

## 第9章 海面フラックス

海洋モデルを駆動するためには、海面からの運動量・熱・淡水フラックスが必要である。本章では、MRI.COMにおける海面運動量・熱・淡水フラックスの取り扱いについて解説する。MRI.COMにおける海面風・熱・淡水フラックスの扱いは、大気再解析データや大気海洋観測データで駆動する海洋単体シミュレーションと、大気海洋結合モデルによるシミュレーションとを前提として設計されている。

海洋モデル単体で現実的な海洋構造を再現する場合、観測に基づく海面熱・淡水フラックスを使用するのが自然だが、

1. 観測に基づく海面熱・淡水フラックスには大きな誤差がある
2. 海洋モデル単体によるシミュレーションでは海洋から大気へのフィードバックメカニズムが働かない
3. モデル力学には誤差があり、また再現できない現象が存在する

などの理由から、再現されるモデル海面水温塩分が観測海面水温塩分と必ずしも一致しない。このため、海洋モデルではモデル海面水温塩分が観測海面水温塩分から大きくずれないように調節が必要である。本章では、このような調節を含めた海面フラックスの取り扱いを説明する。

### 9.1 海面風応力

#### 9.1.1 MRI.COMにおける計算手続き

海面フラックスのうち、運動量フラックスすなわち風応力に関しては、風応力データを外部データとして読み込んで使用する。入力データの単位は  $[\text{dyn} \cdot \text{cm}^{-2}]$  にする。

- 外部データの読み込み in force.F90  

```
read(iwind)  $\tau_x, \tau_y$ 
```
- 外部データの時間補間 in mkflux.F90
- 第1層水平流速の計算(式(1.41)) in clinic.F90

### 9.2 海面熱フラックス

#### 9.2.1 はじめに

海洋が獲得する正味の海面熱フラックスを  $Q_{NET}$  とすると、最上層の水温  $T_o$  の時間変化は、

$$\frac{\partial T_o}{\partial t} = (\text{advection}) + (\text{diffusion}) + \frac{Q_{NET}}{\rho_o C_p \Delta z_1} \quad (9.1)$$

## 第9章 海面フラックス

と書ける。ここで、 $\rho_o$  と  $C_p$  は海洋における代表的な密度と比熱、 $\Delta z_1$  は T-box における第1層厚（自由表面の場合は時空間変化あり）である。

冒頭でも述べたように、 $Q_{NET}$  として観測に基づく海面熱フラックスを使用した場合、再現されるモデル海面水温は必ずしも観測海面水温と一致しない。このため、海洋モデルではモデル海面水温が観測海面水温から大きくずれないように調節（リストア）が必要となる。MRI.COM では、 $Q_{NET}$  の計算として、モデル海面水温を観測海面水温に緩和する方法（海面水温緩和型 default）と観測された大気要素を使用して海面熱フラックスを計算する方法（熱フラックス型 OGCM\_HFLUX）の2種類が準備されている。前者ではモデル海面水温を観測海面水温に復元させるのに対し、後者ではモデル海面水温を観測大気要素（海上気温など）で駆動することになる。

### 9.2.2 熱フラックス型（OGCM\_HFLUX）

熱フラックス型を使用する場合、海面熱フラックス  $Q_{NET}$  は、

$$Q_{NET} = Q_{SH} + Q_{LO} + Q_{LA} + Q_{SN} \quad (9.2)$$

として与えられる。ここで、 $Q_{SH}$  は正味短波放射フラックス、 $Q_{LO}$  は正味長波放射フラックス、 $Q_{LA}$  は潜熱フラックス、 $Q_{SN}$  は顕熱フラックスである。4成分の中で、 $Q_{LO}$ 、 $Q_{LA}$ 、 $Q_{SN}$  の3成分は海面水温に依存するため、モデル海面水温を用いて求める。

#### 短波放射フラックス

正味の短波放射として外部データ  $Q_{SH}^{OBS}$  を使用する。海面に入射する短波放射の一部 ( $\alpha_0 Q_{SH}^{OBS}$ ) は海面で反射される。残りの短波放射 ( $(1 - \alpha_0) Q_{SH}^{OBS}$ ) は、海面下 50cm までに 50% 以上が吸収され、一部はさらに深く透過し表層水温構造に影響を与える。Paulson and Simpson (1977) より、海洋内に透過する短波放射フラックスは、

$$Q_{SH}(z) = (1 - \alpha_0) Q_{SH}^{OBS} [R \exp(z/\zeta_1) + (1 - R) \exp(z/\zeta_2)] \quad (9.3)$$

で与えられる。ここで、Jerlov(1976) の光学特性による海水の分類化における Water Type I を採用し、 $R = 0.58$ 、 $\zeta_1 = 35$  [cm]、 $\zeta_2 = 2300$  [cm] とする。この式に従って透過した短波放射エネルギーの鉛直発散  $\partial Q_{SH}(z)/\partial z$  が各層で吸収される。（したがって、式 (9.1) の表現は厳密には正しくなく、 $Q_{SH}$  の一部は第2層以深の式にも含まれる。）

#### 長波放射フラックス

長波放射は、正味長波放射（外部データ） $Q_{LO}^{OBS}$  から海面水温（外部データ） $T_o^{OBS}$  による輻射分を除き、モデル海面水温による輻射を加えて計算する。

$$Q_{LO} = Q_{LO}^{OBS} + e_m \sigma ((T_o^{OBS} + 273.16)^4 - (T_o + 273.16)^4) \quad (9.4)$$

ここで、 $e_m = 0.97$  は海水の emissivity、 $\sigma = 5.67 \times 10^{-5}$  [erg·s<sup>-1</sup>·cm<sup>-2</sup>·K<sup>-4</sup>] は Stefan-Boltzmann 定数である。

#### 潜熱・顕熱フラックス

潜熱・顕熱フラックスの計算にはバルク法を用いる。バルク法では、潜熱フラックス  $Q_{LA}$ ・顕熱フラックス  $Q_{SN}$  をバルク公式と呼ばれる次式でそれぞれ計算する。

$$Q_{LA} = -\rho_a L C_E U_{10} (q_s - q_a) \quad (9.5)$$

$$Q_{SN} = -\rho_a C_{pa} C_H U_{10} (T_o - T_a) \quad (9.6)$$

ここで、 $\rho_a$  は大気密度、 $L$  は蒸発の潜熱、 $q_a$  は海上比湿、 $q_s$  は海面水温飽和比湿、 $T_a$  は海上気温、 $U_{10}$  はスカラー風速を表す。また、 $C_{pa} = 1.00467 \times 10^7 \text{ erg} \cdot [\text{g}^{-1}]$  は大気比熱である。

バルク公式を使用して熱フラックスを求めるには、バルク輸送係数と呼ばれる無次元係数  $C_E$  や  $C_H$  が必要であり、この係数としてさまざまな関数が提案されている (Kantha and Clayson 2000)。これらの違いは、関数を求める際に使用するデータに依存するところが大きい。MRI.COM では、Kara et al.(2000)、Kondo (1975)、簡略化された Large and Pond (1982) による3種類のバルク輸送係数計算を選択することができる。以下では、これら3種類のバルク輸送係数計算と潜熱・顕熱フラックスに必要な要素の計算について説明する。

なお、海氷がある場合は、海氷の生成・融解によって生じる海氷 - 海洋間のフラックスが付加される。この場合のフラックスの計算は「第10章 海氷モデル」を参照されたい。また、淡水フラックス (OGCM\_WFLUX) を使用する場合、その効果が熱フラックスに付加される (式 (9.35))。

#### (a) Kara et al.(2000) (OGCM\_BULKKARA)

Kara et al.(2000) では、入力する外部データとして、海面気圧  $P_s$  [hPa]、海上気温  $T_a$  [°C]、海上露点  $T_d$  [°C]、スカラー風速  $U_{10}$  [ $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ] の4種類を使用する。

まず、潜熱・顕熱フラックスの計算に必要な要素を準備する。

##### 1. 海上における水蒸気圧 $e_a$ [hPa]

$$e_a = 6.1121 \exp[(18.729 - T_d/227.3)T_d/(T_d + 257.87)] \quad (9.7)$$

##### 2. 海面水温 ( $T_o$ [°C]) に対する飽和水蒸気圧 $e_s$ [hPa]

$$e_s = 0.9815 \times 6.1121 \exp[(18.729 - T_o/227.3)T_o/(T_o + 257.87)] \quad (9.8)$$

##### 3. 海上における比湿 $q_a$ [ $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ]

$$q_a = \frac{0.62197e_a}{P_s - 0.378e_a} \quad (9.9)$$

##### 4. 海面水温に対する飽和比湿 $q_s$ [ $\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ]

$$q_s = \frac{0.62197e_s}{P_s - 0.378e_s} \quad (9.10)$$

##### 5. 蒸発の潜熱 $L$ [ $\text{erg} \cdot \text{g}^{-1}$ ]

$$L = 10^{10}(2.501 - 0.00237T_o) \quad (9.11)$$

##### 6. 大気密度 $\rho_a$ [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ]

$$\rho_a = 10^3 P_s / [R_g(T_a + 273.16)(1.0 + 0.61q_a)] \quad (9.12)$$

次に、バルク輸送係数  $C_E$  (潜熱)、 $C_H$  (顕熱) を以下のように求める。

$$C_0 = 10^{-3}(0.8195 + 5.06 \times 10^{-4}U_{10} - 9 \times 10^{-7}U_{10}^2) \quad (9.13)$$

$$C_1 = 10^{-3}(-0.0154 + 56.98/U_{10} - 67.43/U_{10}^2) \quad (9.14)$$

$$C_E = C_0 + C_1(T_o - T_a) \quad (9.15)$$

$$C_H = 0.96C_E \quad (9.16)$$

ただし、 $2.5 \times 10^2 [\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}] \leq U_{10} \leq 32.5 \times 10^2 [\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}]$ 、 $0.3 \times 10^{-3} \leq C_E \leq 2 \times 10^{-3}$  とする。

## 第9章 海面フラックス

### (b) Kondo (1975) ( OGCM\_BULKKONDO )

Kondo (1975) では、入力する外部データとして、海面気圧  $P_s$ [hPa]、海上気温  $T_a$ [°C]、海上比湿  $q_a$ [g·g<sup>-1</sup>]、スカラー風速  $U_{10}$ [cm·s<sup>-1</sup>] を使用する。

まず、潜熱・顕熱フラックスの計算に必要な要素を以下のように求める。

1. 海面水温 ( $T_o$ [°C]) に対する飽和水蒸気圧  $e_s$ [hPa]

$$e_s = 0.98 \times 6.1078 \times 10^{7.5T_o/(273.3+T_o)} \quad (9.17)$$

2. 蒸発の潜熱  $L$ [erg·g<sup>-1</sup>]

$$L = 4.186 \times 10^7 (594.9 - 0.5T_o) \quad (9.18)$$

なお、海面水温に対する飽和比湿  $q_s$ [g·g<sup>-1</sup>] は、Kara et al. (2000) と同じ式 (9.10) で表される。大気密度は  $\rho_a = 1.205 \times 10^{-3}$  [g·cm<sup>-3</sup>] とする。

大気境界層の安定度が中立状態の場合、バルク輸送係数は次式で与えられる。

$$C_{En} = 10^{-3} \{ a_e + 10^{-2} b_e U_{10}^{p_e} + c_e (10^{-2} U_{10} - 8)^2 \} \quad (9.19)$$

$$C_{Hn} = 10^{-3} \{ a_h + 10^{-2} b_h U_{10}^{p_h} + c_h (10^{-2} U_{10} - 8)^2 \} \quad (9.20)$$

ここで、 $C_{En}$ 、 $C_{Hn}$  は、大気安定度が中立である場合のバルク輸送係数である。また、 $a_{e,h}$ 、 $b_{e,h}$ 、 $c_{e,h}$ 、 $p_{e,h}$  は表 9.1 に示されるような風速に依存する無次元数である。

表 9.1: Kondo (1975) のバルク輸送係数の計算で使用される無次元パラメータ

$U_{10}$ (10 <sup>2</sup> cm·s <sup>-1</sup> )	$a_e$	$a_h$	$b_e$	$b_h$	$c_e$	$c_h$	$p_e$	$p_h$
0.3-2.2	0	0	1.23	1.185	0	0	-0.16	-0.157
2.2-5	0.969	0.927	0.0521	0.0546	0	0	1	1
5-8	1.18	1.15	0.01	0.01	0	0	1	1
8-25	1.196	1.17	0.008	0.0075	-0.0004	-0.00045	1	1
25-50	1.68	1.652	-0.016	-0.017	0	0	1	1

次に、安定度を考慮したバルク輸送係数を求める。まず、大気境界層の安定度を次のように定義する。

$$S = S_0 \frac{|S_0|}{|S_0| + 0.01} \quad (9.21)$$

ここで、

$$S_0 = \frac{T_o - T_a}{10^{-4} U_{10}^2} \quad (9.22)$$

で、 $S > 0$  ( $T_o - T_a > 0$ ) の時は不安定、 $S < 0$  ( $T_o - T_a < 0$ ) の時は安定である。最終的に安定度を考慮したバルク輸送係数は、次式で与えられる。

$$C_E = \begin{cases} 0 & S < -3.3 \\ C_{En} \{ 0.1 + 0.03S + 0.9 \exp(4.8S) \} & -3.3 \leq S < 0 \\ C_{En} (1.0 + 0.63\sqrt{S}) & 0 \leq S \end{cases} \quad (9.23)$$

$$C_H = \begin{cases} 0 & S < -3.3 \\ C_{Hn} \{ 0.1 + 0.03S + 0.9 \exp(4.8S) \} & -3.3 \leq S < 0 \\ C_{Hn} (1.0 + 0.63\sqrt{S}) & 0 \leq S \end{cases} \quad (9.24)$$

## (c) Large and Pond (1982) (OGCM\_BULKLP)

Large and Pond (1982) では、潜熱・顕熱フラックスの計算に必要な要素や入力データは前節の Kondo (1975) と同様で、海面水温に対する飽和水蒸気圧  $e_s$  [hPa] は式 (9.17)、海面水温に対する飽和比湿  $q_s$  [g·g<sup>-1</sup>] は式 (9.10)、蒸発の潜熱  $L$  [erg·g<sup>-1</sup>] は式 (9.18) で計算される。大気密度は  $\rho_a = 1.205$  [g·cm<sup>-3</sup>] である。海上における比湿  $q_a$  [g·g<sup>-1</sup>] は、外部データとして読み込んで使用する。

バルク輸送係数  $C_E$  (潜熱) 及び  $C_H$  (顕熱) を以下のように求める。まず、風応力のバルク輸送係数  $C_D$  を風速に依存する形で求める。ただし、MRI.COM ではこの  $C_D$  は風応力の計算には使用されない。

$$C_D = \begin{cases} 1.14 \times 10^{-3} & U_{10} < 10 \times 10^2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1} \\ 4.9 \times 10^{-4} + 6.5 \times 10^{-7} U_{10} & U_{10} \geq 10 \times 10^2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1} \end{cases} \quad (9.25)$$

MRI.COM では、バルク輸送係数  $C_E$  及び  $C_H$  を求める際に、大気境界層の安定度を  $T_o - T_a$  の符号で判定する。すなわち、

$$C_E = 3.46 \times 10^{-2} \sqrt{C_D} \quad (9.26)$$

$$C_H = \begin{cases} 3.27 \times 10^{-2} \sqrt{C_D} & T_o - T_a > 0 \\ 1.8 \times 10^{-2} \sqrt{C_D} & T_o - T_a \leq 0 \end{cases} \quad (9.27)$$

## 9.2.3 海面水温緩和 (default)

MRI.COM の default では、モデル海面水温を観測海面水温に緩和するような海面熱フラックスが計算される。但し歴史ランには対応していない (海面水温気候値に緩和)。

$$Q_{NET} = -\frac{\rho_o C_p}{\gamma} (T_o - T_o^{OBS}) \Delta z_1 \quad (9.28)$$

ここで、 $\gamma$  は緩和時間 [s] で、一般的に第 1 層厚 5 [m] の場合 10 日 ( $\gamma = 10 \times 86400$  [s]) 程度である。

## 9.2.4 MRI.COM における計算手続き

## • 熱フラックス型 (OGCM\_HFLUX)

1. 外部データの読み込み in force.F90
  - (a) 熱フラックス型
  - (b) read(ihflx)  $Q_{SH}^{OBS}, Q_{LO}^{OBS}, T_o^{OBS}$
  - (c) read(ibulk)  $T_a, q_a$  (OGCM\_TDEW のとき  $T_d$ ),  $U_{10}, P_s$
2.  $Q_{NET}$  の計算 in mkflux.F90
  - (a) 外部データの時間補間
  - (b)  $Q_{SH}$  は外部データを使用
  - (c)  $Q_{LO}$  の計算 (式 (9.4))
  - (d)  $Q_{LA}$  と  $Q_{SN}$  の計算 (式 (9.5) ~ (9.6)) in bulk.F90 (mkflux.F90 から call)
  - (e)  $Q_{SH}$  と ( $Q_{LO} + Q_{LA} + Q_{SN}$ ) に分けて準備
  - (f)  $Q_{NET}^{WF}$  の計算 (式 (9.35))

## 第9章 海面フラックス

(g) 海氷 - 海洋間熱フラックス in iaflux.F90 (海氷モデル OGCM\_ICE のとき mkflux.F90 から call)

3.  $Q_{NET}$  による第1層の水温時間変化の計算 (式 (9.1)) in tracer.F90

- 式 (9.3) を使用して短波放射による第2層以深水温の時間変化も計算

- 海面水温緩和型 default

1.  $Q_{NET}$  の計算 (式 (9.28)) in mkflux.F90

2.  $Q_{NET}$  による第1層水温の時間変化計算 (式 (9.1)) in tracer.F90

## 9.3 海面淡水フラックス

### 9.3.1 はじめに

海面を通して出入りする淡水フラックスは、主に降水、蒸発、河川水の流出、海氷の生成融解が原因である。MRI.COM における海面淡水フラックスは、観測に基づく降水、河川水の流出データ等を使用した淡水フラックスを用いる方法 (淡水フラックス型 OGCM\_WFLUX) と、モデル海面塩分を観測海面塩分に緩和する方法 (海面塩分緩和型 default) の2種類から選択する。

また、自由表面では、淡水フラックスを陽に扱い、第1層体積の増減から塩分の変化を計算する (自由表面解説参照)。一方、rigid-lid の場合は各格子で体積は一定であり淡水の出入りは許されないため、淡水フラックスを塩分フラックス  $F_S[\text{psu}\cdot\text{s}^{-1}]$  に換算してから塩分の時間変化を求める。

### 9.3.2 淡水フラックス型 (OGCM\_WFLUX)

海面を出入りする淡水フラックス  $F_W[\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}]$  は、

$$F_W = P - E + R + I \quad (9.29)$$

として与えられる。降水  $P$  は外部データを使用し、蒸発  $E$  はモデル内で計算する。

$$E = \rho_a C_E U_{10} (q_s - q_a) = -Q_{LA}/L \quad (9.30)$$

河川水の流出  $R$  は OGCM\_RUNOFF を選択した場合に外部データから与えられる。海氷モデルを使用する場合 (OGCM\_ICE) には海氷の生成融解による淡水フラックス  $I$  が計算される (海氷モデル解説参照)。OGCM\_WFLUX のみを選択した場合には、 $F_W = P - E$  である。

$F_W$  は海面塩分の状態には直接的には無関係であり、モデル海面塩分は現実とかけ離れた値をもつ可能性がある。従って、モデル海面塩分を観測海面塩分にリストアする調節が必要となる (下式右辺第2項)。但し、現在は信頼できる海面塩分の歴史データは存在しないので、観測海面塩分気候値にリストアしている。

$$F_W \rightarrow F_W + r_s \frac{S_o - S_o^{OBS}}{S_o} \quad (9.31)$$

ここで、 $r_s = 50/86400[\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}]$  である。

また、 $F_W$  は必ずしも全球平均が0とはならない。場合によっては全海域の第1層体積が増加または減少し続ける可能性がある。これを防ぐために、OGCM\_WADJ を選択し、全海域の淡水フラックスの積分が0になるように調節する。すなわち、

$$F_{W_{ADJ}} = F_W - \overline{F_W} \quad (9.32)$$

ここで、 $\overline{F_W}$  は  $F_W (= P - E(+R) - r_s(S_o^{OBS} - S_o)/S_o)$  の全海域平均である。

自由表面では、淡水フラックス  $F_W$  (または  $F_{W_{ADJ}}$ ) を陽に扱い、第1層体積の増減から塩分の変化を計算する (自由表面解説参照)。

rigid-lid の場合は、淡水フラックスを塩分フラックス  $F_S[\text{psu}\cdot\text{s}^{-1}]$  に換算する。

$$F_S = S_o F_W / \Delta z_1 \quad (9.33)$$

第1層の塩分  $S_o$  の時間変化は、

$$\frac{\partial S_o}{\partial t} = (\text{advection}) + (\text{diffusion}) + F_S \quad (9.34)$$

で求める。

淡水フラックスを使用する場合、その量に応じて熱フラックスが生じる。その際、淡水は第1層の水温と同じ水温を持つと仮定する。すなわち、 $Q_{NET}$  に淡水フラックスの効果  $Q_{NET}^{WF}$  が付加される。

$$Q_{NET}^{WF} = \rho_o C_p T_o F_W \quad (9.35)$$

となる。

### 9.3.3 海面塩分緩和 (default)

海洋が獲得する海面塩分フラックスを  $F_S$  とすると、自由表面の場合、

$$F_S = \frac{V_{1o}}{\gamma_s V_1(t)} (S_o^{OBS} - S_o) \quad (9.36)$$

rigid-lid の場合、

$$F_S = \frac{1}{\gamma_s} (S_o^{OBS} - S_o) \quad (9.37)$$

となる。ここで、 $V_{1o}$  は初期の第1層 T-box の体積、 $V_1(t)$  は各時間ステップにおける第1層 T-box の体積である。また、 $\gamma_s$  は緩和時間 [s] で、一般的に第1層厚 5 [m] の場合 10 日 ( $\gamma_s = 10 \times 86400[\text{s}]$ ) 程度である。

第1層の塩分  $S_o$  の時間変化は、

$$\frac{\partial S_o}{\partial t} = (\text{advection}) + (\text{diffusion}) + F_S \quad (9.38)$$

で求める。

### 9.3.4 MRI.COM における計算手続き

- 淡水フラックス型 OGCM\_WFLUX

1. 外部データの読み込み in force.F90
  - (a) read(ipcpr) P
  - (b) OGCM\_RUNOFF の場合、read(irnoff) R
2.  $F_W$  の計算 in mkflux.F90
  - (a) P (と R) は外部データを使用

## 第9章 海面フラックス

- (b)  $E$  の計算 (式 (9.30)) in `bulk.F90` (`mkflux.F90` から call)
  - (c) 海氷 - 海洋間淡水フラックス in `iaflux.F90` (海氷モデル `OGCM_ICE` のとき `mkflux.F90` から call)
  - (d) 海面塩分の緩和 (式 (9.31))
  - (e) 自由表面の場合、`OGCM_WADJ` で  $F_{W_{ADJ}}$  の計算 (式 (9.32)) in `surface.F90`
  - (f) `rigid-lid` の場合、 $F_W$  を  $F_S$  に換算 (式 (9.33))
3. 第1層塩分の時間変化計算
- (a) 自由表面の場合、 $F_W$  (または  $F_{W_{ADJ}}$ ) を使用して、第1層体積の増減から第1層塩分の時間変化を計算 in `surface.F90`
  - (b) `rigid-lid` の場合、 $F_S$  による第1層塩分の時間変化の計算 (式 (9.34)) in `tracer.F90`
- 海面塩分緩和 `default`
    1.  $F_S$  の計算 (式 (9.36) or (9.37)) in `mkflux.F90`
    2. 第1層塩分の時間変化の計算 (式 (9.38)) in `tracer.F90`

## 9.4 おわりに

近年の衛星観測により、海面フラックスには時空間的に細かいデータが得られるようになってきた。しかしながら、必要とされるフラックスの精度はかなり高い。熱フラックスを例に挙げると、数  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  のバイアスは氷厚を大きく変化させてしまうし、気候変動を解明するには数  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  の正確さが必要と言われている (現在は  $O(10)\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  の誤差) (WGASF 2000)。また、観測頻度を上げればフラックスの精度が向上するかというところというわけでもない (例えば、バルク係数の精度の向上は望めない)。もちろん、観測努力は世界中で行われているし、他の手法を使って海面フラックスを正しく評価する取り組みも行われている。今後、海洋モデルの高解像度化、新たな移流拡散スキームの開発により、モデルの精度向上が期待される。しかしながら現時点では、海面フラックスは不確かさが大きいということを認識した上で利用することが大切であろう。

## Appendix A 定数の単位

記号と名称	数 値	単 位	
		モデル (CGS)	SI
$\rho_o$ 海洋の密度	1.0	$\times \text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$	$\times 10^3 \text{Kg}\cdot\text{m}^{-3}$
$C_p$ 海洋の比熱	3.99	$10^7 \text{erg}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$	$10^3 \text{J}\cdot\text{Kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$
$C_{pa}$ 大気の比熱	1.00467	$10^7 \text{erg}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$	$10^3 \text{J}\cdot\text{Kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$
$\alpha_0$ 海面アルベド	0.1		
$e_m$ 海水の emissivity	0.97		
$\sigma$ Stefan-Boltzmann 定数	5.67	$10^{-5} \text{erg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$	$10^{-8} \text{J}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$
$R_g$ 乾燥大気の気体定数	2.871	$10^6 \text{erg}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$	$10^2 \text{J}\cdot\text{Kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$

## Appendix B 変数の単位

記号と名称	単 位	
	モデル (CGS)	S I
$Q_{**}$ 海面熱フラックス	$\times \text{g} \cdot \text{s}^{-3}$	$\times 10^{-3} \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ $10^{-3} \text{J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$
$F_W$ 淡水フラックス	$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$	$10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
$\Delta z_1$ 第1層厚	cm	$10^{-2} \text{m}$
$T_*$ 温度	°C	°C
$P_s$ 海面気圧	hPa (not in CGS)	hPa
$U_{10}$ スカラー風速	$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$	$10^{-2} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
$\rho_o$ 密度	$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	$10^3 \text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}$
$q_*$ 比湿	$\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$\text{Kg} \cdot \text{Kg}^{-1}$
$e_*$ 水蒸気圧	hPa (not in CGS)	hPa
$L$ 蒸発潜熱	$\text{erg} \cdot \text{g}^{-1}$	$\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1}$

## References

- Jerlov, N. G., 1976: *Marine Optics*, 231pp., Elsevier.
- Kara, A. B., P. A. Rochford, and H. E. Hurlburt, 2000: Efficient and accurate bulk parameterizations of air-sea fluxes for use in general circulation models., *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **17**, 1421-1438.
- Kantha, L. H., and C. A. Clayson, 2000: *Small Scale Processes in Geophysical Fluid Flows.*, 888pp., Academic Press.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions., *Bound.-Layer Meteor.*, **9**, 91-112.
- Large, W. G., and S. Pond, 1982: Sensible and latent heat flux measurements over the ocean., *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 464-482.
- Paulson, C. A., and J. J. Simpson, 1977: Irradiance measurements in the upper ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 952-956.
- WGASF, 2000: *Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields.*, Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes (WGASF), pp.306..

