

大気大循環モデルへの結合を目的とした 簡易海洋モデルの実装

流体地球物理学教育研究分野

米倉 裕亮

目次

1. 研究背景と本発表の内容
2. 簡易海洋モデル
3. 実験設定
4. 結果と考察
5. まとめ
6. 今後の課題

目次

1. 研究背景と本発表の内容
2. 簡易海洋モデル
3. 実験設定
4. 結果と考察
5. まとめ
6. 今後の課題

研究の背景

- ・海を持つ惑星の気候

海面温度と大気の温度：

- 海面温度と大気の温度が時間とともに変化
- 海面温度と大気の温度は同時に決まる

海面温度を決定する要因を考えることが重要

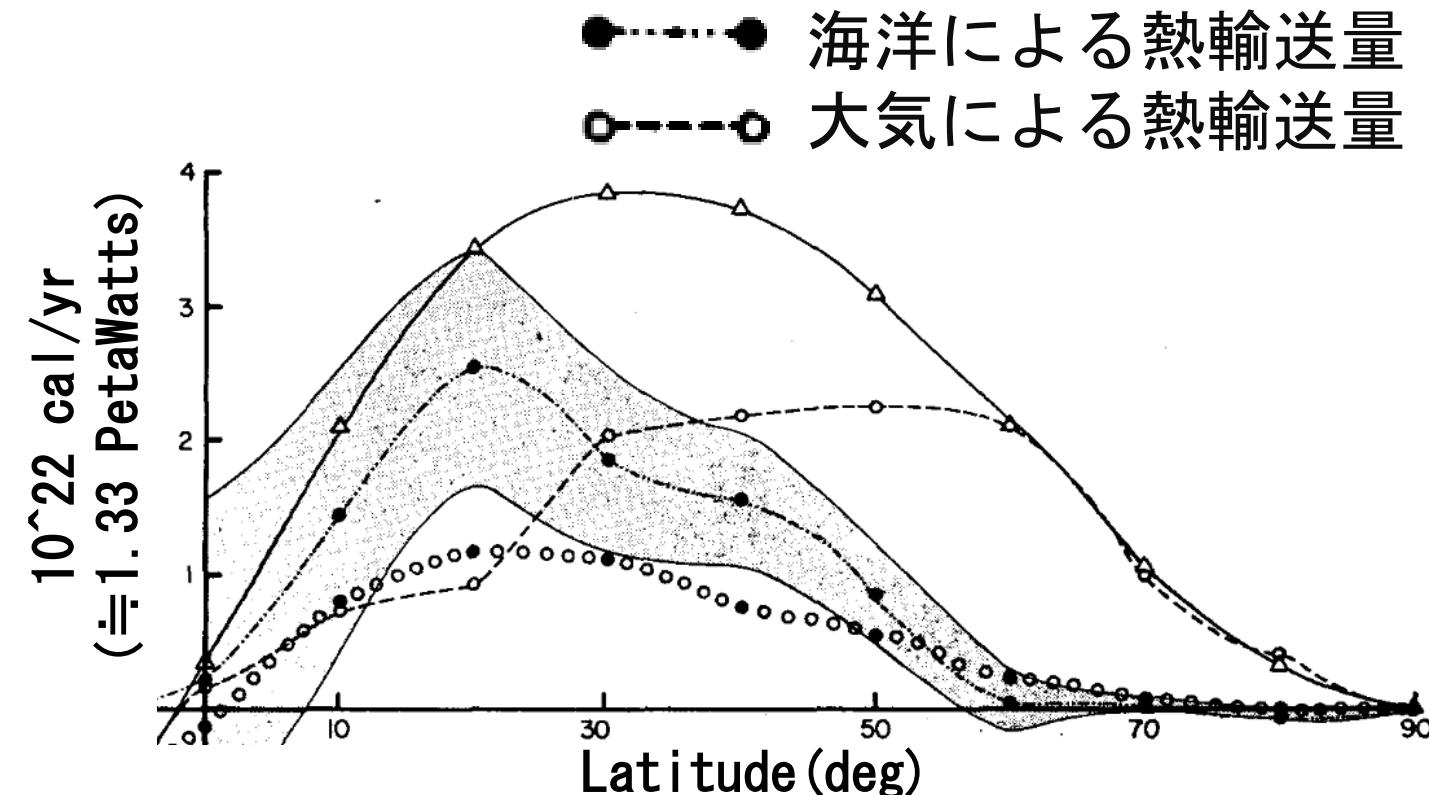


地球の観測画像 (NASA)

研究の背景

- ・ 海を持つ惑星の気候
- 大気と海洋によって熱が輸送され、惑星の気候が決まる
- 地球：
 - ・ 低緯度では
大気による輸送よりも
海洋による輸送が大きい

海洋による熱輸送を
適切に評価することが重要



Thomas H. Vonder Haar and Abraham H. Oort (1973)

研究の背景

- 海洋大循環モデル
 - ・海水温, 塩分, 海流の時間変化を計算するモデル
 - ・水平方向, 鉛直方向の輸送あり
 - ・計算コストが高い
- Slab ocean モデル
 - ・厚さが一定の板状の海を仮定したモデル
 - ・輸送なし
 - ・計算コストを下げるために使用

研究の背景

- 本研究で目標とする簡易海洋モデル (Codron, 2012)
 - ・ 大気大循環モデルと結合することを目的とする
 - ・ 海洋による水平方向の輸送ありのモデル
 - ・ 計算コストが低い

本発表の内容

- 本発表の内容
 - 簡易海洋モデルの概要
 - 現在の研究の状況

目次

1. 研究背景と本発表の内容
2. 簡易海洋モデル
3. 実験設定
4. 結果と考察
5. まとめ
6. 今後の課題

簡易海洋モデル

簡易海洋モデル: Codron (2012)

- 1.5 層モデル
- 大気-海洋間の熱の出入り
- 海氷-海洋間の熱の出入り
- 拡散
- 風応力による輸送
- 大陸などの地形を考慮

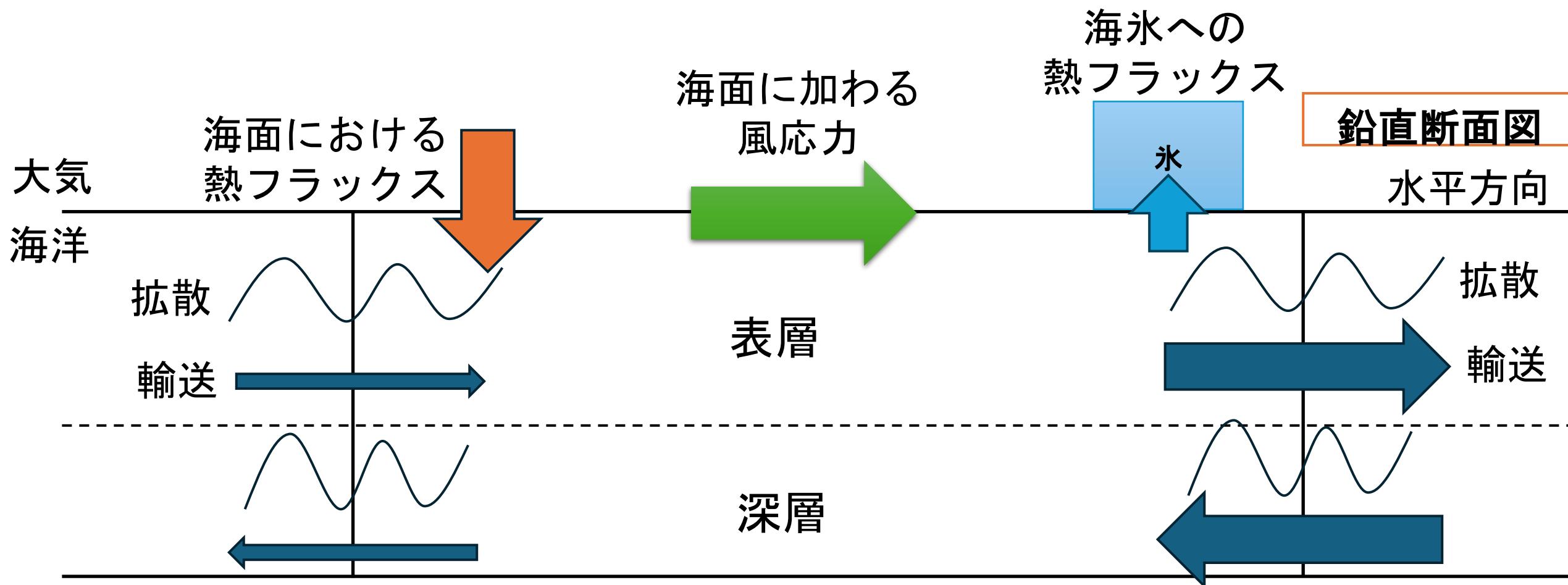
簡易海洋モデル

簡易海洋モデル：Codron (2012)

- 1.5 層モデル
- 大気-海洋間の熱の出入り
- 海氷-海洋間の熱の出入り
- 拡散
- 風応力による輸送
- 大陸などの地形を考慮

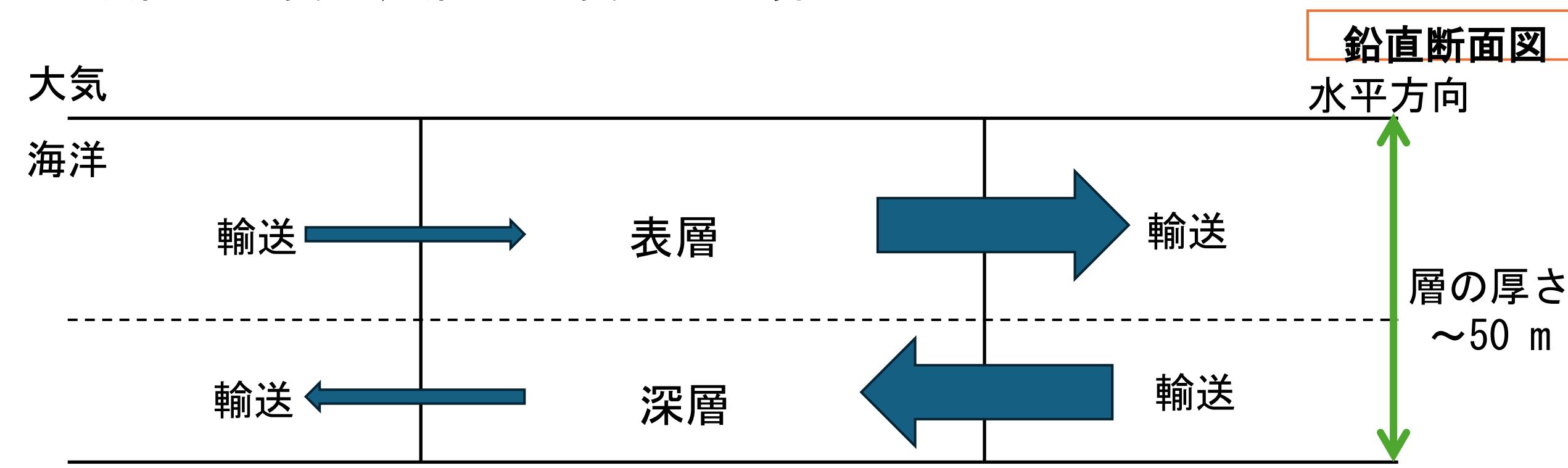
簡易海洋モデルのイメージ図(1次元)

- 海面における熱フラックスと海面に加わる風応力を受け取る
- 風応力による輸送, 拡散, 海面における熱フラックス, 海氷への熱フラックスから海面温度の時間発展を計算する



1.5 層モデルのイメージ図(1次元)

- 海面から 50 m ほどまでで熱の輸送が起こる
(それより下ではほとんど起こらない)
- 厚さが 50 m で一定の層を上側を表層, 下側を深層として分ける
- 表層で水平方向の輸送があり, 表層の温度を計算する
- 深層で表層の輸送と同じ質量で逆向きの水平方向の輸送
深層の温度は表層の温度から計算される



簡易海洋モデル (Codron, 2012)

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{1}{\rho CH} \frac{(F_{a-o} + F_i)}{\text{海面における熱フラックス}} + \frac{D \Delta T_s}{\text{拡散}} - \frac{1}{\rho H} \frac{\text{div}_H [\mathbf{M}(T_s - T_d)]}{\text{風応力による輸送}}$$

F_{a-o} : 海面における熱フラックス [W/m^2] ρ : 海水の密度 [kg/m^3]

F_i : 海氷への熱フラックス [W/m^2] H : 層の厚さ [m]

D : 水平拡散係数 [m^2/s] C : 海水の比熱 [$\text{J}/\text{kg/K}$]

div_H : 水平発散の演算子

\mathbf{M} : エクマン質量フラックス [$\text{kg}/\text{m/s}$]

T_s, T_d : 表層, 深層の温度 ($T_d = \alpha T_s + (1 - \alpha) T_0$)

T_0 : 海水の凝固点温度 [K]

簡易海洋モデル

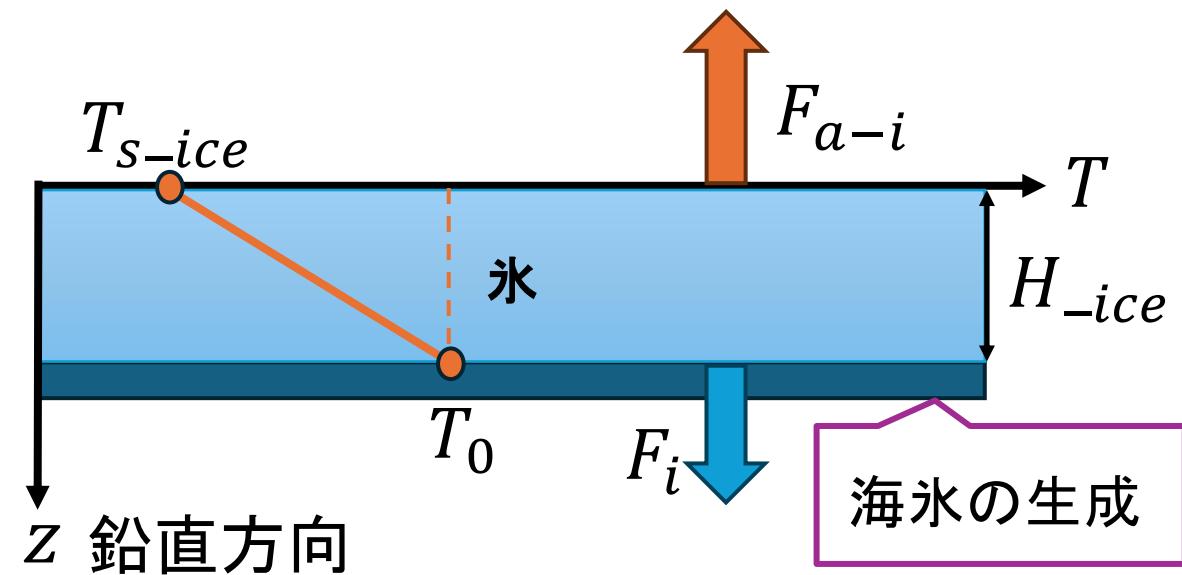
簡易海洋モデル: Codron (2012)

- 1.5 層モデル
- 大気-海洋間の熱の出入り
- 海氷-海洋間の熱の出入り
- 拡散
- 風応力による輸送
- 大陸などの地形を考慮

簡易海洋モデル

F_i : 海氷モデル (Codron, 2012)

海面温度が海水の凝固点温度以下になると海氷が海面を覆う.



➤ 海氷内の温度:

- ・表面-底面間で線形に変化すると仮定

➤ 海氷の表面・底面温度:

- ・ $T_{s-ice} \leq T_0$ の範囲で変化すると仮定
- ・底面は T_0 で一定と仮定

➤ 海氷の厚さ:

- ・底面の温度が T_0 に保たれるように
海氷の生成, 融解が起こる

H_{ice} : 海氷の厚さ [m]

T_{s-ice} : 海氷の表面温度 [K]

T_0 : 海水の凝固点温度 [K]

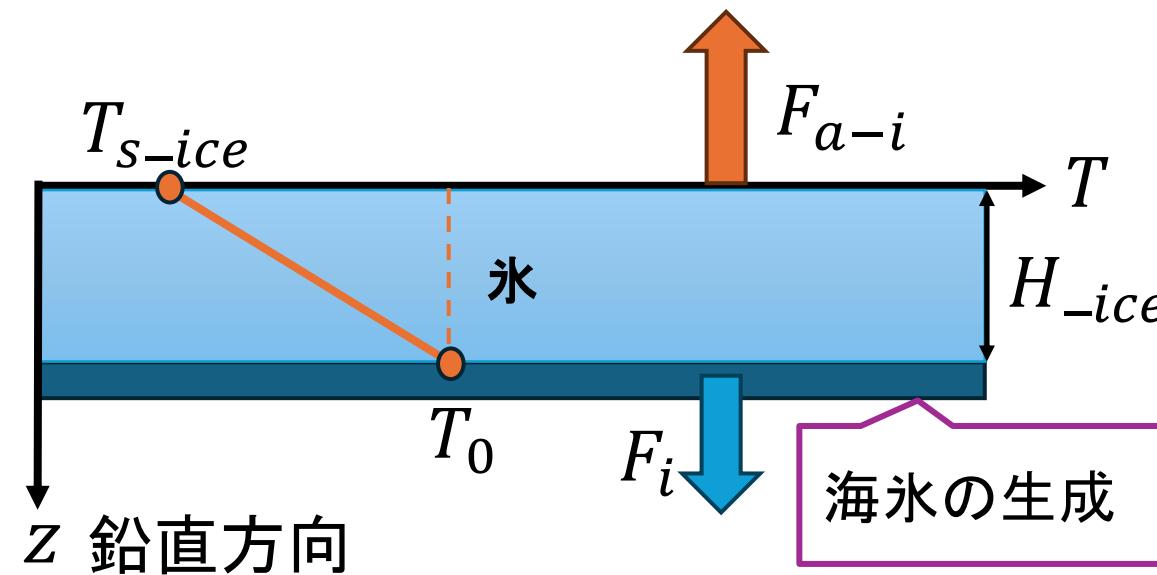
F_{a-i} : 海氷表面における熱フラックス [W/m^2]

F_i : 海氷底面において氷が生成することによる発熱のフラックス [W/m^2]

簡易海洋モデル

F_i : 海氷モデル (Codron, 2012)

海面温度が海水の凝固点温度以下になると海氷が海面を覆う.



- 海氷内部の温度変化が線形と仮定:
 - ・ 氷内部のどの部分でも熱フラックスは一定
 - ・ このフラックスと釣り合うように海氷が生成するときに潜熱が放出
- 海氷の表面温度が変化:
 - ・ 氷内部の温度変化の傾きが時間とともに変化する

H_{ice} : 海氷の厚さ [m]

T_{s-ice} : 海氷の表面温度 [K]

T_0 : 海水の凝固点温度 [K]

F_{a-i} : 海氷表面における熱フラックス [W/m^2]

F_i : 海氷底面において氷が生成することによる発熱のフラックス [W/m^2]

簡易海洋モデル

F_i : 海氷モデル (Codron, 2012)

- 海氷の温度の時間変化率:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{T_{-ice} + T_0}{2} \right) = \frac{1}{\rho_i C_i H} (F_{a-ice} + F_i)$$

- 海氷底面において氷が生成することによる発熱のフラックス:

$$F_i = \lambda \frac{(T_0 - T_{s-ice})}{H_{-ice}}$$

- F_{a-ice} : 海氷の表面における熱フラックス

λ : 海氷の熱伝導率 [W/m²/K] ρ_i : 海氷の密度 [kg/m³] C_i : 海氷の比熱 [J/kg/K]

H : 層の厚さ [m]

H_{-ice} : 海氷の厚さ [m]

T_0 : 海水の凝固点温度 [K]

T_{s-ice} : 海氷の表面温度 [K]

簡易海洋モデル

F_i : 海氷モデル (Codron, 2012)

- 海氷の厚さの時間変化率: $T_0 > T_{s_ice}$ の場合

$$\rho_i L \frac{\partial H_{-ice}}{\partial t} = F_i \quad \left(F_i = \lambda \frac{(T_0 - T_{s_ice})}{H_{-ice}} \right)$$

- 海氷内に一定の熱フラックスあり
- 海氷底面を T_0 に保つように海氷が生成され、潜熱が放出

ρ_i : 海氷の密度 [kg/m^3] L : 海氷の潜熱 [J/kg] H_{-ice} : 海氷の厚さ [m]

F_i : 海氷底面において氷が生成することによる発熱のフラックス [W/m^2]

T_0 : 海水の凝固点温度 [K] T_{s_ice} : 海氷の表面温度 [K]

簡易海洋モデル

簡易海洋モデル: Codron (2012)

- 1.5 層モデル
- 大気-海洋間の熱の出入り
- 海氷-海洋間の熱の出入り
- **拡散**
- 風応力による輸送
- 大陸などの地形を考慮

簡易海洋モデル

拡散：

- ▶ 隣接する格子点に温度差があると温度の高い方から低い方へ熱が輸送される

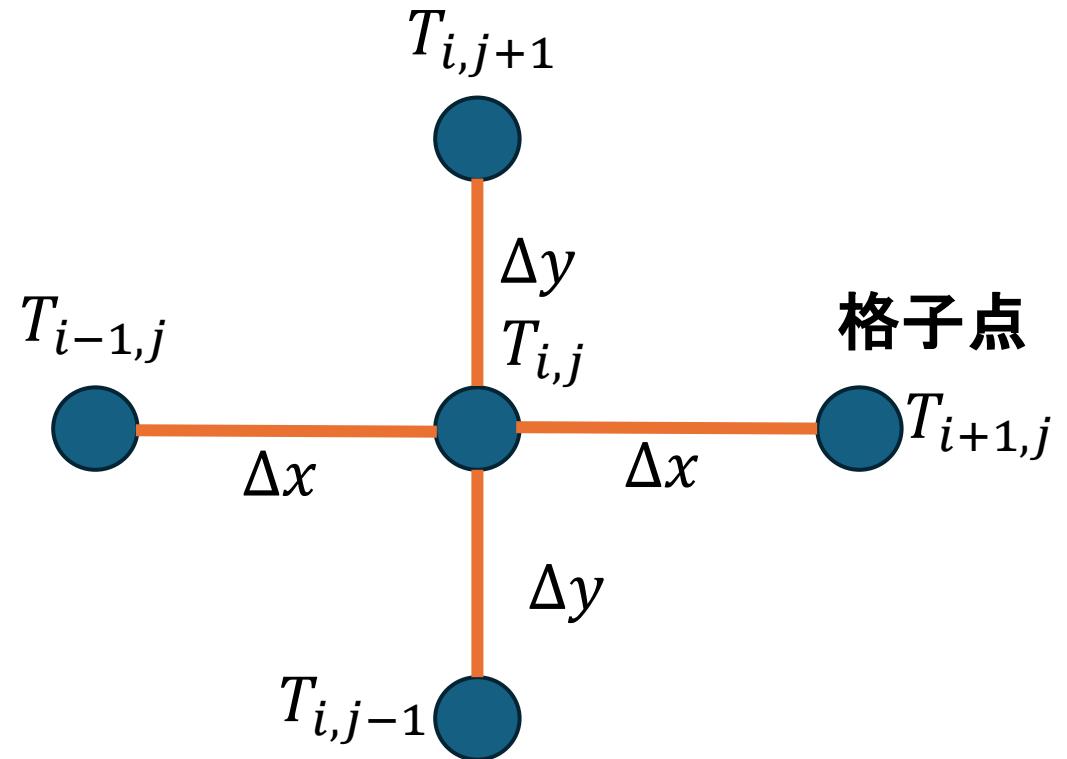
経度方向の拡散：

$$\frac{T_{i+1,j} - T_{i,j}}{\Delta x^2} - \frac{T_{i,j} - T_{i-1,j}}{\Delta x^2}$$

i, j : 格子点番号

$T_{i,j}$: (i, j) における海面温度

$\Delta x, \Delta y$: それぞれ経度方向,
緯度方向の格子点間距離



簡易海洋モデル

簡易海洋モデル: Codron (2012)

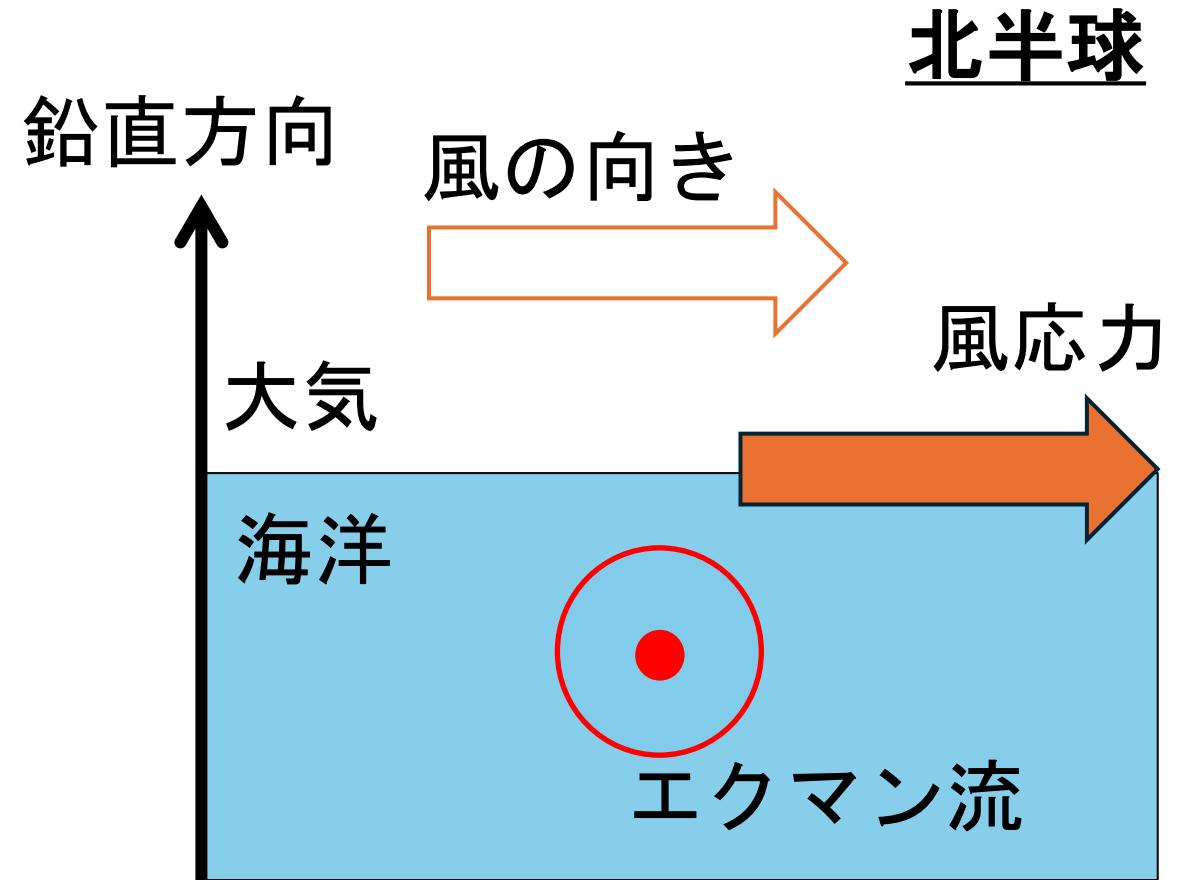
- 1.5 層モデル
- 大気-海洋間の熱の出入り
- 海氷-海洋間の熱の出入り
- 拡散
- 風応力による輸送
- 大陸などの地形を考慮

簡易海洋モデル

エクマン輸送（風応力による質量輸送）：

➤ 海面に風応力が働くことで海水が輸送される

- 風応力の方向に対して、
- ・ 北半球：右向き
 - ・ 南半球：左向き



簡易海洋モデル

$\text{div}_H[\mathbf{M}(T_s - T_d)]$: 風応力による輸送 (Codron, 2012)

- M (風応力による質量輸送)

大規模スケールでの水平運動における運動量の釣り合いの式:

$$\left\{ \begin{array}{l} \epsilon u - f v = -1/\rho_0 \partial_x P + \partial_z (\overline{u'w'}) \\ \epsilon v + f u = -1/\rho_0 \partial_y P + \partial_z (\overline{v'w'}) \end{array} \right.$$

摩擦力 コリオリ力 圧力傾度力 乱流運動量フラックスの
鉛直発散

u, v : 東西方向の速度, 南北方向の速度 [m/s]

f : コリオリパラメータ [1/s]

ϵ : 散逸の効果 [1/s]

ρ_0 : 海洋の密度 [kg/m³]

簡易海洋モデル

$\text{div}_H[\mathbf{M}(T_s - T_d)]$: 風応力による輸送 (Codron, 2012)

- $\nabla P = 0$, 両辺 ρ_0 倍
- 海面から表層混合層のそこまで積分

$$\begin{cases} \epsilon M_x - f M_y = \tau_x \\ \epsilon M_y + f M_x = \tau_y \end{cases} \xrightarrow{\hspace{1cm}} \begin{cases} M_x = (\epsilon \tau_x + f \tau_y) / (\epsilon^2 + f^2) \\ M_y = (\epsilon \tau_y - f \tau_x) / (\epsilon^2 + f^2) \end{cases}$$

風応力による質量輸送

M_x, M_y : 質量輸送の東西成分と南北成分 [kg/m/s]

τ_x, τ_y : 海面に加わる風応力 [Pa]

簡易海洋モデル

$\text{div}_H[\mathbf{M}(T_s - \textcolor{red}{T}_d)]$: 風応力による輸送 (Codron, 2012)

- T_d (深層の温度)
 - ・ 表層の温度 (T_S) , 海水の凝固点温度 (T_0) から計算:

$$T_d = \alpha T_S + (1 - \alpha) T_0$$

- 海底で海水の温度: T_0
- α の範囲: $0 \leq \alpha \leq 1$

α : 1.5層モデルで深層の温度を与えるパラメータ
本研究では, $\alpha = 2/3$ (Codron, 2012)

目次

1. 研究背景と本発表の内容
2. 簡易海洋モデル
3. 実験設定
4. 結果と考察
5. まとめ
6. 今後の課題

実験設定

F_{a-o} : 海面における熱フラックス

$$F_{a-o} = (\text{短波放射フラックス} - \text{長波放射フラックス} \\ - \text{潜熱フラックス} - \text{顯熱フラックス} - \Delta)$$

観測データ (Da silva, 1994) :

- ・海面における正味の下向き短波放射フラックス [W/m²]
- ・海面における正味の上向き長波放射フラックス [W/m²]
- ・潜熱フラックス [W/m²]
- ・顯熱フラックス [W/m²] (データは全て年平均して使用)

➤ Δ は補正量 (次スライドで説明)

実験設定

F_{a-o} : Δ (補正量) について

観測データ (Da silva, 1994) を用いた F_{a-o} を全海洋面積 S で積分すると,

$$\int_S F_{a-o} dS \neq 0$$

➤ 海面温度が平衡状態にならない.

$$\int_S (F_{a-o} - \Delta) dS = 0$$

となるように, Δ の値を決定する.

本研究では, $\Delta \simeq 28.25 [\text{W}/\text{m}^2]$ とする.

実験設定

- 大気から受け取る物理量

F_{a-i} : 海氷モデルにおける海氷表面における熱フラックス
 τ_x, τ_y : 海面に加わる風応力

- 観測データ (Da silva, 1994) を使用
- データは全て年平均して使用

実験設定(各定数の値, 初期値=300[K])

Codron (2012), 理科年表, ハガキ電機, 前川製作所より

定数	定数名	値	単位
H	層の厚さ	50	m
D	水平拡散係数	25000	m^2/s
α	深層の温度を 与えるパラメタ	2/3	-
T_0	海水の凝固点温度	271. 15	K
ϵ	散逸の効果	10^{-5}	1/s
f	コリオリパラメータ	$2\Omega \sin \phi$	1/s
Ω	地球の自転角速度	7.3×10^{-5}	rad/s
ρ	海水の密度	1000	kg/m^3
C	海水の比熱	4000	J/kg/K
ρ_i	氷の密度	920	kg/m^3
C_i	氷の比熱	2050	J/kg/K
L	氷の潜熱	333000	J/kg
λ	氷の熱伝導率	2. 2	$W/m^2/K$

目次

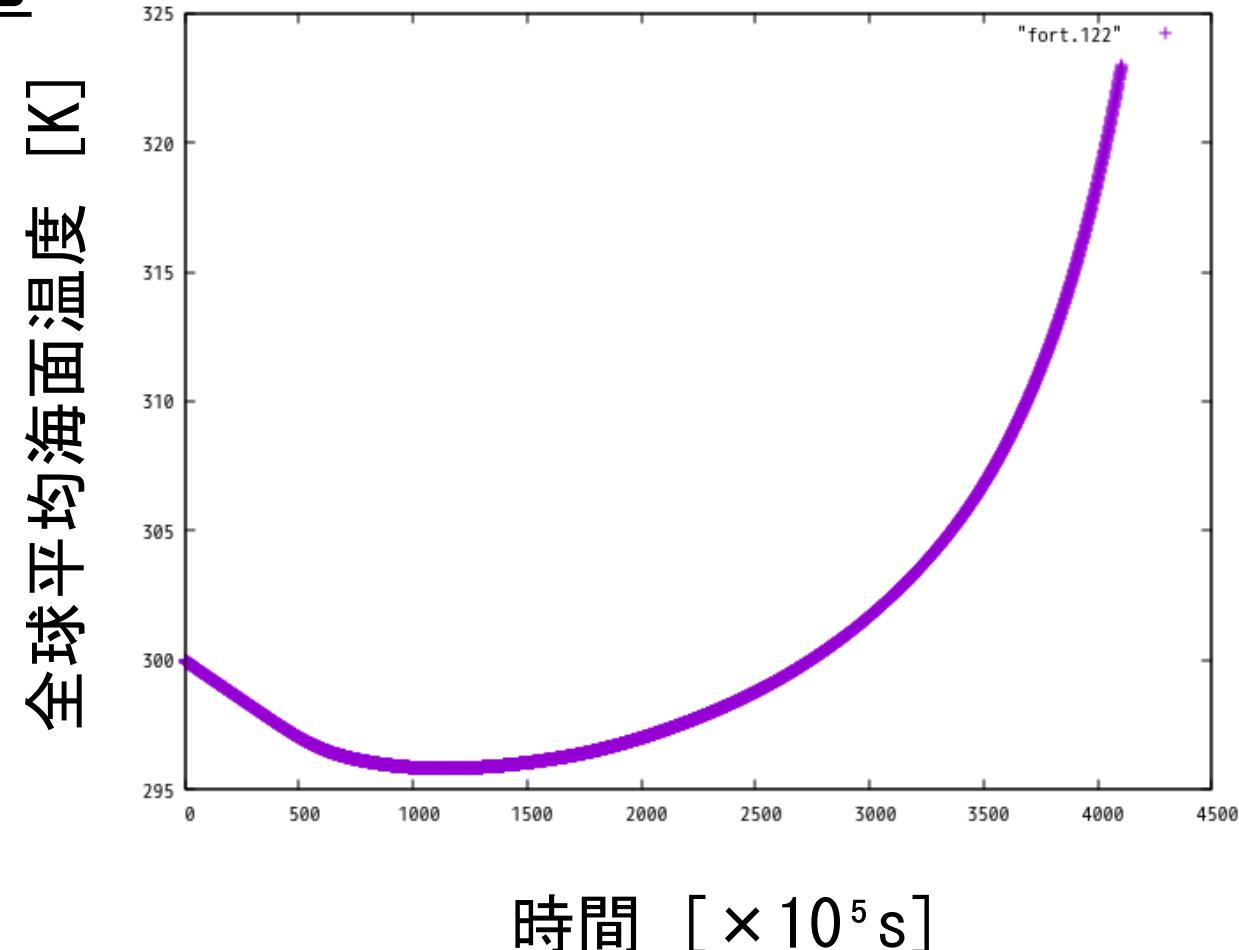
1. 研究背景と本発表の内容
2. 簡易海洋モデル
3. 実験設定
4. 結果と考察
5. まとめ
6. 今後の課題

結果

- 全球平均海面温度の時間変化

- 海面温度が時間とともに上昇し続ける
定常状態にならない

海面における熱フラックス	○
風応力による輸送	○
拡散	○
海氷モデル	○



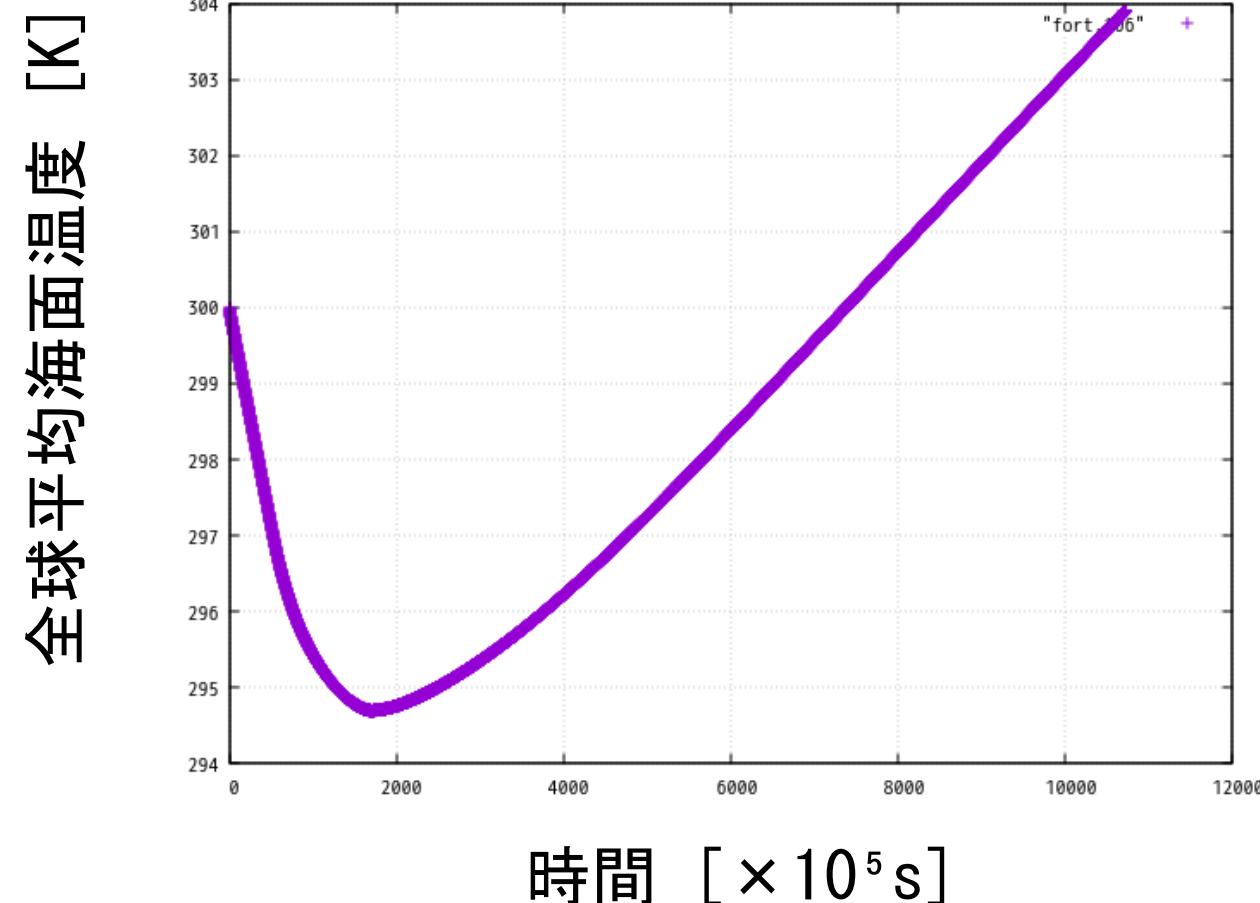
結果

- 全球平均海面温度の時間変化

- ・ 海面における熱フラックス
- ・ 風応力による輸送
- ・ 拡散
- 海面温度が時間とともに上昇し続ける

海氷モデルなしの場合でも定常状態にならない

海面における熱フラックス	○
風応力による輸送	○
拡散	○
海氷モデル	✗



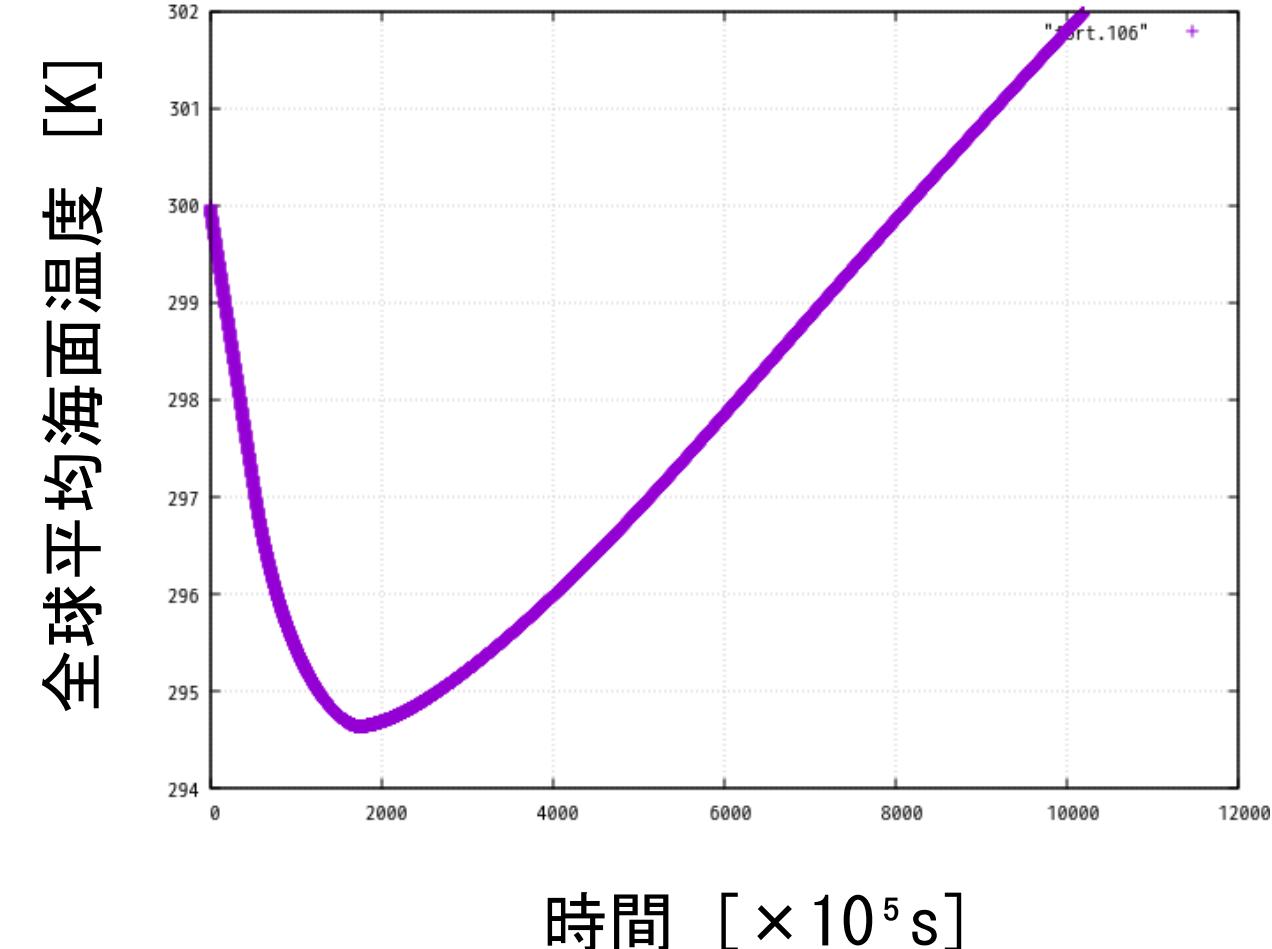
結果

- 全球平均海面温度の時間変化

- 海面における熱フラックス
- 拡散
- 海面温度が時間とともに上昇し続ける

水平方向の輸送が拡散のみでも定常状態にならない

海面における熱フラックス	○
風応力による輸送	×
拡散	○
海氷モデル	×



考察

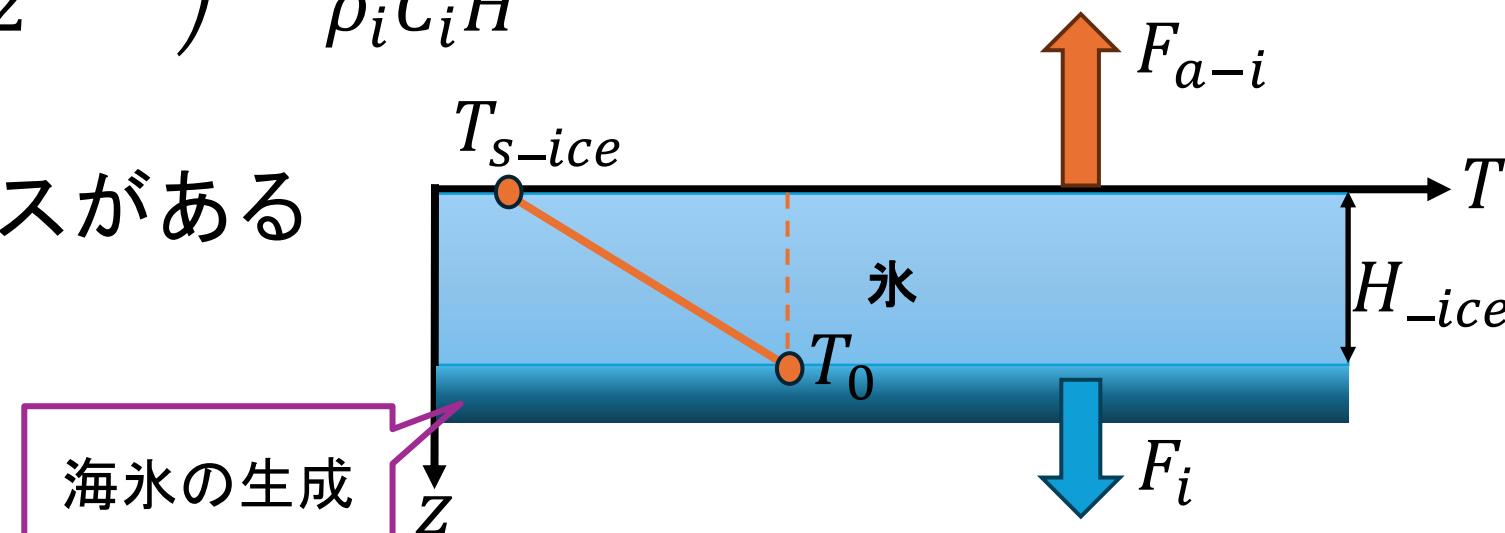
- なぜ定常状態にならないのか?

- ▶ 海氷モデルの原因:

- ・海氷表面における熱フラックス (F_{a-i}) は常に負(観測データを使用)
- ・ F_i (海氷底面において氷が生成することによる発熱のフラックス) + $F_{a-i} = 0$ となるまで、海氷の表面温度 (T_{s-ice}) が下がる

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{T_{-ice} + T_0}{2} \right) = \frac{1}{\rho_i C_i H} (F_{a-i} + F_i)$$

- ▶ 海氷内に常に熱フラックスがある
- ▶ 海氷が生成し続け、熱が発生し続ける



考察

- 定常状態となるためには:
 - 海氷の生成量と融解量が等しくなる必要がある
 - 海氷の輸送を考慮する必要がある
- 今回実装した海氷モデル:
 - 海氷の輸送が考慮されていない（海氷の融解がない）
 - 海氷が生成され続ける
 - ・ 熱が放出され続け、海面温度が上昇し続ける
- 拡散:
 - 現在拡散の実装方法を見直している

目次

1. 研究背景と本発表の内容
2. 簡易海洋モデル
3. 実験設定
4. 結果と考察
5. まとめ
6. 今後の課題

まとめ

- 簡易海洋モデル:

- 風応力による輸送, 拡散, 海氷モデルを取り入れた簡易海洋モデルの動作確認を行った
- 定常状態を得ることができなかつた

- 海面温度が定常状態とならない原因:

- 海氷モデル:

- ・ 海氷の生成量と融解量が等しくないことが原因
 - ・ 海氷の輸送を考慮する必要がある

- 拡散:

- ・ 拡散の実装に問題がある
 - ・ 現在拡散の実装を見直している

目次

1. 研究背景と本発表の内容
2. 簡易海洋モデル
3. 実験設定
4. 結果と考察
5. まとめ
6. 今後の課題

今後の課題

- 海氷モデル:
 - ・ 海氷モデルに海氷の輸送を取り入れる
- 拡散:
 - ・ 拡散の実装方法を見直す
- 2層モデル:
 - ・ 表層と深層のそれぞれについて、温度の時間発展を計算するモデルを実装する