

珊瑚礁内の潮流の計算機シミュレーション II. 温度変化を考慮した保存式

岸 本 健

Computer Simulation of Tide Flow in Coral Shelf II. Variation of seawater temperature solving with energy conservation equation

Ken KISHIMOTO

Abstract: Tide analysis is used for forecasting tidal wave by earthquake and typhoon and analysis for the mass transfer in lakes, ponds and gulfs and this becomes important for conducting assesment of the effects of tidal flow on bioecological and human life environment.

Standing on the side of outdoor leisure and marine sports, this analysis provides the infomation about tide velocity, riptide and seawater temperature, which contributes to more safty sport activities , diving, snorkeling and open water swimming.

In this paper, according the previous paper which was reported the scheme to simulating seawater flow dynamics in coral sea, we discussed about the variations of seawater temperature which are the results solved with energy conservation equation contained with solar energy and mixing the seawater vertically. All simulations are excuted about Yoron Island at Kagoshima prefecture.

概要：海洋の潮流解析は、津波や台風波浪の解析や、湾や湖の潮流解析に使用されており、環境・生物系への影響を予測するために極めて重要である。

一方、この解析をレジャーの観点からみると、ダイビング、シュノーケリングなどのマリンスポーツにおける潮流の情報提供、安全対策の資料提供などの寄与をすることができる。

この論文では第1報で解析方法を紹介した潮流解析シミュレーションにエネルギーの保存式を加え、日射と混合による珊瑚礁の表面近傍の海水温度変化を解いた。その結果について報告する。

1. はじめに

海洋解析による汚染物質の拡散と蓄積の予測、土木工事や地形変化による潮流の変化や底質の移動を見積もりは環境・生物系への影響を予測するために極めて重要である。この解析の第一段階として前報では珊瑚礁を対象とした潮流解析の基礎となるナビアストークスの方程式を示した。

この解析は、潮流を予測することが可能であり、津波や台風波浪の解析や、湾や湖の潮流解析に使用できる。しかし、実際の潮流の情報として、海流の運動がもたらす生物系や人間生活系エコシステムを解析するには不十分であり、海水の性状である塩分濃度や溶解物質濃度、濁度などの移動速度を解く必要がある。そこで、第2

報として、運動量の解析に加え、境界条件に実際の海洋の潮位変化を表す式を導入して特定の場所（鹿児島県大島郡の与論島）を対象としてその周辺の潮流解析を行ったので、これを報告する。

前報⁽²⁾に示したように珊瑚礁の構造は裾礁を対象とすると、河川河口部の浅瀬、湿原地帯等を対象とした浅水地帯の水がその外縁の大洋の潮汐の支配を受けて、リーフ近傍や礁池内を流動する。

裾礁形式の珊瑚礁の構造を前報図1に示した。陸からリーフまでは礁池（イノー）であり、もっとも深い部分で25m程度の浅い海であり海岸の近くにあることが多く、リーフは、干潮時には水面より上になる。そのため、潮位によって海岸線形状が変化する動的境界条件をもつ問題となることも示した。

また、リーフは通常の岸壁と異り、その表面ばかりではなく、かなり深い内部までも空洞部分を持ち、イノー

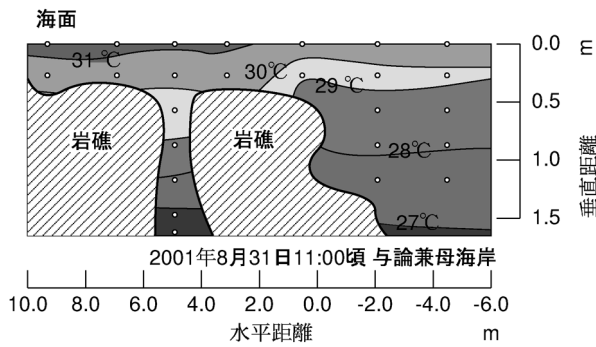


図1 リーフエッジの海水平均温度

とリーフの外とは堤防のような隔離があるわけではなく、外洋と礁池の間には潮位に対応して幾分か物質交換がある。このように単なる海水の流れがほぼゼロとなる陸ではなく、内部を流れる量が存在するとして方程式を立てた。

リーフ内の礁池（イノー）の底質は、砂ばかりではなく、固定岩質もあり、海面下数 m から垂直に水面まで成長した珊瑚塊も点在し、一部では、藻の群生する部分も存在する。このような複雑な場所を対象としたイノー内の海水の動きを解析する方法についてこの論文はエネルギー方程式をその考慮した内容について言及する。

2. 流動モデル

この論文で用いるシミュレーションのアルゴリズムは海水などの流れだけではなく、大気循環⁽⁷⁾、津波解析などの大規模なシミュレーションに使用されている浅水モデルを利用している。

このモデルは密度が垂直方向に一定で X - Y の計算格子サイズに比較して水深 Z の小さい薄い流体体積の移動を考える。そのため、位置を x, y の二次元として、垂直方向の分布を平均し、水深を h 、平均潮位を η として 2 方向の分速度 u, v ではなく保存量として質量流束 $M = \rho(\eta + h)U$, $N = \rho(\eta + h)V$ という量の保存方程式を解くことで分速度を求めるモデルである。このモデルは前報に記述した。

第一報では、一連の研究の第一次ステップとして、非圧縮性、等温の海流を仮定し、解法のアルゴリズムを示した。これによって、準 3 次元でリーフ内の流れを概略シミュレーションすることができた。さらに、支配方程式にエネルギー保存式を導入して温度について解く。そのため、海水密度を一定とせず $\rho = \rho(G, T)$ 、 G ：塩分濃度、 T ：温度で表した。礁池内では、陸部の雨水などの浸透水が多孔質の隆起珊瑚で構成された珊瑚礁に湧き出している場所があったり、淡水が河川として流入している場所もあり、リーフ内海水は外洋よりも塩分濃度の分布幅が広いと考えられる。また、水深数 cm になるリーフの近くの海水は日射によって海水温が 40°C を越

えることもまれにある。この密度変化を導入した。

2.1 エネルギー保存方程式

海水温度の取り扱い方

海水表面温度はエネルギー保存式で支配されるものと考えられる。このエネルギー保存式は、乱流熱伝導を導入し、浅水モデルを用いて表すと

$$\rho c \left(\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) = \lambda_{\text{eff}} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + Q_{\text{mix}} + \frac{Q_{\text{abs}}}{\eta + h} \quad (1)$$

となる。さらに、この要素に対して外部からの入熱を Q_{abs} と表す。

$$Q_{\text{abs}} = Q_{\text{rad1}} + Q_{\text{rad2}} + Q_{\text{vap}} + Q_{\text{trn}} \quad \text{W/m}^2 \quad (2)$$

であり、 Q_{rad1} は、太陽の入射に対するアルベドであり、 Q_{rad2} は、海洋から宇宙への放射熱であり、 Q_{vap} は、海洋からの海水の蒸発や降雨による熱収支、 Q_{trn} は、大気との熱伝達である。

また、エネルギー方程式の境界条件として境界周囲からの海流の流入・流出量、その温度が問題になり、この時、海洋の垂直方向の温度分布や、時間変化が問題となる。

エネルギー保存式は、前報の運動量保存式などと同様に浅水モデルであり垂直方向には平均化している。しかし、運動量などと異なり、条件によっては垂直方向には大きな温度分布がある。実際に計測される海洋表面温度 (SST) は直接観測法で海面温度とは海面下 1 m の海水温度を指している。しかし、広域の計測ではリモートセンシングが利用され、これで得られる温度は海面下わずかな深さのいわゆる skin temperature であり、直接測定した海面温度とは必ずしも一致しない。しかし、広域の表面温度はリモートセンシングで得られるため、この温度を SST と呼ぶことが多く海洋表面温度とされている。本解析には水深 15 m まで垂直積分平均した海洋表面温度が必要であり、SST とは異なる。多くの場合、外洋での表層温度と海面下 1 m 程度の温度の差は 0.5°C 以内に収まるとされている。しかし、数 m の水深しかない珊瑚礁内では、図 1 のように水深 2 m の範囲で $28 \sim 32^\circ\text{C}$ と変化する。この図は波浪がほとんどなく、曇りで直接日照がなく、引き潮の潮止りのときの水温分布を小型温度計を用いて計測した一例であり、リーフから内側、流れの少ないリーフ内の空洞では水深 1 m の範囲で大きな変化がある。

そのため、浅水モデルであっても水温は層をなしており垂直方向に平均するこのモデルの適応性には疑問がある。しかし、この問題については将来の課題とすることとする。リーフ内での垂直方向の流速はほぼゼロに等しいため日射による暖塊はそのまま上部に残る。しかし、リーフから外洋に出ると波浪による垂直方向の混合のため図 1 に示すように垂直分布は小さくなる。

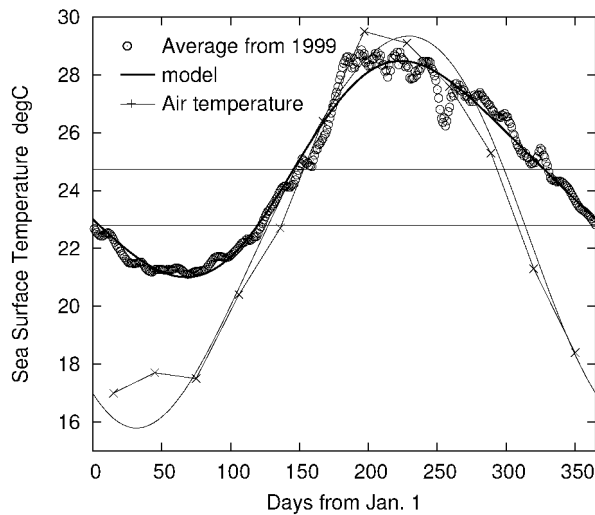


図2 海水平均温度の年変化

与論の海域で運行するフェリーの冷却水取水口の温度から計測した温度の年間変化は鹿児島県水産技術開発センターのデータを5年間記録したもの⁽³⁾で20℃～30℃であり、図2に示すように台風や日照時間によって変化するが年ごとの変化は安定している。

この温度は対象としている与論の南側の記録を元に年間変化を x を日数として、

$$T_{y_{surf}} = 24.73 - 3.63 \sin\left(2\pi \frac{x+37}{365}\right) + 0.46 \sin\left(4\pi \frac{x+36}{365}\right) \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$T_{y_{air}} = 22.79 - 6.717 \sin\left(2\pi \frac{x+53}{365}\right) - 0.5 \sin\left(4\pi \frac{x+39}{365}\right) \text{ } ^\circ\text{C}$$

と表し、図2に記入した。 T_{surf} を計算の境界から流れ込む海流の温度とし、流れている空気温度の平均値を T_{air} と考えた。

また、気象庁のデータ⁽¹⁾から一日の最高温度・最低温度を用い、一日の温度と相対湿度変化の割合として、

$$a_T = -0.031 - 0.509 \sin \pi \frac{t+2.88}{12} - 0.0868 \sin \pi \frac{t+1.36}{12}$$

$$a_h = 0.038 + 0.550 \sin \pi \frac{t+4.04}{12} - 0.0828 \sin \pi \frac{t+0.496}{12}$$

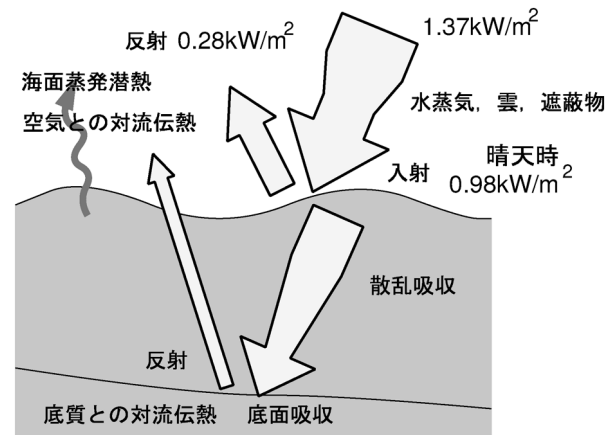
$$T_{air} = T_{y_{air}} + \Delta T_{air} a_T$$

$$\omega_{air} = \Omega(T_{y_{air}}, \varphi) + \Delta \omega_{air} a_h$$

を用いている。 $\Omega(T_{air}, \varphi)$ は空気温度 T_{air} と相対湿度 φ から絶対湿度を求める関数である。

表1 太陽光と海水との関係を表す変数

記号	意味	値または式
Q_{sun0}	太陽定数	$Q_{sun0} = 1.37 \text{ kW/m}^2$
Q_{sun}	地表での到達エネルギー	$Q_{sun} = 0.98 \text{ kW/m}^2$
ζ_1	太陽光の遮蔽率	$\zeta_1 = 0.0$
ϕ	海面への入射角(太陽高度)	日付時刻で算出
ϵ_s	海面の平均放射率	$\epsilon_s = 0.9$
ζ_2	海水の濁り係数	$\zeta_2 = 1.0$
k	海水の太陽光吸収係数	$k = 0.08$ (透明度15 m 相当)
ψ_b	底面の反射率 (砂地)	$\psi_b = 0.5$ (砂地), $= 0.1$ (珊瑚, 藻地)



数値はいずれも垂直面当り

図3 日照エネルギー

日照による入熱 q_{abs}

海面には、太陽の光エネルギーが入射する。この太陽による熱エネルギーは式(2)で Q_{rad1} である。

地上の太陽光の反射率をアルベド α というが、海面の吸収率は $(1-\alpha)$ となる。地表に比べて海面のアルベドは10%と小さくその値は入射角や水分蒸発量(空気の赤外吸収)に依存する。そこで次のように考える。

宇宙空間から入射する太陽のエネルギーは、5900 Kの黒体放射に相当するエネルギーであり、太陽定数と言われ、大気圏外では 1.37 kW/m^2 である。地表に届くのは北緯30度付近では、地表(海上も含め)で平均として 0.98 kW/m^2 とする。

- 季節による太陽高度 ϕ は、 t_y を年日(1月1日を起点とした日数)、 t_h を時間として、文献⁽⁸⁾の方法を用いた。
- 海面への入射エネルギー量は、入射角が大きくなった場合の反射を考慮して次のように計算する。この式は、波浪によって変わると考えられる。しかし、今までに波浪の形式と海面のアルベド(反射率)の関係は報告されていない。そのため、海面を波浪による反射や屈折が等方性をもつ平面であると仮定して

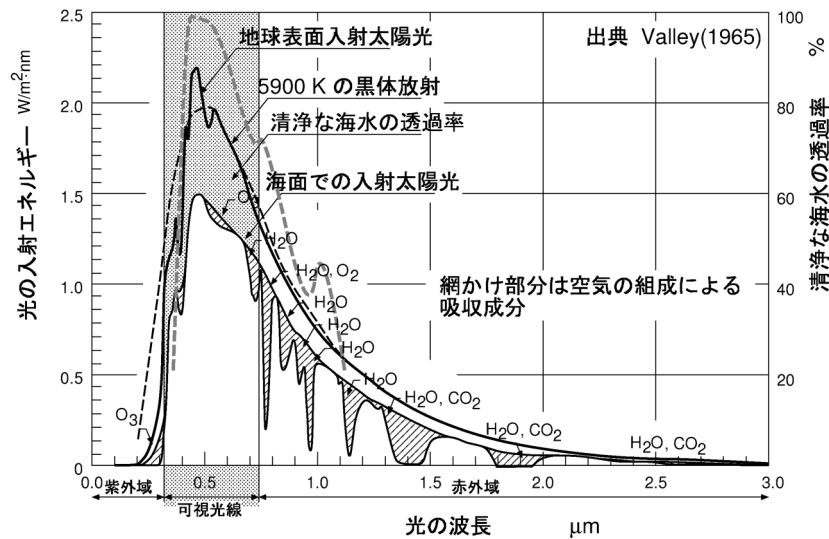


図4 太陽の波長別エネルギーと海水の透過率⁽⁵⁾

次の式(3)に与える。 ψ_s は散乱による減衰を表す。

$$Q_{in} = Q_{sun}(1 - \zeta_1)\psi_s \sin \phi \quad (3)$$

- 海面から入射した光線は海中を通過する。この光のエネルギーは海水の吸収を受ける。光線の向きは平均的には海面を準平面としたときの方向を中心として波浪による散乱を受ける。

リモートセンシングが発達して海水の光学的性質が調べられているが、光学的に固有の性質である吸収係数と後方散乱係数にも諸説ある⁽⁴⁾。しかし、基本的特性は Lambert-Beer 則に従うことが通説であるので、これに倣う。

可視波長内では清浄な海水は550 nm よりも短い波長の光は透過しやすいが⁽⁵⁾、紫外域も赤外域もほとんど透過しない。そのため、波長依存性を持つがここでは波長依存性のない灰色吸収体として吸収係数 k を考えた。また、海水の汚れによる散乱の増加割合を ζ_2 として、透過エネルギー量 Q_{thr} として式(4)のように表す。

$$Q_{thr} = Q_{in} \exp \{-\zeta_2 k(\eta + h)\} \quad (4)$$

海水には $Q_{in} - Q_{thr}$ が吸収される。

- 珊瑚礁のような浅い海では海底まで太陽光は十分に届く。底質が珊瑚や貝殻の破片が多く含まれていたり、ガラス質や白色の岩石からなる砂を成分としている場合には反射率は高く0.6程度までなる。しかし、褐色や黒色の岩質であったり、珊瑚の場合には反射率は低く0.1程度となる。

$$Q_{bot} = (1 - \psi_b)Q_{thr} \quad (5)$$

そのため、 Q_{bot} は海底の吸収エネルギー量を表す。海底が太陽光線で暖められると、その一部は海流と底質との対流伝熱で海流に与えられるが、一部は地下に伝導してゆく。この地下に伝導したり、海底

からの湧水による熱の移動は、不明な部分が多いが、特殊なケースを除き微少であり、 Q_{bot} はすべて海底経由で海水に与えられるとした。

- 海面からは絶えず放射熱を空気に出している。この値は長波長放射であり、地球が受ける太陽放射と、それによって暖められた地球が行う放射とが平衡の状態にあると考え、地球の平均アルベドを0.34とすると、Stefan-Boltzmann の法則から地球表面温度は $T_B = 251 \text{ K}$ となる。これは地表におけるアルベドと釣り合う陸と海の平均放射温度であり、空への放射の基準温度と見なすことができる。これから、海表面 1 m^2 からは、実吸収係数は濁り係数 ζ_2 を導入して、 $\zeta_2 k$ と表せるとし、 k を正常な海水の吸収係数として

$$Q_{brad} = \sigma \left\{ \frac{\epsilon_s T_{surf}^4}{\zeta_2 k(\eta + h)} [1 - e^{-\zeta_2 k(\eta + h)}] - T_B^4 \right\} \quad (6)$$

が宇宙空間に出ると考える。吸収係数は外洋での代表値として $k = 0.06$ とし、濁り係数 $\zeta_2 = 1.0$ とした。これらから、海中への吸収エネルギー量は海面から入射した光のうち Q_{bot} は底質への吸収であるが一端海底に吸収されたエネルギーは海底とそこに接する海水の間の対流伝熱によって海水に戻るとして、式(3)を用いて

$$Q_{rad1} = Q_{in} - Q_{thr} + Q_{bot} = Q_{in} \{1 - \psi_b e^{-\zeta_2 k(\eta + h)}\} \quad (7)$$

$$Q_{rad2} = -Q_{brad} \quad (8)$$

が吸収される総量になる。

蒸発, 対流伝熱

対流伝熱は図5に示した気温 T_{air} と、図2の海水表面温度 T_{surf} の差から

$$Q_{trm} = h(T_{air} - T_{surf}) \quad (9)$$

として計算する。熱伝達係数はカルマンの速度分布を用

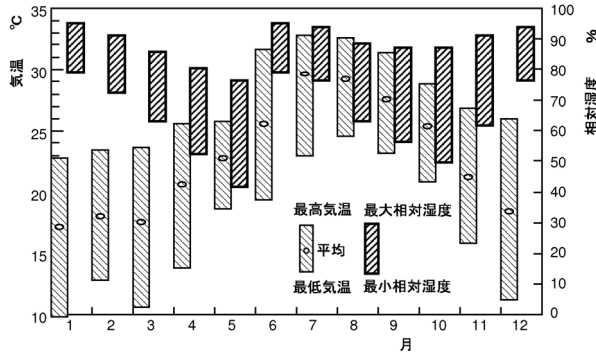


図5 与論の年間気温と湿度の変化

いて, $Nu_m = 0.0296 Re_x^{0.8} Pr^{0.6}$ から

$$h = \frac{\lambda}{L} \cdot 0.0296 \left(\frac{UL}{\nu} \right)^{0.8} Pr^{0.6} = 5.17 U^{0.8}$$

となる。一方, 層流境界層では, $Nu_m = 0.331 \sqrt{Re_x} Pr^{1/3} = 2.1656 U^{0.5}$ であり, 層流と乱流の比は

$$Nu_{urb}/Nu_{laminar} = 2.39 U^{0.3}$$

となる。

層流境界層での物質伝達としての蒸発速度は, 運動量と物質の保存方程式を作り, Blasius の方法で流れ座標 $\eta = \sqrt{\rho U_\infty / (\mu x)}$ に対して流れ関数 f と無次元水分濃度 ω の境界層方程式を作ること得られる。

$$\begin{cases} f''' + \frac{1}{2} f f'' = 0 \\ \omega'' + \frac{Sc}{2} f \omega' = 0 \end{cases} \quad (10)$$

を境界条件

$$\begin{cases} \eta = 0 \text{ で } f = f' = 0, \omega = 0 \\ \eta = \infty \text{ で } f' = 1, \omega = 1 \end{cases} \quad (11)$$

として解くと, 物質拡散としての境界層での蒸発速度について次の解を得る⁽⁶⁾。ここで, 空気の流速は海上10 m の風速を用いて $U = \sqrt{U_{10}^2 + V_{10}^2}$ とした。

$$N_w = 0.331 Sc^{1/3} \frac{\rho D}{L} \sqrt{Re_L} (\omega(1) - \omega(0)) \sim 2.44 \times 10^{-3} \Delta \omega \sqrt{U} \quad \text{kg/sm}^2 \quad (12)$$

海面は, 決して層流の状態ではなく, 波浪と海面上の詳細な気流構造に依存するために正確な海水の蒸発速度を定義することはできない。しかし, 式(12)に示すように蒸発速度は絶対湿度の垂直分布と気流の平方根に比例するという関係は維持されるものと考えた。さらに, 層流境界層での値と乱流の値はコルバーンの比が成り立ち, $Nu_{urb}/Nu_{laminar}$ と同じになると考えると,

$$N_w = 5.83 \times 10^{-3} \Delta \omega U^{0.8} \quad \text{kg/sm}^2 \quad (13)$$

とできる。すると, 蒸発潜熱として海面から失われる熱量は

$$Q_{vap} = \Delta H_v N_w \quad (14)$$

となる。この式の $\omega(1) - \omega(0)$ は遠方と境界面での絶

対湿度の差であるが, $\omega(0)$ は境界面での絶対湿度であり, 海面境界に接する空気の温度とほぼ100%と考えられる相対湿度で決まる。また, $\omega(1)$ は上空空気の絶対湿度である。この絶対湿度の年間変化は図5に示した2003年の値を用い相対湿度変化を計算して用いることにした。蒸発潜熱は $\Delta H_v = 2500.2 - 2.3668 (T_{surf} - 273.15) \text{ kJ/kg}$ とした。

2.2 保存方程式

新しくエネルギー式を加えたので, これを無次元化する。すでに前報で示したのも加えてすべての無次元化のための基準を示す。

$$\begin{aligned} \rho, \rho_{air} &= \rho_0 & \times \rho^*, \rho_{air}^* \\ T &= T_0 & \times T^* \\ q_z &= \rho_0 c_{p0} U_0 T_0 / L_0 \times Q_z^* \\ q_i &= \rho_0 c_{p0} U_0 T_0 \times Q_i^* \\ \lambda_{eff} / \rho c &= U_0 L_0 \times a_{eff}^* \\ h_T &= \rho_0 c_{p0} U_0 \times h_T^* \end{aligned} \quad (15)$$

これによって, 有次元の方程式を無次元化すると以下のようなになる。すべての変数には, 添字*が付くが, 煩雑であるので以降の式には無次元であっても添字を省略する。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (16)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + u \frac{\partial M}{\partial x} + v \frac{\partial M}{\partial y} &= f_{col} N - \frac{M}{u} \frac{\partial \eta}{\partial x} + k_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \\ &\quad - \frac{k_b^2}{(\eta + h)^{1/3}} \frac{M \sqrt{u^2 + v^2}}{(\eta + h)} \\ &\quad + \frac{C_D}{4} \rho_{air} (|U_{10}| U_{10} + |V_{10}| V_{10}) \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + u \frac{\partial N}{\partial x} + v \frac{\partial N}{\partial y} &= -f_{col} M - \frac{N}{v} \frac{\partial \eta}{\partial y} + k_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \\ &\quad - \frac{k_b^2}{(\eta + h)^{1/3}} \frac{N \sqrt{u^2 + v^2}}{(\eta + h)} \\ &\quad + \frac{C_D}{4} \rho_{air} (-|U_{10}| U_{10} + |V_{10}| V_{10}) \end{aligned} \quad (18)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} = a_{eff} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + q_{z_{mix}} + \frac{q_{in}}{\eta + h} \quad (19)$$

となる。これらの式を前報で示したように, LeapFrog法とLax-Wendroff法を用いて解いた。

3. 計算結果

計算には, z_{mix} と q_{in} の計算が必要となる。このうち, q_{in} では, 太陽高度, 日射量の計算, 湿度の算出などの条件を毎回計算することになる。このために, エネルギー収支を無視した前報の計算時間に比較して著しく計算時間を要した。100×100で194分必要であったもの

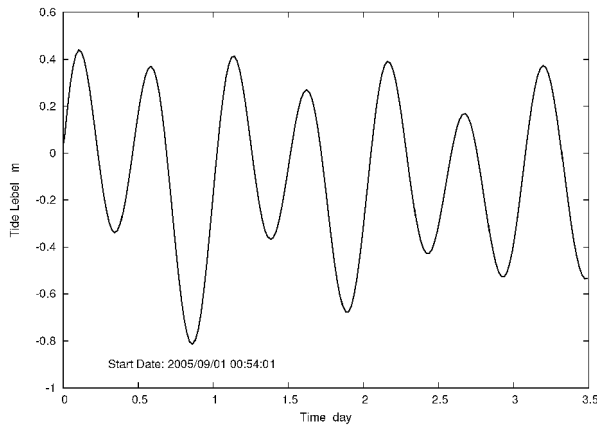


図 6 潮位計算の結果

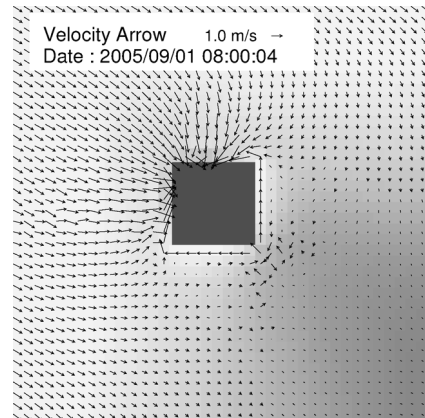


図 7 朝 8 : 00 の流れと温度の分布

が、同様の計算に、142時間を要した。コンパイラにプロファイラを指定して実行した結果、このエネルギー収支の計算にほとんどの計算パワーを費やし、特に湿度、海水密度が大きな負荷になっている。この計算の改善は次の報告に回す。

そこで前報と同じように、海洋に浅瀬を設けた四角の $800\text{ m} \times 800\text{ m}$ のブロック周囲の流れを解析した。流れについてはほぼ実験に近い値を示したので、ここでは、図に濃淡で示した温度に言及する。

図 7 と図 8 は図 6 に示すように潮位が中位（平均値）となる時刻 2005/09/01 00 : 54 から計算を開始して 8 : 00 と 13 : 28 のときの計算結果である。この時刻は計算結果の中からステップ数が 8000, 140000 という切りのいいものを任意に選び出したものであり、特段の意味はないが、左側の図 7 は十分には日射を受けていない朝の結果、右側の図 8 は午後に入った日射を受けたものである。

ブロックの周囲には幅 100 m、水深 2 m の浅瀬が設けられている。水深の大きな部分はアルベドが小さく、夜間は低温の空間に大きな熱放射をすることになる。そのために境界条件として左上から平均温度 ($t = 28.25^\circ\text{C}$) で流入してくる海水温度は流れは温度を下けている。右下（ブロックの 2.2 km 離れた場所）では $t = 27.98^\circ\text{C}$ となっている。海面はアルベドが小さくほとんどの日射を吸収し、日射があるときにはブロックから離れた流水量の多い海面が温度上昇するまでには至っていないが、ブロックの周囲では温度上昇が認められる。

同じアルゴリズムで鹿児島県与論島の周囲 10.7 km 四方を切出して、計算したものである。9 月の朝の海水温度を示す。与論の周囲にはリーフが存在してその中の海流の速度は大きい、水深は小さく外洋から流入する海水はリーフ内で冷却を受ける。この効果は島の北西側で強く日射を受けた午後、潮止まりとなる条件では温度の高い領域が出現する。

リーフの発展した島の北東ではリーフ内の水深に応じ

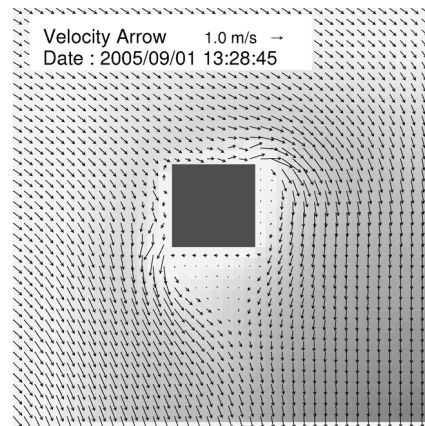


図 8 昼 13 : 30 の流れと温度の分布

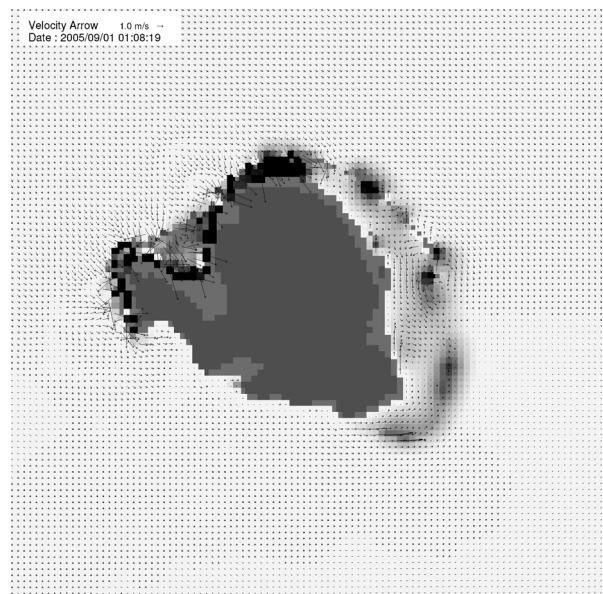


図 9 与論島周囲の朝 8 : 00 の流れと温度の分布

た水温の変化があることがわかる。この傾向は島の北西でも見られる。しかし、島の南側ではこの上げ潮の時間

記号

無次元変数
C_D : 底面抵抗係数
k_b : 垂直方向乱流粘性係数
k_h : 水平方向乱流粘性係数
$M = (\eta + h)u$
$N = (\eta + h)v$
T : 海水温度
U_{10} : 海面上10 m の x 方向風速成分
V_{10} : 海面上10 m の y 方向風速成分
η : 水面上昇
ρ : 海水の密度
ρ_{air} : 海面上10 m の空気の密度
τ_b : 底質によるせん断力
τ_s : 風による表面せん断力
σ : Stefan-Boltzmann 定数
c : 海水の比熱
f_{col} : コリオリの力
g : 重力加速度
h : 水深
h_T : 海面と空気の熱伝達率
a_{eff} : 海水の乱流実効熱伝導率
p : 圧力
q_{abs} : 対流・熱放射など吸収総伝熱量
q_{mix} : 垂直方向混合伝熱量
s : 海水の塩分濃度
u : x 方向の速度
v : y 方向の速度
w : z 方向の速度
x, y, z : 実座標系

有次元変数	
Q_{tm} : 対流による伝熱量	W/m ²
Q_{rad} : 放射による伝熱量	W/m ²
Q_{vap} : 蒸発による伝熱量	W/m ²
ΔH_v : 水の蒸発潜熱	J/kg
T_{surf} : 海面温度	
T_B : 背景放射温度	
T_{sw} : 海水温度	°C
N_w : 水の蒸発速度	kg/(sm ²)
ϵ_s : 海水表面の放射率	kg/(sm ²)
L : 代表長さ	m

有次元基準変数名	
L_0 : 基準長さ	m
U_0 : 基準流速 = $\sqrt{gL_0}$	m/s
ρ_0 : 基準海水密度 = $S(T_0, s_0)$	kg/m ³
T_0 : 基準温度 = 300	K
s_0 : 基準海水塩分濃度 = 34	‰
c_0 : 基準の海水比熱 $c = c(T_0)$	J/kgK
p_0 : 基準圧力 = 101.3	kPa
λ_{em} : 基準乱流実効熱伝導率	W/mK

帯ではあまり大きな水温変化は見られない。この結果、外洋との循環が比較的部分では水深の非常に小さな海底が海水温度の上下に大きな影響をおよぼしていることがわかる。

4. まとめ

今回実施した以上の計算実験の結果、次のことがわかった。

- エネルギー収支の計算に大きな計算リソースを必要とする。現状ではリアルタイムに WEB でサービスを提供するには適していないので、精度を落とさないうで計算効率を上げる工夫が必要である。
- エネルギー収支計算の結果、海水表面温度の変化の大きな要因には水深であることがわかった。特にリーフ付近ではリーフを越える流れの方向に影響を受けるが海水温度の変化が著しい。この傾向は日常の経験と同じである。

また、現在の計算方法における課題を以下に列挙する。

1. 海表面温度の予測

ここで取り上げている海水の温度は海表面温度であり、波浪と日照によって大きく変化する。その変化は実測においても、晴れている時間と曇っている時間では異なってくる。そのため、短時間の予測をできるだけ正確に予測するためには、対象とした地点の大まかな雲の動きが海水温の予測には重要となる。

2. 波浪の予測

この計算の中では、実際に使われている潮位変化を表す式を用いている。この潮位は、陸と接する場所近辺で定義されており、陸から遠い外洋の潮位はほとんど実測されていない。ここで取り上げた与論島では、境界条件は島の近傍での潮位ではなく、10 km ほど沖合の潮位が必要であるが、奄美大島、沖縄のデータから予測する方式をとっている。この方法は気圧による大きな潮位の上下（約 1 cm/hPa）が起る台風などの気象状況を除いて大きく異なることはないと考えている。しかし、風向と風速を予測計算することは困難である。同様に、低気圧の移動や突風などの予測も困難である。

参 考 文 献

- [1] 気象庁. 気象統計情報・気象観測 (電子閲覧室). <http://www.data.kishou.go.jp/etrn/index.html>, 2005.
- [2] 岸本 健. 珊瑚礁内の潮流の計算機シミュレーション-i. 国土館大学工学部紀要, Vol. 38, 3 2005.
- [3] 岸本 健. 与論の海表面温度. <http://yoron.netbank.co.jp/>, 2005.
- [4] 岸野元彰. リモートセンシングによる海洋観測. 日本リモートセンシング学会誌, Vol. 21, pp. 79-88, 2001.
- [5] 佐々木保徳, 小山 登, 山本浩文, 工藤君明, 保坂三郎. 航空機リモートセンシングによるサンゴ白化分布域の調査法に関する研究. 海洋科学技術センター試験研究報告, Vol. 40, Feb. 2000.
- [6] 内田秀雄. 伝熱工学. 裳華房, 第5版, 1969.
- [7] 小高正嗣, 石渡正樹, 竹広真一, 石岡圭一, 豊田英司, 林 祥介. 地球型惑星大気大循環モデル agcm6 の開発. 地球惑星科学関連学会2003年合同大会, 2003.
- [8] 中川清隆. 太陽方位, 高度, 大気外日射量の計算. http://www.juen.ac.jp/scien/naka_base/met_cal/solar.html, 2003.