

最終氷期および最終融氷期の気候へのモデリング —大循環モデルを利用した古環境の研究例—

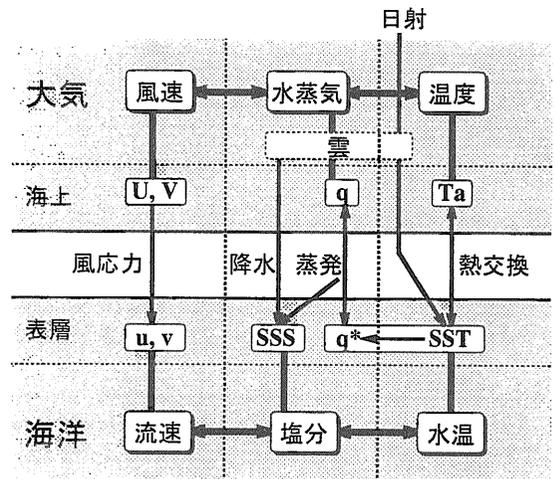
山中 康裕¹⁾

1. はじめに—大循環モデルを用いて古環境の研究する際の問題点—

大気—海洋系を考えると、第1図のように大気—海洋間で運動量・水・熱交換を行なうことによって密接に結びついている。このため、過去の環境を再現するためには、一方だけでなく大気と海洋の両方を扱う必要がある。

第2図に示すように、大気大循環モデル (Atmosphere General Circulation Model, A-GCM) によって過去の大気大循環を再現するためには、海面水温の情報のみが必要となる(ここでは話を海洋に限っているが、他にも地形や地表面アルベドなどの陸面状態や大気中 CO_2 濃度などの情報が必要)。従って、最終氷期の最盛期 (LGM, Last Glacial Maximum) においては、CLIMAP (1976, 1981) によって全球的な海面水温分布が再現されているので、これを利用して A-GCM を動かすことが出来る(例えば, Manabe & Hahn, 1977; Kutzbach & Wright, 1985; Miller & Russell, 1989)。

それに対して、海洋大循環モデル (Ocean GCM, O-GCM) によって海洋循環を再現するためには、風応力・海面水温 (SST) および海面塩分 (SSS, または淡水フラックス) などの多くの情報を必要とする。O-GCM を動かすための SST 以外の情報については、LGM においては、全海洋規模の均質な情報が海底コアより得られていない。従って、過去の海洋循環を再現するために、O-GCM を直接地質学的データを利用して動かすことは、現状では困難であり、A-GCM の結果を利用して間接的に動かすことが試みられている (Lautenschlager *et al.*, 1992)。原理的にはこのような A-GCM と O-GCM との組



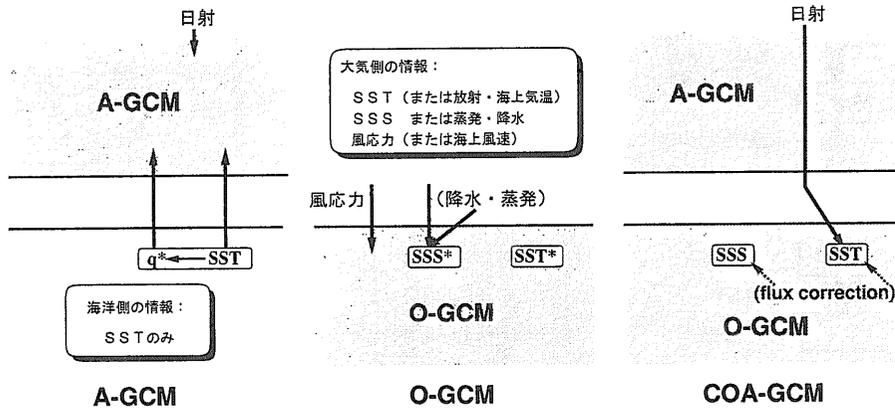
第1図 大気—海洋間の運動量・水・熱交換についての模式図。左から運動量・水・熱交換を示す。U, V は海上風速, u, v は表層流速, q は海上比湿(水蒸気), q* は SST (表面海水温) から決まる飽和比湿, Ta は海上気温。

合わすことによって LGM における海洋循環を求められる。しかし、後で述べる熱塩循環(温度と塩分によって駆動される大循環)が塩分の境界条件である淡水フラックスに敏感であるため、その試みはうまくいっていない。

大気海洋結合大循環モデル (Coupled Ocean Atmosphere GCM, COA-GCM) は、海洋と大気とともに扱っているために、地質学的情報とはほとんど独立に、過去の大気海洋を求めることが出来る。COA-GCM は、古環境を研究する道具として有望であるが、モデル自身が複雑であり計算時間が非常にかかるため(地球温暖化予測のための研究以外の)現在の気候状態とは異なる環境を求めているのは世界的にも GFDL (Geophysical Fluid Dynamic

1) 東京大学気候システム研究センター：
〒153 東京都目黒区駒場4-6-1

キーワード：氷期, 海洋大循環, GCM, モデリング



第2図
A-GCM・O-GCM・
COA-GCM についての
境界条件(説明は本
文参照)。

Laboratory, 地球流体力学研究所)の真鍋ら(例えば, Manabe & Stouffer, 1988)のみであり, その他のグループは現在開発段階にある。

ここで, 海洋の熱塩循環の特性について簡単にみてみよう(詳細な解説は山中(1993)を参照)。例えば, もしグリーンランド沖などの極域の海面塩分が下がれば, 塩分躍層が強くなり深層水の生成が弱まり, 熱塩循環は弱まる。その結果, 熱塩循環による中低緯度の高塩分水の輸送が弱くなり, ますます極域の海面塩分が下がってしまう。この塩分に関する正のフィードバックは, halocline catastrophe と呼ばれている(Brayn, 1986)。最近, O-GCM の塩分に関する境界条件として, 観測された海面塩分(SSS*)に緩和させる方法の代わりに, この効果を表現できる淡水フラックスを与える方法を用いることも多くなってきた(どちらを用いるかは研究の内容による)。

この熱塩循環の特性のために, 現状では COA-GCM によって, 大気海洋系の現在の状態を再現することに成功していない(Manabe & Stouffer, 1988)。すなわち大気による水輸送および降水量(および海洋循環の水輸送)が熱塩循環をうまく再現できる精度でうまく再現されていないことによると考えられている。そこで, (現状での応急処置として)フラックス調整(flux adjustment または flux correction)を行なうことによって, COA-GCM を動かしている。これは, 現在の状態を再現するために, 海面における人工的な塩分フラックス(および最近では熱フラックス)を与える方法である。但しこの人工的なフラックスは, 予め地域(および季節)の関数として求めておき, 全てのケースや時間積分

期間には依らないものとして与える。

COA-GCM や O-GCM にはこのような問題があるが, 大循環モデルを用いることは, 古気候の研究において不可欠なものになっていくものと思われる。

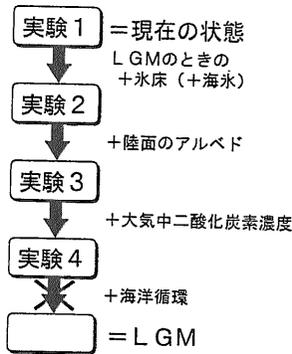
2. 最終氷期における古環境の再現とメカニズム

Manabe らによって, A-GCM に熱容量のみの海洋を組合して(CLIMAP による SST を使わずに) LGM の状態を再現した一連の実験がある。ここでは, A-GCM の境界条件を現在の状況から徐々に LGM の状況に変えてゆく実験を紹介する。

第3図に示すように, 実験1は, 現在の状態で A-GCM を走らせた結果, 実験2は, LGM のときに大陸氷床が存在した地域についてその高度分布やアルベドを境界条件にして走らせた結果, 実験3は, さらに雪氷に覆われていないときの陸面アルベドを現在のものから CLIMAP で推定された LGM のときものに変えて走らせた結果, 実験4は, さらに大気中二酸化炭素濃度を300 ppm から200 ppm に変えた結果である。

各実験で得られた海面水温(SST)の東西平均したものについて, 各実験間の差をとったものが第4図である。この系は線形ではないので, 各境界条件の効果は重ね合わせて考えることは出来ないが, 各境界条件のおよその効果を見ることが出来る。大陸氷床による SST への影響(E2-E1)は, 北半球で現われ(北半球平均 -1.6°C), 南半球の SST はあまり変化しない(南半球平均 -0.2°C)。特に北大西洋で

第3図(右)
Broccoli & Manabe
(1987) の各実験の
境界条件について。

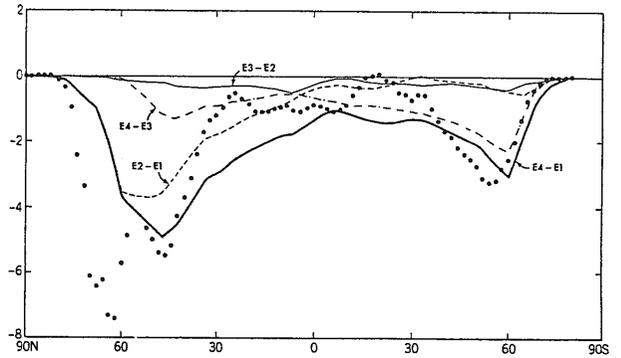


海氷が南下して SST の低下は顕著である。陸面のアルベド変化による SST への影響(E3-E2)は、アルベドが高くなった地域で気温が1°C程度低下するものの、他の境界条件の変化による影響より小さい(全球平均の SST は-0.3°C)。大気中二酸化炭素濃度の変化による SST への影響(E4-E3)は、緯度によらず大きくなっている(全球平均の SST は-1.0°C)。特に60°S 付近で大きくなっているのは、海氷の北上によるものである。

モデルによる LGM と現在との差(E4-E1)と CLIMAP との結果を比較してみると、モデルの SST は CLIMAP に比べ低緯度で低く、高緯度で高くなっている。この差の原因の1つは、モデルでは海洋循環による熱輸送を表現していないためである。氷期においては、次にみるように北大西洋深層水(NADW)形成にともなう熱塩循環が弱かったと考えられ、高緯度で SST の低下を招くともに低緯度で SST の低下を防ぐ効果があり、両者の差は小さくなる。

Miller & Russell (1989)は、CLIMAP の SST を利用して A-GCM を動かすことによって、海洋の南北熱輸送を見積っている。大西洋赤道における北向き熱輸送は、現在の状態での見積りで約1.0 PW(=10¹⁵ W)であるが、LGM の状態ではほとんどなくなっている。これは、上で述べたことと調和的であり、NADW が生成させていなかったことの間接的な証拠といえる。

A-GCM を用いた氷期の気候の再現では、熱帯における CLIMAP で求められた SST が現在とあまり変化していないことに対して、山岳の雪線や植生の高度より求められた気温が数度低下していることの矛盾が指摘されている(例えば、Rind & Peteet,



第4図 東西平均した海面水温の各実験(E1~4)間の差と CLIMAP による現在=LGM 間の差(黒点)(°C)(Broccoli & Manabe, 1987)。

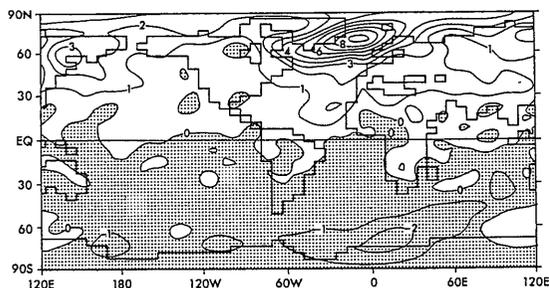
1985)。また大陸氷床の南側の乾燥域分布などについては、モデルの結果と地質学データとの定性的な一致が見られる。しかし、モデルの結果では、大陸氷床付近を除いて地表面風速は現在とほとんど変化はなく、海底コアや氷床コアから一般的に言われている氷期における陸起源の岩屑物の増加がどのように説明できるかということは今後の問題の一つと思われる。

3. 最終氷期および最終融氷期における海洋循環の振舞い

現在生成されている北大西洋深層水(NADW)は、LGM において、ほとんど生成されていなかったと考えられている(例えば Boyle & Keigwin, 1982)。また最近5年間、LGM から現在への温暖化する際の一時的な新ドライアス期(Younger Dryas, 11000~10000年前)の寒冷化に対する海洋循環の役割が議論されている。新ドライアス期の寒冷化は、特にヨーロッパで顕著であることや北大西洋の polar front の復元(Ruddiman & McIntyre, 1981)などから、NADW の生成の一時的な停止によるものと考えられるようになってきた(例えば Broecker *et al.*, 1988)。

Manabe & Stouffer (1988)による大気海洋結合大循環モデルを用いた研究は、新ドライアス期を研究したものではないが、最終融氷期の NADW の振舞いについて十分な示唆を与える。

彼らは同一境界条件のもとで初期状態の違いによって NADW が生成される状態(I)とされない状態(II)

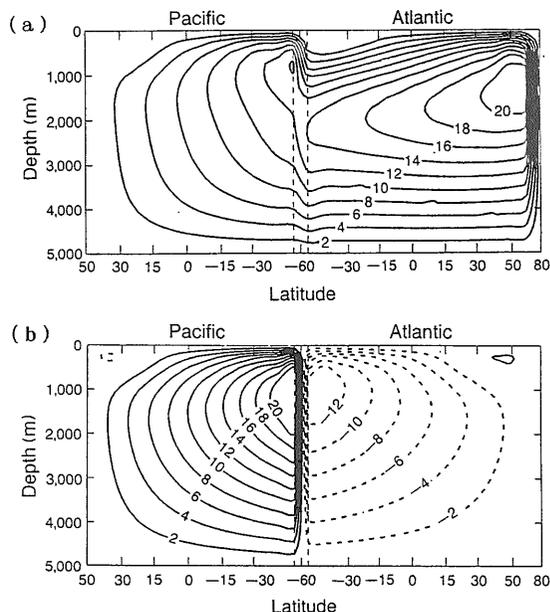


第5図 NADWが生成されている解と生成されていない解の地表面気温差(°C)。(正の領域は、NADWが生成されている方が気温が高いことを示す。) (Manabe & Stouffer, 1988).

の2つの平衡解が存在することを示した。すなわち、同一境界条件のもとで、NADWが生成されている状態から時間積分したものは、熱塩循環が駆動され中低緯度の高塩分水の極向き輸送が行われ、グリーンランド沖の海面塩分は濃くNADWが生成されている状態(I)になる。しかし、NADWが生成されていない状態から時間積分したものは、その逆に中低緯度の高塩分水の供給が行なわれず、グリーンランド沖には強い塩分成層が存在し、NADWの生成されない状態(II)になる。(I)を現在、(II)を新ドライアス期と考えると花粉分析や浮遊性有孔虫の分布より復元した地表面気温や海面水温の寒冷化の程度や地域分布を非常によく説明することが出来る(第5図)。

彼らのモデルで得られたのは同一境界条件のもとでの2つの平衡解であり、新ドライアス期は1000年程度の時間発展問題という違いがあるので、厳密な比較にはなっていない。しかしNADWが生成する状態/しない状態が実際に起こる可能性があること、およびその際の影響を定量的に示したことにより、NADWの生成の一時的な停止と新ドライアス期の寒冷化が対応することを支持する研究となっている。

Lautenschlager *et al.* (1992)によって氷期の海洋循環の再現が試みられている。彼らは、CLIMAPで再現されたSSTおよびそのSSTを使って計算されたA-GCMの結果を利用してO-GCMを動かし、LGMにおける海洋循環を求めている。その結果は、北太平洋で深層水が形成され大西洋で湧昇するという現在の深層循環とは逆の循環となっている(その最大流量は50 Sv (1 Sv = 10^6 m³/s)程度)。こ



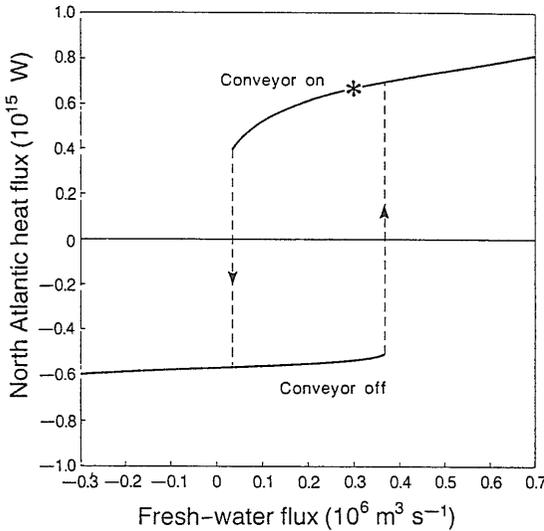
第6図 子午面循環の流線関数(a)NADWが生成されている現在の解(モードA)(b)NADWと生成されていないもう1つの解(モードB)(C. I. = 2 Sv) (Stocker & Wright, 1991a).

の結果は、彼ら自身が述べているように、北太平洋では深層水が形成されていなかったと海底コアから推定されている循環と異なっていると思われる。

前に述べたように、A-GCMによる結果は現実の氷期の状態とは異なっており、熱塩循環は淡水フラックス(降水量-蒸発量)に敏感なため、この誤差を感じて実際の氷期における海洋循環とは異なる結果が得られている可能性がある。

4. 熱塩循環の淡水フラックスに対する安定性

O-GCMを用いた研究ではないが、Stockerらが、氷期・間氷期とくに最終融氷期における熱塩循環の振舞いに注目した、熱塩循環の淡水フラックスに対する安定性を議論している(例えば、Stocker & Wright, 1991a; Stocker & Wright, 1991b; Stocker *et al.*, 1992)。彼らの用いたモデルは、東西方向に対して適当な仮定を行ない簡略化することによって南北鉛直方向に2次元化したものであり、現実と定量的に直接結びつけることが難しい点もあるが、定性的なモデルとしては優れたものである。



第7図 大西洋から太平洋への大気の水輸送 F (横軸) と (Conveyor on (モード A) と Conveyor off (モード B) の2重解との関係。縦軸は北大西洋における熱輸送量。現在の状態は星印*で示されている (Stocker & Wright, 1991a)。

彼らは、まず現在の太平洋・大西洋のそれぞれ東西平均した海面水温・海面塩分分布に緩和されるようにして定常解を求めておき、その定常解における淡水フラックスを新たな境界条件としてモデルを動かした。さらに各ケース毎に淡水フラックスを変える実験を行なった。

現在の塩分分布に緩和させるようにして得られた定常解を初期値として、そのまま定常解で得られた淡水フラックスを与えたケースでは、北大西洋で沈み込み太平洋で湧昇するという現在の循環(モード A, 第6(a)図)を再現する。このケースの大気による大西洋から太平洋への水輸送 F とする)は0.3 Sv程度、北大西洋における熱輸送は約0.6 PWとなり、図7の星印*の位置に相当する。次に F を減らしてゆくケースでは、 $F=0.03$ Sv以下ではモード A の循環は得られず、南大洋で沈み込む太平洋・大西洋のそれぞれで湧昇する循環(モード B, 第6(b)図)のみとなった。このモード B を初期値として F を増やしてゆくケースでは、 $F=0.36$ Sv以下の場合モード B のままの定常解が得られるが、それ以上の場合モード B の解は存在しなかった(第7図)。このように、 $F=0.03\sim 0.36$ Svの間では2重解(モード A とモード B の解)が得られ、現在の状態($F=0.3$ Sv)でも NADW が生成しない解が存在

する可能性を示唆している。この実験では、大気による大西洋から太平洋への水輸送が深層循環にとって重要なものであることを示している。

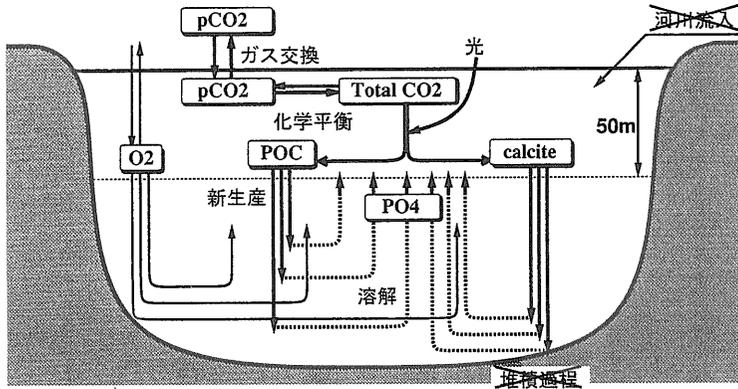
さらに、彼らは最終融氷期のローレンタイド氷床からの溶け水が北大西洋への流入したことを想定した実験を行なっている。すなわち、モード A の状態にあるときにまず4000年間北緯15度の北大西洋に与え、次の4000年は北緯45度の北大西洋に淡水フラックスを与え(最初はメキシコ湾へ次にセントローレンス川へ流れ込んだことを想定している)循環の振舞いがどうなるかを調べた。与えた淡水フラックスの量は、実際に推定されている0.12 Sv (実験 I) とその半分の0.06 Sv (実験 II) である。その結果、実験 I では淡水フラックスを与え始めて600年程度で NADW の生成はなくなり、淡水フラックスをやめた後も NADW の生成は止まり、モード B の状態で定常になった。それとは対照的に実験 II では淡水フラックスを与えている間は NADW 生成の量が少なくなるが、淡水フラックスをやめた後はもとのモード A の状態に戻り定常となった。

彼らの使っているモデルが2次元の簡略化モデルであること、特にこのようなモデルでは鉛直拡散係数に強く依存することなどから、具体的な値(600年や0.12 Sv など)をそのまま実際の過去の海洋循環の振舞いに用いることは出来ないと考えられるが、解の構造やオーダー的な量の見積りとしては、示唆に大変富む研究といえる。

5. おわりに

いままで見てきたように大循環モデルを用いた研究を通じて、現在と氷期の気候の違いは氷床・海洋循環・二酸化炭素などの要素が適度に組合わさって効いていることが分かってきている。一方、海底コアなどの地質学データも全海洋において集まってきた。従って、氷期間氷期における気候の再現は、コンベアベルトが動いていた/いなかったといった定性的な議論はすでに過去のものであり、3次元の循環や温度分布などを定量的な再現およびメカニズムを議論する段階になってきている。

ここまで紹介したモデルは、循環場や温度・塩分などを求めるものであり、海底コアから得られる地質学的データ $\delta^{13}C$ や lysocline 深度と直接比較で



第8図
海洋炭素循環を再現するためのO-GCMに組み込まれた生物化学過程の模式図(山中, 1994)。

きなかった。しかし最近、世界の幾つかのグループによって、図8に示すようなO-GCMに簡単な生物化学過程を組み込むことによって、海洋中の炭素循環を表現し、直接地質学的データとの比較を試みる実験が行なわれるようになってきている(例えば, Bacastow & Maier-Reimer, 1990; 山中, 1994)。

ここで簡単に見てきたように、氷期における海洋循環に対する大循環モデルからのアプローチおよび地質学的からのアプローチは、単に過去の事実の記述に留まらず、熱塩循環の特性を理解してゆくことにつながる。このことはManabe & Stouffer (1993)が示した地球温暖化にともなう熱塩循環の振舞い(大気中CO₂濃度が現在の4倍になる場合には、NADWの生成が止まり、現在の深層循環と全く異なる状態のまま現状に戻らないこと)を定量的に評価する研究につながるものである。

参考文献

- Bacastow, R & E. Maier-Reimer (1990) : Ocean-circulation model of the carbon cycle, *Clim. Dynamics*, 4, 95-125.
- Boyle, E. A. & L. D. Keigwin (1982) : Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: Geochemical evidence. *Science*, 218, 784-787.
- Broecker, W. S., et al. (1988) : The chronology of the last deglaciation: Implications to the cause of the Younger Dryas events. *Paleoceanog.*, 3, 1-19.
- Bryan, F. (1986) : High-latitude salinity effects and inter-hemispheric thermohaline circulations *Nature*, 323, 301-304.
- CLIMAP Project Members (1976) : The surface of ice-age earth, *Science*, 191, 1131-1137.
- CLIMAP Project Members (1981) : Seasonal reconstruction of the earth's surface at the last glacial maximum, *Geol. Soc. Am. Map Chart Ser.*, MC-36
- Kutzbach, J. E. & H. E. Wright (1985) : Simulation of the climate of 18,000 yr BP: Results for the North American/North Atlantic/European sector and comparison with the geologic record, *Quat. Sci. Rev.*, 4, 147-187.
- Lautenschlager et al. (1992) : Application of ocean models for the interpretation of atmospheric general circulation model experiments on the climate of the last glacial maximum, *Paleoceanog.*, 7, 769-782.
- Manabe, S. & Hahn (1977) : Simulation of the tropical climate of an ice age, *J. Geophys. Res.*, 82, 3889-3911.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer (1988) : Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model, *J. Clim.*, 1, 841-866.
- Manabe, S. & R. J. Stouffer (1993) : Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean atmosphere system, *Nature*, 364, 215-218.
- Miller, J. R. & G. L. Russell (1989) : Ocean heat transport during the last glacial maximum, *Paleoceanog.*, 4, 141-155.
- Rind, D. & D. Peteet (1985) : Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates: Are they consistent?, *Quat. Res.*, 24, 1-22.
- Ruddiman, W. F. & A. McIntyre (1981) : The North Atlantic Ocean during the last glaciation, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 35, 145-214.
- Stocker, T. F. & D. G. Wright (1991a) : Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes, *Nature*, 351, 729-732.
- Stocker, T. F. & D. G. Wright (1991b) : A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation. Part II: Inter-ocean circulation in the Pacific-Atlantic basin system, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1726-1739.
- Stocker, T. F. et al. (1992) : A zonally averaged, coupled ocean-atmosphere model for paleoclimate studies, *J. Clim.*, 5, 773-797.
- 山中(1993) : 気候変動における極域海洋の役割. 月刊海洋, 25, 550-554
- 山中(1994) : 海洋炭素循環に対するモデリング—海洋中の物質分布を再現する試み—. 月刊海洋, 永田豊教授退官記念号, 184-191.
- YAMANAKA Yasuhiro (1994) : Modeling of the climate during the last glacial and deglacial.

<受付: 1993年12月27日>