

研究進捗報告

INTH98 の水惑星灰色大気設定による大気海洋海氷結合計算 part1

河合 佑太

海洋モデルミーティング (2017/01/06, 02/02)

短中期的な計画と現在位置

1. INTH98 再試実験の結果から海面境界条件を作り, 海洋モデルだけで海洋大循環を計算
 - 主な目的
 - (1) 海洋モデルだけでまず統計的平衡状態が得られるか確認
 - > 平衡状態が得られた(詳細は前回スライドを参照)

今日の話題

2. INTH98 再試実験の大気モデル設定(太陽定数 1366 W/m^2)を使って結合計算

概要

- INTH98 再試実験の大気モデル設定を用いて, 大気海洋海氷結合計算を行う.
- 目的
 - 1. INTH98 大気設定でも, 結合系が統計的平衡状態に至れるかを確認する
 - 2. 周期的結合の妥当性を調べる.
- 分かったこと
 - INTH98 大気設定を与えた結合系が, 数万年ほどで統計的平衡状態に達することが分かった.
 - これまでの私たちの結合計算では, 塩分がドリフトしてしまう問題があったが, (おそらく)海洋海氷モデルの数値解法を改良したことにより, 塩分の全球平均値もまた落ち着くようになった.

結合モデルの概要

• 大気モデル

- 大気成分
 - 乾燥空気, 水蒸気 (分子量はともに ~ 18 [g/mol] に設定)
- 力学過程
 - プリミティブ方程式系, spectral Eulerian method
- 放射過程
 - 灰色大気放射スキーム (水蒸気の吸収係数: 0.01 [m^2/kg]) (Nakajima et al., 1992)
- 乱流混合過程
 - Mellor and Yamada (1982) level 2 scheme
 - バルク公式 (Louis et al., 1982)
- 凝結過程
 - 湿潤対流調節スキーム (Manabe et al, 1965)
 - 大規模凝結スキーム (Manabe et al, 1965)
 - 雲なし

• 海洋モデル

- 力学過程
 - 東西平均したビジネスプリミティブ方程式系, spectral Eulerian method
- 乱流混合過程
 - メソスケール渦による混合 (Redi, 1982; Gent and McWilliams, 1990)
 - 対流調節 (Marotzke, 1991)

• 海氷モデル

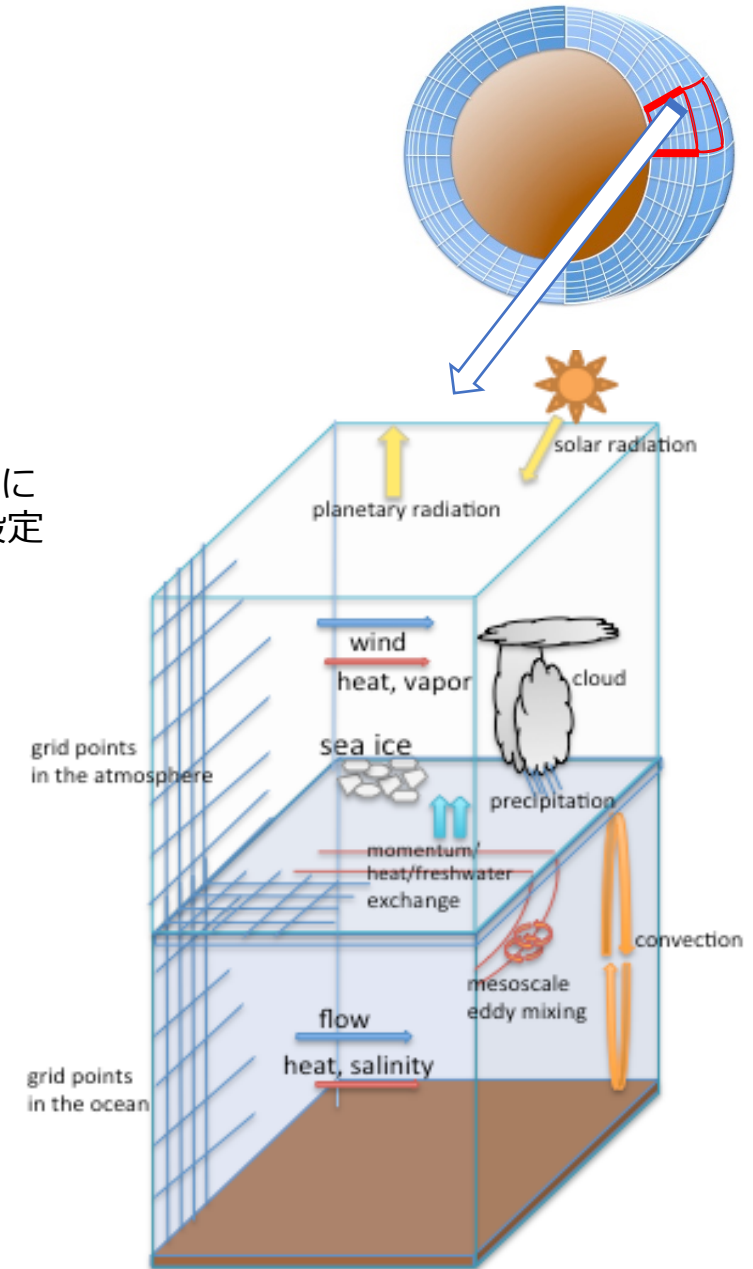
- 熱力学過程
 - 三層モデル (Winton, 2000)
- 海氷面アルベドはゼロに設定

• カップラ

- 各モデル間のデータ交換は, Jcup (Arakawa et al., 2011) を使用
- 保存型二次精度補間 (Jones, 1999)



INTH98 再試実験における CTRL の設定



結合モデルの概要

- 大気

- 初期条件: 静止状態, 等温 (280 K), 比湿一様 ($1e-3$ kg/kg)
- 境界条件:
 - 大気上端: 地球の年平均日射を与える(太陽定数 1366 W/m²)
 - 惑星表面: 海洋海氷モデルで計算された表面温度・表面アルベドを与える.

- 海洋

- 初期条件: 静止状態, 等温 (280 K), 塩分一様 (35 psu)
- 境界条件:
 - 海面: 大気モデルで計算された風応力, 熱フラックス, 淡水フラックスを与える.
 - 海底: 滑りなし条件, 断熱条件を課す

- 海氷

- 初期条件: 氷なし

実験設定

実験ケース	大気モデルの設定 (空間解像度, 最大波数に対する水平拡散の時定数 T_{hd})	結合手法	備考
CTRL	T21L26, $T_{hd}=3hrs$	周期的結合 (2 年, 50 年)	
AHDIFFWeak	T21L26, $T_{hd}=24hrs$	周期的結合 (2 年, 50 年)	
AT10_Sync	T10L26, $T_{hd}=3hrs$	純結合	
AT10_PSync	T10L26, $T_{hd}=3hrs$	周期的結合 (2 年, 10 年)	
AT10_PSyncRapid	T10L26, $T_{hd}=3hrs$	周期的結合 (2 年, 50 年)	
OCN_VSPM	T21L26, $T_{hd}=3hrs$	周期的結合 (2 年, 50 年)	海洋鉛直方向: ス ペクトル法を適用

- 海洋積分時間: 約 3 万年

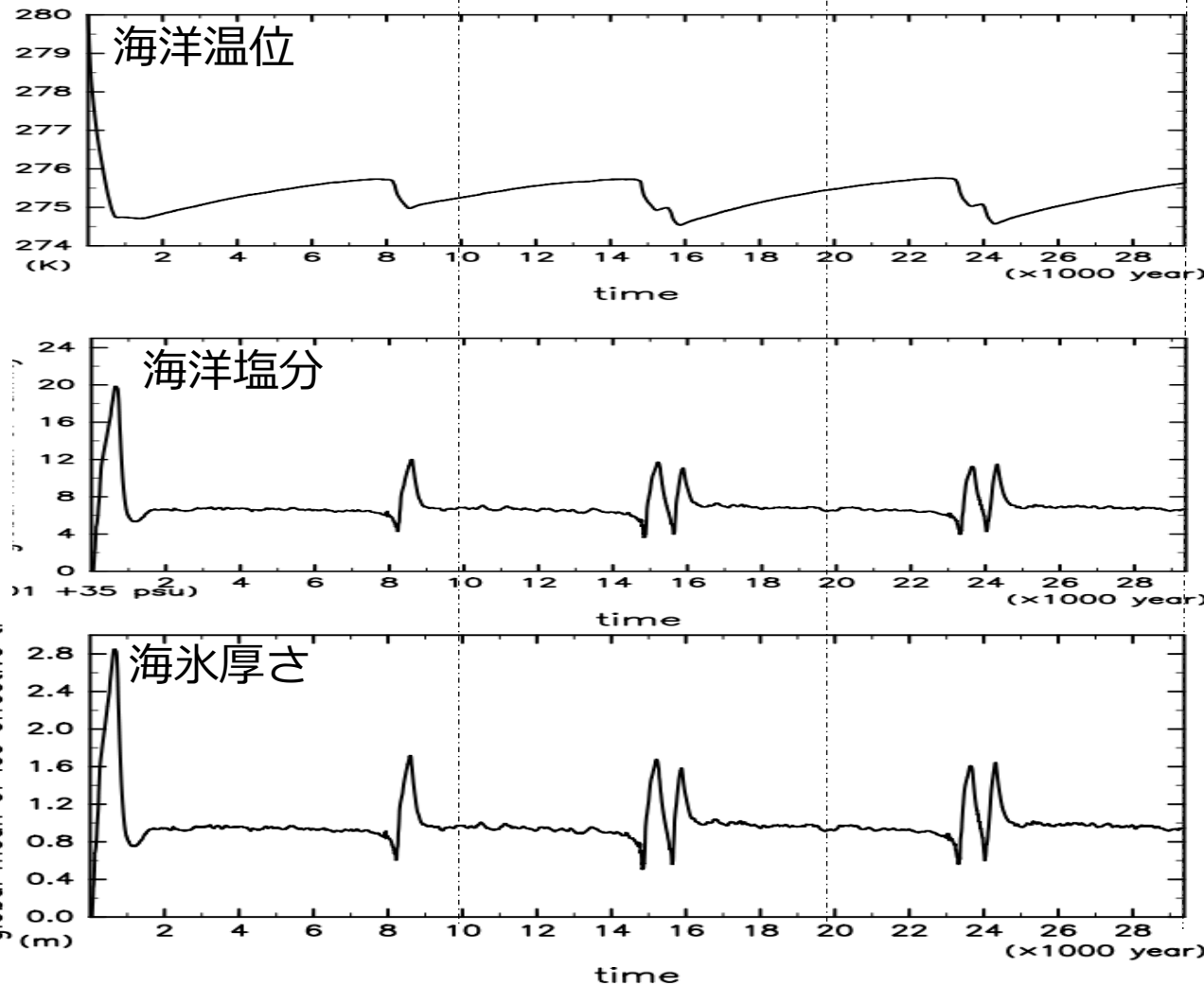
計算結果 (CTRL) ~ 時系列

全球平均値の時系列

1 万年後

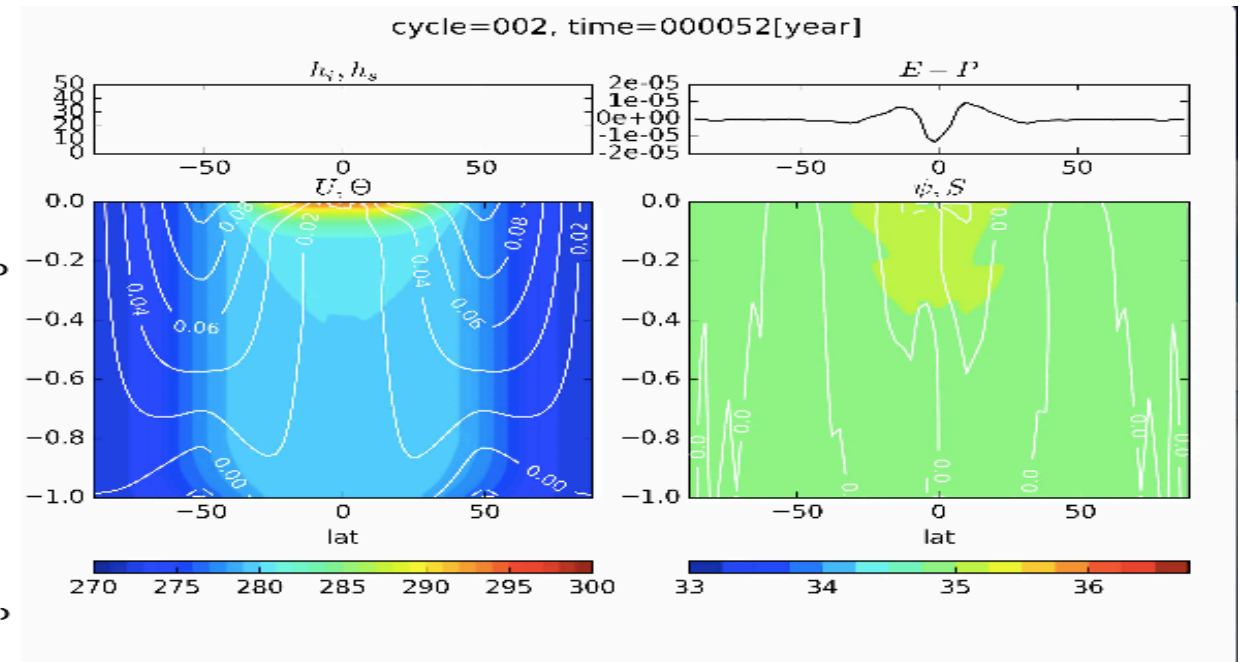
2 万年後

3 万年後



海氷海洋の時間発展アニメーション

(動画ファイルは http://www.gfd-dennou.org/arch/ykawai/work/Dennou-OGCM/gallery/APEI98CoupledRun_rapidX5_Atmt21.mp4 にあります)



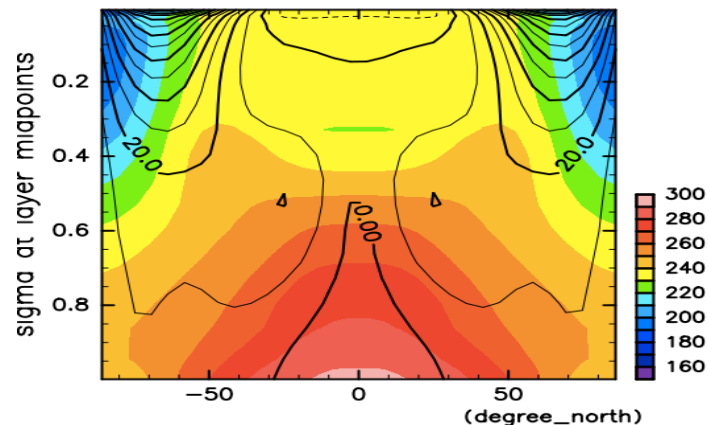
- 1万年ほど積分すると、結合系は統計的平衡状態に達する。
- これまでの結合計算では、塩分の全球平均値がドリフトしてしまっていたが、落ち着くようになった。
- 7000年程度の非常に長い周期で、海洋大循環は振動している。

計算結果 (CTRL) ~ 統計的平衡状態

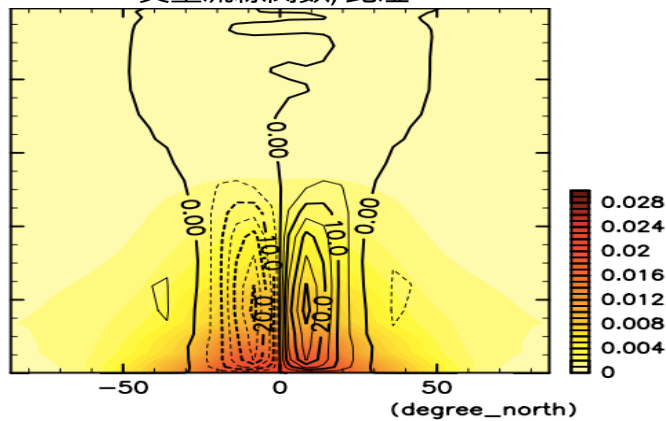
* 最後の1万年間を時間平均

大気

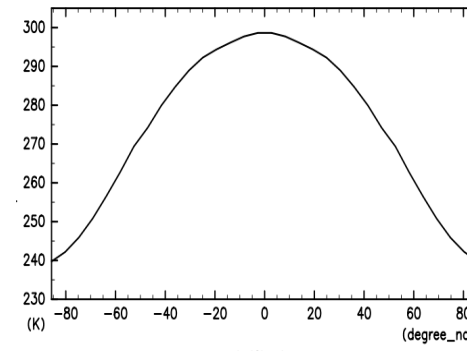
東西風, 温度



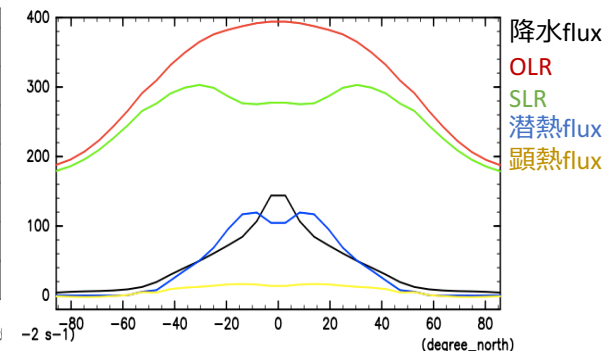
質量流線関数, 比湿



海水面・海水面温度

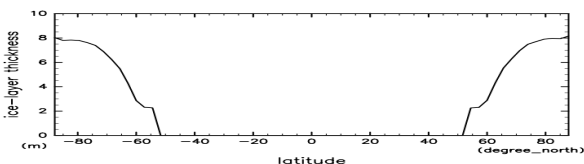


エネルギーフラックス

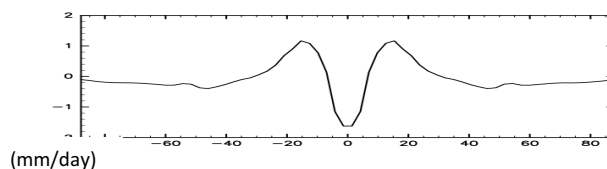


海洋, 海水

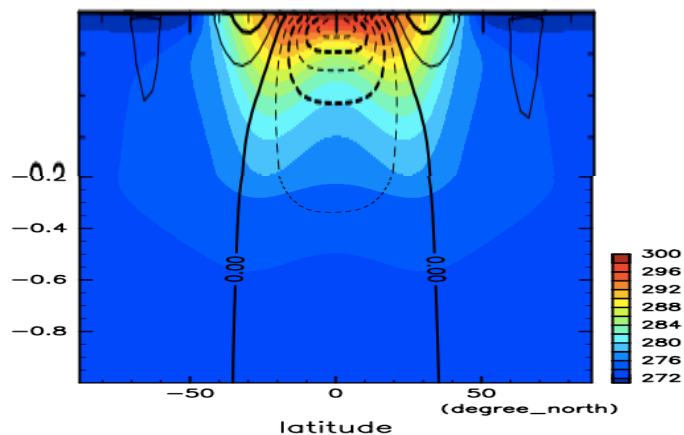
海氷厚さ



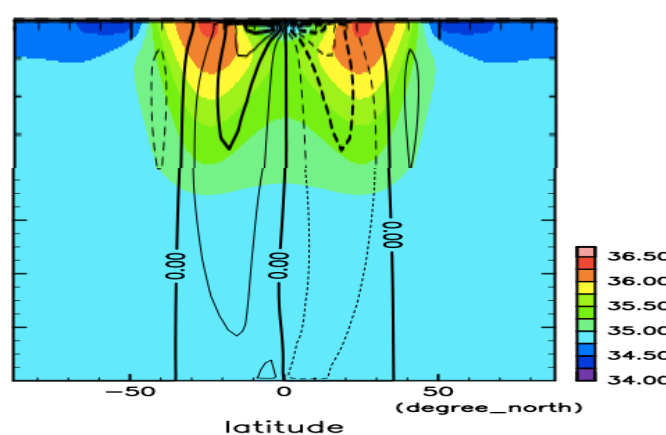
蒸発量-降水量



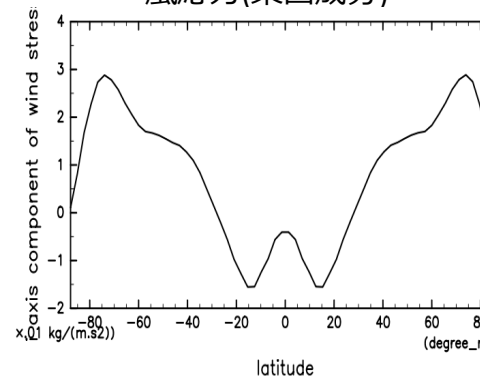
東西流, 温位



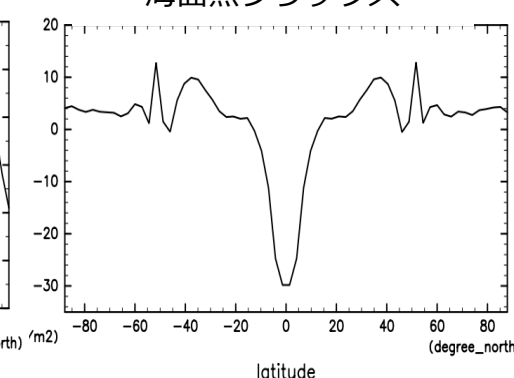
質量流線関数, 塩分



風応力(東西成分)



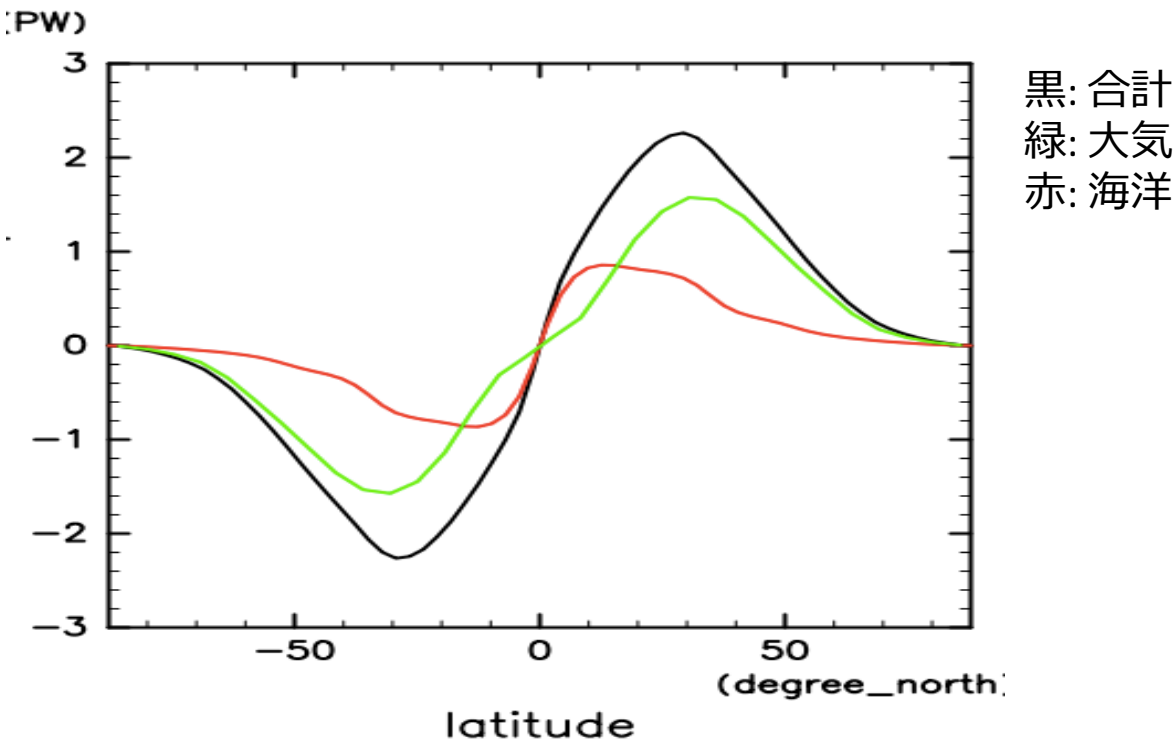
海面熱フラックス



- INTH98 大気設定で得られた結合系の特徴
 - 大気下層の風が弱いため, 海洋大循環よりも循環強度が小さい(Marshall らの計算と比べて 1/4 程度)
 - 亜熱帯の乾燥域が明瞭に現れない.

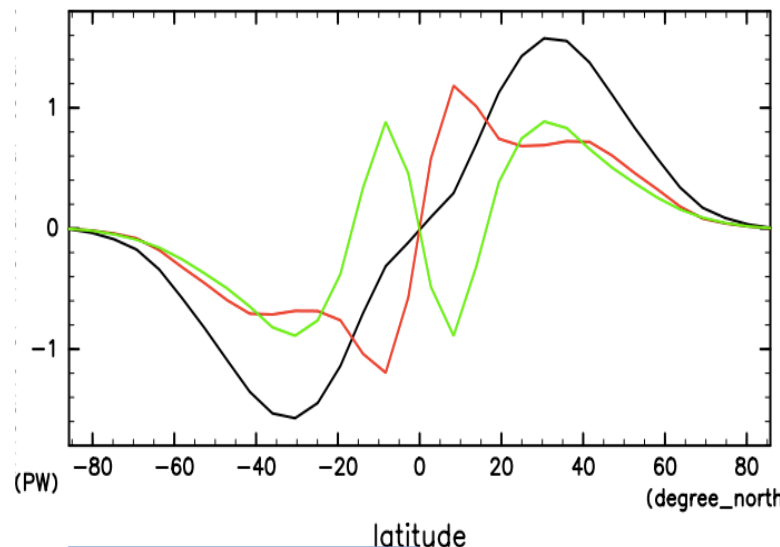
計算結果(CTRL) ~ 南北熱輸送

* 最後の1万年間を時間平均



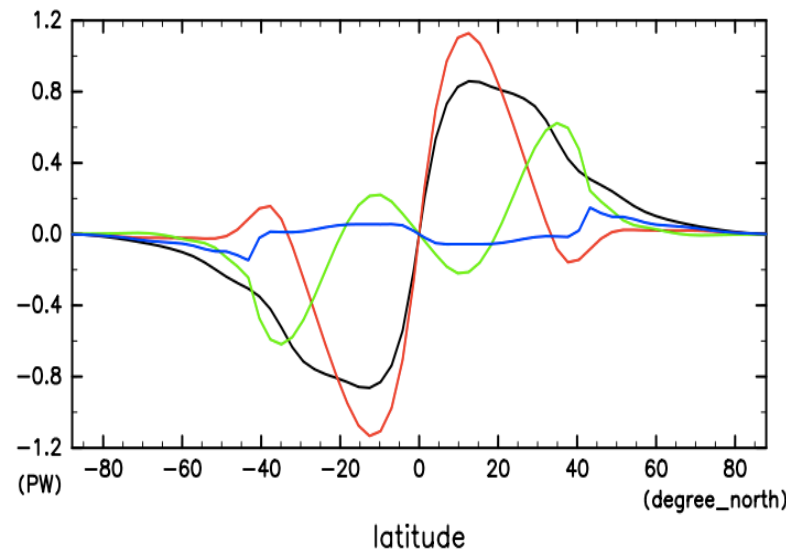
- 大気海洋合計の南北熱輸送の極大は, 2.2 PW で, Marshall たちの水惑星結合計算の 1/3 程度.
 - INTH98 大気設定の特徴?
- 南北熱輸送は, 低緯度では海洋, 中高緯度では大気が主に担う.
 - 海洋は, 大気海洋合計熱輸送の 1/3 程度を担う.

大気熱輸送の内訳



- 低緯度では, 顕熱輸送が極向きに熱を運ぶが, 大部分は赤道向きの潜熱輸送で打ち消される.
- 中高緯度では, 両方が極向きに熱を運ぶ.

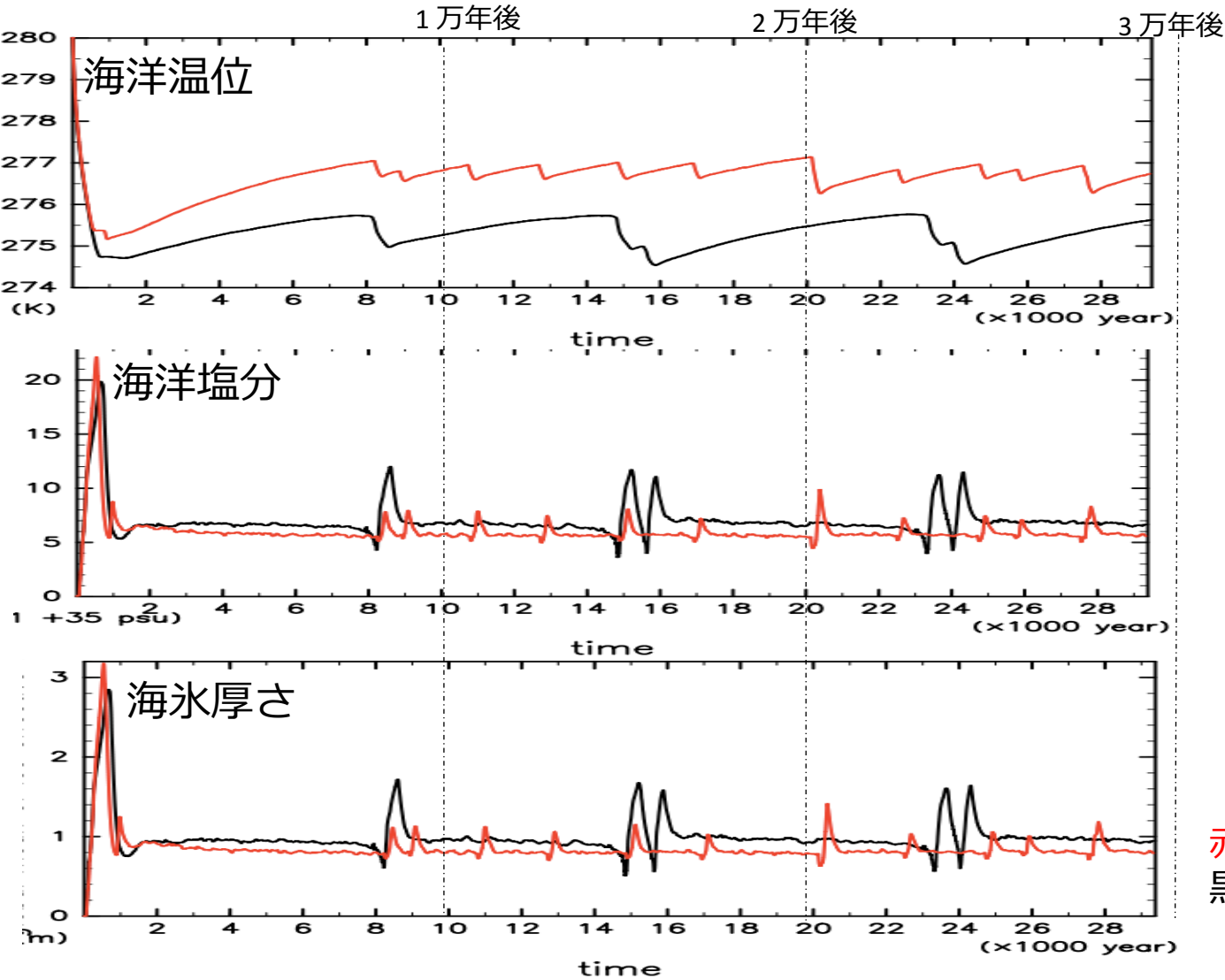
海洋熱輸送の内訳



- 低緯度では子午面循環による熱輸送が卓越する一方で, 中緯度では中規模渦パラメタリゼーションによる熱輸送が卓越する,

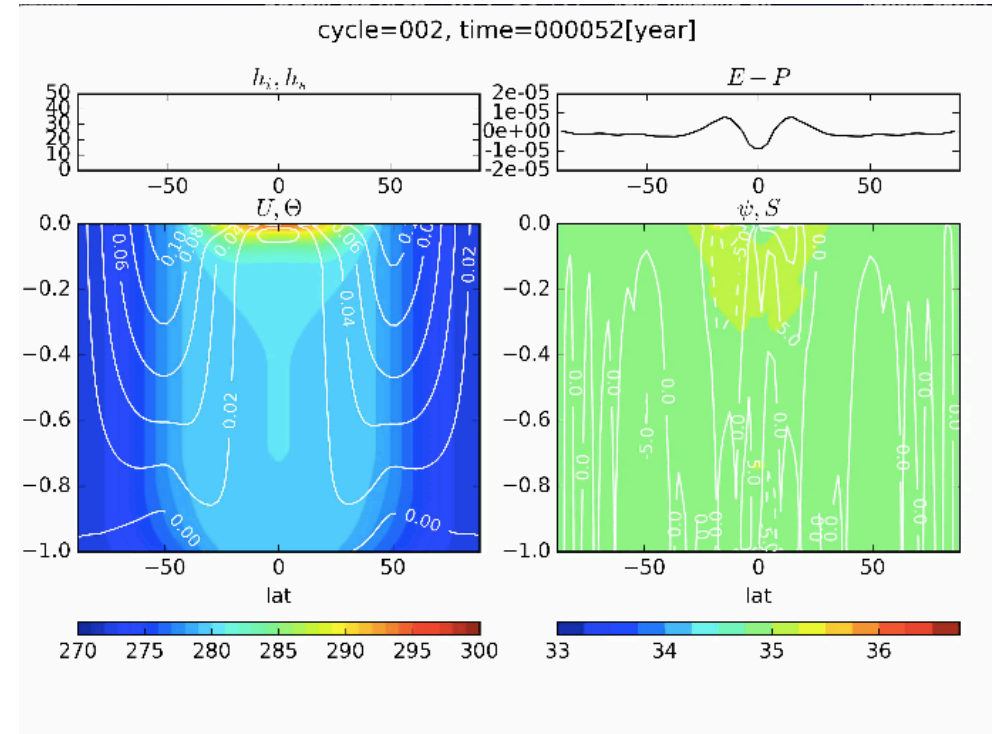
計算結果 (AHDIFFWeak) ~ 時系列

全球平均値の時系列



海氷海洋の時間発展アニメーション

(動画ファイルは http://www.gfd-dennou.org/arch/ykawai/work/Dennou-OGCM/gallery/APEI98CoupledRun_rapidX5_AtM21HDWeak.mp4 にあります)



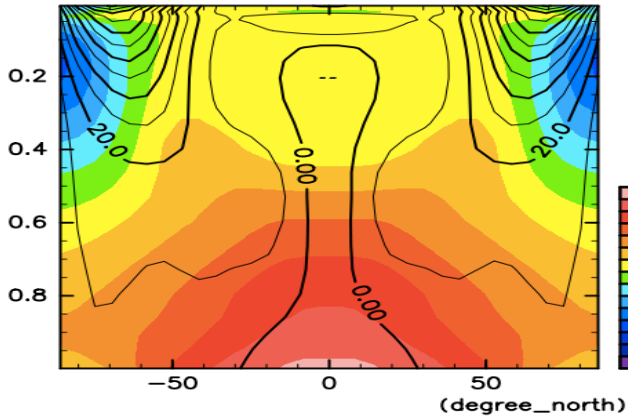
赤: AHDIFFWeak

黒: CTRL

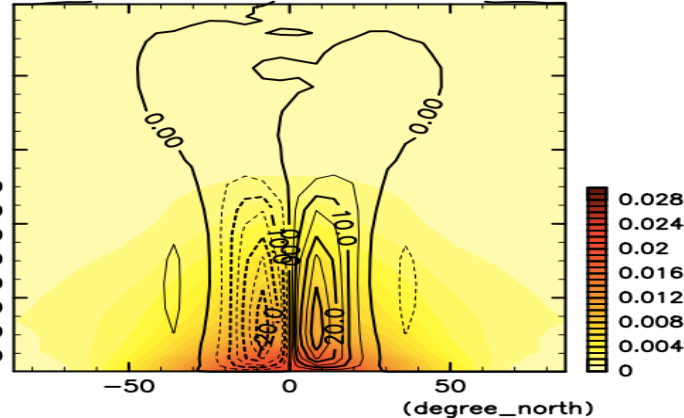
計算結果 (AHDIFFWeak) ~ 統計的平衡状態 *最後の15年間の時間平均

大気

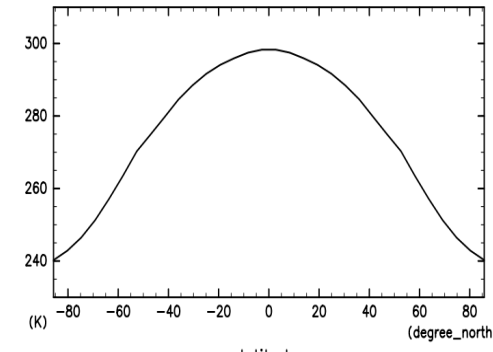
東西風, 温度



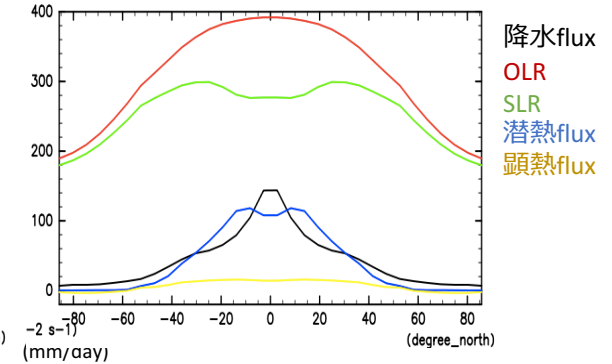
質量流線関数, 比湿



海水面・海水面温度



エネルギーフラックス

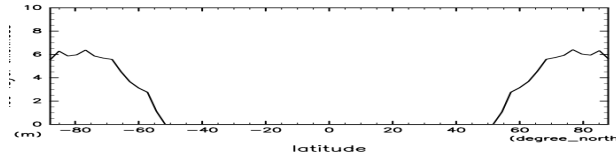


latitude

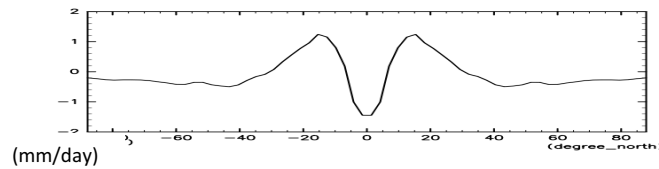
latitude

海洋, 海水

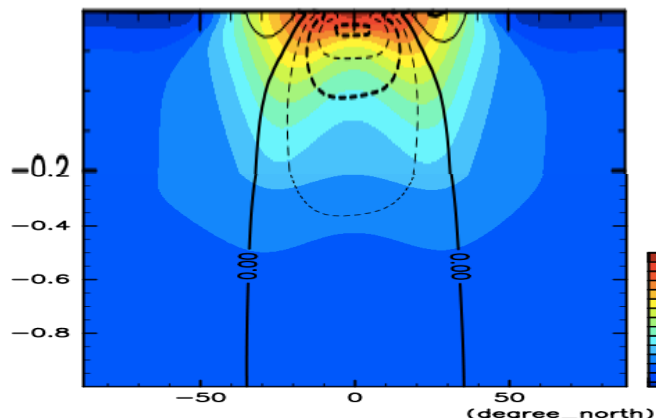
海水厚さ



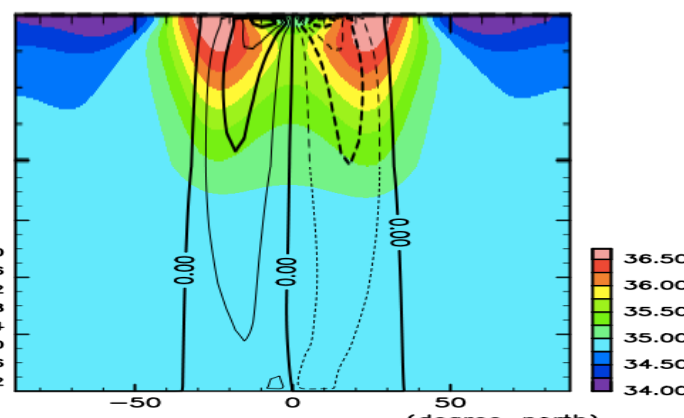
蒸発量-降水量



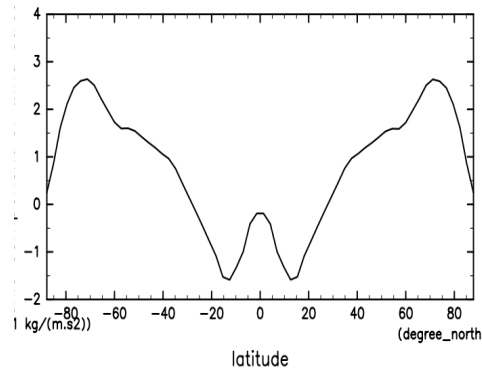
東西流, 温位



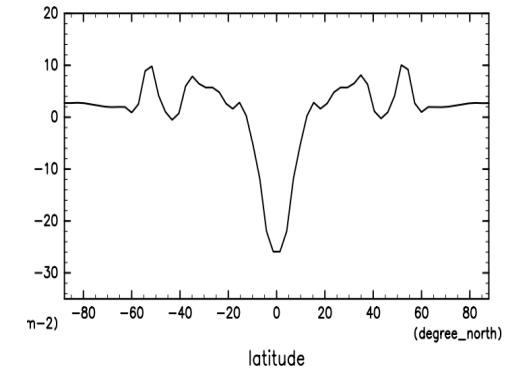
質量流線関数, 塩分



風応力(東西成分)



海面熱フラックス



- swamp ocean 設定では水平拡散を弱めると大気上層が非常に低温な解に遷移したが, 結合計算ではそのような遷移は起こらなかった.
- CNTRLで得られた大気海洋大循環のパターンと大きくは変わらない.
 - 細かいことを言うと, CTRLより海洋温度がやや高く, 表層の塩分コントラストが大きい.

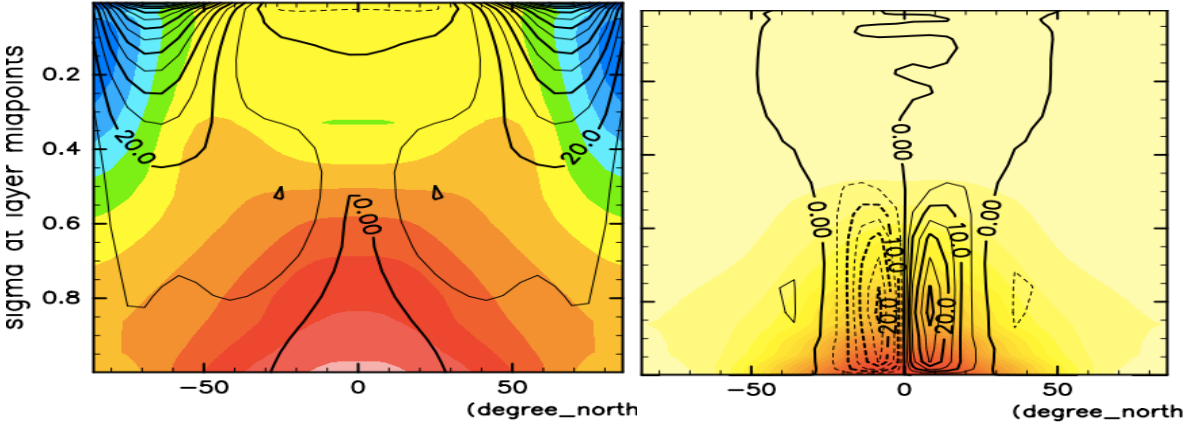
CNTRL と AHDIFFWeak の統計的平衡状態の比較

CNTRL

大気

東西風, 温度

質量流線関数, 比湿

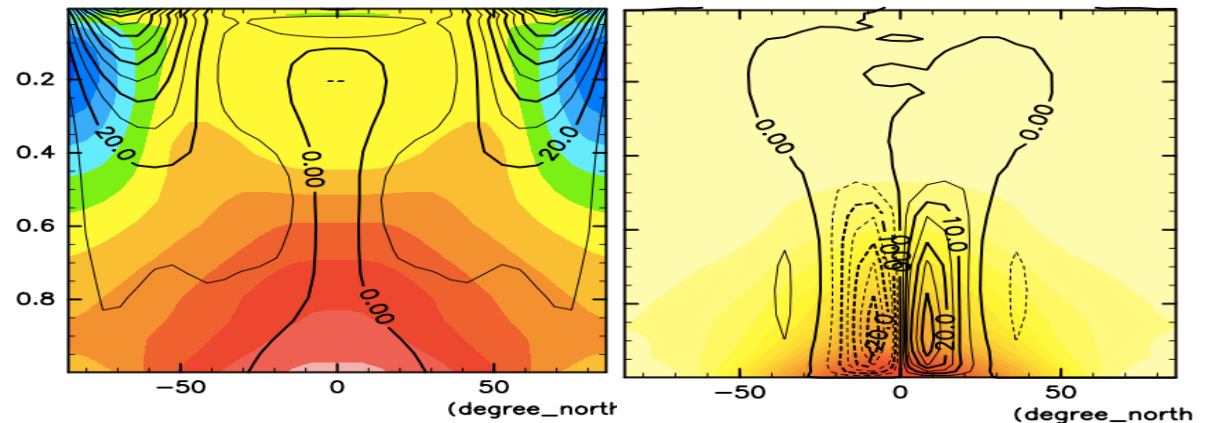


AHDIFFWeak

大気

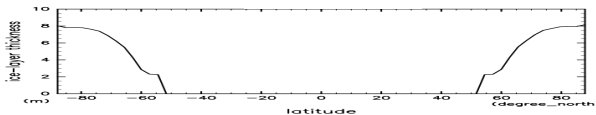
東西風, 温度

質量流線関数, 比湿



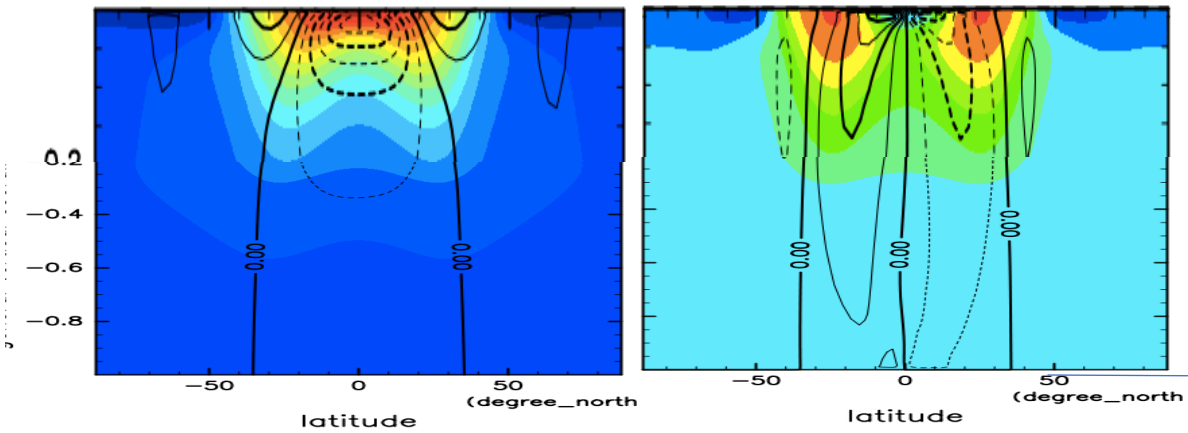
海洋, 海水

海氷厚さ



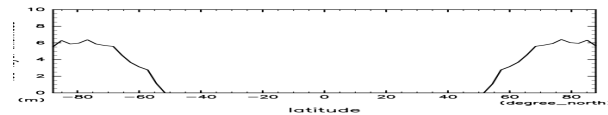
東西流, 温位

質量流線関数, 塩分



海洋, 海水

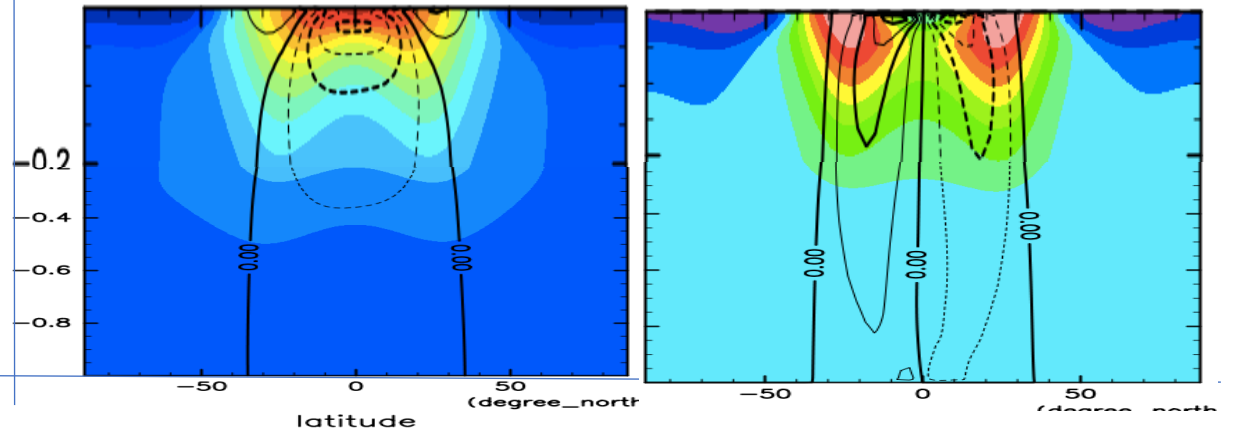
海氷厚さ



(mm/day)

東西流, 温位

質量流線関数, 塩分



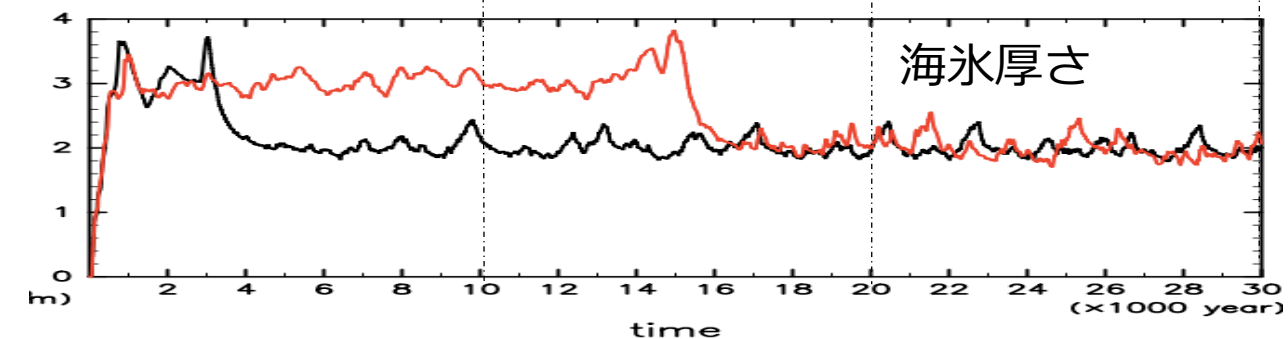
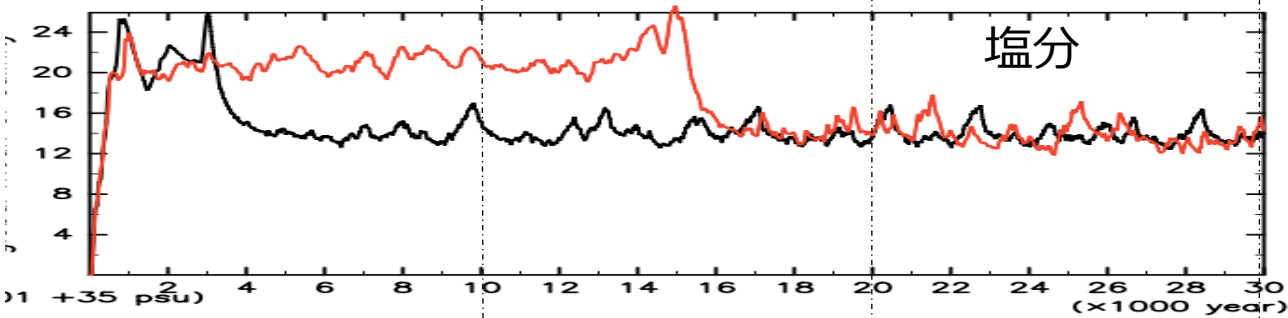
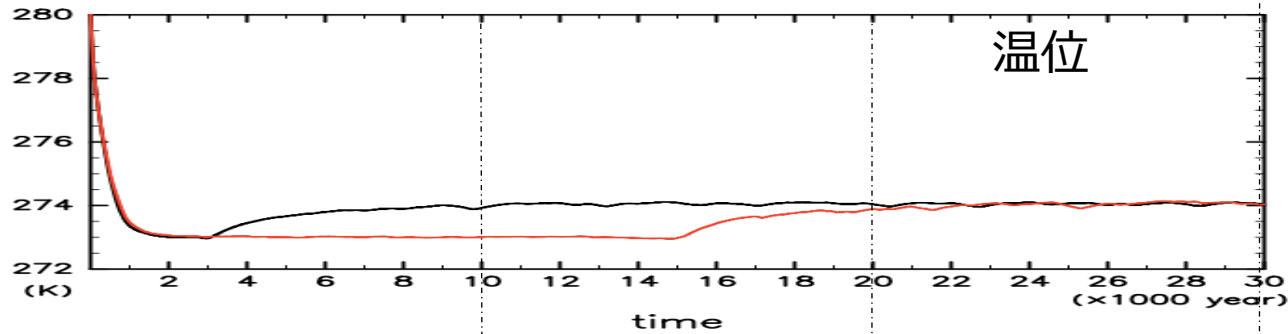
周期的結合の妥当性の検証 ~ 時系列

全球平均値の時系列

1 万年後

2 万年後

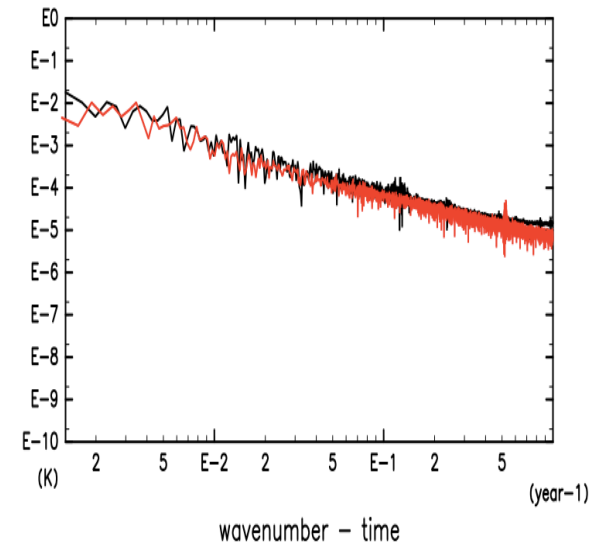
3 万年後



AT10_Psync: 結合 run 2 年 + 海洋海氷単体 run 10 年

AT10_PsyncRapid: 結合 run 2 年 + 海洋海氷単体 run 50 年

- 両実験ケースとも, 大気の積算積分時間が800 年付近で大気上層が低温な解に遷移し, そのタイミングで海洋の状態も遷移する.
- 1 サイクル中の大気の積分時間が短い
AT10_PsyncRapid は, 海洋の遷移が始まるタイミングが5 倍ほど遅いが, 最終的にはAT10_Psync とほぼ同じ全球平均値に落ち着く.



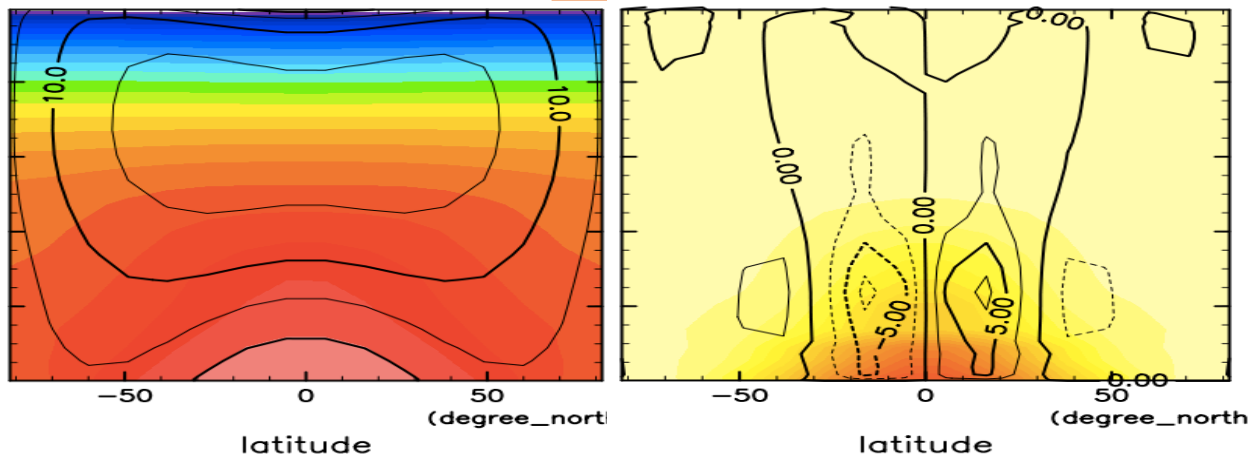
周期的結合の妥当性の検証 ~ 統計的平衡状態

AT10_PSync

東西風, 温度

大気

質量流線関数, 比湿

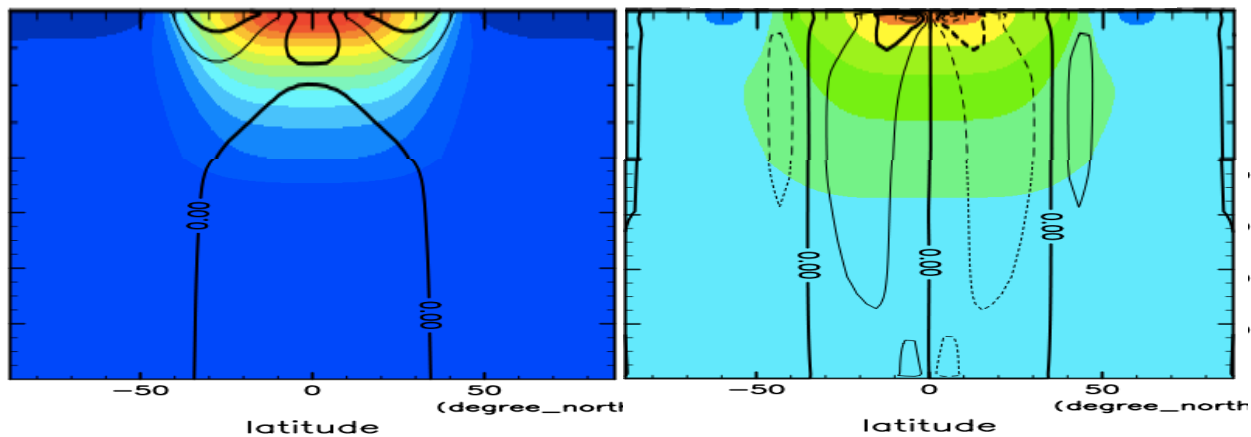


CONTOUR INTERVAL = 5.000E+00

海洋, 海水

東西流, 温位

質量流線関数, 塩分



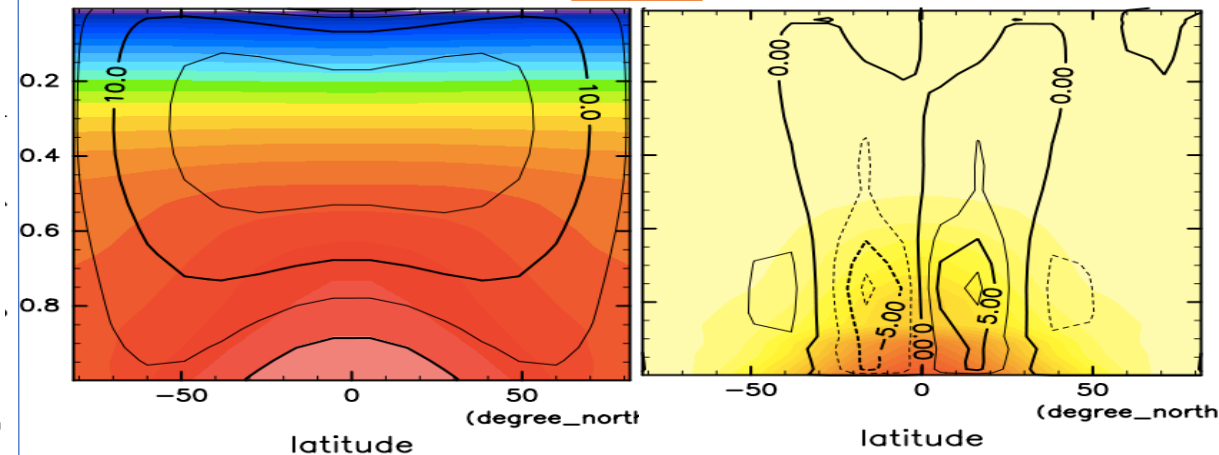
CONTOUR INTERVAL = 2.500E+00

AT10_PSyncRapid

東西風, 温度

大気

質量流線関数, 比湿



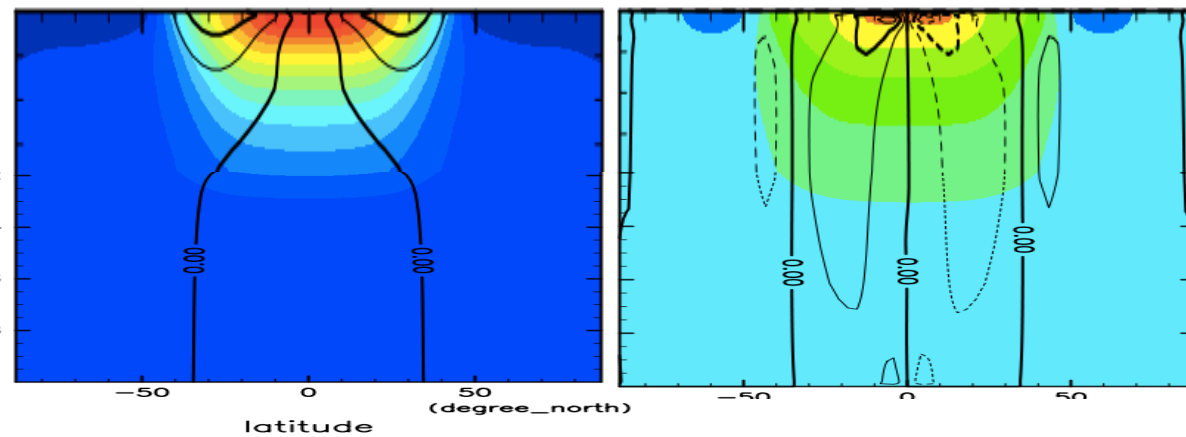
CONTOUR INTERVAL = 5.000E+00

CONTOUR INTERVAL = 2.500E+00

海洋, 海水

東西流, 温位

質量流線関数, 塩分

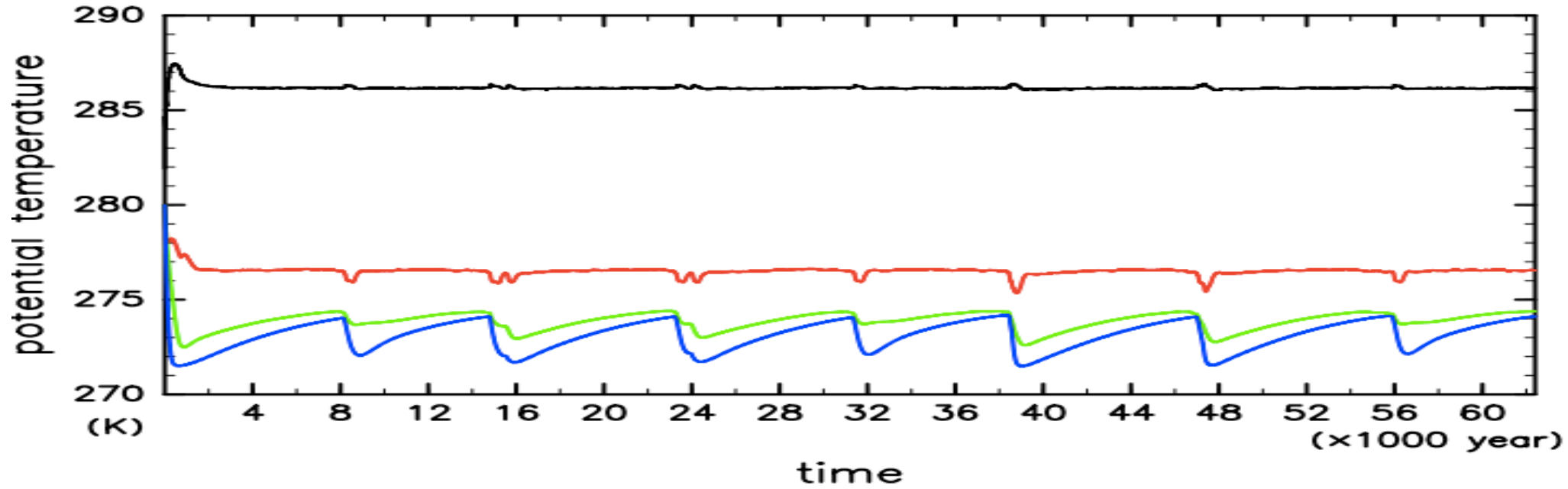


まとめ

- INTH98 再試実験の大気モデル設定を用いて, 大気海洋海氷結合計算を行った.
 - 数万年積分で結合系は統計的平衡状態に落ち着く.
 - Marshall らの水惑星結合計算と比べて大気海洋の循環強度や南北熱輸送が小さいことが特徴的である.
 - swamp 条件で見られた大気上層の低温化は, 大気解像度 T21 による結合計算では現れなかった.
- 周期的結合の妥当性を検証してみた.
 - 海洋海氷単体 run に対する結合 run の積分時間の割合を変えても, 統計的平衡状態は大きくは変わらなかった.

付録

各深さでの水平平均海洋温度の時系列



本研究における 結合モデルの時間積分手法

- 純結合
 - 大気モデルと海洋海氷モデルの両方を時間積分し, 結合系を同期的に時間発展させる.
- 周期的結合 (Voss et al. 1998 など)
 - 同期的結合と海洋海氷単体計算を交互に行い, 結合系を時間発展させる.
 - 海洋に比べて大気の計算時間が長い場合に, 特に有用
 - 結合系の平衡状態は, 純結合の場合と大きく変わらない.
 - ただし, 季節変化や年々変動など

- CNRL: 降水少ない, 氷直下の表層塩分が高い
- AHDIFFWeak: 降水多い, 氷直下の表層塩分が低い
- -> 高緯度で海洋で深い対流が起きるのは, AHDIFFWeak の方が大変
 - AHDIFFWeak の方が, 深海の水温がより高くならなければならない.
- 対流