

INTH98 再試結果を用いた海洋大循環の 数値実験のデバッグ

河合 佑太

(2016/12/21)

概要

• 問題

- INTH98 再試結果を用いた海洋大循環の数値実験において、赤道付近の深部に東向きの流れが現れた。
 - 前回ミーティングでは、この東向きの流れが発生・維持する機構が存在するかを議論したが、今の系では存在しないように思われる。
 - 他の原因として、長い $\Delta t (=12 \text{ h})$ を用いたため、順圧傾圧モード分割に伴う誤差(現状では $O(\Delta t)$) が流れの分布に顕著に現れた可能性がある。

• 行ったこと

- モード分割の誤差によって流れの分布がどの程度影響を受けるかを、時間ステップの大きさを変化させて確認する。
- 加えて、モード分割の誤差がより小さい方法を検討する。

• 分かったこと

- 赤道深部の東向きの流れはモード分割に伴う誤差であり、 Δt が大きい場合に現れる。
- 現状の分割手法
 - 本実験において $\Delta t = 12 \text{ h}$ は長すぎる。その誤差は流れの分布に大きく影響を与える。
 - 東西流を正しく表現するには、 Δt は 3 h より短くとる必要がある。
 - 滑りなし条件を与える時、海底エクマン層を正しく表現するには、 Δt を 15 min より小さく取る必要がある。
- 分割誤差が小さい手法
 - $\Delta t = 12 \text{ h}$ の場合でも、東西流の分布や海底エクマン層を正しく表現出来る。

傾圧・順圧モードの分割手法 1

- POP や mitGCM 等で用いられている手法

- non-incremental pressure projection method (古典的な pressure projection method)に対応
- INTH98 再試結果による海洋大循環計算ではこの方法を用いた。

Step 1

$$\left[\frac{I}{\Delta t} - \alpha A - \beta C \right] (\mathbf{u}^* - \mathbf{u}^n) = A\mathbf{u}^n + C\mathbf{u}^n + \mathbf{F}^n \quad \text{境界条件: } (\mathbf{u}^* - \mathbf{u}_b)|_{\partial\Omega} = 0$$

Step 2

$$\begin{cases} \left[\frac{I}{\Delta t} - \beta C \right] (\bar{\mathbf{u}}^{n+1} - \bar{\mathbf{u}}^n) = -\nabla_h \phi^{n+1} + C\bar{\mathbf{u}}^n + \bar{\mathbf{F}}^n, \\ \nabla_h \cdot (H\bar{\mathbf{u}}^{n+1}) = 0 \end{cases}$$

- ポイント

- step 2 で, 表面圧力の変化 (=Φ) が大きい場合には, 最終的な \mathbf{u}^{n+1} において境界条件 \mathbf{u}_b を満たす精度が良くない。

Step 3

$$\mathbf{u}^{n+1} = (\mathbf{u}^* - \bar{\mathbf{u}}^*) + \bar{\mathbf{u}}^{n+1}$$

- overline : 鉛直平均
- A : 鉛直方向の粘性項と関係する行列
- C : コリオリ項と関係する行列
- F : 非線形項, 水平粘性項などの項

傾圧・順圧モードの分割手法 2

- モード分割の誤差が小さい方法
 - incremental pressure projection method に対応

Step 1

$$\left[\frac{I}{\Delta t} - \alpha A - \beta C \right] (\mathbf{u}^* - \mathbf{u}^n) = A\mathbf{u}^n + C\mathbf{u}^n - \frac{1}{\rho_0} \nabla p_s^{n-1} + \mathbf{F}^n \quad \text{境界条件: } (\mathbf{u}^* - \mathbf{u}_b)|_{\partial\Omega} = 0$$

Step 2

$$\begin{cases} \left[\frac{I}{\Delta t} - \beta C \right] (\overline{\mathbf{u}}^{n+1} - \overline{\mathbf{u}}^n) = -\nabla_h \phi^{n+1} + C\overline{\mathbf{u}}^n + \overline{\mathbf{F}}^n, \\ \nabla_h \cdot (H\overline{\mathbf{u}}^{n+1}) = 0 \end{cases}$$

Step 3

$$\mathbf{u}^{n+1} = (\mathbf{u}^* - \overline{\mathbf{u}}^*) + \overline{\mathbf{u}}^{n+1}$$

- overline : 鉛直平均
- A : 鉛直方向の粘性項と関係する行列
- C : コリオリ項と関係する行列
- F : 非線形項, 水平粘性項などの項

• ポイント

- Step 1 に時刻 n-1 の表面圧力項を含むため, 表面圧力の変化(=Φ)は NPPM と比べてずっと小さい.
- したがって, \mathbf{u}^* と \mathbf{u}^{n+1} は大きくは変わらないので, 最終的な \mathbf{u}^{n+1} が境界条件 \mathbf{u}_b を満たす精度は NPPM よりも改善される.

検証実験

- 設定

- INTH98 再試結果を用いた海洋大循環計算の設定と同じ
- 積分期間: 300 年
 - 前回計算では 200 年後ぐらいから赤道深部に東向きの流れが定常的に存在するようになることが分かっているので.

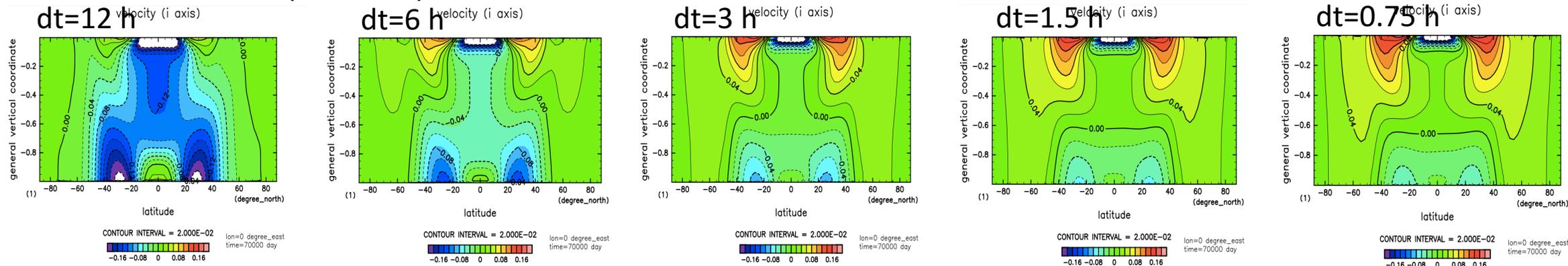
- 実験ケース

1. 古典的な pressure projection method
 - $\Delta t = 12 \text{ h}, 6 \text{ h}, 3 \text{ h}, 1.5 \text{ h}, 0.75 \text{ h}$
2. incremental pressure projection method
 - $\Delta t = 12 \text{ h}, 6 \text{ h}, 3 \text{ h}, 1.5 \text{ h}, 0.75 \text{ h}$

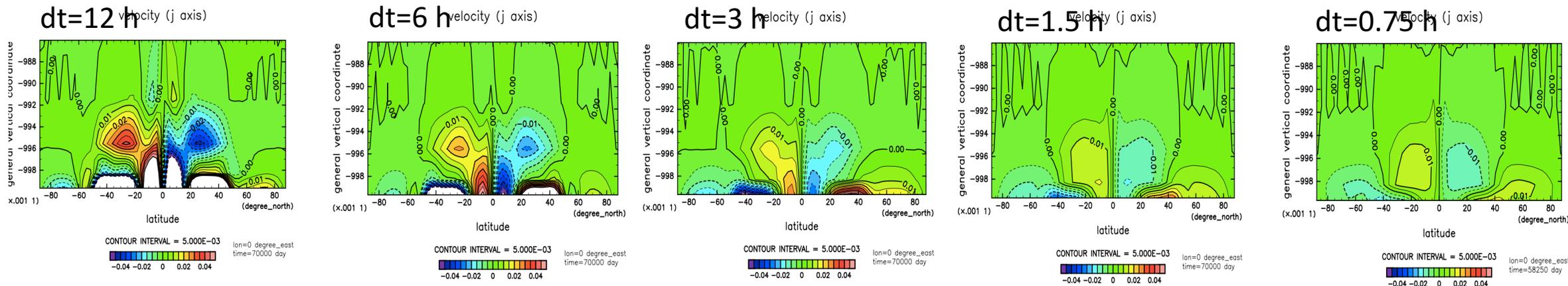
* 前回の計算設定は, ここでは NIPPM の $\Delta t=12\text{h}$ である.

1. 古典的な pressure projection method による結果

東西流の子午面分布(200 年後)



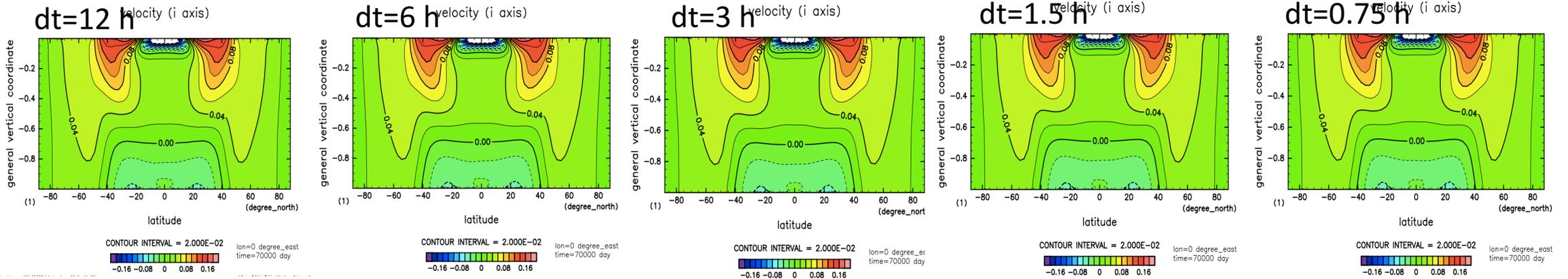
海底エクマン層付近の南北流の子午面分布(200 年後)



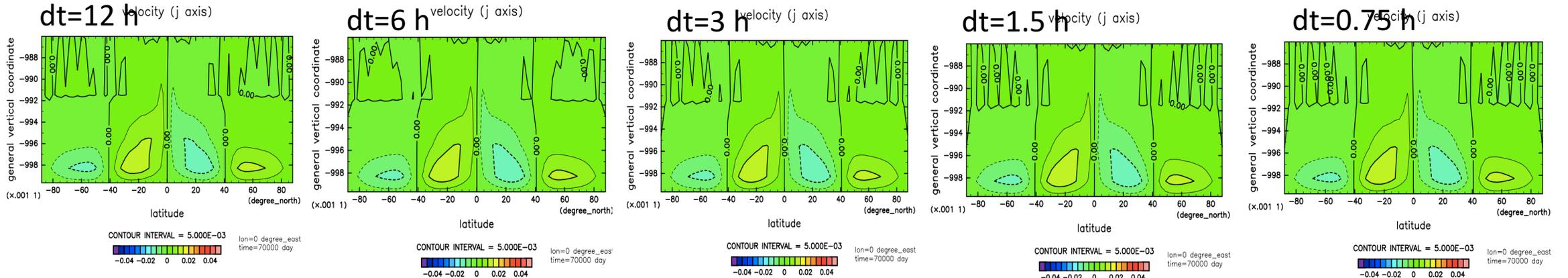
- dt が大きい場合には, 海底の滑りなし条件を精度良く満たせない.
 - $O(dt * \nabla p_s)$ だけ海底の南北速度が滑りなし条件からずれる. このとき, エクマン層は正しく表現されない.
 - 海底近傍で南北速度は非常に大きくなる.
 - 海底近傍での渦度勾配が非常に大きくなる理由かもしれない. (海面応力が変わらなければ, βv が大きくなった分だけ散逸項は大きくならなければならないから)

2. incremental pressure projection method による結果

東西流の子午面分布(200 年後)



海底エクマン層付近の南北流の子午面分布(200 年後)



- dt が大きい場合でも, 海底の滑りなし条件を精度良く満たし, 海底のエクマン層を正しく表現できている.
- この方法では, $dt=12\text{ h}$ で得られる循環場は $dt=0.75\text{ h}$ の場合と遜色ない.

補足 (覚書?)

- 現業の海洋モデルでは, 本実験のように海底で滑りなし条件を課すことは稀であるため, ここでの問題はあまり気にされないであろう.
 - 底面摩擦のパラメタリゼーションにより求めた応力を, 海底境界条件として課すことが多い.
- 自由表面を取り扱える最近の海洋モデルでは, モード分割に関して注意が払れる点は, ここで挙げた問題とは異なる所である.
 - 例:
 - split-explicit 的に順圧・傾圧モードの方程式を解く時に, どのように時間平均をとって傾圧モードと合成すると良いかが重要である.
 - その時, トレーサー移流を計算する際に必要な, 質量保存則と整合的な順圧モードの水平速度をどのように得るのかも問題である.