

海底面の力学過程を考慮した冠水・干出スキームの開発と 三次元 σ 座標海洋流動モデルへの適用

内 山 雄 介*

干潟や湿地等の潮間帯を有する海域における精緻な流動シミュレーションに向けて, 海底面の力学過程を考慮した干出・冠水スキーム (WDS) を開発し, 3 次元 σ 座標海洋モデルに組み込んだ。WDS は海底面での対数則を拡張した形で定式化されており, 導入された 3 つのスケールファクターを調整することにより, 計算のロバストネスと質量保存を選択的に確保できるようにパラメタライズされている。モデルによる結果を非線形長波の遡上問題に対する理論解および現地閉鎖性内湾における実測潮流データと比較することによりモデルの妥当性を検証するとともに, 干出域の存在が内湾流動に及ぼす影響について考察した。

1. はじめに

干潟, 塩性湿地, マングローブ林などの潮間帯水域は, 潮位変動に伴う干出・冠水により海底地盤が周期的に露出するという特異な水理環境下にあり, 数値モデルにより流況を再現する際にはこの現象を合理的にモデリングすることが重要なポイントとなる。特に潮間帯での底質浮遊, 熱収支, 物質輸送などを考える上では, 水深以下スケールの流動を正確に再現することが求められる。従来, 潮間帯での流動は鉛直積分型の平面 2 次元モデル (Cheng ら, 1993) あるいは層積分型の 3 次元多層モデル (Lin・Falconer, 1997) で表現されることが多かった。しかしながら, これらのモデルでは潮間帯を単一層で表現するために, 各物理量の鉛直構造を考慮できない点が大きな問題となっていた。一方, σ 座標変換を用いた 3 次元海洋モデルは, 物理座標における水深を σ 座標に変換するため, 水深が浅くなっても鉛直構造を保持しながら計算を進められるという著しい利点がある (Zheng ら, 2003)。その反面, 水深がゼロになると計算が破綻すること (Xie ら, 2004), 水位低下時に潮間帯での最下層格子高さが粗度長以下となり, 底面摩擦係数が無限大となるなどの問題を同時に包含している。

本研究では, これらの問題点を合理的に克服するべく物理的に妥当な冠水・干出スキームを開発し, 3 次元 σ 座標海洋モデルに組み込んだ。そしてモデルの妥当性を検証するために, 計算結果を非線形長波の遡上に関する理論解と比較するとともに, 広大な干出域を有する現地閉鎖性内湾海域へ適用した。さらに干出域を有する内湾での流動特性について, 干出しない場合との比較を行ったので, その結果を報告するものである。

2. 方 法

(1) 3 次元海洋流動モデル

干出・冠水スキームを組み込むためのベースとなる 3 次元 σ 座標海洋モデルとして, Blumberg・Mellor (1983)

による Princeton Ocean Model (POM) を採用した。POM は静水圧近似, Boussinesq 近似された 3 次元 Reynolds 方程式を基礎式とし, 水平および鉛直 Reynolds 応力の評価にそれぞれ Smagorinsky 型モデルと Mellor-Yamada レベル 2.5 モデルを用いている。3 次元デカルト座標系上に定義された各基礎方程式は, 水平方向に関しては直交曲線座標系, 鉛直方向には σ 座標系に変換されるため, 3 次元的に複雑な地形に沿った形で計算を進めることが可能である。ここで, 平均海面を原点とする鉛直 z 座標の σ 座標変換式は以下のように表現される。

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} \dots\dots\dots (1)$$

η : 海表面水位, H : 海底面地盤高さ ($H = D - \eta$), D : 水深であり, $z = \eta$ で $\sigma = -1$, $z = -H$ で $\sigma = 0$ である。つまり, 複数の σ レイヤーを設定していれば, ある瞬間の局所的な水深 D が極めて浅くなっても鉛直構造を保持しながら計算を進めることができる。しかし, 後述するように, 水深 D がある値以下になると計算が破綻するため, 干出計算を行う場合は注意が必要となる。

(2) 干出・冠水スキーム

干出・冠水スキーム (WDS) を組み込んだ POM (WD-POM) では, 固定グリッド上の全セルに Land Mask 関数 (LMF) を定義することにより, 干出・冠水に伴う海岸線の移動を追跡する。この LMF は陸域では 0, 海域では 1 の値を取る 2 値の関数であり, オリジナルの POM では計算開始前に設定された後は計算全期間を通じて不変であるが, WD-POM では平面 2 次元重力波の伝播計算 (external mode) の各ステップにおいて下記の条件を用いて LMF を再評価し, 時間変化を許容することにより移動境界の追跡を行う。具体的な冠水・干出判定では, まず式 (2) のような関係にある 2 つの任意の水深スケールを定義する。

$$d_{cr} > d_{min} = 0 \dots\dots\dots (2)$$

ここに, d_{min} : 最低水深, d_{cr} : 限界水深, である。次に各計算セルにおけるある瞬間の水深 $D_{i,j}$ の値を探索し, も

* 正会員 博(工) 港湾空港技術研究所 海洋・水工部 漂砂研究室

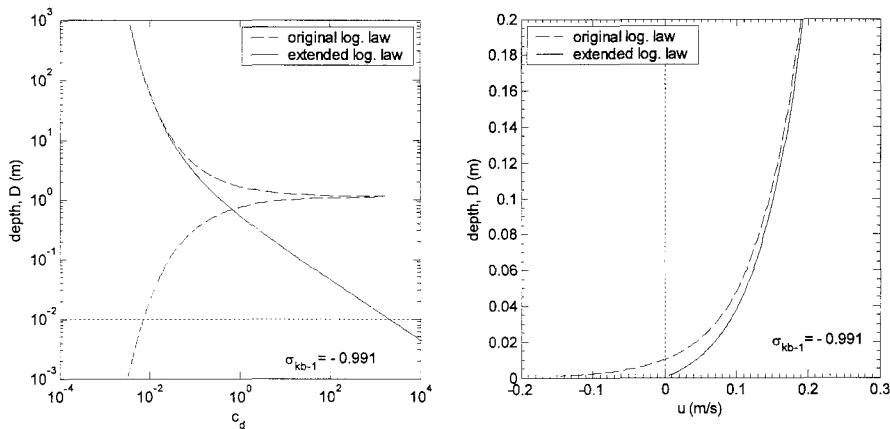


図-1 オリジナルの底面境界条件および拡張対数則による底面近傍の摩擦係数 C_d (左) と水平流速 U (右) の鉛直分布。

し条件: $D_{i,j} \leq d_{cr}$ が満足されれば当該セルが潜在的に干出している (potentially dry) と考えて WDS を直ちに適用し、以下の 3 つの条件から構成される干出・冠水判定を行う。この 3 つの条件のうち少なくとも 1 つ以上を満足する場合は、当該セルが実際に干出している (effectively dry) と判定して $LMF_{i,j}=0$ とし、計算グリッドから除外する。干出・冠水判定に用いる 3 つの条件は下記のように、すなわち水平座標において当該セルに隣接する 4 つのセルに注目し、

- $\min[\eta_{i-1,j}, \eta_{i+1,j}, \eta_{i,j-1}, \eta_{i,j+1}] \leq \eta_{i,j}$,
- $\min[D_{i-1,j}, D_{i+1,j}, D_{i,j-1}, D_{i,j+1}] \leq d_{cr}$,
- $\max[LMF_{i-1,j}, LMF_{i+1,j}, LMF_{i,j-1}, LMF_{i,j+1}] = 0$,

の条件に適合するかどうかを照査する。もし上記の条件を 1 つも満たさないときは冠水とみなし、 $LMF_{i,j}=1$ とした上で計算領域に残す。さらに計算領域全体の質量保存を満足させるために、注目するセルが effectively dry と判定された段階で水位 $\eta_{i,j}$ を計算機のメモリに記憶させ、次の冠水ステップにおいてこれをリストアする。

実際の計算では、特に時間刻み Δt や水平格子間隔 Δx , Δy が大きい場合に水深 D が瞬間的に 0 以下になることがあり、基礎方程式が破綻するため計算が不安定となる。これを回避するためには Δt などを小さく設定すれば良いが、大領域の長時間積分を行う場合には現実的ではない。そこで式 (2) ではなく式 (3) を導入して $D_{i,j} \geq d_{min}$ という制限を設け、potentially dry なグリッドにおいて $LMF_{i,j}=1$ の場合は、この制限を満たさない場合は強制的に $D_{i,j}=d_{min}$ かつ $LMF_{i,j}=0$ とすることにより問題を回避する。

$$d_{cr} > d_{min} > 0 \quad \dots\dots\dots (3)$$

この場合、計算領域全体の質量保存が満たされないことが懸念されるが、次章で検討するように実用上はあまり問題にはならない。しかもこの場合、 Δt を大きく設定し

ても WDS に起因した不安定性は出現しない。つまり、小規模な計算等で質量保存を厳密に満たしたいときは式 (2) の定義により $d_{min}=0$ とし、反対に大領域な領域に対する計算に際して計算のロバスト性を重視したいときは式 (3) の定義を用いることにより、適切な設定を選択することができる。

(3) 海底面力学過程の検討と拡張対数則の導入

POM に代表される σ 座標系モデルでは、運動方程式の底面境界条件は以下のように定式化されている。

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = C_d [U^2 + V^2]^{1/2} (U, V), \quad \sigma \rightarrow -1 \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$C_d = \text{MAX} \left[\frac{\kappa^2}{[\ln\{(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0\}]^2}, 0.0025 \right] \quad \dots\dots (5)$$

ここに、 K_M : 鉛直渦動粘性係数、 U, V : 3 次元流速の水平成分、 C_d : 底面摩擦係数、 κ : Karman 定数、 σ_{kb-1} : 水平流速に対する最下 σ 層高さ (後述するサンフランシスコ湾のシミュレーションにおいては $\sigma_{kb-1} = -0.991$)、 z_0 : 粗度長 (通常、内湾域では 1 cm) である。このとき、計算の進行に伴って水位が低下すると最下層グリッド高さが粗度長以下となり、海底面における対数則が破綻する可能性がある。そこで、第三のスケールファクターとして粗度長スケール δ を導入し、式 (5) を変形して式 (6) のように対数則を拡張することによりこれを回避する (図-1)。

$$C_d = \frac{\kappa^2}{[\ln\{(1 + \sigma_{kb-1})D/z_0 + \delta/z_0\}]^2} \quad \dots\dots\dots (6)$$

ただし $\delta \geq z_0$ である。さらに乱流モデルとの整合性を考慮して、鉛直渦動粘性係数の算定式を以下のように修正する。

$$K_M = S_M q (l + \kappa \delta) \quad \dots\dots\dots (7)$$

この表現式は振動流境界層に関する Mellor (2002) の

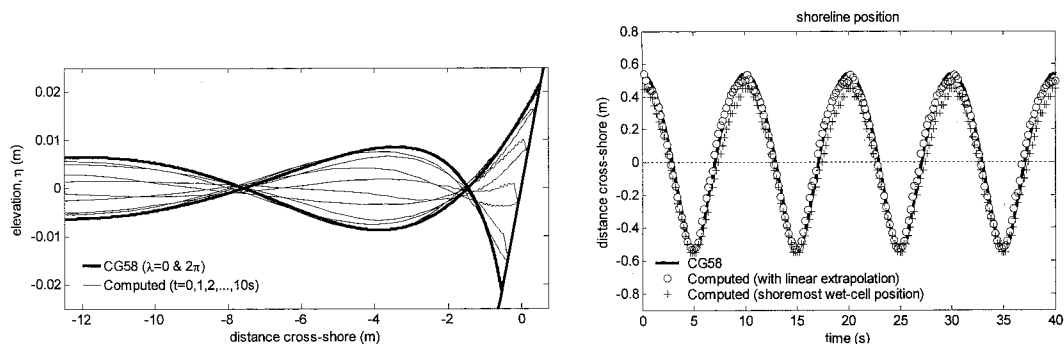


図-2 WD-POM による計算結果と CG58 による理論解との比較 (左: 水面形, 右: 汀線位置)。

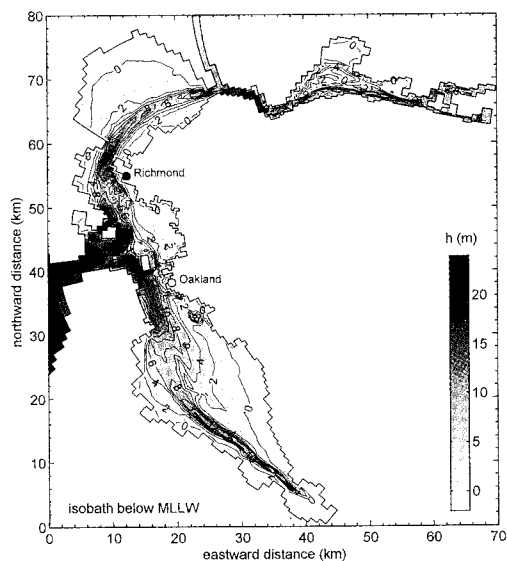


図-3 米国サンフランシスコ湾の水深分布 (MLLW 基準)

式と類似しているが、本手法は干出・冠水計算を念頭に置いて定式化されたものであり、 δ の任意性等の点で異なる。なお、この操作は物理的にはグリッド全体を δ だけ持ち上げることに相当し、力学的に矛盾なく底面境界層の構造および底面せん断応力を評価するものである。

3. 結 果

(1) 非線形長波の遡上に関する理論解との比較

WD-POM の妥当性を検証するために、一様勾配斜面を遡上する非線形長波の挙動を計算し、Carrier・Green-span(1958, 以下 CG58 と表記)の理論解と比較する。ここでは CG58 理論との整合を取るために WD-POM 中の底面摩擦項をゼロとし、さらに $d_{cr}=1\text{ mm}$, $d_{min}=\delta=0\text{ mm}$ と設定した。図-2 は、沖側水深 50 cm, 斜面勾配 1:

25 の一次元水路に、波高 0.06 m, 周期 10 s の正弦波を平均汀線より 17.5 m 沖側から入射させ、約 30 波を作用させた後の水面形と汀線位置の変動を比較したものである。モデルによる汀線位置はグリッド位置に依存してステップ関数的に変動するため、現実的ではない。そこで水面形を線形外挿して、海底面と交差する地点を真の汀線とし、図中に併せて示した。いずれも WD-POM による計算結果は CG58 による理論解と良好に一致しており、モデルの妥当性が確認される。

(2) サンフランシスコ湾の潮流計算への適用

WD-POM を用いて米国サンフランシスコ湾 (以下 SF 湾、図-3) の潮流計算を実施した。SF 湾は海表面積 1240 km², うち潮間帯・干潟域が約 200 km², 平均水深 6.1 m という極めて浅い内湾である。スケーリングファクターに $d_{cr}=20\text{ cm}$, $d_{min}=5\text{ cm}$, $\delta=z_0=1\text{ cm}$ を設定し、密度は一定、外力として開境界における天文潮位のみを考慮した。まず、得られた潮位と潮流速を主要 17 分潮に調和分解したあと、主要 4 分潮の調和定数を NOS-NOAA (2003) による観測データから求められた調和定数と比較した (表-1)。両者の間の差は小さく、WD-POM が SF 湾のような広大な干潟域を有する内湾における潮汐波の伝播、および潮流精円を良好に再現可能であることが分かる。表中には示していないが、潮位については湾奥部南北 2 地点を含む全 5 地点においてもほぼ完全に観測データを再現しており、SF 湾全域に対する本モデルの妥当性が確認されている。

本シミュレーションでは、最低水深 d_{min} に非ゼロ値を用いていることから計算領域全体の質量保存が成立していないことが予想されるため、その確認を行った (図-4, 図-5)。開境界を通じて流入出する体積フラックスと領域全体の体積変化を比較すると、期間中盤の大潮期 (105~110 日) で若干の誤差が確認されるものの、計算期間全般を通じて両者はほぼ一致している。この大潮期にはスパイク的な誤差が数回出現しているが、それらはいずれも全体の体積から見るとかなり小さく (干出域表面

表-1 実測およびモデルによる潮位 η と潮流速 U に対する主要 4 分潮の調和定数 (OBS: 観測値, MDL: 計算値, DIF=MDL-OBS)

Locations		U major axis (cm/s)			U orientation ($^{\circ}$)			U phase epoch ($^{\circ}$)			η amplitude (cm)			η phase epoch ($^{\circ}$)		
		OBS	MDL	DIF	OBS	MDL	DIF	OBS	MDL	DIF	OBS	MDL	DIF	OBS	MDL	DIF
Oakland	M_2	52.5	48.6	-3.9	99.8	103.7	3.9	326.6	325.6	1.0	68.6	66.3	-2.3	222.9	214.5	-8.4
	S_2	14.6	16.7	1.9	102.0	103.4	1.4	318.1	318.2	0.1	19.6	18.8	-0.8	223.4	215.2	-8.2
	K_1	10.4	11.8	1.4	100.0	105.1	5.1	298.6	309.7	11.1	32.7	33.7	1.0	217.8	217.9	0.1
	O_1	4.5	6.0	1.5	110.7	106.8	-3.9	277.2	297.2	20.0	23.7	24.5	0.8	212.9	211.2	-1.7
Richmond	M_2	75.8	68.6	-7.2	118.8	105.2	-13.6	176.4	170.8	-5.6	61.8	59.0	-2.8	222.1	216.2	-5.9
	S_2	21.6	19.3	-2.3	116.0	105.4	-10.6	172.8	168.1	-4.7	17.4	16.8	-0.6	223.0	214.9	-8.1
	K_1	23.3	21.7	-1.6	121.6	105.5	-16.1	161.8	157.9	-3.9	32.1	32.5	0.4	218.4	220.0	1.6
	O_1	16.7	14.0	-2.7	120.2	105.4	-14.8	155.0	148.7	-6.3	23.3	23.9	0.6	213.4	213.1	-0.3

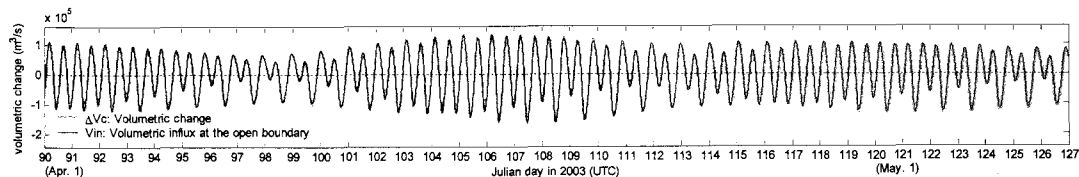


図-4 開境界を通じて流出する流体の体積フラックス V_{in} と計算領域内の体積変化速度 ΔV 。

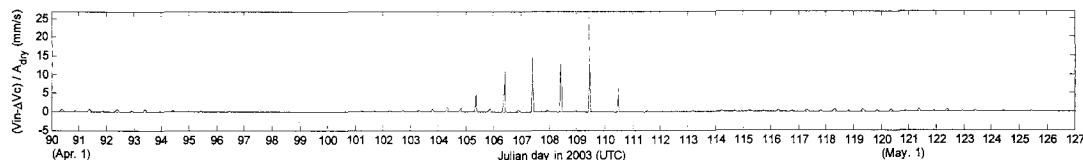


図-5 干出域単位表面積あたりの質量変化誤差: $(V_{in} - \Delta V) / A_{dry}$ (A_{dry} : 干出域面積)

積で除して最大 2.5 cm/s 程度), しかも潮位の上昇とともに速やかにゼロに戻っていることから, 実質的な流動構造に対しては数値誤差程度の影響しかないと考えてよく, 実用上は問題にならないものと判断される。

4. 考 察

干出域の存在が閉鎖性内湾海域の流動に及ぼす影響を検討するために, SF 湾の地形と, その潮間帯域を削除して浅海域に 2 m の一様水深を与えた (つまり $H \geq 2$ m とした) モデル地形の計 2 種類の地形を用いて, シンプルな潮汐を開境界で与えた潮流計算を実施して流れの相違を調べた。与えた潮汐は周期 12 時間, 振幅 0.8 m の正弦波であり, これは同海域において卓越する M_2 分潮を模擬したものである。図-6 は潮汐による水位変動を調和解析した結果を示している。特に湾口部から離れた湾北部および湾南部において, 2 地形に対する等潮差(振幅)と等潮時(位相)の分布には有意な差が見られ, 干出を考慮した場合のほうが振幅は 5~10 cm 程度大きく, 位相は 5~20 度 (すなわち 10~40 分) 程度遅れることが分かる。

湾北西部における力学バランスを考えると, 潮汐波は底面摩擦の影響を受けたケルビン波として海域を伝播しており (Hendershott・Speranza, 1971), そこに浅海域

における海底斜面勾配に起因した潮汐波の屈折や, 湾曲の効果による遠心力などが重畳して作用している。この領域における潮流楕円の空間分布 (図-7) を見ると, 潮間帯の有無に関わらずほぼ全域を通じて潮流の変動パターンは概ね同様であるが, 水深 2 m 以浅では傾向が異なっていることが分かる。すなわち, 浅海域地形を考慮しない場合は岸近くの流れは岸にほぼ平行であり, 潮流楕円は円形に近く, 進行波であることを示している。反対に干出を考慮した場合には, 浅海域地形による屈折の影響を受けて岸に直角な流動成分が生成されるとともに, 潮流楕円は直線的となり, 定在波モードが卓越することが見て取れる。このとき屈折変形を受けた潮汐波の位相は浅海域の底面摩擦により遅れ, 同時に浅水変形と, 反射波の影響を受けた部分重複波により潮汐振幅が増大する, という構造になっているものと解釈される。

5. おわりに

本研究では, 干潟等の潮間帯を含む内湾域の 3 次元海水流動を評価するためのツールとして, 海底面の力学過程を考慮した冠水・干出スキームを開発し, 3 次元 σ 座標海洋モデルに組み込んだ。このモデルを非線形長波の遡上問題および広大な干出域を有する現地閉鎖性内湾の潮流計算に適用し, 理論解および観測結果と比較するこ

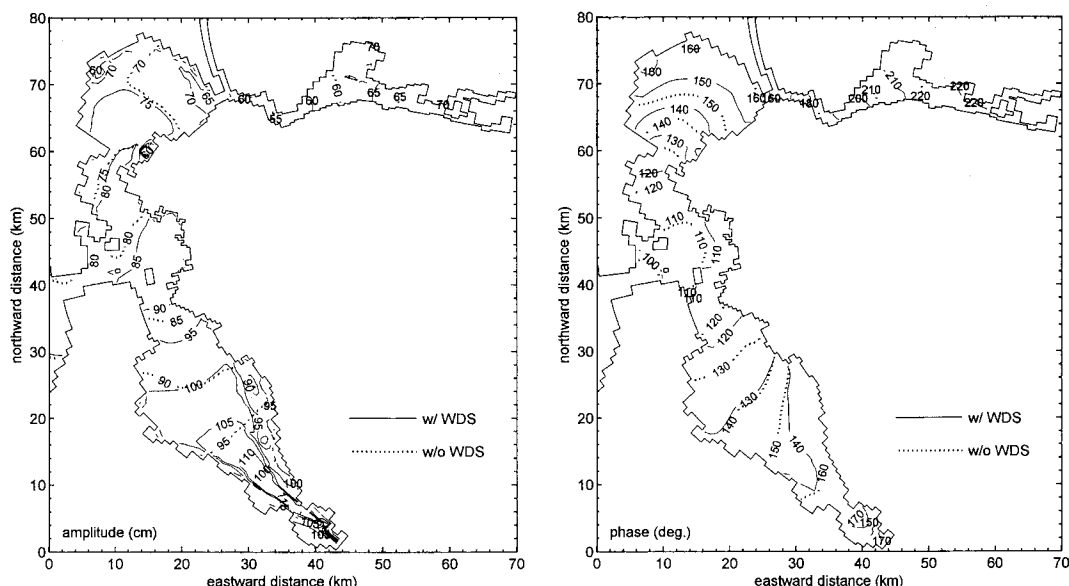


図-6 干出・冠水を考慮した場合 (w/WDS) としない場合 (w/o WDS) の等潮差 (左) および等潮時 (右) 分布の比較

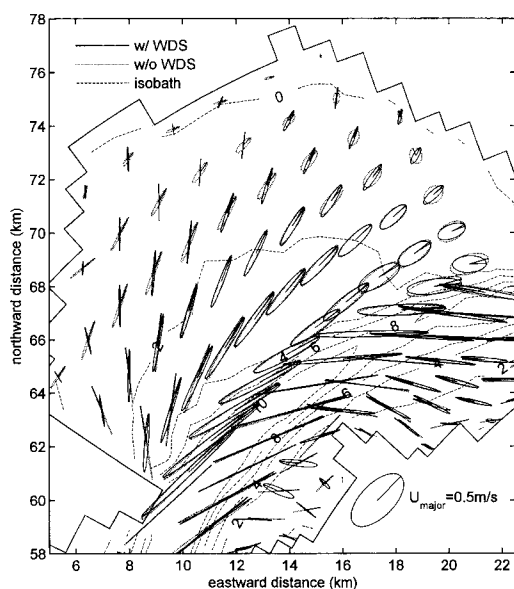


図-7 浅海域地形を考慮する場合としない場合の潮流楕円

とによりモデルの妥当性を検証するとともに、干出・冠水によって生じる流動構造の変化について考察を行った。

謝辞：本研究は日本学術振興会・海外特別研究員制度により著者が米国 University of California, Berkeley に在籍した2年間に実施された研究成果の一部をまとめたものである。同校の Rodney J. Sobey 教授 (現 Imperial College of London 教授), Mark T. Stacey 助教授に数々

の助言をいただいたことをここに付記し、深甚なる感謝の意を表す。

参考文献

- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. (1983): Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, pp. 4579-4593.
- Carrier, G. F. and Greenspan, H. P. (1958): Water waves of finite amplitude on a sloping beach, *J. Fluid Mech.*, Vol. 4, pp. 97-109.
- Cheng, R. T., Casulli, V. and Gartner, J. W. (1993): Tidal, residual, intertidal mudflat (TRIM) model and its application to San Francisco Bay, California, *Estuarine, Coastal and Shelf Sci.*, Vol. 36, pp. 235-280.
- Hendershott, M. C. and Speranza, A. (1971): Co-oscillating tides in long, narrow bays; the Taylor problem revisited, *Deep-Sea Res.*, Vol. 18, pp. 959-980.
- Lin, B. and Falconer, R. A. (1997): Three-dimensional layer-integrated modeling of estuarine flows with flooding and drying, *Estuarine, Coastal and Shelf Sci.*, Vol. 44, pp. 737-751.
- Mellor, G. L. (2002): Oscillatory Boundary Layers, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 32, pp. 3075-3088.
- National Ocean Service, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOS-NOAA), USA (2003): <http://www.co-ops.nos.noaa.gov/>
- Xie, L., Pietrafesa, L. J. and Peng, M. (2004): Incorporation of a mass-conserving inundation scheme into a three dimensional storm surge model, *J. Coastal Res.*, Vol. 20, pp. 282-296.
- Zheng, L., Chen, C. and Liu, H. (2003): A modeling study of the Satilla River Estuary, Georgia. I: Flooding-drying process and water exchange over the salt marsh-estuary-shelf complex, *Estuaries*, Vol. 26 (3), pp. 651-669.