

# 気候研究のための 海水熱力学モデルの構築

岡山大学 理学部 地球科学科

05421531 堀 駿

2013/02/15

## 要旨

地球では地表の70%を海洋が占めており、そこでは気温が下がると海氷が生成する。通常海のアルベドは0.1程度だが、海氷が生成するとアルベドは0.8にも達し、惑星のエネルギー収支を大きく変える。また、海氷が生成すると海氷がない場合に比べて表面の温度が下がりやすくなり、海から大気へ向かって射出される熱放射が大幅に減少する。すなわち海氷の形成は大気と海洋の熱収支を大きく変え大気大循環に大きな影響を与える。

本研究では、海氷の生成・消滅と表面温度の変化を取り扱う熱力学モデルを構築した。また、数値計算のためのプログラムを作成し、海氷の季節変化の計算を行った。

本研究で構築した海氷熱力学モデルは、温度が高く海氷が存在しない状態を扱う板海モデルと、温度が低く海氷が存在する状態を扱う海氷モデルから成る。

板海モデルは、海面から厚さ100mの温度が一様な海の層を考え、この層に出入りする熱の収支に基づいて海の温度を求めるものである。

海氷モデルは、氷内部の温度勾配を一定とする氷1層のモデルである。海氷底面の温度は常に氷の融点であり、海氷表面の温度は熱収支に基づいて決められる。海氷内部の熱伝導による熱輸送と海氷底面における氷の生成による発熱と海氷の温度変化による熱の出入りが、海氷表面で出入りする熱量と整合的となるように海氷の温度は決定される。

このモデルで数値計算を行うためのプログラムを新たに作成し、実際に海氷の季節変化を計算した。計算された結果は概ね観測される海氷表面温度の季節変化を再現することが確認された。

# 目次

<b>第1章 序論</b>	<b>4</b>
1.1 気候研究における海氷の重要性 . . . . .	4
1.1.1 アルベドの変化 . . . . .	4
1.1.2 表面温度の変化 . . . . .	4
1.1.3 物質交換の抑制 . . . . .	5
1.2 研究目的 . . . . .	5
1.3 研究内容 . . . . .	6
<b>第2章 海氷熱力学モデル</b>	<b>7</b>
2.1 海氷の熱力学 . . . . .	7
2.2 本研究で構築したモデル . . . . .	9
2.2.1 板海モデル . . . . .	9
2.2.2 海氷モデル . . . . .	10
2.2.3 板海モデルから海氷モデルへの切り替え . . . . .	13
2.2.4 海氷モデルから板海モデルへの切り替え . . . . .	14
<b>第3章 実験</b>	<b>16</b>

<b>海氷熱力学モデルの構築</b>	<b>3</b>
3.1 実験設定 . . . . .	16
3.2 海氷の季節変化 . . . . .	17
3.3 より寒冷な環境での実験 . . . . .	18
3.4 モデルの適用可能範囲 . . . . .	20
<b>第4章 まとめ</b>	<b>22</b>
<b>謝辞</b>	<b>23</b>
<b>参考文献</b>	<b>24</b>
<b>付録</b>	<b>24</b>

# 第1章 序論

## 1.1 気候研究における海氷の重要性

地球では地表の7割を海洋が占めており、そこでは気温が下がると海氷が生成する。海氷が生成するとさまざまな変化が起こり、気候に影響を与える。ここでは、その内いくつかの例を挙げて解説し、海氷の生成が気候に与える影響から気候研究において海氷を取り扱うことの必要性について説く。

### 1.1.1 アルベドの変化

アルベドとは光の反射率を表すもので、気候研究の分野では太陽光の反射率を表す指標として用いられる。アルベドは光が入射する面を構成する物質やその状態によって変化する。アルベドが変化するという事はすなわち太陽光をどれだけ吸収できるかが変わるということなので、アルベドの変化はエネルギー収支の変化となり、直接気候に影響を及ぼす。

地球の表面は7割が海洋で占められており、ここでのアルベドの変化は気候に大きな影響を及ぼす。通常、海のアルベドは0.1程度であり太陽光をよく吸収することが知られている。しかし、気温が下がって海氷が生成するとアルベドは0.8にもなり、太陽光をほとんど反射してしまう。すると、惑星が吸収する太陽光のエネルギー量が少なくなり、気候は寒冷化する。このように、海氷の生成は惑星のエネルギー収支を変え気候を変化させる可能性がある。

### 1.1.2 表面温度の変化

大気大循環において海表面の温度は重要なパラメーターのひとつである。例えば、表面が温かいとその上にある大気は表面からの放射によって暖められ、上昇気

流が発生して大気はかきまぜられる。対して、表面が冷たい場合には大気は暖められず、高度が低いほど気温が低いような安定成層となり、大気はかきまぜられにくくなる。このように、表面が温かい場合と冷たい場合ではその上にある大気の動きが大きく変わってくる。そのため、気候研究を行う際には海の表面温度の変化を知る必要がある。

通常、海は冷えにくい。海が冷やされる際には表面から冷やされるが、冷やされた水は重くなって沈み込む。すると、代わりに浮上してきた温かい水をまた冷やすことになり、結果として多くの水を冷やさなければならないので海は冷えにくいのである。一方、海氷が生成すると、海氷は海水よりも密度が小さいため表面に浮くので、海の表面に蓋がされた形になり海は冷やされなくなる。代わりに、表面にある海氷が冷やされることになる。海氷は水のように冷やされて沈み込むことはないので、冷やされる海氷の量が少なくて済み、表面の温度は海の場合に比べて下がりやすくなる。このように海氷が生成すると表面が冷たくなりやすくなり、その上にある大気の動きにも影響を及ぼすのである。

### 1.1.3 物質交換の抑制

海と大気の間ではさまざまな物質が交換されている。たとえば温室効果ガスである二酸化炭素は水に溶けやすく、大量の二酸化炭素が海中に溶け込んでいる。しかし、海氷が生成すると海の表面には海氷によって蓋がされてしまう。すると二酸化炭素は海中に溶け込むことができなくなり、大気中の二酸化炭素濃度が上昇してしまうということが起こる。このように、海氷の生成は海と大気の間での物質交換を抑制し気候に影響を与える。

## 1.2 研究目的

以上のように海氷の生成は大気大循環に様々な影響を及ぼし、そのため気候研究を行う際には海氷の生成・消滅と表面温度の変化を取り扱うことのできるモデルが必要となる。

そこで本研究では、大気大循環モデルを使った気候研究のための海氷モデルを構築することを目的とした。

### 1.3 研究内容

本研究では研究目的のために、海氷の生成・消滅と表面温度の変化を取り扱う熱力学モデルを構築し、そのモデルで数値計算を行うためのプログラムの作成を行った。また、このプログラムを用いて実際に海氷の季節変化を計算した。

## 第2章 海氷熱力学モデル

### 2.1 海氷の熱力学

海氷において大気大循環に影響を与える重要なパラメーターは海氷の表面温度である。ここでは、現実の海氷の表面温度がどのようにして決まるかについて述べる。

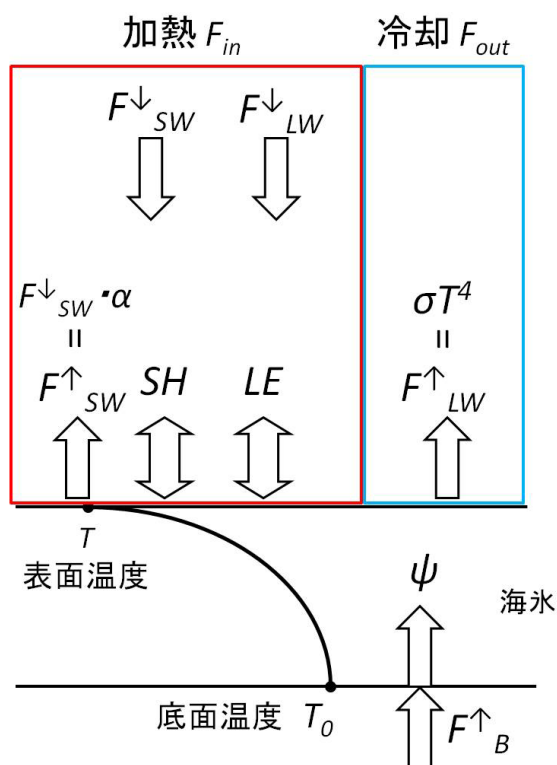


図 2.1: 海氷表面温度を決定する各熱フラックス

図 2.1 は海氷の表面温度を決定する各パラメーターのフラックスを描いた模式図



である。図のように海氷の表面温度は、大気との熱の出入りと海氷底面から熱伝導により伝わる熱によって決まる。大気との熱の出入りは以下に示す6種類がある。

下向き短波放射フラックス	$F_{SW}^{\downarrow}$
上向き短波放射フラックス	$F_{SW}^{\uparrow} = F_{SW}^{\downarrow} \cdot \alpha$
下向き長波放射フラックス	$F_{LW}^{\downarrow}$
上向き長波放射フラックス	$F_{LW}^{\uparrow} = \sigma T^4$
顕熱フラックス	$SH$
潜熱フラックス	$LE$

下向き短波放射フラックスは太陽放射を、上向き短波放射フラックスは海氷表面で反射される太陽放射を表す。下向き長波放射フラックスは大気から海氷へ入ってくる放射熱を、上向き長波放射フラックスは海氷から大気へと出ていく放射熱を表す。顕熱フラックスは、温度差のある物質が隣接した時に温度の高いものから温度の低いものへと移動する熱のフラックスである。海氷の場合ふつうは大気から海氷へと熱が入ってくるが、表面温度が高くなる夏場には逆に海氷から大気へと熱が出ていく。潜熱フラックスは蒸発や凝結に伴う潜熱のフラックスで、表面温度の高くなる夏場には蒸発が盛んに起こって海氷から大気へと熱が出ていく。

これら6つの熱フラックスを足し合わせたものによって海氷が加熱されるか冷却されるかが決まる。顕熱と潜熱のフラックスは他のものに比べて小さいので、大雑把に言えば下向き短波放射フラックスと下向き長波放射フラックスが氷を加熱する熱のフラックスで、上向き長波放射フラックスが氷を冷却する熱のフラックスであると考えられる。

次に、海氷の底面から熱伝導で伝わる熱のフラックスについて考える。海氷は表面から冷やされて表面温度は低くなる。対して、海氷の下にある海は温かいので海氷の底面から表面へ向かって熱が伝わっていく。この熱伝導によって伝わる熱のフラックス  $\psi$  は次式で表される。

$$\psi = k_i \frac{dT}{dh_i} \quad (2.1)$$

ここで  $k_i$  は熱伝導率を表す。この式のように、熱伝導により伝わる熱のフラックスを求めるには氷内部の温度勾配が必要となる。氷内部の温度勾配が一定であるとは限らないため、海氷の底面から表面へ熱伝導によって伝わる熱のフラックスを求めるためには、氷内部の温度分布を全て知る必要がある。

熱伝導により海氷底面から表面へと熱が伝わっていくと、海氷底面に接する海水は冷やされて温度が下がる。すると、海水は凍って氷となり、潜熱を解放する。この潜熱によって海水が凍らない温度まで暖められるまで、海氷が生成する。このため、海氷底面の温度は常に氷の融点で保たれている。底面より上の海氷がこの温度より温かい限り、常に熱伝導によって底面から熱が輸送されていくので、海水は成長を続ける。海氷が成長しないためにはこの熱伝導によって伝わる熱のフラックス

スが0にならなければならない。熱伝導による熱のフラックスは式(2.1)で決まり、底面の温度は常に氷の融点であるため、これが0になるには海氷内部の温度が全て氷の融点にならなければならない。つまり、海氷内部の温度が全て氷の融点にならない限り海氷は成長を続けるのである。海氷内部の温度が全て氷の融点である状態からさらに海氷が暖められると、その熱は潜熱として吸収されて、海氷の温度は変化せずに海氷が融けていく。

最後に、海水から海氷底面に入る熱のフラックス  $F_B^\uparrow$  について述べる。海水は海氷よりも温かく、また海氷と違って液体であるために温かい海水は上昇し冷たい海水は沈み込む。そのため、海氷の底面にはその下にある温かい海水から顕熱が入ってくる。これが海水から海氷底面に入る熱のフラックス  $F_B^\uparrow$  である。 $F_B^\uparrow$  は海氷底面に入った後、熱伝導によって海氷表面へと運ばれる。

## 2.2 本研究で構築したモデル

この節では本研究で構築した海氷熱力学モデルについて述べる。

海氷に注目して考えれば、海は海氷が存在しない時と海氷が存在する時とに分けられる。この2つの状態を1つのモデルで扱うのは困難である。そこで、本研究では海氷が存在しない時にあたる板海モデルと、海氷が存在する時にあたる海氷モデルの2つのモデルを構築した。また、板海モデルと海氷モデルが切り替わる際には1ステップの間に海氷が存在する状態と海氷が存在しない状態があることになり、モデルを切り替える際にはこれを考慮して計算をする必要がある。

### 2.2.1 板海モデル

はじめに、海氷モデルに付随して構築した板海モデルについて述べる。板海モデルは海氷が存在しない場合の海の温度を計算するためのモデルで、海氷が完全に溶けた場合にはこのモデルに切り替えて海の表面温度を計算する。

厚さ  $h$  の温度一様な海の層を仮定する。 $h$  より下の海とは混ざらないと考える。

厚さ	$h$	m
温度 (予報変数)	$T$	K
密度	$\rho$	kg/m <sup>3</sup>
比熱	$C_p$	J/K/kg
海面のアルベド	$\alpha$	

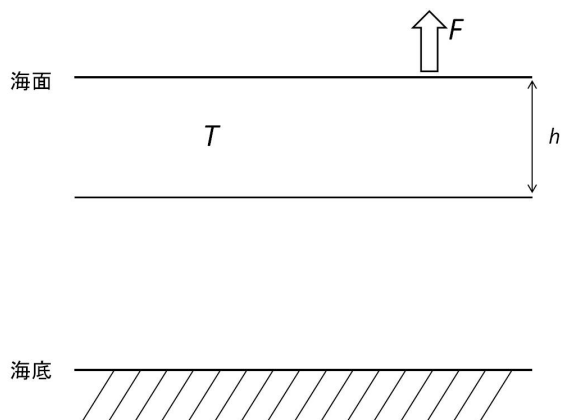


図 2.2: 板氷モデル

$$\frac{dT}{dt} = \frac{F}{\rho C_p h} \quad (2.2)$$

ここで,  $F$  は海面で海から大気へ向かう熱のフラックス ( $\text{W}/\text{m}^2$ ).

$$\left\{ \begin{array}{ll} \text{海面での下向き短波放射フラックス} & F_{SW}^{\downarrow} \\ \text{海面での下向き長波放射フラックス} & F_{LW}^{\downarrow} \\ \text{海面での上向き長波放射フラックス} & F_{LW}^{\uparrow} = \sigma T^4 \\ \text{海面での顕熱フラックス} & SH \\ \text{海面での潜熱フラックス} & LE \end{array} \right.$$

とすると,

$$F = -F_{SW}^{\downarrow}(1 - \alpha) - F_{LW}^{\downarrow} + F_{LW}^{\uparrow} + SH + LE \quad (2.3)$$

である.

### 2.2.2 海氷モデル

本研究で構築するモデルは大気大循環モデルに組み込むことを目標としているため, 海氷の表面温度をより簡易に計算できることが求められる. しかし, 氷の底面から熱伝導によって伝わる熱のフラックスを求めるためには氷内部の温度分布を全て知っている必要があり, 計算量が多くなってしまう. そのため, 本研究ではこの氷底面からの熱伝導による熱フラックスを簡単に計算するために氷内部の温度構造が一定であると仮定した熱力学モデルを構築した. このような仮定をする

ことで、氷内部の温度分布を計算しなくても、海氷底面から熱伝導により伝わる熱のフラックスを簡単に求めることができるという利点がある。

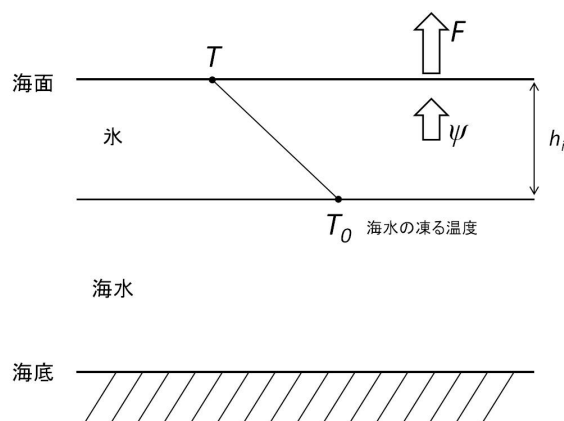


図 2.3: 海氷モデル

厚さ  $h$  の氷があると考え、氷の温度は表面が  $T$  で底面が  $T_0$ 、内部は表面と底面の温度を線形につないだもの (すなわち温度勾配が一定) になっているものとする。

厚さ (予報変数)	$h_i$	m
表面温度 (予報変数)	$T$	K
氷の密度	$\rho_i$	kg/m <sup>3</sup>
氷の比熱	$C_{pi}$	J/K/kg
熱伝導率	$k_i$	W/m/K
水 ↔ 氷の潜熱	$L$	J/kg

海氷の底面で氷が生成するときに解放される潜熱は

$$\dot{Q} = L\rho_i \frac{dh_i}{dt} \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.4)$$

氷の中を熱伝導で伝わる熱のフラックスは

$$\psi = -k_i \frac{dT}{dz} = k_i \frac{T_0 - T}{h_i} \quad (2.5)$$

準平衡な状態であるとする、氷内部を熱伝導で運ばれる熱のフラックスと氷の生成で発生する熱のフラックスが等しくなるので

$$\dot{Q} = \psi$$

式(2.4)と(2.5)より,

$$\frac{dh_i}{dt} = \frac{k_i(T_0 - T)}{L\rho_i h_i} \quad (2.6)$$

海氷の厚さ  $h_i$  の時間変化率を与える式が得られる.

次に氷表面の温度変化を考える. 氷の表面温度は, 氷の層に熱が出入りすることによって変化するだけでなく, 氷が生成することによっても変わる. なぜなら, 温度勾配が一定であるような氷内部の温度構造を仮定したので, 氷の生成によって氷の平均温度が変化する時には表面温度が変わらなくてはならないからである.

### (1) 熱の出入りによる温度変化

氷の層の平均温度は,

$$T_i = \frac{T + T_0}{2}$$

氷の層に入る熱フラックスは, 上面で  $-F$ , 下面で  $\psi$  である. したがって熱の出入りによる温度変化率は

$$\frac{d\left(\frac{T+T_0}{2}\right)}{dt} = \frac{-F + \psi}{\rho_i C_{pi} h_i}$$

より,

$$\frac{dT}{dt} = \frac{2(-F + \psi)}{\rho_i C_{pi} h_i} \quad (2.7)$$

### (2) 氷の生成 (温度 $T_0$ の氷の付加) による温度変化

温度  $T_0$  の氷が  $\Delta h_i$  だけ増えたとする. その時の温度変化  $\Delta T$  は

$$\begin{aligned} \frac{(T + \Delta T) + T_0}{2} (h_i + \Delta h_i) &= \frac{T + T_0}{2} h_i + T_0 \Delta h_i \\ \frac{T + T_0}{2} h_i + \frac{T + T_0}{2} \Delta h_i + \frac{\Delta T}{2} h_i + \frac{\Delta T}{2} \Delta h_i &= \frac{T + T_0}{2} h_i + T_0 \Delta h_i \end{aligned}$$

2次以上の項は微少であるとして無視すると,

$$\begin{aligned} \frac{\Delta T}{2} h_i &= T_0 \Delta h_i - \frac{T + T_0}{2} \Delta h_i \\ \Delta T &= \frac{2}{h_i} \frac{T_0 - T}{2} \Delta h_i \\ \frac{dT}{dt} &= \frac{T_0 - T}{h_i} \frac{dh_i}{dt} \end{aligned} \quad (2.8)$$

以上より, 氷表面の温度変化は

$$\frac{dT}{dt} = \frac{2(-F + \psi)}{\rho_i C_{pi} h_i} + \frac{T_0 - T}{h_i} \frac{dh_i}{dt} \quad (2.9)$$

### 2.2.3 板海モデルから海氷モデルへの切り替え

板海モデルから海氷モデルへと切り替わる時、すなわち海氷が厚さ 0 から生成する場合を考える。

板海モデルで次の時間ステップにおける板海の温度は

$$T_{SO} = T_{init} + \frac{dT}{dt} \Delta t$$

で求められる。ここで、 $T_{init}$  は前ステップでの海水温度、 $\Delta t$  は時間ステップを表す。 $\frac{dT}{dt}$  は現在のステップでの温度変化を表し、(2.2) 式で計算される。 $T_{SO} < T_0$  となる時に海氷が生成する。このときは、温度が  $T_0$  まで冷える時期と  $T_0$  からさらに冷える時期とに分割して考える。

#### (1) $T_0$ までの冷却

最初  $T = T_{init}$  とすると

$$\tau_{SO} = \frac{T_{init} - T_0}{T_{init} - T_{SO}} \Delta t$$

#### (2) $T_0$ からの冷却

海氷が生成する時間は

$$\tau_{SI} = \Delta t - \tau_{SO} = \frac{T_0 - T_{SO}}{T_{init} - T_{SO}} \Delta t$$

である。海氷が生成するときの支配方程式は

$$\dot{Q} = L\rho_i \frac{dh_i}{dt} \quad (\text{W/m}^2) \quad (2.1)$$

$$\psi = -k_i \frac{dT}{dz} = k_i \frac{T_0 - T}{h_i} \quad (2.2)$$

$$\dot{Q} = \psi \quad (2.3)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{2(-F + \psi)}{\rho_i C_{pi} h_i} \quad (2.7)$$

最初に氷がないので (2.8) 式で表される温度変化項はここには表れない。

$\tau_{SI}$  の時間の後に生成した海氷の厚さを  $h_i$ 、そのときの氷の表面温度を  $T$  は、

$$\frac{T - T_0}{\tau_{SI}} = \frac{2 \left( -F + h_i \rho_i \frac{h_i}{\tau_{SI}} \right)}{C_{pi} \rho_i h_i} \quad (2.10)$$

$$\frac{h_i}{\tau_{SI}} = \frac{k_i (T_0 - T)}{L \rho_i h_i} \quad (2.11)$$

(2.11) 式より

$$T = T_0 - \frac{L\rho_i}{k_i\tau_{SI}}h_i^2 \quad (2.12)$$

これを (2.10) 式に代入すると

$$\begin{aligned} \frac{C_{pi}\rho_i}{\tau_{SI}}(T - T_0)h_i - \frac{2L\rho_i}{\tau_{SI}}h_i + 2F &= 0 \\ \frac{C_{pi}\rho_i}{\tau_{SI}}\left(-\frac{L\rho_i}{k_i\tau_{SI}}h_i^2\right)h_i - \frac{2L\rho_i}{\tau_{SI}}h_i + 2F &= 0 \\ h_i^3 + \frac{k_i\tau_{SI}^2}{C_{pi}\rho_i L\rho_i} \frac{2L\rho_i}{\tau_{SI}}h_i - \frac{k_i\tau_{SI}^2}{C_{pi}\rho_i L\rho_i} 2F &= 0 \\ h_i^3 + \frac{2k_i\tau_{SI}}{C_{pi}\rho_i}h_i - \frac{2k_i\tau_{SI}^2}{C_{pi}L\rho_i^2}F &= 0 \end{aligned}$$

この3次方程式を解くことで  $h_i$  を求められる。求められた  $h_i$  を式 (2.12) に代入することで  $T$  が求まる。

## 2.2.4 海氷モデルから板海モデルへの切り替え

海氷モデルから板海モデルへと切り替わるとき、すなわち海氷が融け始める場合を考える。

$T < T_0$  のとき海氷は成長する。次の時間ステップにおける温度は

$$T_{SI} = T_{init} + \frac{dT}{dt}\Delta t$$

である。 $\frac{dT}{dt}$  は (2.9) で計算される。これが  $T_{SI} > T_0$  となるときは、 $T_{init} \rightarrow T_0$  になるまでの時間と、その先とに分割して考える。

### (1) $T_0$ までの加熱

$T_0$  までの加熱にかかる時間  $\tau_1$

$$\tau_1 = \frac{T_0 - T_{init}}{T_{SI} - T_{init}}\Delta t \quad (2.13)$$

### (2) $T_0$ からの加熱

$T = T_0$  になってから後

$$\tau_2 = \Delta t - \tau_1 = \frac{T_{SI} - T_0}{T_{SI} - T_{init}}\Delta t \quad (2.14)$$

の時間は、温度は変化せず加えられた熱量に対応した量の海氷が融ける。融ける海氷の厚さ  $h_m$  は

$$\dot{Q} = -F$$

より、

$$\begin{aligned} L\rho_i \frac{h_m}{\tau_2} &= -F \\ h_m &= -\frac{F\tau_2}{L\rho_i} \end{aligned} \quad (2.15)$$

以上より、 $\Delta t$  だけ時間が進んだ後の海氷の温度と厚さは

$$T = T_0, h = h_{init} + \frac{F\tau_2}{L\rho_i}$$

ここで計算された  $h$  が負の値になるときはさらに時間を  $h$  がゼロになるまでと、その先に分割する。

(i)  $h$  がゼロになるまで

$h$  がゼロになるまでの時間  $\tau_3$

$$\begin{aligned} 0 &= h_{init} + \frac{F\tau_3}{L\rho_i} \\ \tau_3 &= -\frac{L\rho_i h_{init}}{F} \end{aligned} \quad (2.16)$$

(ii)  $h$  がゼロになった後

$h$  がゼロになった後は板海モデルで計算する。その時間ステップは

$$\tau_4 = \Delta t - \tau_1 - \tau_3 \quad (2.17)$$



## 第3章 実験

### 3.1 実験設定

作成したプログラムを用いて北極海を想定した海氷の季節変化の計算を行った。

実験に用いた下向き短波放射, 下向き長波放射, 顕熱, 潜熱の各フラックス, アルベドの値は Maycut and Untersteiner(1969) にあるものを用いた。これは北極海での観測データに基づくものである。表 4.1 に各データを示す。

表 3.1: 実験に使用した各フラックスの値

月	下向き 長波放射 $F_{SW}^{\downarrow}$ (W/m <sup>2</sup> )	上向き 長波放射 $F_{LW}^{\downarrow}$ (W/m <sup>2</sup> )	顕熱 フラックス $SH$ (W/m <sup>2</sup> )	潜熱 フラックス $LE$ (W/m <sup>2</sup> )	アルベド $\alpha$ (-)
Jan	0	168	19.0	0	-
Feb	0	166	12.3	-0.323	-
Mar	30.7	166	11.6	-0.484	0.83
Apr	159	187	4.68	-1.45	0.81
May	285	244	-7.26	-7.43	0.82
Jun	309	291	-6.30	-11.3	0.78
Jul	219	308	-4.84	-10.3	0.64
Aug	145	302	-6.46	-10.7	0.69
Sep	59.7	266	-2.74	-6.30	0.84
Oct	6.46	224	1.61	-3.07	0.85
Nov	0	181	9.04	-0.161	-
Dec	0	176	12.8	-0.161	-

また, 初期値として海氷の表面温度 250K, 海氷の厚さ 0.1m を与え, 1 ステップ

の時間間隔は1日とした。計算は海氷の表面温度と厚さが定常状態となるまで行った。ここで言う定常状態とは、海氷から出ていく熱と海氷へ入る熱が1年間の合計で同じ量になる状態のことである。

## 3.2 海氷の季節変化

海氷の季節変化を計算した結果を図 3.1 に示す。図は海氷の表面温度と厚さを200年間計算し、定常状態になった最後の1年間を示したものである。

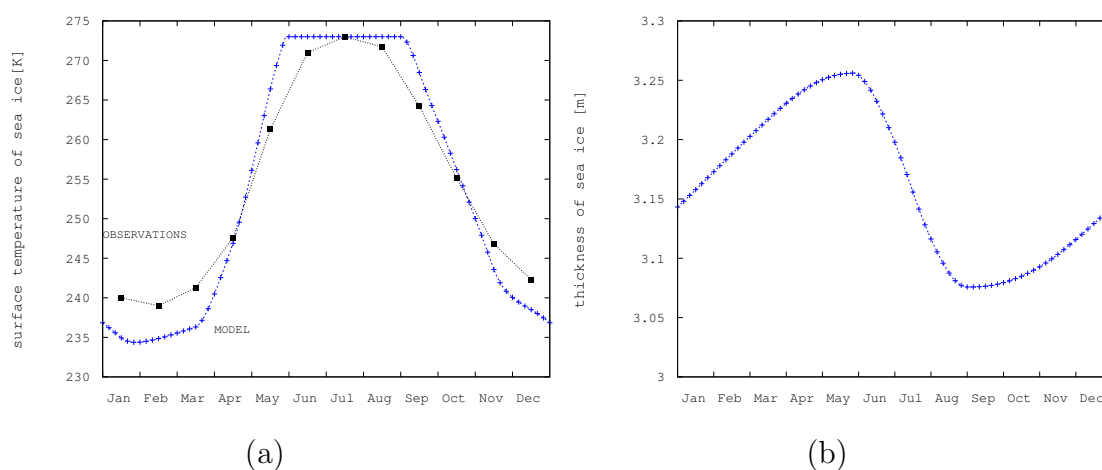


図 3.1: 海氷の季節変化. (a): 海氷表面温度の季節変化. 横軸は1月から12月までの1年間, 縦軸は表面温度 (K). 青線がモデルによる計算結果, 黒い点線が観測結果. (b): 海氷の厚さの季節変化. 横軸は1月から12月までの1年間, 縦軸は厚さ (m).

図 3.1(a) に点線で示してあるのは北極海で観測された海氷の表面温度 (Untersteiner, 1961) である. 本研究で構築したモデルで計算された海氷表面温度の季節変化はこの観測結果に概ね沿うようなものとなっていることが分かる. また, 北極海で観測される海氷の厚さはおよそ 2~5m 程度である (Rothrock and Maykut, 1999). 図 3.1(b) に示した本研究のモデルで計算された海氷の厚さも, この範囲にあることがわかる. 以上のようにこのモデルは概ね観測結果を再現することが確かめられた.

### 3.3 より寒冷的な環境での実験

次に  $F_{in}$  を 0.9 倍して、現在の北極海より寒冷的な環境を想定して実験を行った結果について示す。

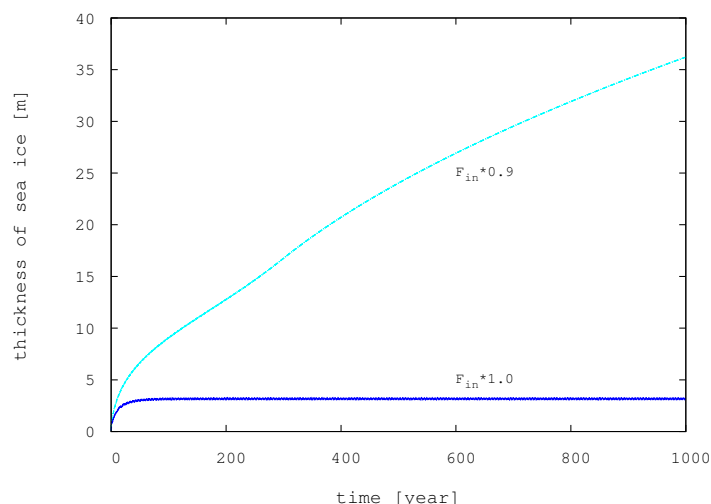


図 3.2: より寒冷的な環境における海氷の厚さの時間変化. 横軸は1月から12月までの1年間, 縦軸は海氷の厚さ (m). 水色の線は  $F_{in}$  を 0.9 倍して計算したもの. 青色の線は  $F_{in}$  をそのままにして計算したもの.

図 3.2 は計算した海氷の厚さを計算開始から 1000 年分示したものである. 図には元の  $F_{in}$  で同様の計算を行った結果も併せて示してある. 図を見ると, 元の  $F_{in}$  では 100 年ほどで海氷の厚さが定常状態になっているにも関わらず,  $F_{in}$  を 0.9 倍した結果では 1000 年計算しても海氷は成長し続け, 定常状態になっていないことが分かる. これだけ長い時間計算を行っても定常状態にならないというのは, 何らかの原因によって定常状態になる海氷の厚さの解が得られず, 現実に沿うような計算を行えていないと予想される.

このような結果となった原因について考察する.

そもそも定常状態となるような氷の厚さはどのようにして決まるのか. 定常状態とは, 海氷から出ていく熱と海氷へ入る熱が 1 年間の合計で同じ量になる状態のことであった. これはつまり, 海氷と大気との間の熱の出入り  $F$  が 1 年間積分した時に 0 となるような状態である.

$$F = -F_{SW}^{\downarrow}(1 - \alpha) - F_{LW}^{\downarrow} + F_{LW}^{\uparrow} + SH + LE \quad (2.3)$$

$F$  は上のような式で表された. このうち,  $F_{SW}^{\downarrow}, \alpha, F_{LW}^{\downarrow}, SH, LE$  はプログラムの外部から与えており, 今回行った実験では毎年同じ変化をする. 残る  $F_{LW}^{\uparrow}$  は表面

温度の4乗に比例し、表面温度は海氷の厚さの関数となっている(式(2.9)). そこで、横軸に海氷の厚さ、縦軸に海氷表面を出入りする熱フラックスを取って  $F_{LW}^{\uparrow}$  の1年間の平均値を氷の厚さの関数としてプロットしたものが図3.3である. なおこの時の氷の厚さとは、1年のうち、ある日付(ここでは7月1日とした.)での氷の厚さを用いた.

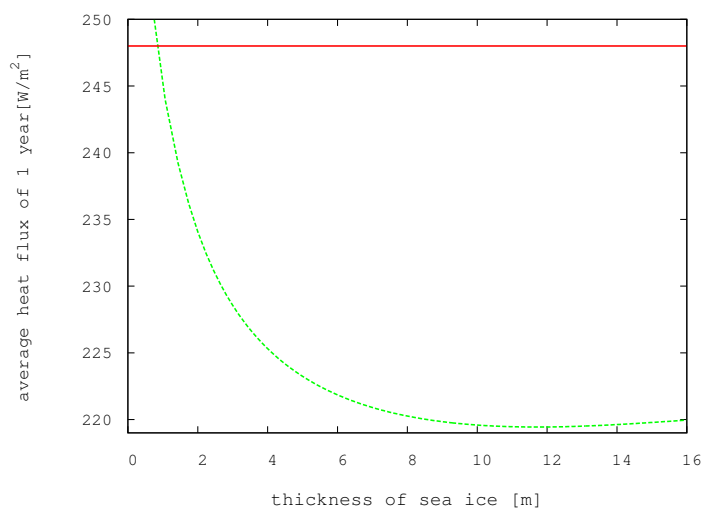


図 3.3: 海氷表面を出入りする熱フラックスの年平均. 横軸は1年の内7月1日時点での海氷の厚さ (m), 縦軸は海氷表面を出入りする熱フラックスの年平均 ( $\text{W}/\text{m}^2$ ). 緑線は海氷表面での上向き長波放射  $F_{LW}^{\uparrow}$ , 赤線は海氷表面での熱フラックス  $F$  のうち  $F_{LW}^{\uparrow}$  以外の成分を足し合わせ、絶対値を取ったもの.

図中に赤い線で示したのは  $F$  の  $F_{LW}^{\uparrow}$  以外の成分を足し合わせたもの ( $F_{in}$ ) の年平均値の絶対値を描いたものである. 定常状態とは  $F$  を1年間積分したものが0となる状態なので、海氷はこの2本のグラフが交わる点の厚さで定常状態となる. しかし、 $F_{LW}^{\uparrow}$  のグラフを見ると分かるように、 $F_{in}$  を小さくしていくとやがて2本のグラフが交わる点が無くなってしまう. このような場合には、海氷がどのような厚さになっても常に海氷は冷却されるので、海氷は成長し続け定常状態にならなくなってしまふ.

ではなぜ  $F_{LW}^{\uparrow}$  のグラフはこのような形をしているのだろうか.  $F_{LW}^{\uparrow}$  は表面温度の4乗に比例する. 海氷の表面温度は海氷表面を出入りする熱のフラックスによって決まる. 大気との熱の出入りは  $F$  によって表され、今問題となっている  $F_{LW}^{\uparrow}$  を除く成分は海氷の厚さや表面温度に関係無く決まっている. すると、残る海氷の表面温度に影響を与える熱フラックスは、海氷の底面から熱伝導により伝わる熱のフラックスである. 海氷の下にある海は温かく、海氷成長している間は常に海氷表面へ向かって熱を供給し続けている. この熱フラックスは式(2.5)で表され、表面と底面の温度差と、海氷の厚さによって決まる. 海氷が厚くなると、熱源である海か

ら海氷表面までの距離が長くなるため熱フラックスは小さくなるのである。そのため、海氷が厚くなるほど表面温度は下がっていき、結果として  $F_{LW}^{\uparrow}$  は海氷が厚くなるほど小さくなっていく。図 3.3 で海氷が薄いときに  $F_{LW}^{\uparrow}$  が海氷が厚くなるほど小さくなっていくのはこのためである。しかし、図では海氷がある程度以上に厚くなると  $F_{LW}^{\uparrow}$  は海氷が厚くなるほど大きくなるようにグラフが曲がっている。これは底面から熱伝導によって伝わる熱とは別に、海氷が厚くなるほど表面温度が上がっていくような要因があるためと考えられる。ここで、海氷の表面温度の変化量を求める式 (2.9) を見てみる。

$$\frac{dT}{dt} = \frac{2(-F + \psi)}{\rho_i C_{pi} h_i} + \frac{T_0 - T}{h_i} \frac{dh_i}{dt} \quad (2.9)$$

この式の右辺第一項は大気との熱の出入りおよび海氷底面から伝わる熱のフラックスによる温度変化を表している。この項の分母は海氷の熱容量を表しており、海氷の厚さの関数となっている。すなわち、海氷が厚くなると熱容量が大きくなっていき、温度が変化しにくくなっていくということである。これは、図 3.1(a) のような海氷表面温度の季節変化の振幅が小さくなるということの意味する。表面温度の季節変化のグラフが上に凸な部分(夏)では海氷が完全に融けきらない限り温度は氷の融点で頭打ちになるため、このグラフの振幅が小さくなるということは、温度が下がりにくくなり、1年の平均温度が高くなるということの意味する。海氷がある程度厚くなると、熱伝導による熱のフラックスが小さくなるよりも海氷の熱容量が増大して温度が下がりにくくなる効果が効いてくるため、図 3.3 のように  $F_{LW}^{\uparrow}$  は海氷が厚くなるほど大きくなるように変化する。

### 3.4 モデルの適用可能範囲

次に、前節で述べたような現象を考慮して、氷の中の温度構造についておいた仮定を検討する。また、そこから本モデルを適用できる範囲について考察する。

本研究で構築したモデルでは温度勾配が一定であると仮定しており、そのために前述のような問題が発生してしまった。ということは、この仮定が成り立つ範囲が本モデルを適用できる範囲であると言える。ではこの仮定が成り立つ範囲とはどのようにして知ることができるだろうか。温度勾配が一定となるためには、熱拡散によって十分に熱が拡散される必要がある。すなわち、熱拡散が十分に速く、温度勾配が一定であると言えるような条件であれば仮定が成り立っていると言える。熱拡散時間は海氷の厚さの2乗に比例し、以下の式で表される。

$$\tau = \frac{h_i^2}{\kappa} = \frac{h_i^2 \rho_i C_{pi}}{k_i} \quad (3.1)$$

ここで $k$ は熱拡散率を表す. この熱拡散時間のグラフを, 横軸に海氷の厚さを取って描いたものが図 3.4 である.

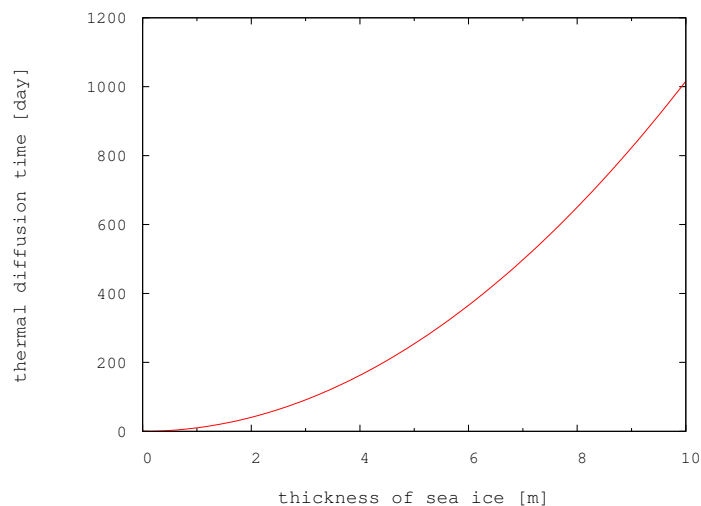


図 3.4: 海氷の厚さに対する熱拡散時間. 横軸は海氷の厚さ (m), 縦軸は熱拡散時間 (day).

今回行ったような海氷の季節変化を見る実験では, 季節変化の周期よりも熱拡散時間が短ければ問題がないと言える. 季節が3カ月程度で変化していくと考えると, 図 3.4 よりおよそ 3m 程度の厚さまでは本モデルを適用できることになる. 今回計算された結果は図 3.1(b) のようにちょうどこのモデルを適用できる限界付近の厚さとなっている. 海氷の厚さが 3m を超えるような場合については海氷の温度構造を仮定しないモデルが必要になる.

## 第4章 まとめ

大気大循環モデルに組み込むことを想定した簡易な海氷熱力学モデルを構築し、このモデルで数値計算を行うためのプログラムを作成した。作成したプログラムを使って海氷の季節変化を計算した結果、概ね観測結果を再現するような季節変化を計算することができた。簡単なモデルであるため、適用可能な海氷の厚さは3m程度までだが、その範囲内においては十分に実用可能なものを構築することができた。さらに海氷が厚くなるような環境を想定した実験を行う場合には、海氷内部の温度分布をもう少し詳しく見る必要がある。今後このモデルをより有用なものに改良する方法としては、モデル内の海氷を多層化することが挙げられる。また、積雪の影響を考える場合には雪の層を加えたモデルを構築する必要がある。

## 謝辞

本研究をおこなうにあたり，ご指導いただきました指導教員である はしもと じょーじ 准教授に心より感謝いたします。

神戸大学の高橋芳幸助教にはモデルの構築，プログラムの作成においてアドバイスをいただきました。同研究室の石岡翔さんには研究を進める上で様々なアドバイスをいただきました。同じく同研究室の戸田晃太さんには研究に際して様々な面で支えていただきました。



## 参考文献

- Albert J. Semtner Jr., 1975: A Model for Thermodynamic Growth of Sea Ice in Numerical Investigations of Climate, *J. Phys. Oceanogr.*, 379-389
- Maycut, G. A., and N. Untersteiner, 1969: Numerical prediction of the thermodynamic response of Arctic sea ice to environmental changes, *J. Geophys. Res.*, 76, 1550-1575

# 付録

## プログラム

2章で説明したようなモデルで実際に数値計算を行うプログラムをFORTRAN77で作成した. 以下に作成したプログラムのフローチャートを示す.

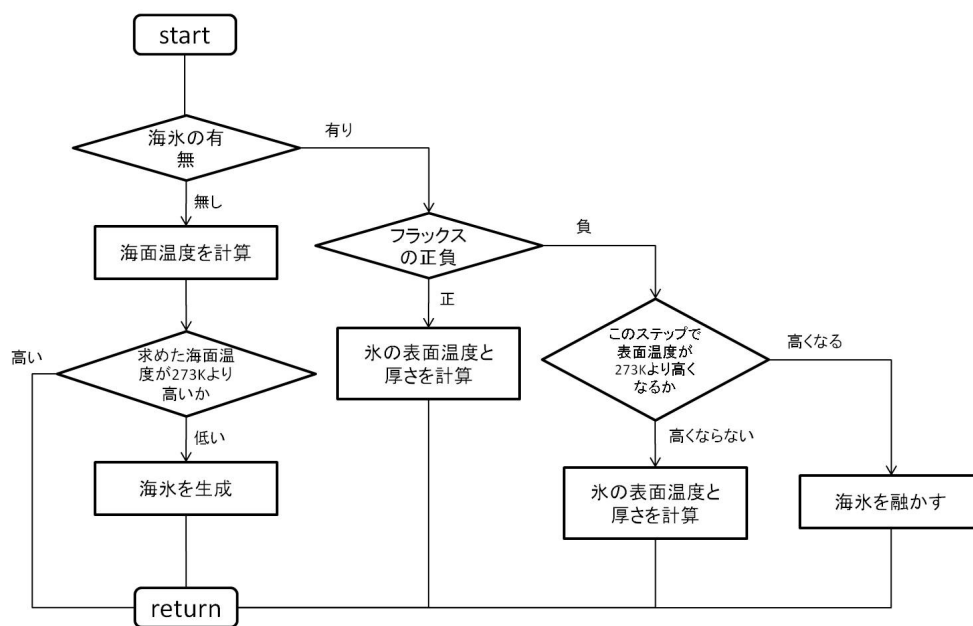


図 4.1: フローチャート

## ソースコード

本研究で構築した海氷熱力学モデルで数値計算を行うために作成したプログラムのソースコードを以下に示す。

```
1  c      ----- module -----
2  c      --- module of Constant ---
3
4  module CONST
5
6  implicit NONE
7
8  double precision,parameter :: rho   = 1000d0
9
10 double precision,parameter :: rhoi  = 917d0
11
12 double precision,parameter :: Cp    = 4217d0
13
14 double precision,parameter :: Cpi   = 2106d0
15
16 double precision,parameter :: ki    = 2.2d0
17
18 double precision,parameter :: L     = 2.50d6
19
20 double precision,parameter :: T0    = 273d0
21
22 double precision,parameter :: sigma = 5.67d-8
23
24 end module CONST
25
26 c      ----- Main Profram -----
27
28 program sea_ice_model
29
30 use CONST
31
32 implicit NONE
33
34 c      --- define variables ---
35
36 double precision h, T, F, hi, deltat
37
38 double precision Tinit, hiinit, day, FupLW, Finit
39
40 double precision FdownSW(0:13), FdownLW(0:13), SH(0:13), LE(0:13)
41
42 double precision alfa(0:13), MeltFlag, GWfanc, F1, h0, intFup, Fb, tdif
```

```
23         integer ymax, iy, im, id, i
24     c     --- open input(output) file ---
25         open(10,file='deta.dat')
26         open(11,file='temp.dat')
27         open(12,file='test.dat')
28         open(13,file='flux.dat')
29         open(14,file='intf.dat')
30     c     --- read input data ---
31         read(10,*) h, T, ymax, hi, GWfanc, Fb
32     c     --- read flux data ---
33         do i = 1,12
34             read(13,*) FdownSW(i),FdownLW(i),SH(i),LE(i),alfa(i)
35         end do
36         FdownSW(0) = FdownSW(12)
37         FdownSW(13) = FdownSW(1)
38         FdownLW(0) = FdownLW(12)
39         FdownLW(13) = FdownLW(1)
40         SH(0) = SH(12)
41         SH(13) = SH(1)
42         LE(0) = LE(12)
43         LE(13) = LE(1)
44         alfa(0) = alfa(12)
45         alfa(13) = alfa(1)
46     c     --- initialization variables ---
47         deltat = 24d0*60d0*60d0
```

```
48      day = 0d0
49      Tinit = T
50      hiinit = hi
51      Finit = -FdownSW(1)*(1-alfa(1))-FdownLW(1) + SH(1)+LE(1) - Fb
52      h0 = hi
53      intFup = 0d0
54  c      --- output initial value ---
55      write(11,*) day,T,hi
56  c      ----- main roop -----
57  c      --- year ---
58      do iy = 1,ymax
59  c      --- month ---
60      do im = 1,12
61  c      --- day ---
62      do id = 1,30
63  c      --- Sea Surface Flux Calculation ---
64          call Flux (F,hi,FupLW,Finit,FdownSW,FdownLW,SH,LE,alfa,F1,Fb)
65          if(hi <= 0) then
66  c      --- Slab Ocean Model ---
67              T = Tinit - deltat * F / ( rho * Cp * h )
68              if(T > T0) then
69                  continue
70              else
71  c      <-- ice generate and next step, go to Sea Ice Model -->
72                  call IceGeneration(deltat,Tinit,F,hi,T)
73              end if
```

```
74 c    --- Slab Ocean Model end ---
75     else
76 c    --- Sea Ice Model ---
77         if(F >= 0) then
78 c    <-- sea ice cooling -->
79             call SeaIce (Tinit,hiinit,F,deltat,T,hi)
80         else
81 c    <-- sea ice warming -->
82 c             MeltFlag = Cpi*rhoi*hiinit*(T0-Tinit)/(2*F*deltat)
83             MeltFlag = (-F*deltat)-(Cpi*rhoi*hiinit*(T0-Tinit)/2)
84 c             write(12,*) T0-Tinit,T
85             if(MeltFlag > 0d0) then
86 c             <-- sea ice melt -->
87                 call IceMelt(Tinit,deltat,hiinit,F,h,hi,T)
88             else
89 c             <-- sea ice is warming but doesn't melt -->
90                 call SeaIce (Tinit,hiinit,F,deltat,T,hi)
91             end if
92         end if
93 c    --- Sea Ice Model end ---
94     end if
95 c    --- Output ---
96         if(im == 7) then
97             if(id == 1) then
98                 if(iy > 1)then
```

```
99             write(14,*) im,id,h0,intFup
100            end if
101            h0 = hi
102            intFup = 0d0
103            end if
104        end if
105        intFup = intFup + FupLW*deltat
106        tdif = hi**2 / (ki/(rhoi*Cpi))
107        Tinit = T
108        hiinit = hi
109        day = day + 1
110        write(11,*) day,T,hi,F,FupLW,Finit,F1,tdif
111    c    --- day end ---
112        end do
113    c    --- month end ---
114        end do
115    c    --- year end ---
116        end do
117        stop
118    c    ----- main roop end -----
119    c    ----- subroutine -----
120        contains
121    c    --- Sea Ice Generation ---
122        subroutine IceGeneration (deltat,Tinit,F,hi,T)
123            use CONST
124            double precision,intent(in) :: deltat,Tinit,F
```

```
125         double precision,intent(out) :: hi
126         double precision,intent(inout) :: T
127         double precision tausi,hmin,hmax,j,m,n
128         integer p
129         tausi = deltat * ( T0 - T ) / ( Tinit - T )
130         hmin = 0d0
131         hmax = 1d2
132         p = 1
133         j = 0d0
134         m = 2*ki*tausi/(Cpi*rhoi)
135         n = - 2*ki*F*tausi**2/(Cpi*L*rhoi**2)
136 c      <-- this equation : 0 = p*(hi**3) + j*(hi**2) + m*(hi) + n : -->
137         call Bisection (hmin,hmax,hi,p,j,m,n)
138         T = T0 - L*rhoi*hi**2 / (ki*tausi)
139     end subroutine Icegeneration
140 c      --- sea ice generation end ---
141 c      --- One-layer Sea Ice Model ---
142     subroutine SeaIce (Tinit,hiinit,F,deltat,T,hi)
143         use CONST
144         double precision,intent(in) :: deltat
145         double precision,intent(out) :: T,hi
146         double precision,intent(inout) :: F,Tinit,hiinit
147         double precision min,max,j,m,n,T1,FupLW
148         integer i,p
149         T1 = Tinit
```



```
150         do i = 1,1
151             min = 0d0
152             max = 100d0
153             p = 0
154             j = 1d0
155             m = -hiinit
156             n = -ki*(T0-T1)*deltat/(L*rhoi)
157 c         <-- this equation : 0 = p*(hi**3) + j*(hi**2) + m*(hi) + n : -->
158             call Bisection (min,max,hi,p,j,m,n)
159             j = rhoi*Cpi*hi
160             m = 2*ki*deltat/hi
161             n = rhoi*Cpi*(hi-hiinit)
162             T = (j*Tinit+(m+n)*T0-2*F*deltat)/(j+m+n)
163             T1 = T
164 c             FupLW = sigma * T**4
165 c             F = FupLW+SH+LE
166 c             write(12,*) hi,T
167         end do
168     end subroutine SeaIce
169 c     --- one-layer sea ice model end ---
170 c     --- Sea Ice Melt ---
171     subroutine IceMelt(Tinit,deltat,hiinit,F,h,hi,T)
172         use CONST
173         double precision,intent(in) :: Tinit,deltat,hiinit,F,h
174         double precision,intent(out) :: hi
175         double precision,intent(inout) :: T
```

```
176         double precision tau1,tau2,tau3,tau4
177         if(Tinit < T0) then
178             tau1 = Cpi*rhoi*hiinit*(T0-Tinit)/(2*(-F))
179             tau2 = deltat-tau1
180         else
181             tau2 = deltat
182         end if
183         hi = hiinit + F * tau2 / ( L * rhoi )
184     c    <-- Sea Ice Completely Melt -->
185         if(hi <= 0d0) then
186             tau3 = - L * rhoi * hiinit / F
187             tau4 = deltat - tau1 - tau3
188             T = Tinit - deltat * F / ( rho * Cp * h )
189             hi = 0d0
190     c    <-- Sea Ice Remain -->
191         else
192             T = T0
193     c        write(12,*) T
194         end if
195     c        write(12,*) T
196         end subroutine IceMelt
197     c    --- sea ice melt end
198     c    --- Flux Calculation ---
199         subroutine Flux(F,hi,FupLW,Finit,FdownSW,FdownLW,SH,LE,alfa,F1,Fb)
200             use CONST
201             double precision,intent(in) :: hi,FdownSW(0:13),FdownLW(0:13)
```

```
202      double precision,intent(in) :: SH(0:13),LE(0:13),alfa(0:13),Fb
203      double precision,intent(out) :: F,FupLW
204      double precision,intent(inout) :: Finit,F1
205      double precision F0,F2,Fin,Fent,Fair
206      Fent = Od0
207      FupLW = sigma * T**4
208      Fair = -FdownSW(im-1)*(1-alfa(im-1))-FdownLW(im-1)
209      Fent = SH(im-1)+LE(im-1)
210      F0 = Fair + Fent
211      Fair = -FdownSW(im)*(1-alfa(im))-FdownLW(im)
212      Fent = SH(im)+LE(im)
213      F1 = Fair + Fent
214      Fair = -FdownSW(im+1)*(1-alfa(im+1))-FdownLW(im+1)
215      Fent = SH(im+1)+LE(im+1)
216      F2 = Fair + Fent
217      if(id <= 15) then
218          Fin = Finit + (F1 - F0)/30
219      else
220          Fin = Finit + (F2 - F1)/30
221      end if
222      F = Fin*0.9 + FupLW
223      & - ((iy-1)+((im-1)+(id-1)/(30.0-1.0))/12.0)*GWfanc - Fb
224      c      write(12,*) iy,im,id,Fin,F0,F1,F2,F
225      Finit = Fin
226      end subroutine Flux
227      c      --- flux calculation end ---
```

```
228  c    --- Bisection ---
229      subroutine Bisection (a,b,c,p,l,m,n)
230          double precision,intent(in) :: l,m,n
231          double precision,intent(out) :: c
232          double precision,intent(inout) :: a,b
233          integer,intent(in) :: p
234          integer i
235          double precision fa,fb,fc,fcabs
236          do i = 1,30
237              c = (a+b)/2
238              fa = p*a**3 + l*a**2 + m*a + n
239              fb = p*b**3 + l*b**2 + m*b + n
240              fc = p*c**3 + l*c**2 + m*c + n
241              fcabs = dabs(fc)
242  c      write(12,*) a,b,c
243          if(fa*fc < 0d0) then
244              b = c
245          else if(fa*fc > 0d0) then
246              a = c
247          else
248              c = -m
249              exit
250          end if
251      end do
252      end subroutine Bisection
253  c    --- bisection end ---
```

```
254      end program sea_ice_model
```