

波浪・高潮の物理と数値モデルによる予測

高野洋雄（気象研究所）

1. はじめに

高潮と波浪，それに津波といえば沿岸域における海象の代表であり，しばしば多くの人命を奪ってきた．このため防災上の実用的観点からも，その予測は重視されている．

本講義では，高潮と波浪の二つを取り上げ，数値モデルの考え方について解説する．計算機の発展により，数値モデルにより詳細で現実的な結果を高速に手にすることが出来るようになった．数値モデルは物理的なメカニズムを元に構築されているので，現象を物理的に理解しておくことが，モデルを理解する上でも重要である．

1-1 海洋の波動

始めに，波浪や高潮について概観しておこう．力学的には，波浪に限らず高潮や津波も海面の変動であり，一種の「波動」と捉えることが出来る．波動には，中心に戻ろうとする復元力が働いている．水面が高いと水は周囲に広がって水面が下がり，水面が低ければ水が集まって水面を高める．すなわち，波浪などの復元力は重力であり，このため流体力学的には**重力波**と呼ばれる（ごく初期の小さい波浪には表面張力も機能するがここでは考えない）

重力波には，流体内部の密度差などに起因する**内部波**と形状（水位）などに起因する**外部波**の二つがあり，波浪などは全て外部波に相当し，**外部重力波**とも呼ばれる．

表1 高潮・津波・波浪の比較

	高潮	津波	波浪
原因	台風・低気圧 気圧降下， 強風	地殻変動 地震，火山噴火	強風
波の性質	長い波 (浅水波)	長い波 (浅水波)	短い波 (深水波)
水平スケール (m)	10^5	$10^5 \sim 6$	10^2
時間スケール (s)	$10^2 \sim 3$	10^2	10^1

1-2 現象のスケール

図1は，海洋波動の時間スケール（周波数）と相

対的なエネルギー分布を表したものである．周期10秒程度のところにエネルギーピークがあり，これがいわゆる波浪に相当する．それより長いところに高潮や津波などに相当するピークが存在する．なお線上のピークは天文潮位である．

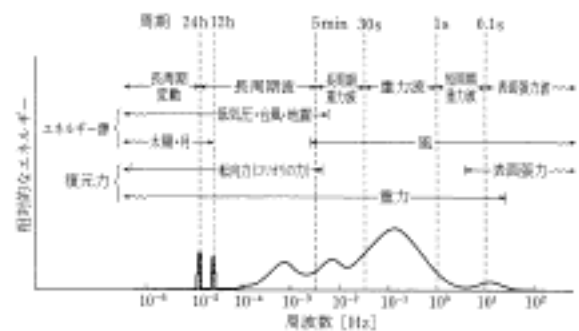


図1 海洋表面に存在する波のスペクトル図(光易, 1995)

縦軸は相対的なエネルギーを表し，エネルギー源・復元力も示してある．[元の図は Kinsman(1965)による]

表1は，高潮・津波（津波については次の講義を参照されたい）および波浪の特徴をまとめたものである．高潮と波浪は気象に起因する現象であるが，津波は地殻変動に起因し，元の原因は異なっている．一方で，時間・空間スケールを見ると，高潮と津波はどちらも水平スケールが大きく，水深（海洋の平均水深は3km程度）に比べて「長い波」と見なせるため，その性質は似通っており，むしろ「短い波」である波浪の性質のみが異なっている．なお，高潮は台風の接近に応じて，平衡状態を保つように継続的に起こるのに対し，津波は一時的な地殻変動による一過性の波動であるところが異なっている．

2. 高潮の物理と予測モデル

高潮の予測について、以前はパラメータ等を利用した経験的手法が利用されてきた．しかし計算機の発展と普及により，現在では数値モデルを用いた力学的予測が主流となっている．数値モデルでは，台風などによる気圧低下や強風、海底摩擦といった外力によって起こる海水の運動を計算する．したがって，海水の変動を予測する一般的な海洋モデルを基幹として構成されている．あとは，高潮の特性を考慮してモデルの簡素化などが図られているに過ぎない．はじめにモデル構築の背景知識のために高潮の成因について述べる．

2-1 高潮の成因

高潮は、台風や低気圧により、海面が上昇し大量の海水が沿岸部に押し寄せせる現象である。その成因は、一般的に二つあり、ひとつは気圧の低下による海面の上昇するもの（吸い上げ効果）で、もうひとつは強風によって大量の海水が沿岸部に寄せ集められて高まるもの（吹き寄せ効果）である。

吸い上げの効果は、気圧低下量 p に対して水位が静圧的にバランスする場合、水位の上昇量 h は、

$$\rho g \Delta h = \Delta p \quad (2.1)$$

と表される。ここで、 ρ は海水の密度、 g は重力加速度である。従って 1hPa 気圧が降下する場合、

$$\Delta h = \frac{\Delta p}{\rho g} = \frac{1.0[\text{hPa}]}{1.0[\text{g/cm}^3] \times 9.8[\text{m/s}^2]} \cong 1.0[\text{cm}] \quad (2.2)$$

となり、1hPa の気圧低下で約 1cm の水位上昇ということになる。

日本付近に襲来する台風は強くても 950hPa 程度のもので、標準気圧を 1013hPa とすれば中心で高々 63cm 程度の上昇しか説明できない。

実際の高潮は、2m を越えるものも観測されているので、1m を超える高潮には吹き寄せ効果が主要な働きをしていることが分かる。吹き寄せ効果はバランスを考えると以下のように見積もられる。

風（による応力）によって吹き寄せられた海面はその勾配に応じた復元力（気圧傾度力と同じ）が働くので、釣り合いを考えて

$$\frac{\tau}{\rho h} = g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (2.3)$$

という式が導かれる（応力は海水全体に作用するので ρh で割っていることに注意）。これより

$$\eta = \frac{\tau}{\rho g h} \cdot L \propto \frac{U^2}{\rho g h} \cdot L \quad (2.4)$$

という関係式が導かれる。最後の式は、応力が風速の 2 乗の次元を持つことによる。この式から、吹き寄せによる上昇量は、風速の 2 乗に比例（単に風速に比例するのではない）し、水平スケールが大きく、水深が浅いほど偏差が大きくなることになる。

日本の検潮所における最大偏差の記録は、伊勢湾台風時の 3.5m と、米国やバングラディッシュで起こる 10m 近い高潮（2005 年のハリケーンカトリーナの際にアメリカミシシッピ州の海岸の Biloxi 付近では 7m を越える高潮が発生した）と比べて小さいのは、日本の港湾はメキシコ湾やベンガル湾に比べて水平スケールが小さく、水深も沖で深くなるためである。

2-2 高潮モデル

高潮モデルといっても、前述のとおり、基本式は

普通の流体力学で使う海洋モデルと同じである。すなわち、コリオリ力と重力の働く場における流体の運動方程式と質量保存則で表現される。

運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z} - g \end{aligned} \quad (2.5)$$

連続の式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.6)$$

ここで、 (x, y, z) は水平・鉛直方向を表し、 (u, v, w) は各成分の速度、 P : 圧力、 ρ_0 : 密度、 τ : 応力、 f : コリオリパラメータである。

高潮は、沿岸の比較的水深の浅い地域における現象であることから、鉛直方向を積分して一様とした 2 次元モデルがよく用いられる。

この方程式系を鉛直方向（水深 D 、偏差 h とする）に積分することにより、2 次元の方程式系として

運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \overline{u^2} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{uv} - fN &= -\frac{1}{\rho_0} \int_{-D}^h \frac{\partial P}{\partial x} dz + \frac{1}{\rho_0} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \overline{uv} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{v^2} + fM &= -\frac{1}{\rho_0} \int_{-D}^h \frac{\partial P}{\partial y} dz + \frac{1}{\rho_0} (\tau_{sy} - \tau_{by}) \end{aligned} \quad (2.7)$$

連続の式

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2.9)$$

ただし、

$$\begin{aligned} M &\equiv \int_{-D}^h u dz, \quad N \equiv \int_{-D}^h v dz, \\ \frac{\partial}{\partial x} \overline{u^2} &\equiv \frac{\partial}{\partial x} \int_{-D}^h \overline{u^2} dz, \quad \frac{\partial}{\partial y} \overline{uv} \equiv \frac{\partial}{\partial y} \int_{-D}^h \overline{uv} dz, \dots \end{aligned} \quad (2.10)$$

である。更に、非線形項である移流項（下線付きの項）を省略することで、取り扱いの簡単な線形モデルも比較的多く利用される。ちなみに気象庁ではこの線形 2 次元モデルが業務運用されている。

この方程式を、台風による気圧低下量と風速を外力として与え、海水の運動を計算する。吹き寄せ効果に必要な水深などは、モデルの地形表現で反映される。なお、先ほどは高潮の量を静的に見積もったが、モデルの計算では、海水の運動を動的に評価できる。

台風などによる気圧低下や海上風の与え方は、高潮の予測精度に直結する非常に重要なものである。日本沿岸の高潮を考える場合、港湾の水平スケールは数 10km ~ 100km 程度と、台風などの気象擾乱に比べて小さいので、台風の位置や経路によって、高潮の形態が大きく変わりやすい。一般的に高潮モデル

の格子解像度は大気モデルに比べて細かく、数値予報 GPV のずれが誤差を増大することがあるので、台風の形状を仮定した理想的な条件を用いて気圧と風の場を作成して用いるのが一般的である。

2-3 予測の事例

図 2 は、2004 年の台風 16 号による瀬戸内海の高潮を高潮モデルで計算した例である。この事例では、高松などで大きな浸水災害が発生した。計算結果によると、台風が通過した後の西風により、海水が東に吹き寄せられていく中で、瀬戸内海の地形が高松・宇野間で狭くなっているために、海水が東へ移動せずに滞留したため、高松などでは大きな高潮になったことがわかる。

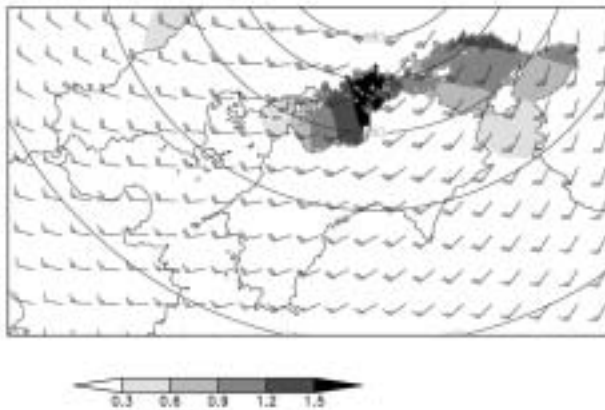


図 2 2004 年の台風 16 号による瀬戸内海の高潮。時刻は 8 月 30 日 22 時のものである。矢羽根はモデルで用いた海上風（長羽根 10m/s，短羽根 5m/s），濃淡は高潮偏差(m)を示す。（高野ほか，2006）

3 波浪の物理と予測モデル

波浪は、水深に比べて短い波（深水波）であるために高潮や津波とは性質が大きく異なる。従って波浪独特の取り扱いがされている。

3-1 波浪の諸定義と波浪スペクトル

単に「海の波」といえば、一般的には波浪を意味するほどなじみの深い現象であるが、実際には、非常に複雑で理解するのに厄介な現象でもある。

風波というのは非常に不規則な現象である。「波浪」は総称であり、風によって起こされる波を風浪または風波、風の影響を離れて遠くへ伝播するものをうねりという。うねりの波形は規則的な正弦波に近い。このような不規則な風波を表現し、予測する方法として、有義波という概念が生まれた。（Sverdrup and Munk, 1943）

有義波による予測（有義波法又は開発者の名前をとって SMB 法という）は、簡便でありながら精度がよいために現在でも利用されているが、この方法では波の伝播方向や風浪とうねりの識別があいまいな点など問題があった。

このため Pireson, Neumann and James(1955)により、スペクトルによる予測法（スペクトル法）が開発され、波浪モデルもこの手法を踏襲している。

従って、波浪モデルを理解するためには、波浪スペクトルの特性を把握する必要がある。

海面の複雑な変化も、多数の規則的な波を重ね合わせることにより、表現が可能になる。いわゆるフーリエ級数である。

$$\eta(x) = \sum (a_k \sin kx + b_k \cos kx)$$

スペクトルは、この sin や cos の各成分の係数の大きさで定義され、ある一定の期間にわたる平均的な統計量である。スペクトルは、場所 x の関数でなく、波のサイズ（波数 k ）の関数であり、各成分のエネルギーを表現している。

$$F(k) = \sqrt{a_k^2 + b_k^2}$$

波浪では、波数 k の代わりに周波数 f で表現し、更に水平面上での波の伝播方向も考慮した方向スペクトル（2次元スペクトル） $F(f, \theta)$ を考える。なお、周波数のみを考慮したものは周波数スペクトル又は 1次元スペクトルとよぶ。

3-2 波浪モデル

波浪モデルは、高潮や津波の予測モデルと異なり個々の海面の波動を直接計算せず、統計量としての波浪スペクトルの変化を計算することで波浪状況を推算する。この理由は、波浪の波長はせいぜい 2,300m であり、このような波の形状を表現するためには数 10m 程度の格子間隔が必要になり、実用的に広い海域の予測は不可能であるためで、また、巻き波や砕波のような複雑で時に不連続となる現象は取り扱いが大変厄介となるためである。

従って、実用的な波浪モデルは、波浪スペクトルのエネルギー変化を記述するエネルギーバランス方程式が基礎方程式となる。

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \nabla \cdot (C_g F) = S_{net} [= S_{in} + S_{nl} + S_{ds} (+ S_{bot})] \quad (3.1)$$

ここで、左辺の $F=F(f, \theta)$ は（2次元）波浪スペクトル、 C_g は波の群速度である。左辺第 2 項は、いわゆる移流項であるが、これにより、うねりの伝播が計算される。

右辺は、波浪の発達・減衰に作用する外力を表す関数（一般的にはソース関数と呼ぶ）で、エネルギー入力（ S_{in} ）、非線形エネルギー輸送（ S_{nl} ）、エネルギー散逸（ S_{ds} ）で構成され、浅海効果を考慮する場合には、この他に海底摩擦項（ S_{bot} ）も加えられる。

これらのソース項は、観測や理論などにより、定められている。具体的な表現は大変複雑なものもあ

るのでここでは簡単に述べておく。

エネルギー入力 (S_{in})

風波発達理論に基づいて、線形的な発達と指数関数的な発達で表現される。ごく初期を除いて、線形的な成達は大きくはならないので、指数関数的な成達のみを表現したものも多い。

$$S_{in}(f, \theta) = A(f, \theta) + B(f, \theta) \cdot F(f, \theta)$$

非線形エネルギー輸送 (S_{nl})

波浪スペクトルの形状を決め、波浪が安定的に発達するために非常に重要な項であるが、最も計算量の多い項である。初期の波浪モデルには含まれなかったが、近年になって効率的な計算手法が開発され、まともに考慮されるようになった。式は大変複雑なので非線形輸送の条件式のみ記す。

$$\begin{cases} \mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 = \mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 \\ \sigma_1 + \sigma_2 = \sigma_1 + \sigma_2 \end{cases}$$

\mathbf{k} は波数ベクトル、 σ は各周波数である。

エネルギー散逸 (S_{ds})

この項については、現在でもあまり良く解明されていない。基本的には、波がある程度まで発達すると成達が制限されることから、エネルギーの大きさに応じて抵抗を与えるように表現されている。係数は、観測事実に基づき、波形勾配や高周波で減衰が大きくなるように設定されている

$$S_{ds}(f, \theta) \propto \alpha(f, \theta) \cdot F(f, \theta)^{1-2}$$

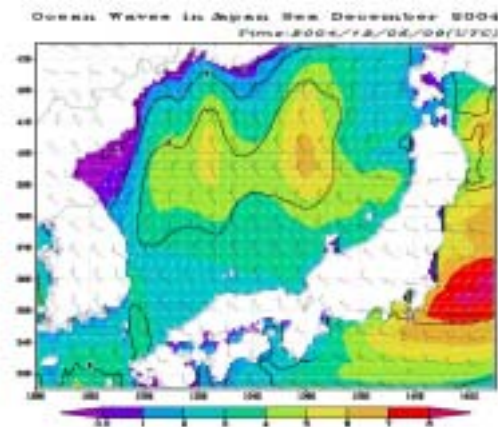


図3 2004年12月5日9時の波浪

矢羽根はモデルで用いた海上風（長羽根 10m/s，短羽根 5m/s），当値線は周期（秒）をあらわす。

3-3 予測の事例

波浪モデルによる計算例を図3に示す。低気圧が東日本を抜けて、冬型の気圧配置が強まりつつある

ときで、日本海では吹き始めた北よりの強風により、波が成長しはじめている。高波域では周期も長くなっている点にも着目してほしい。

4. おわりに

高潮や波浪は、防災情報としての重要性から、実用的な側面ばかり強調されてしまう傾向があるが、自然科学としても非常に興味深い話題を含んでいる。

現在の高潮モデルや波浪モデルは、安易に現象の再現のみを追い求めるのでなく、物理的な機構を解明し、それを反映することにより、予測精度の向上を求めるようになってきている。したがって、モデルの高度化・発展には、これらの物理的な機構の解明が不可欠である。

今回は限られた時間内で二つの内容を扱うので、基礎的な内容に限定して解説した。下に挙げた参考文献は、いずれも本格的に学ぶのに適したものであるので、これらを読んで更に知識を深めていただきたい。

参考文献

高潮

- 宮崎 正衛, 2003: 高潮の研究 その実例とメカニズム (成山堂書店), pp134.
T.S. Murthy, 1985: Storm Surges: Meteorological Ocean Tides (Unipub), pp897.

波浪

- 磯崎 一郎・鈴木 靖, 1999: 波浪の解析と予報 (東海大学出版会), pp274.
光易 恒, 2002: 海洋波の物理 (岩波書店), pp210.
G. J. Komen, L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, P. A. E. M. Janssen, 1996: Dynamics and Modelling of Ocean Waves (Cambridge Univ. Pr; Reprint), pp554.

沿岸物理全般

- 宇野木 早苗, 1993: 沿岸の海洋物理学 (東海大学出版会), pp672.