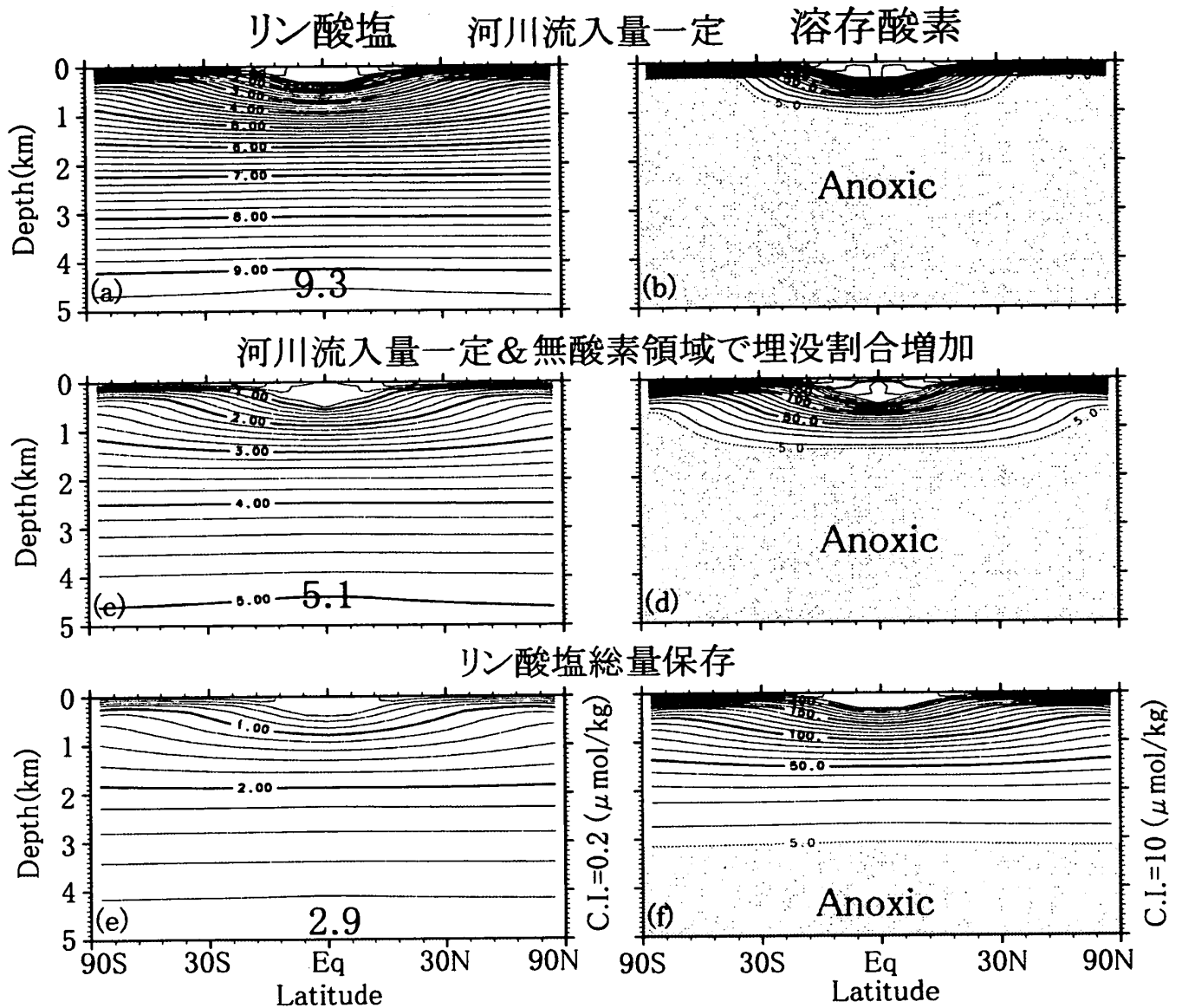


図5: 周期的沈み込み循環 (図3の 235kyr 時点) における (a, c, e) リン酸塩濃度と (b, d, f) 溶存酸素濃度の南北-深度断面。次の3つの実験を栄養塩の河川流入量と埋没量に関して境界条件を変えて行った。(a, b) 観測された現在の河川流入量を与え、生物生産量に対して比例させた埋没量を与える (比例係数は現在のリン酸塩濃度を再現するように決める; 境界条件 I)。(c, d) 無酸素領域において、埋没量の比例係数を境界条件 I で得られた値の 7.3 倍にし、有機物の埋没の割合を増加させる。その他は境界条件 I と同じ仮定をする。(境界条件 II)。(e, f) 河川流入量と埋没量を無くし、リン酸塩総量を保存させたもの (境界条件 III)。これは図 4 (f, i) と同じである。

但し、この場合、図 4 から分かるように、比較的浅い深さ 1000m 付近に無酸素領域が拡がり、浅い海底に達する沈降粒子の量は深い海底に比べ多いため、無酸素状態での埋没量の割合が効果的に増加する。この結果、栄養塩総量は大きく増加せず、無酸素領域が大きく拡大することはないだろう。

参考文献

- [1] 山中康裕, 1996, 天気 43, 476.
- [2] Stommel, H., 1961, Tellus, 13, 224.
- [3] Bryan, F., 1986, Nature, 323, 301.
- [4] Manabe, S. and K. Bryan, 1985, J. Geophys.

- Res. 90, 11689.
- [5] Arthur, M.A. et al., 1987, Geol. Soc. Spec. Publ. 26, 401.
- [6] Crowley, T.J. and G.R. North, 1991, Paleoclimatology, Oxford Univ. Press, New York, 339pp.
- [7] Herbert, T.D. and A.G. Ficher, 1986, Nature 321, 739.
- [8] 山中康裕・阿部彩子, 1995, 月刊地球, 17, 265.
- [9] Stocker, T.F. and D.G. Wright, 1991, Nature, 351,729.
- [10] Yamanaka, Y., and E. Tajika, 1996, Global Biogeochem. Cycles, 10, 361.