

# 最終氷期 - 間氷期の高緯度と熱帯 の淡水強制力への熱塩循環の反応 と大西洋 - 太平洋淡水輸送

北大・理 海洋気候物理学研究室

学部4年 藤本剛志

講座雑誌会 2003/12/05

# 目次

## 1. はじめに

## 2. モデル

2.1 使用モデル

2.2 モデルの特性

## 3. ENSOが促す淡水強制力の反応

3.1 大西洋の淡水流量の導出

3.2 熱帯淡水強制力と大西洋THCの反応

3.3 大西洋と太平洋での塩分濃度と温度偏差

3.4 摂動を加えたときの大西洋THCの反応

## 4. 氷床変動への淡水強制力の反応

4.1 氷床の影響を考慮した淡水流量の導出

4.2 氷床変動による淡水強制力と様々な反応

## 5. 大西洋と太平洋の逆位相

5.1 大西洋 - 太平洋の逆位相

5.2 太平洋の南方熱流動から解明する逆位相

5.3 大西洋THCの活動停止から解明する逆位相

## 6. まとめ

# 1. はじめに

最近の研究で、大西洋の熱帯淡水フラックスがENSOに調節されることが提示されている。もし、大西洋の淡水バランスに数十年オーダーの異常が生じるならば、北大西洋熱塩循環(THC)に影響が及ぶかもしれない。また、同様に、北半球氷床の成長と衰退による中高緯度の淡水バランスの変化も北大西洋THCに影響を与えるかもしれない。本発表では、モデルを用いてこれらについての調査をした研究のレビューをする。さらに、北太平洋と北大西洋での深層水形成の位相の不一致についても説明する。

## レビュー元論文

「Sensitivity of the thermohaline circulation to tropical and high latitude freshwater forcing during the last glacial-interglacial cycle, Schmittner, A., and A. C. Clement, *Paleoceanography*, 17(2), 1017, doi:10.1029/2000PA000591, 2002.」

「Freshwater teleconnections and ocean thermohaline circulation, Seidov, D., and Haupt, B. J., *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL.30, NO.6, 1329, doi:10.1029/2002GL016564, 2003.」

「Tropical Stabilization of the Thermohaline Circulation in a Greenhouse Warming Simulation, M. Latif, E. Roeckner, U. Mikolajewicz, and R. Voss, *JOURNAL OF CLIMATE*, VOL 13, 1809-1813, June 2000.」

# 2. モデル

## 2.1 使用モデル

- ・Wright and Stocker (1991)の東西平均海洋モデル・・・(1)
- ・GFDL(地球物理流体力学研究所)海洋モデルMOM3・・・(2)
- ・Latif et al. (2000)によるモデル・・・(3)

## 2.2 モデルの特性

- (1) 海氷の描写を含んだ大気の1次元エネルギーバランスモデルと南方への水蒸気輸送を結合している。
- (2) 南極から80°Nまでの海洋地形を持ち、水平解像度は6°×4°で、12層を持つ。
- (3) 水平解像度2.8°×2.8°で、0.5°の高い南方解像度を持つ。ENSOの実際のシミュレーションを可能にする。

(1),(2),(3)はそれぞれ、順に各論文に対応し、(2),(3)のモデルは5章の大西洋と太平洋の逆位相の例を示すのに用いる。

# 3. ENSOが促す淡水強制力の反応

## 3.1 大西洋の淡水フラックスの導出

大西洋での淡水フラックス $F_{fw}$ は

$$F_{fw} = m \text{ NINO3} \quad [m: \text{結合定数}(\text{Sv}/\text{K})]$$

で表せる.

$m$ の値は, Fig. 1でのNINO3と淡水フラックスの勾配に等しく, NCEPとの比較では $m = 0.065 \text{ Sv}/\text{K}$ , ECMWFとの比較では $m = 0.074 \text{ Sv}/\text{K}$ となる. また, 他の緯度では,  $20^\circ \text{N}$ - $40^\circ \text{N}$ に $m = -0.017 \text{ Sv}/\text{K}$  (NCEP),  $m = -0.018 \text{ Sv}/\text{K}$  (ECMWF)という考慮すべき負の値がある. これは, つまり, 1 のNINO3の変化による大西洋淡水量全体の変動が $0.048 \text{ Sv}/\text{K}$  (NCEP),  $0.056 \text{ Sv}/\text{K}$  (ECMWF)であることを示唆している.

よって, ここでは,

最適な値

$m = 0.05 \text{ Sv}/\text{K}$

と, 上限値

$m = 0.10 \text{ Sv}/\text{K}$

で後の実験を  
実行する.

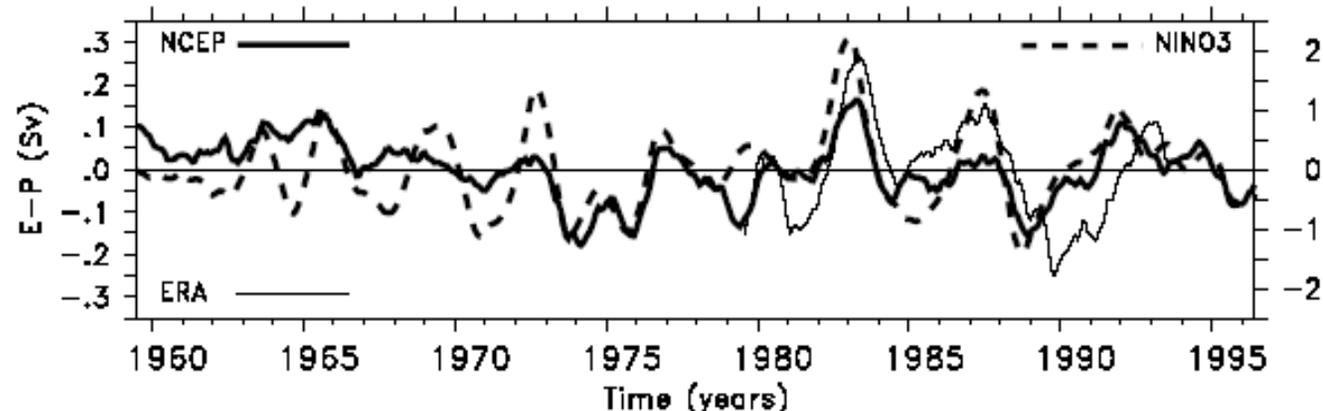


Fig. 1 時間の関数でのNINO3(破線)と, NCEP(太線)・ECMWF(細線)再解析データからの熱帯大西洋淡水収支E-P

## 3.2 熱帯淡水強制力と大西洋THCの反応

Fig. 2では、NINO3が正である時代、大西洋から太平洋への淡水フラックスが増えると、北大西洋の塩分濃度は増し、深層水形成が活発になることを示している。この図から、20kyrの歳差周期で変動すること、またその周期間で、エルニーニョ、ラニーニャが1回ずつ起こっていることが見て取れる。

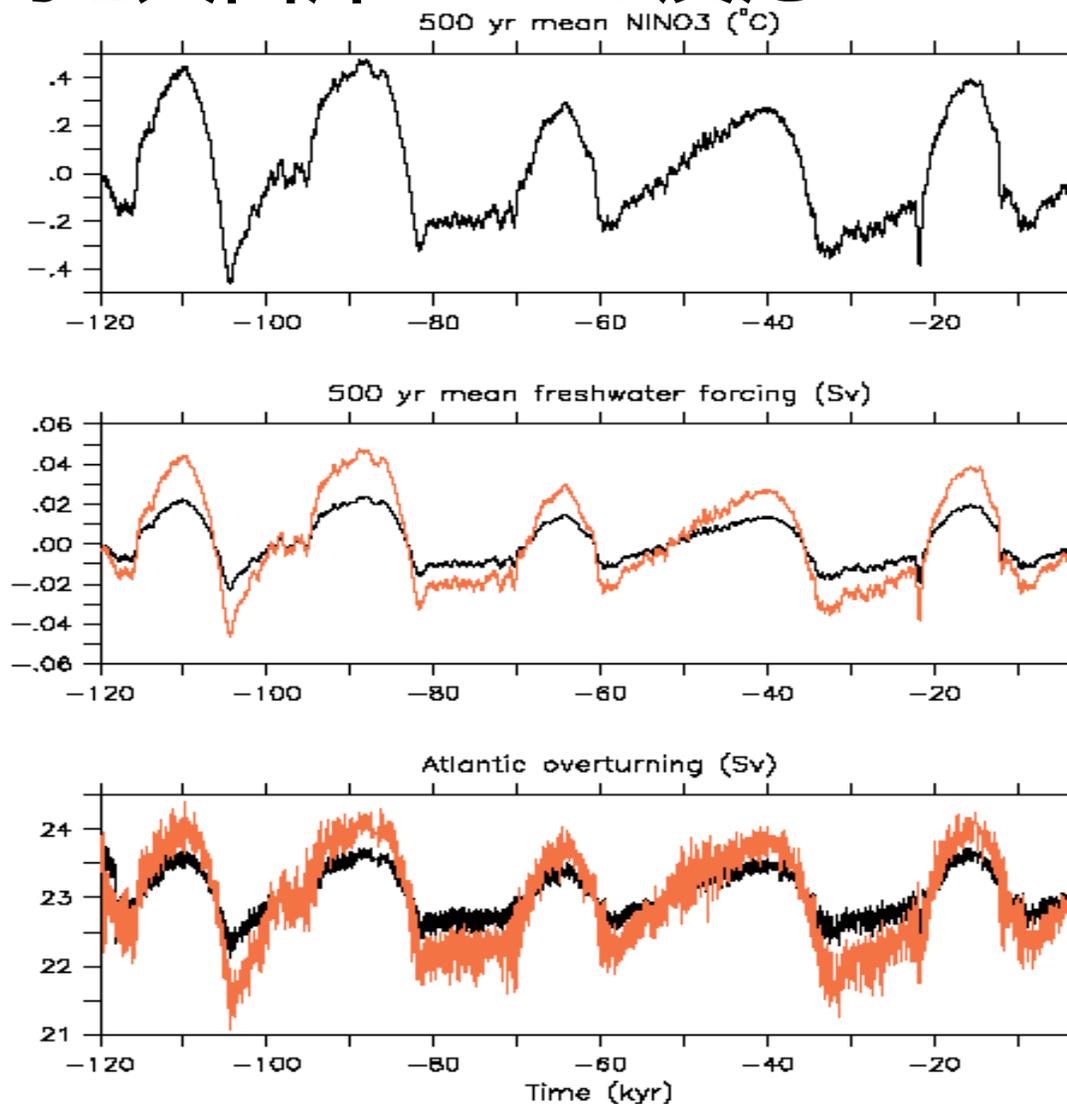


Fig. 2 (top) NINO3の時系列. (middle)熱帯淡水強制力(大西洋から太平洋への輸送を正とする). (bottom) 北大西洋THCの年平均最大 overturning. 黒線は $m=0.05\text{Sv/K}$ , 赤線は $m=0.1\text{Sv/K}$ に対応する.

### 3.3 大西洋と太平洋での塩分濃度と温度偏差

Fig. 3では、歳差周期20kyrでのSSSとSSTの偏差を示している。なお、調査期間は初めの20kyrである。これらは、110kyr BPのエルニーニョが頻発したとき、20N以北の大西洋でより淡水で、太平洋では塩分濃度は高かったことを示す。偏差の程度も太平洋の方が高いという逆の位相が見られる。後に、この逆位相の関係について詳しく説明する。

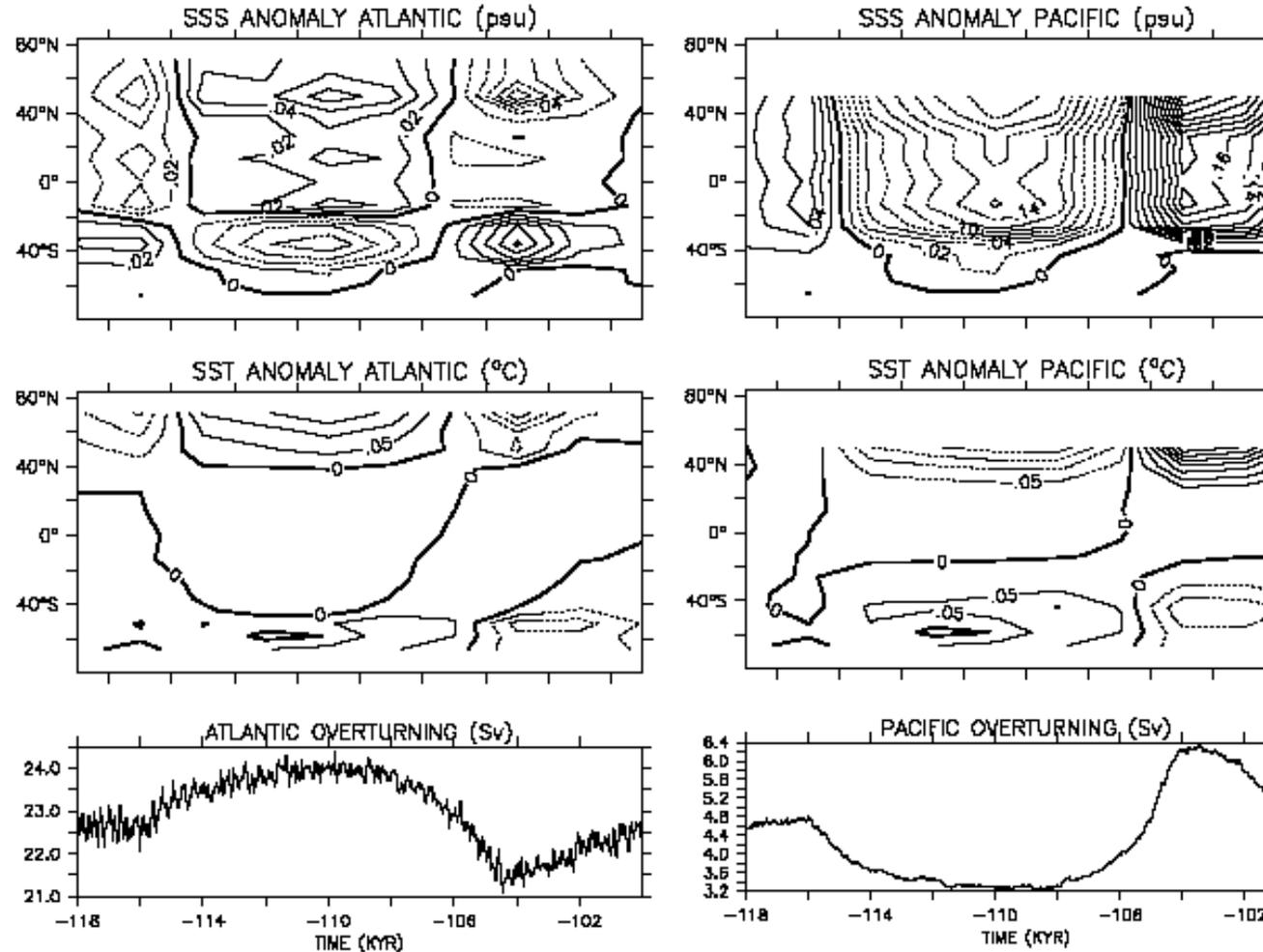
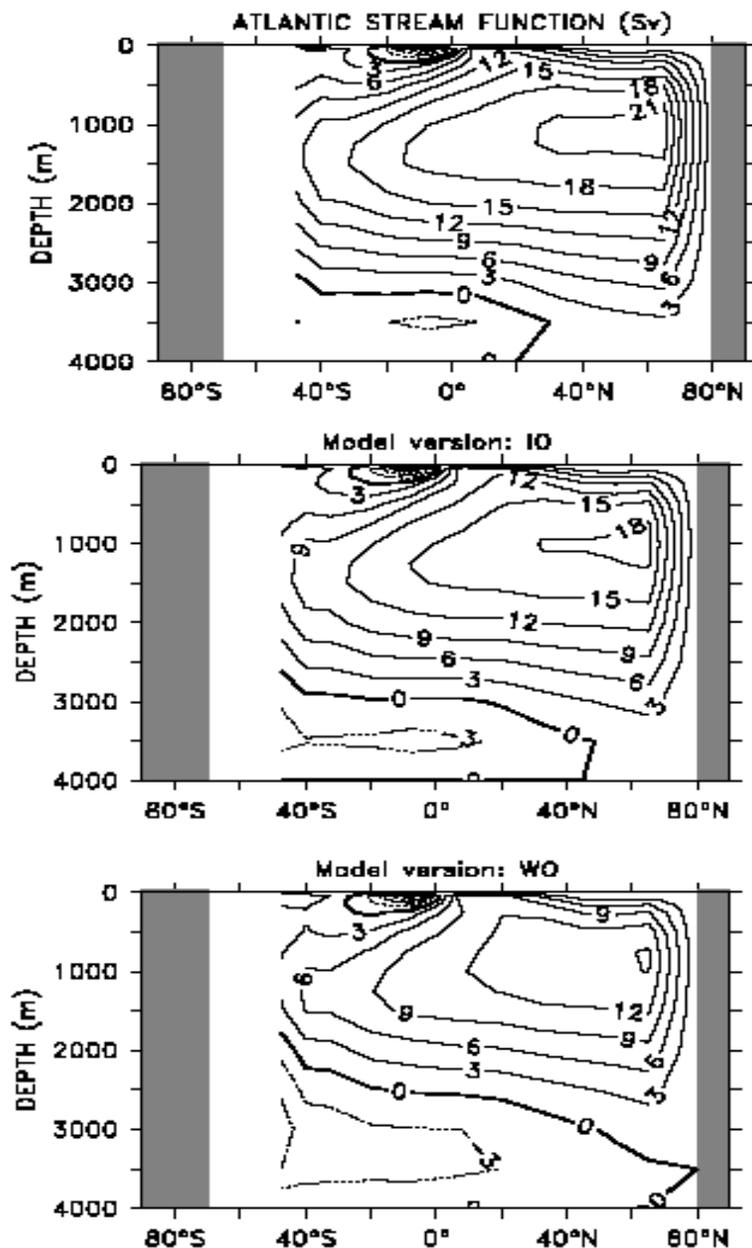


Fig. 3 時間と緯度の関数での大西洋(left)と太平洋(right)のSSS偏差(top)とSST偏差(middle). 2kyr間隔で100年平均をプロットしたものである。等値線間隔は0.02psu, 0.05 で点線が負の値. (bottom) 深さ1000mでのoverturning.. 参照のため.

# 3.4 摂動を加えたときの大西洋THCの反応



ここまでの結果は、最終氷期 - 間氷期の大西洋THCへの影響を全て無視している。そこで、ある摂動を加える。与えられた摂動は、氷期の氷床の融解をシミュレートする淡水フラックスである。この摂動は、THCが弱いときより強いときの方が影響が少ない[Stocker and Wrigley, 1991; Rahmstrof, 1995]。また、最近のモデル研究で最終氷期時代、与えられた摂動へのTHCの反応は非常に強いと示している[Ganopolski and Rahmstrof, 2002; Schmittner et al., 2002]。そこで、THCを弱くして**摂動の影響を強く受けるようにモデルを調節して実験する**。ここでは、**弱いTHC (WO)**と**中間の強度のTHC (IO)**で行う。結果、THCは摂動の強さ(Fig. 4)だけでなく、持続時間(Fig. 5)にも影響を受ける。

Fig. 4 大西洋での(top)年平均定常状態、(middle)IO、(bottom)WOでの流れ関数

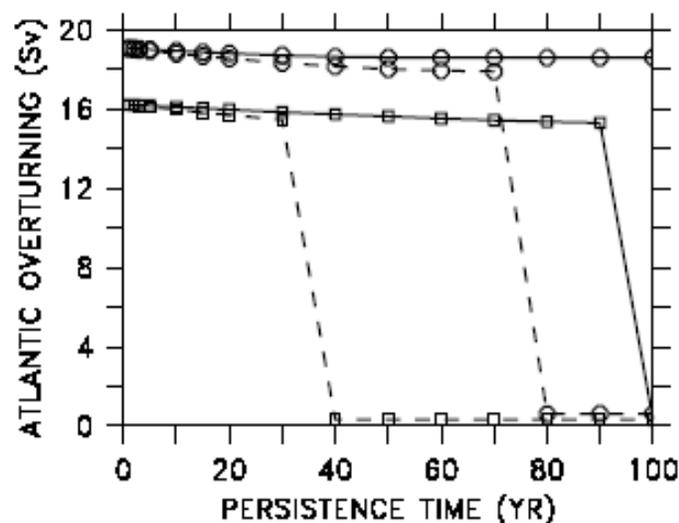


Fig. 5 摂動の継続時間を関数とした大西洋の最大流量変位。摂動の大きさを(実線)0.02Sv、(破線)0.04Svとして、(circle)IO、(square)WOでの変位。

# 4 . 氷床変動への淡水強制力の反応

## 4 . 1 氷床の影響を考慮した淡水フラックスの導出

3.1節で導出した淡水流量は氷期 - 間氷期の氷床の影響を含めていない. この影響を含めるために, 北半球氷床に含まれた淡水量が海水面変位に比例すると推測し, SPECMAP [Imbrie et al., 1984]の酸素同位体( $^{18}\text{O}$ )記録( $^{18}\text{O}$ と $^{16}\text{O}$ の半減期の比較から対象の年代を測定)を使う. さらに, 北大西洋淡水流量偏差  $F_{fw}$  は北半球氷量  $V_{NH}^{ice}$  に比例すると推測し, 以下の  $F_{fw}$  の式

$$F_{fw} = C \frac{\partial ^{18}\text{O}}{\partial t} \quad [C: \text{定数}]$$

が導かれる.

これを求めるためには  $C$  の値を求める必要がある. そこで, 次に,

$C = 0.9 \quad V_{NH}^{ice} / \quad ^{18}\text{O}$  を決定するために, LGM (最終最大氷期) から現在までの氷量変位  $V_{NH}^{ice}$  の見積もりと  $^{18}\text{O} = 4$  という適した値の代入を行う. 一時的な氷床気候結合モデルでは  $V_{NH}^{ice} = 50 \times 10^6 \text{ km}^3$  という高い値を示す [Berger et al., 1998] が, 一般的にはローレントイド氷床の量などから  $V_{NH}^{ice} = 25 \times 10^6 \text{ km}^3$  という値を元に行っている [Licciardi et al., 1998].

よって, それぞれから  $C = 1.13 \times 10^7 \text{ km}^3$ ,  $C = 0.57 \times 10^7 \text{ km}^3$  が導かれる.

## 4.2 氷床変動による淡水強制力と様々な反応

現在とLGMの平均塩分濃度の違いは  $C = 1.13 \times 10^7 \text{ km}^3$  ( $C = 0.57 \times 10^7 \text{ km}^3$ ) で約 1 (0.5) psuである。北大西洋海流は氷床が成長するとき (-150kyr, -70kyr) 増加し、融解時に減少する。氷床の成長が北大西洋から淡水を抜き、より強い海流を導き、塩分濃度を増加させる。また、 $C$ の値が高い方の場合は、-16kyrで大西洋overturningは崩壊する。これは、最終退氷期に北大西洋へ大量に流入した融解水によると説明できる [Manabe and Stouffer, 1995; Fanning and Weaver, 1997]。Fig. 6はこれらのことを示している。

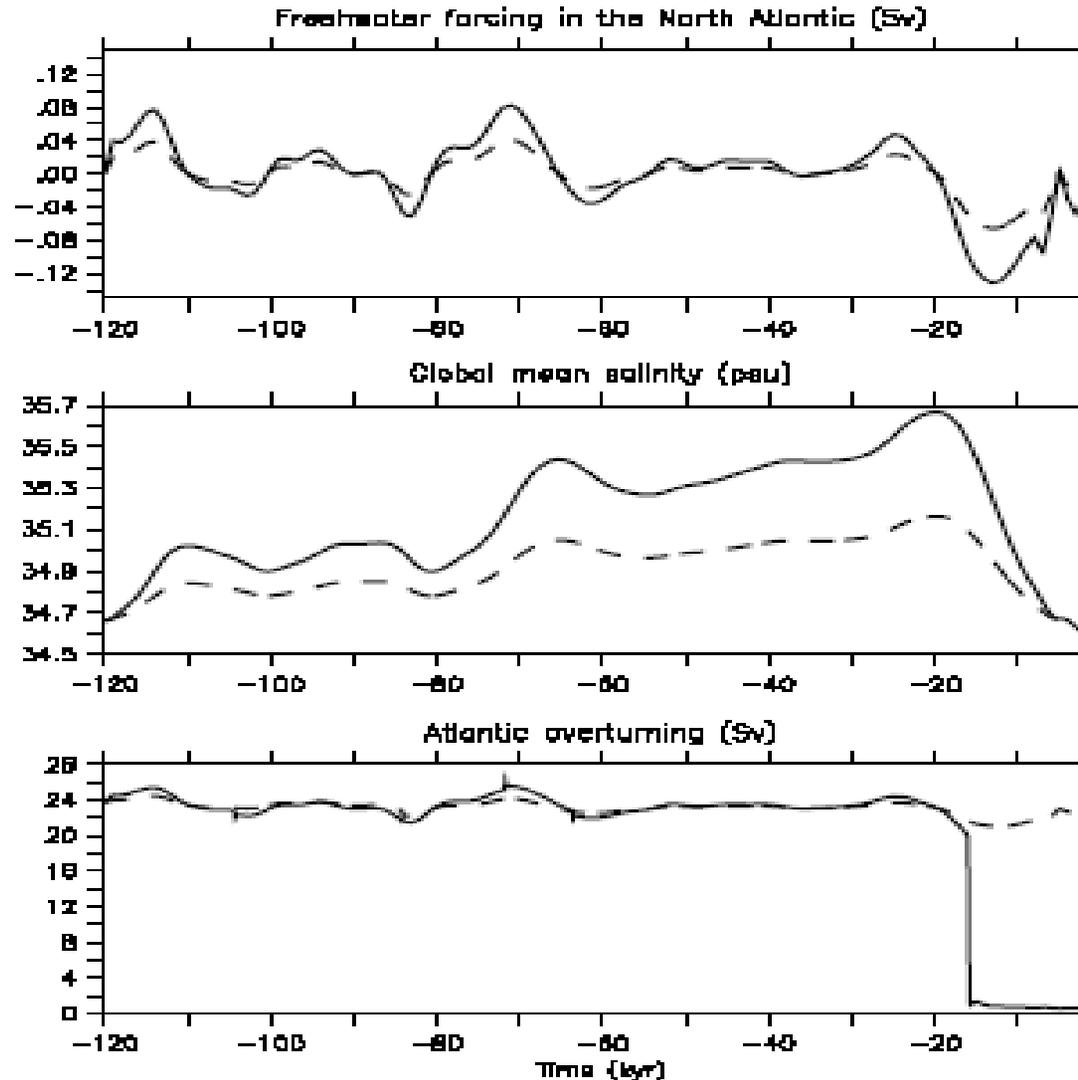


Fig. 6 (top) 北半球氷床による高緯度淡水強制力変位と、(middle) 地球平均塩分濃度、(bottom) 大西洋overturningデルタ反応。実線は  $C = 1.13 \times 10^7 \text{ km}^3$ 、破線は  $C = 0.57 \times 10^7 \text{ km}^3$

# 5. 大西洋と太平洋の逆位相

## 5.1 大西洋 - 太平洋の逆位相

Fig. 7 は一時的な温暖化のシミュレートとして赤道太平洋中央に降水量を増加させた。これは、エルニーニョの特徴であり、地球温暖化と、ブラジル東部と熱帯大西洋の異常な乾燥化を導く。この結果、降水量とアマゾン川からの淡水移動の減少、熱帯大西洋からの蒸発の増加を示す。Fig. 7から大西洋から太平

洋への10年で約0.015Svの淡水移動があることが推測できる。これが、北大西洋と北太平洋の塩分濃度の違い、深層水形成の有無[Warren, 1983; Weaver et al., 1999]という逆位相の関係を引き起こすのかを考えていく。

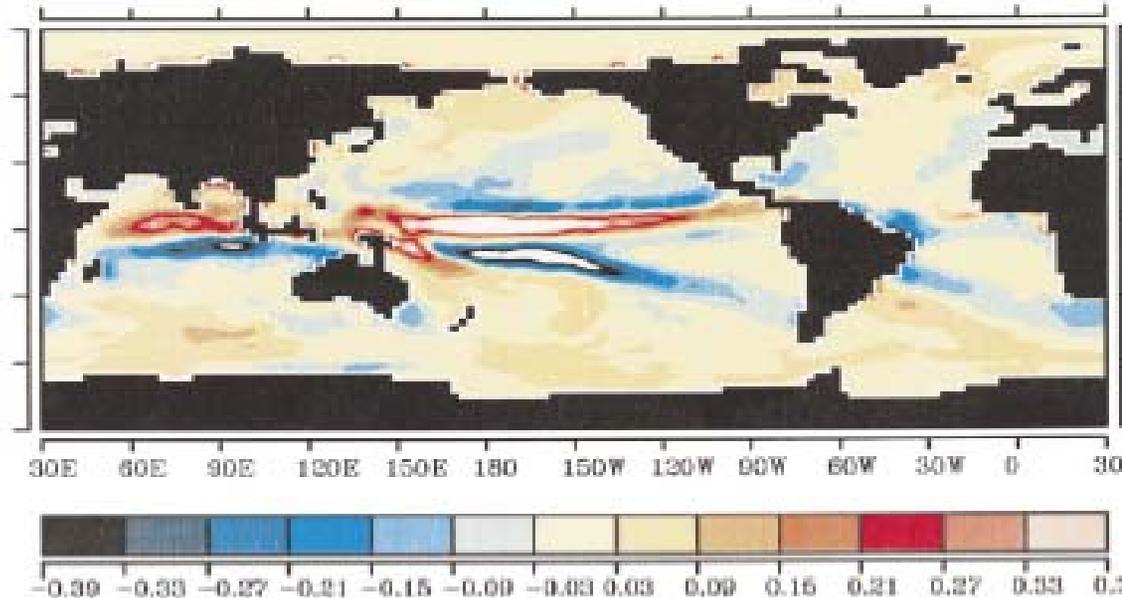


Fig. 7 モデル(3)による、一時的な温暖化をシミュレートしたときの淡水フラックスの100年変位。赤道太平洋の淡水化がエルニーニョを頻発させ、熱帯大西洋への淡水流入を強く減少させる。

Fig. 8, 9 はともに , 年平均 SST , LevitusデータやWorld Ocean Atlasからの SST  
 Hellerman-Rosensteinの風応力を与えた実験のモデル(2)での反応である .

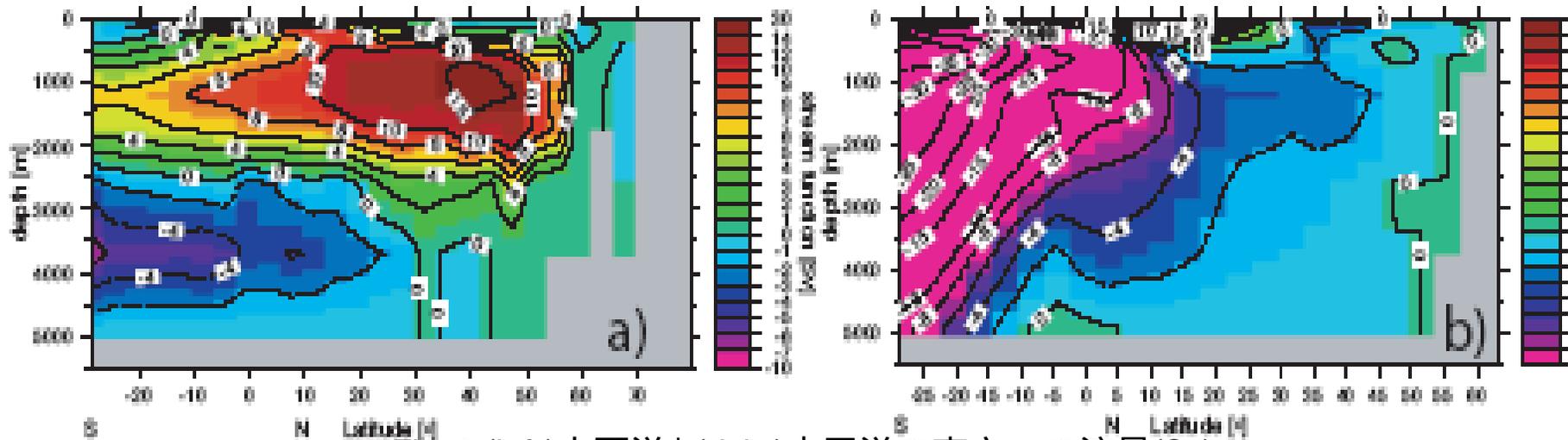


Fig. 8 (left)大西洋と(right)太平洋の南方への流量(Sv) .

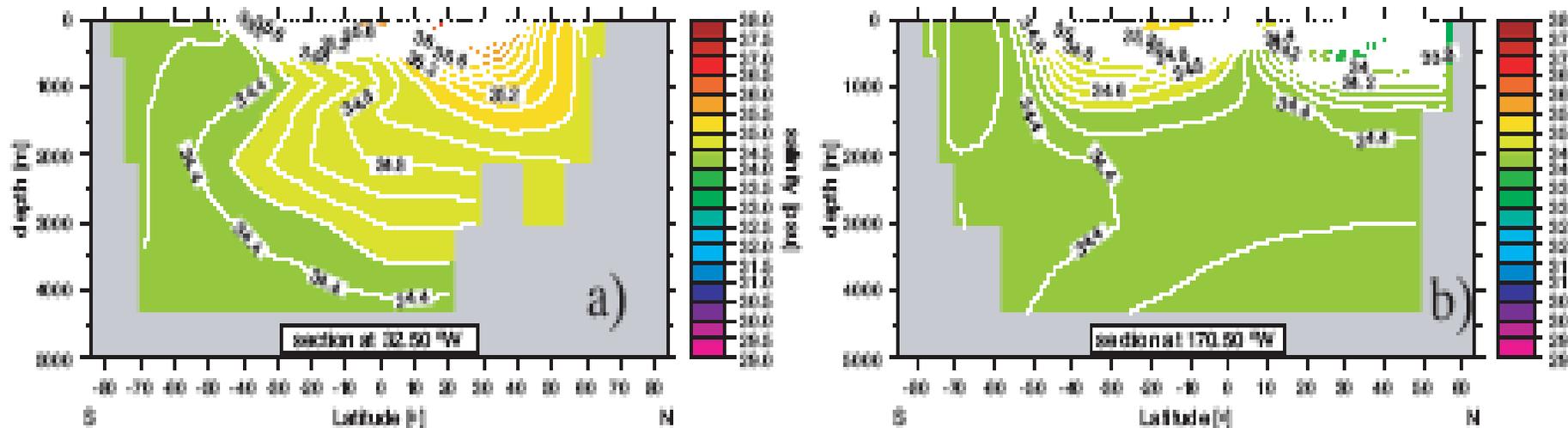


Fig. 9 (left)大西洋の32°Wと(right)太平洋の170°Wの塩分濃度分布 .

## 5.2 太平洋の南方熱流量から解明する逆位相

太平洋の南方への最大熱フラックス(Fig. 10)は、海流の強さの尺度であり、ここでは北太平洋中層水(NPIW)形成に関係する。HFHS実験(high forcing, high salinity: 強い外力, 高い塩分濃度を与えた実験)では、最大熱フラックスはエルニーニョとラニーニャとで最大10%の変化がある。HFLS実験(high forcing, low salinity)では、熱フラックスはHFHS実験より1/3以上小さくなる。それは、ほぼ定数であり、外力への反応は示さないため、北太平洋 - 北大西洋の逆位相反応が北太平洋SSSによるものだという結論になる。

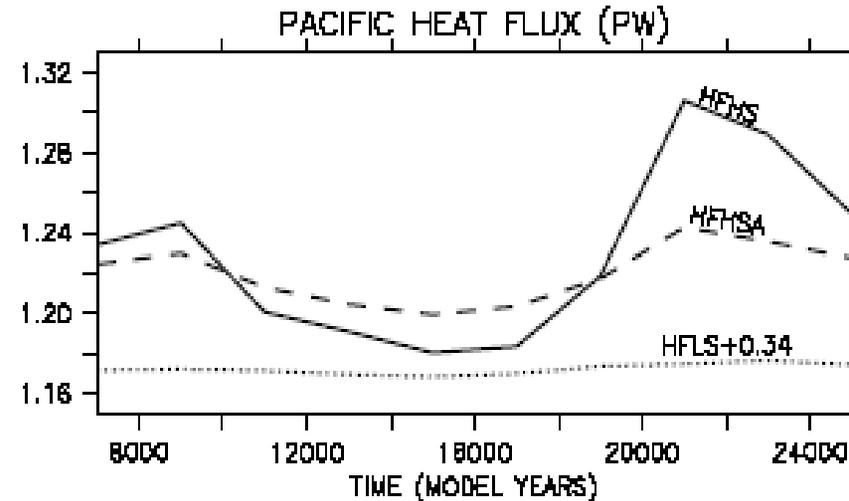


Table 1. 実験で使われた略語

	$m, Sv K^{-1}$	SSS NP	Basin <sup>b</sup>	Atlantic Overtuning, <sup>c</sup> Sv
LFHS	0.05	high (34.3 psu)	Atlantic and Pacific	23.0
HFHS	0.1	high (34.3 psu)	Atlantic and Pacific	23.0
HFHSA	0.1	high (34.3 psu)	Atlantic only	23.0
HFLS	0.1	low (32.4 psu)	Atlantic and Pacific	24.6
HS	...	high (34.3 psu)	Atlantic and Pacific	23.0
HSA	...	high (34.3 psu)	Atlantic only	23.0
LS	...	low (32.4 psu)	Atlantic and Pacific	24.6
VLS	...	very low (31.6 psu)	Atlantic and Pacific	24.9

Fig. 10 Table 1.で示された異なるバージョンでの太平洋最大南方熱流動(PW)。HFHS実験では、スケールリングのため0.34加えている。また時間軸はモデル年であり、B.P.に換算するためには125kyrを引けばよい。

## 5.3 大西洋THCの活動停止から解明する逆位相

大西洋THCの活動停止が北半球の気温を下げ、北太平洋の表層水も冷やし、NPIW形成を強固にする。このような逆移送を確認するために、熱帯太平洋から熱帯大西洋に100年間で0.5Sv移動させ、大西洋THCの活動停止に十分なほどの強制力を与えた。様々なバージョンでのモデル反応を示したFig. 11から、大西洋THCの活動停止が北太平洋循環変動を強制する大きな力であることが見て取れる。それは、HS (high salinity) 実験と大西洋だけに強制力が働くHSA (high salinity atlantic) 実験の、始めの100年間の上がり方に差はあるものの、**均衡値はほぼ同じである**という比較による。

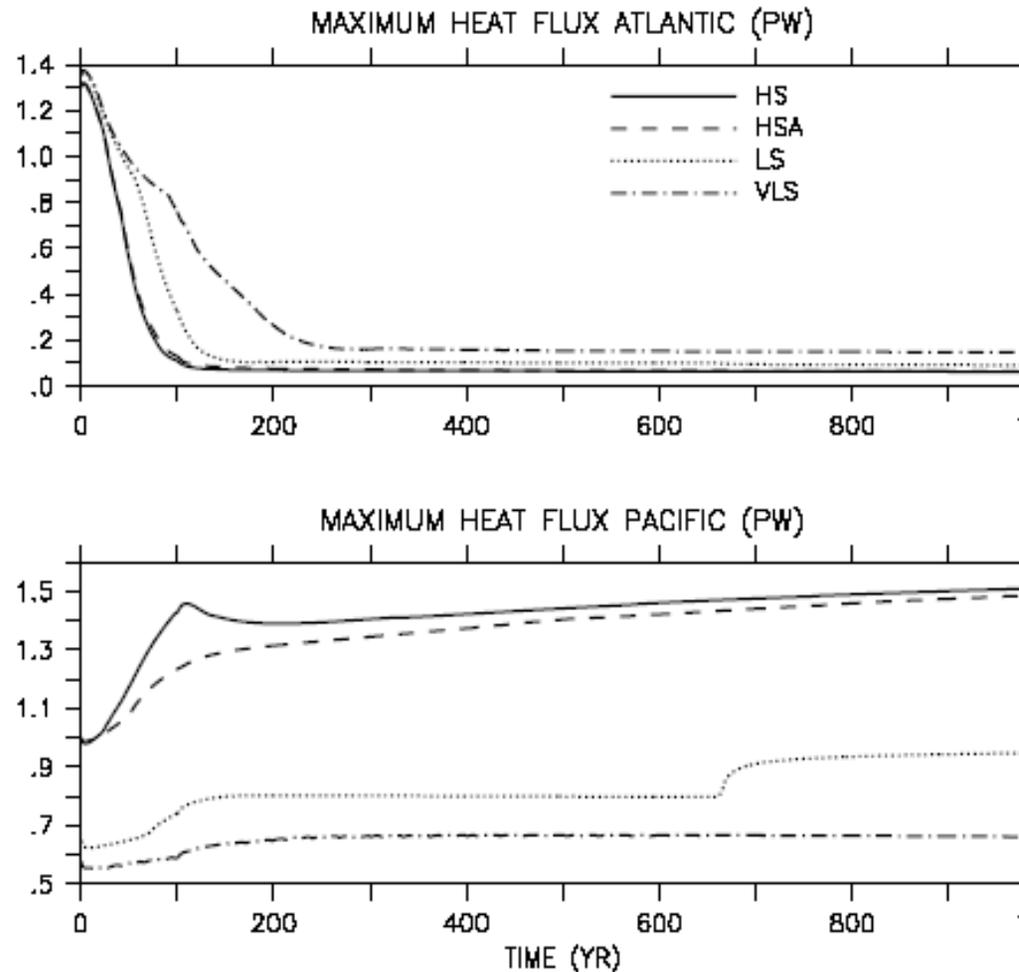


Fig. 11 Table 1.で示された異なるバージョンでの(top)大西洋と(bottom)太平洋での年平均最大南方熱流動。太平洋から大西洋に100年かけて段々と強い(0.5Sv)強制力をかけ、大西洋THCの活動停止を導く。

## 6. まとめ

- ENSOの変動を含め、軌道パラメーターの変動が北大西洋THCの変動を引き起こすメカニズムである
- 氷床の長時間変動が北大西洋バランスに影響を与える
- 北太平洋SSSが北太平洋 - 北大西洋の逆位相反応を示唆する
- 北大西洋THCの活動停止が北太平洋 - 北大西洋の逆位相反応を示唆する

# 参考文献

Wright, D. G., and T. F. Stocker, Younger Dryas experiments, in *Ice in the Climate System*, NATO ASI Ser., Ser. I, vol. 12, edited by W. R. Peltier, pp. 395-416, Springer-Verlag, New York, 1993.

Stocker, T. F., and D. G. Wright, Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes, *Nature*, 351, 729-732, 1991.

Rahmstorf, S., Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle, *Nature*, 378, 145-149, 1995.

Ganopolski, A., and S. Rahmstorf, Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model, *Nature*, 409, 153-158, 2001.

Schmittner, A., and T. F. Stocker, A seasonally forced ocean-atmosphere model for paleoclimate studies, *J. Clim.*, 14, 1055-1068, 2001.

Imbrie, J., A. Mcintyre, and A. C. Mix, Oceanic response to orbital forcing in the late Quaternary: Observational and experimental strategies, in *Climate and Society in the 21<sup>st</sup> Century*, edited by A. Berger, S. H. Schneider, and J. C. Duplessy, pp. 121-164, Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1989.

Berger, A., M. F. Loutre, and H. Gallee, Sensitivity of the LLN climate model to the astronomical and CO<sub>2</sub> forcings over the last 200ky, *Clim. Dyn.*, 14, 615-629, 1998.

Licciardi, J. M., P. U. Clark, J. W. Jenson, and D. R. MacAyeal, Deglaciation of a softbedded Laurentide ice sheet, *Quat. Sci. Rev.*, 17, 417-436, 2000.

Manabe, S., and R. J. Stouffer, Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean, *Nature*, 378, 165-167, 1995.

Fanning, A. F., and A. J. Weaver, Temporal-geographical meltwater influences on the North Atlantic conveyor: Implications for the Younger Dryas, *Paleoceanography*, 12, 307-320, 1997.