

強風の吹き寄せにより密度成層水域に生成する流れ場の 3 次元数値計算

柿沼太郎*・中山恵介**

強風の吹き寄せ効果に着目して、密度分布を有する水域を対象とした数値解析を行ない、台風又来襲前から通過後にわたる期間の水位、流速及び密度の変化過程について調べた。密度が単一である場合、または、初期密度が 2 層に成層している場合について、3 次元計算を行なった。矩形湾内に密度分布がある場合、湾幅に依存する内部波モードの現象が現れること、また、岬前面において、水位が湾奥よりも低くなり、低密度水が中層に潜り込むこと、そして、東京湾において強風による拘束が弱まり始めると、吹き寄せによって形成された密度分布に起因する海水流動が発生し、台風通過後もそれが暫く継続することが確かめられた。

1. 序 論

高潮の数値計算では、気象の変化過程と沖合からの影響とを考慮し得るに十分な計算時間及び計算領域を必要とするため、効率を鑑み、推算・追算の両者において長波理論に基づく解析手法が実用に供されている。ところが、台風に伴う強風及び気圧低下は、水面に関与し、その影響が水中や近傍の水域へと伝播して、吹き寄せや吸い上げが発生する。従って、台風通過時の湾や湖には、山下・別宮(1996)が 2-layer モデルを用いた数値計算によって示したように、鉛直分布を有する流体運動が引き起こされ、このような高潮発生機構は、長波理論で再現できない。カン・佐藤(1996)は、水理実験によって、強風下の流れ場における流速の鉛直分布を測定したが、こうした流動の鉛直構造は、海浜変形の動的応答(孫ら, 1997)に関与し、また、生物環境の要素として重要な意味を持つ。更に、水域に存在する密度界面や、躍層の破壊・混合過程は、地形特性も相俟って、高潮における流動形態に影響を与えるであろう。

そこで、本研究では、強風の吹き寄せ効果に着目し、密度分布を有する水域を対象とした 3 次元数値計算を行なう。そして、台風の来襲前から通過後までを含む期間の、水位、流速及び密度の変化過程について調べる。

2. 数値解析の方法

数値解析には、非圧縮性流体を対象とする 3 次元モデルを適用する。その基礎方程式系は、連続方程式及び Boussinesq 近似を施した Navier-Stokes 方程式と、塩分の移流・拡散方程式である。これらの方程式は、LES モデル及び ALE 法を併用し、CIP 法の scheme を適用する中山・佐藤(1999)の計算手法で解く。固定境界面である側面には、鉛直 2 次元の現象を対象とする場合に

slip 条件を課し、それ以外の場合に no-slip 条件を課す。側面は、鉛直壁で構成され、陸域における浸水を考えない。また、底面には、no-slip 条件を与える。沖側境界は、 $x=0$ に位置する湾口であるが、estuary 循環の影響を除外するため閉鎖する。初期状態は、無風の静水状態とする。水温は、全領域にわたって 20°C で一定であるとし、塩分によって密度の変化がもたらされる。

対象とする水域の地形は、1) 長さが $X=60\text{ km}$ で初期一様水深が $h_0=30\text{ m}$ である鉛直 2 次元水域、2) 同様に $x=60\text{ km}$ で $h_0=30\text{ m}$ であり、平面形が矩形である湾、3) この矩形湾の一部に岬部が存在する湾、そして、4) 複雑地形としての東京湾である。このうち、2)~4) の 3 次元領域に対する数値解析では、Coriolis の効果の有無による違いについても調べる。

こうした各水域において、密度が単一である場合、または、初期密度が 2 層に成層した場合について解析を行なう。このうち、初期状態において 2 層に成層している後者の場合、上層及び下層の初期塩分をそれぞれ 19.78 及び 33.00 とし、初期上層厚 h_1 が 5 m であるとする。連続方程式及び Navier-Stokes 方程式を解く際には、塩分を Knudsen の式によって密度に換算する。この場合、下層と上層の初期密度比は、 $\rho_2/\rho_1 \cong 1023.25/1013.24 \cong 1.01$ である。

本論文では、吹き寄せの現象に着目するため、気圧低下、降雨、波浪や天文潮の影響を無視し、台風に伴う強風を外力として与える。自由水面に作用する風は、全計算対象領域にわたって場所的に一様であるとし、1) 風速が一定である風が x 軸の正の向きに突然に吹き始める場合、そして、2) 台風 8506 号時に木更津で観測された風速及び風向の風が吹く場合について検討した。このうち、後者の場合には、風速と風向とが時間とともに変化する、数値計算において、両者の時系列データを与える。

3. 矩形湾を対象とした数値計算

長さが $X=60\text{ km}$ で初期一様水深が $h_0=30\text{ m}$ である

* 正会員 博(工) (独法)港湾空港技術研究所 津波防災研究センター
** 正会員 博(工) 国土技術政策総合研究所 沿岸海洋研究部

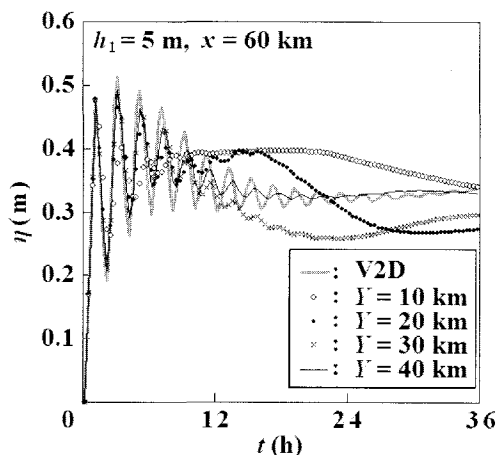


図-1 初期密度が2層である場合の矩形湾の岸側境界中央における水位変動の湾幅による違い ($h_1=5$ m)

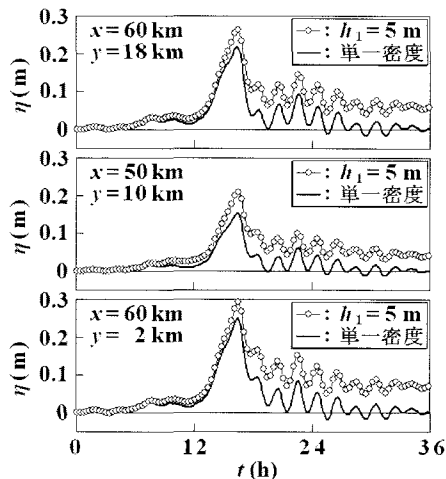
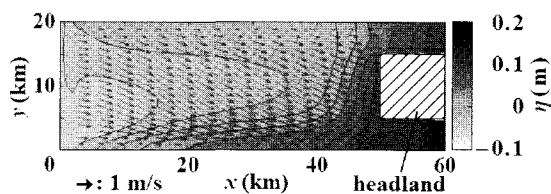


図-2 岬部が存在する矩形湾における時刻 $t=18$ h の水位分布及び水面近傍流速 (上) と岸側境界での水位変動 (下)

矩形湾を考える。数値計算において、格子の水平方向の幅を $\Delta x = \Delta y = 1$ km とする。他方、格子の鉛直方向の幅は、初期状態において $\Delta z = 1$ m とするが、ALE 法を採用しているため、水位の変動に応じて伸縮する。計算時間間隔は、 $\Delta t = 20$ s で一定とする。

一定速度 $U_{10} = 40$ m/s の海上風が x 軸の正の向きに急に吹き始めて連吹する場合の、 $x = 60$ km である湾奥の

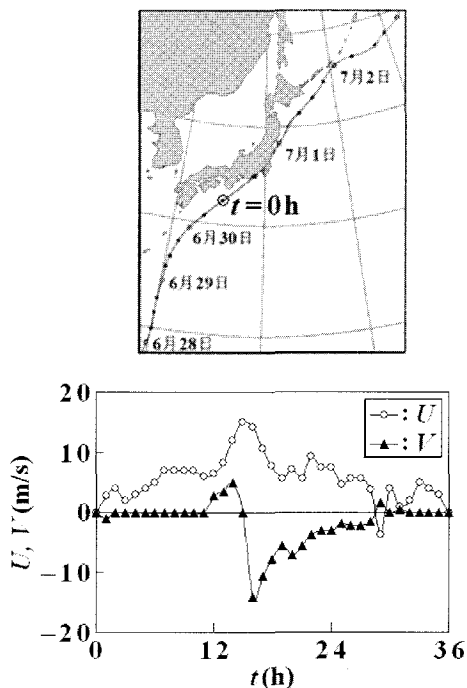
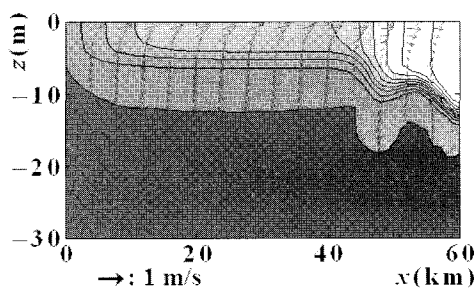
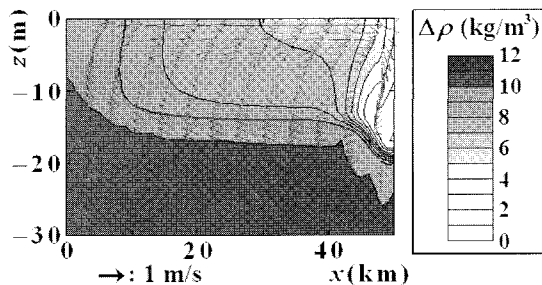
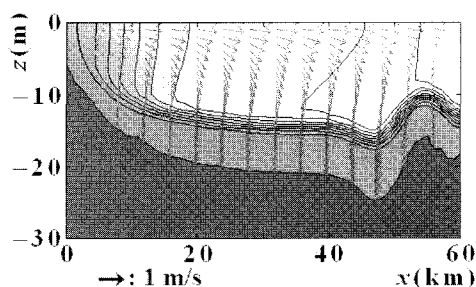
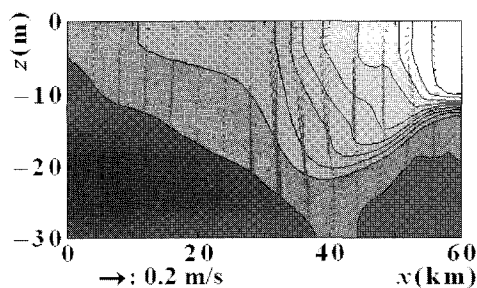
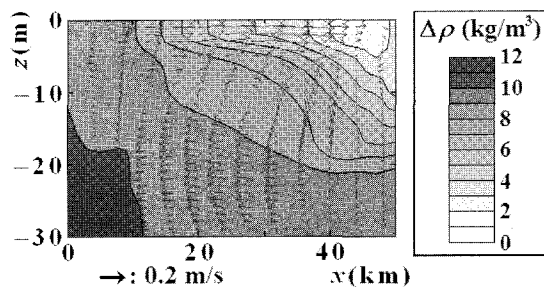
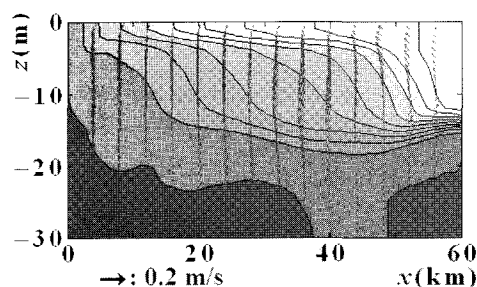


図-3 台風8506号の経路 (上) 及びその通過時に木更津で観測された風速の時間変化 (下) (U 及び V の正の向きは、それぞれ、北向き及び西向きである。)

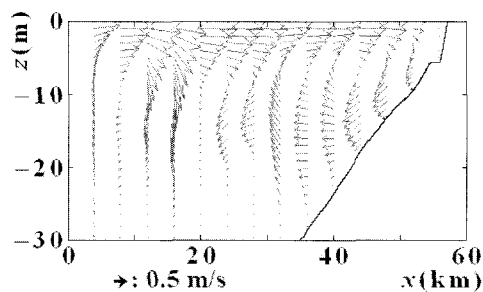
中央における水位変動 η を図-1 に示す。ここで、 U_{10} は、海面上10 m の高さにおける風速値であり、計算では、bulk 係数を $r = 0.0015$ として、自由水面に働く剪断応力に換算した。また、V2D の値は、 $Y = 4$ km という非常に幅の狭い湾において、側壁に slip 条件を課して側面摩擦の影響を除外したときの水位変動である。図-1 において、湾の幅 Y に依存した、水位の緩やかな振動が見られる。これは、単一密度の流体運動に生じない、内部波モードの現象である。

また、同一の初期状態を有する、幅が $Y = 20$ km の矩形湾の湾奥に、図-2 に示すような平面形が一辺10 km の正方形である岬部が存在する場合を考える。この岬部は、浸水が発生しない陸域である。この水域に、図-3 に示すような、台風8506号時に木更津で観測された風速及び風向 (気象庁のホームページのデータ) の風が吹くとする。ここで、 U 及び V は、それぞれ、風速の x 及び y 軸方向成分であり、また、 $t > 36$ h では、風速が0であるとする。計算では、この地上風の風速を2倍して、海面上10 m における海上風の風速とし ($U_{10} = 2U$, $V_{10} = 2V$), bulk 係数を $r = 0.0015$ として自由水面に働く剪断応力を求めた。この場合の時刻 $t = 18$ h における水位分布及び水面近傍流速を図-2 の上図に示す。断面 $y = 10$ km に関して非対称な流れ場が形成されているが、

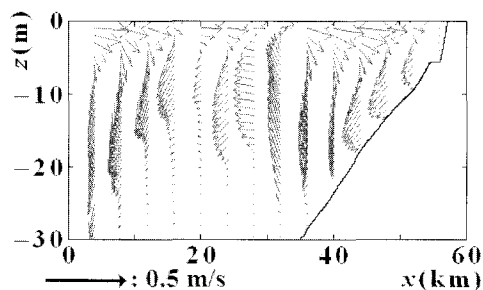
(a) $y = 18 \text{ km}$ (b) $y = 10 \text{ km}$ (c) $y = 2 \text{ km}$ 図-4 時刻 $t=18 \text{ h}$ における岬が存在する矩形湾の鉛直断面内の流速ベクトルと密度分布 ($h_1=5 \text{ m}$)(a) $y = 18 \text{ km}$ (b) $y = 10 \text{ km}$ (c) $y = 2 \text{ km}$ 図-5 時刻 $t=36 \text{ h}$ における岬が存在する矩形湾の鉛直断面内の流速ベクトルと密度分布 ($h_1=5 \text{ m}$)

これは、風向と、東京湾の北緯で現れる Coriolis の効果とを考慮しているためである。図-2 の下図に、岸側境界における水位変動を示す。高潮偏差は、岬前面よりも湾奥で大きく、更に、 $(x, y) = (60 \text{ km}, 18 \text{ km})$ の地点よりも $(x, y) = (60 \text{ km}, 2 \text{ km})$ において大きくなることからわかる。図-4 に、時刻 $t=18 \text{ h}$ における鉛直断面内の流速ベクトルと密度分布を示す。ここで、密度分布は、各点における密度から初期状態における上層の密度 1013.24 kg/m^3 を引いた値である $\Delta\rho (\text{kg/m}^3)$ で表示している。多量の表層水が y 軸の負の向きに移動するため、界面位置が $y=2 \text{ km}$ 付近で低下し、また、岬前面の $(x, y) = (50 \text{ km}, 10 \text{ km})$ 付近では、低密度水が中層に潜り込んでいる。図-5 において、風外力の影響が解かれた

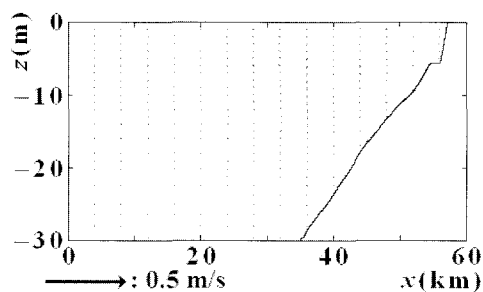
台風通過後の時刻 $t=36 \text{ h}$ における流速を見ると、強風の吹き寄せにより形成された密度分布に起因する流速が発生していることがわかる。そして、水平面内にも循環流が生じ、このパターンが上・下層で逆転している。内湾の成層は、柴木・中山 (2000) が述べたように高潮偏差にあまり影響せず、図-2 の下図より、単一密度の場合を対象とした値と比較して、水位のピーク値を最大で約 6 cm 増大する程度であるが、強風による拘束が弱まり始めると、図-5 に見られるように、密度分布が流動形態に大きく影響するようになり、これは、図-2 の下図に示す通り、ピーク後の高潮偏差の違いとしても現れる。



(a) $t=17\text{ h}$

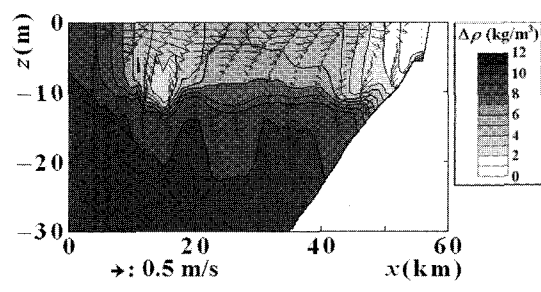


(b) $t=27\text{ h}$

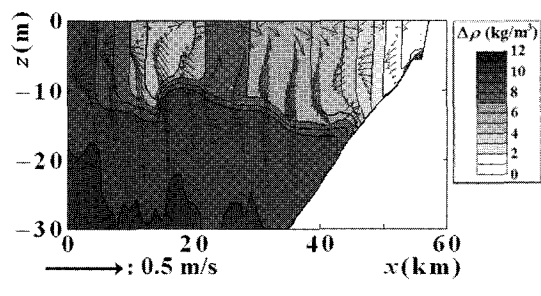


(c) $t=48\text{ h}$

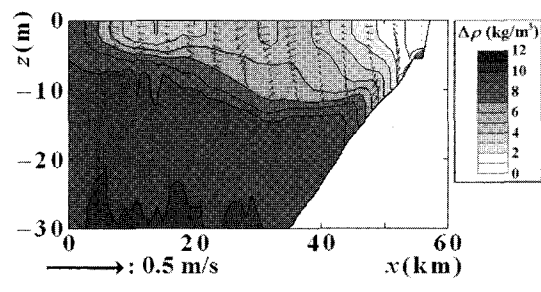
図-6 単一密度の場合の東京湾の湾軸方向最深線を含む鉛直断面内の流速ベクトル



(a) $t=17\text{ h}$



(b) $t=27\text{ h}$



(c) $t=48\text{ h}$

図-7 初期密度が2層である場合の東京湾の湾軸方向最深線を含む鉛直断面内の流速ベクトルと密度分布 ($h_1=5\text{ m}$)

4. 東京湾を対象とした数値計算

東京湾の全域に、図-3に示す木更津における観測風を与える場合を考える。初期状態における計算格子の鉛直方向の幅は、表層及びその近辺の格子に対して $\Delta z=1\text{ m}$ と細かくし、深度に応じて $\Delta z=1\sim 3.5(\text{m})$ と設定する。その他の計算条件は、矩形湾を対象とした場合と同様である。

東京湾の湾軸方向最深線を含む鉛直断面内の、単一密度の場合の流速ベクトル及び初期状態が2層に成層している場合の流速ベクトルと密度分布をそれぞれ図-6及び7に示す。ここで、密度のスケールは、図-4及び5と同一である。強風の拘束下にある $t=17\text{ h}$ における流速には、図-6(a)及び7(a)のように、長波理論で再現で

きない2層構造が見られ、表層流が活発化している。この時刻の流速は、傾圧成分と比較して、風外力に起因する成分が卓越するため、密度が単一である場合と初期密度が2層である場合とで類似している。図-7(a)において、低密度水が $x=15\text{ km}$ 付近と湾奥に分離されているが、これは、東京湾の平面形が、矩形の平面形を有する二つの湾を $x=20\text{ km}$ 付近で湾軸をずらして接続した形状であると解釈することにより理解される(図-8の破線参照)。図-8に、初期状態が2層に成層している場合の、 $t=18\text{ h}$ における水面近傍での密度の平面分布を示すが、これら仮想の二つの矩形湾の湾口部に相当する $x=0\text{ km}$ 及び 20 km 付近に、高密度水の湧昇が見られる。

図-6(b)及び7(b)より、台風通過後の $t=27\text{ h}$ では、両者の初期密度条件の場合とも、下層の沖向き流れが発

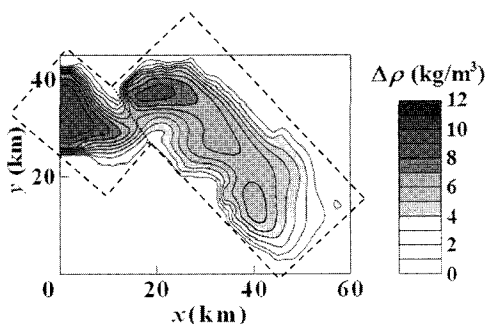


図-8 初期密度が2層である場合の時刻 $t=18$ hにおける東京湾の水面近傍での密度の平面分布 ($h_1=5$ m)

達することがわかる。しかし、初期密度分布が2層であった図-7(b)の場合には、流速が密度分布の影響を受け、特に、 $x=45$ km 付近では、底面近傍で岸向き流れが生じ、流速の鉛直分布が3層構造となる。

図-9に見られるように、更に時間の経過した $t=41$ hにおける水位差は、単一密度の場合、全領域で1 cm以内に収まっているが、初期密度分布が2層であった場合、湾口と湾奥で6 cm程度であり、後者に僅かながら高潮偏差が残存している。

台風通過後1日以上経過した $t=48$ hでは、密度が単一である図-6(c)の場合に静穏となっている。これに対して、初期密度が2層であった図-7(c)の場合、低密度水が沖に、高密度水が岸へと向かう $x-z$ 面内の反時計回りの循環流が発生・継続している。なお、初期上層厚が $h_1=15$ mの場合、強風によって低密度水が岸向きに吹き寄せられる際に、躍層が比較的明確に保持され、 $t=48$ hにおける反時計回りの循環流がより大きくなることを確認している。

5. 結 論

台風の通過に伴う強風によって水域に生成する流れ場の3次元数値計算を行ない、水位、流速及び密度の変化過程について調べた。その結果、次のような現象を得た。

- (1) 初期密度が2層である矩形湾において、湾幅に依存する比較的緩やかな水位の振動が見られる。これは、単一密度の場合に生じない、内部波モードの現象である。
- (2) 表層水の移動方向は、地形、風向や Coriolis の効果に依存し、界面位置がその方向に空間的な変化を示す。
- (3) 矩形湾に岬部が存在する場合、強い海風的作用によって発生する高潮偏差は、岬前面よりも湾奥で大きくなる。また、岬前面の中層に低密度水が潜り込む。
- (4) 台風に伴う強風的作用により、長波理論で再現できない流速の2層構造が湾内に現れ、表層流が活発化す

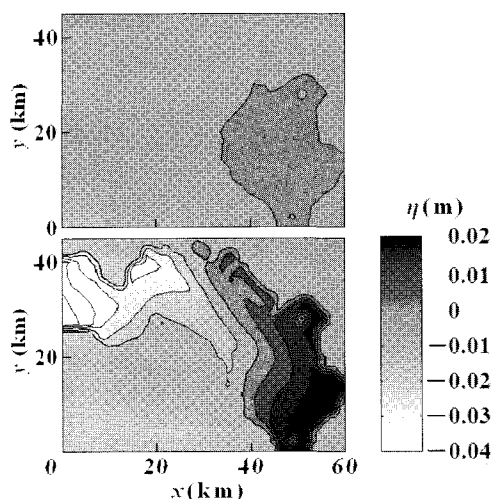


図-9 単一密度の場合(上)、または、初期密度が2層である場合(下、 $h_1=5$ m)の時刻 $t=41$ hにおける東京湾の水位分布

る。

- (5) 強風の拘束下にある流速は、初期密度が単一である場合と2層である場合とで類似する。
- (6) 強風による拘束が弱まり始めると、強風の吹き寄せによって形成された密度分布に起因する流速が発生する。
- (7) 東京湾において、静穏時の密度が2層である場合、湾の西側を北上する台風に伴う強風的作用により、低密度水が、湾奥と湾口から15 km 湾内に入った地点付近との2箇所に分離され、この地点の湾内側と湾口とに高密度水の湧昇が発生する。そして、台風の通過後、流速が密度分布の影響を大きく受け始める。場所によっては、流速の鉛直分布が3層構造となり、底面付近で岸向き流れが生じる。更に、時間が経過すると、湾軸を含む鉛直断面内に、低密度水が沖に、高密度水が岸に向かう循環流が発生し、この流れが暫く継続する。

参 考 文 献

- カンアケミ・佐藤道郎(1996): 強風下における近岸帯の水理に関する実験, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 381-385.
- 柴本秀之・中山哲蔵(2000): 密度成層と wave setup を考慮した多層高潮推算による熊野灘高潮痕跡値の再現, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 201-205.
- 孫 彰培・野田英明・松原雄平・黒岩正光(1997): 高潮による海浜変形に関する研究, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 641-645.
- 中山恵介・佐藤圭洋(1999): LES モデルによる水平面上張り出しブルームの解析, 土木学会論文集, No. 628/II-48, pp. 97-114.
- 山下隆男・別宮 功(1996): 台風7010号の土佐湾における高潮の追算-推算誤差は波浪か成層か?-, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 261-265.