

気象衛星画像に見られた淀川河川流出とその三次元数値計算 Infra-red Image of Yodo River Plume and Its Three-Dimensional Computation

大阪大学工学部 中辻啓二 K. Nakatsuji
大阪大学大学院 許 再寧 J. Y. Huh
建設技研(株) 栗田秀明 H. Kurita

1. まえがき

人工衛星からのリモートセンシングは海域での大規模な動的構造を理解するうえで有用な観測技術である。例えば、1982年8月2日に気象衛星NOAAが撮影した熱赤外線画像は最大流量6260 m^3/s (戦後6位)の淀川河川流出をとらえている。海表面の水温分布から推察すると、淀川からの流出水が河口から55km離れた淡路島沿岸まで到達しており、その幅は最大で約20kmに及ぶ。河川から海域に流出した低塩分水は密度差に起因する浮力によって海水の表面を拡がるが、衛星画像に見られる河川水の拡がりとは予想以上に大きい。衛星画像が河川水の拡がりと同定しているか否かは不確かである。その検証には撮影時間に合わせて現場観測することが直接的であるが、そのためには大量の観測船や計測機器、多くの人員および多額の費用を要する。また、物理実験では密度構造を含む大規模な三次元流動を捉えることは極めて難しい。現象の理解には数値計算に頼らざるを得ないのが実情である。従来、三次元流動の計算には莫大な記憶容量と非常に長い演算時間を必要としたために、数値計算は実用的な解析手法とはなり得なかった。しかしながら、最近のスーパーコンピュータの進歩はこれらの困難を克服し、数値実験の実行を可能にしつつある。本論文では、河川流出流の拡がり機構を解明することを目的に、密度差による浮力効果を考慮した三次元数値計算モデルの開発を試みる。そして、淀川出水時の気象衛星画像と計算結果とを比較することにより、提案モデルが河川流出流の予測に際して有効であるかどうかを検討する。

2. 1982年8月2日の淀川出水の気象衛星画像

現時点で国内及び米国から入手できる大阪湾のデータの内、気象衛星が撮影した雲量50%以下の熱赤外線画像は29シーンである。その内、大阪湾奥部に雲がなく、且つ淀川の出水時のシーンはLANDSATの3シーン、NOAAの1シーンである。気象衛星NOAAの撮影した海面温度分布は戦後6位の最大流量を観測した直後のものであり、淀川河川水の拡がりを理解するうえで極めて貴重なシーンである。NOAAは12時間毎に2900km $\times$ 5000kmの範囲で熱赤外線画像を送信してくる。この出水時においても7回の撮影の機会があったが、天候不良のために対象シーンを除いて満足な情報が得られなかった。

図-1はNOAAによる撮影時刻前後の淀川と大和川の流量時間曲線と尼崎港での潮位変動を示す。

大阪地方を襲った台風8210号とそれに続いた低気圧の通過の影響を受けて、大台ヶ原で日雨量最大800mm、大和川流域平坦部で3日間の総雨量が300mmを越える記録的な総雨量を示した。その結果、洪水流量は2つのピークを有する時間変化を示し、大和川では戦後最大の流量2400 m^3/s 、そして淀川では戦後6番目の流量6260 m^3/s を示した。NOAAの衛星画像はこの最大流量が生じてから約6時間20分後に撮影されたものである。撮影時間までに3000 m^3/s を越える河川水が約半日間

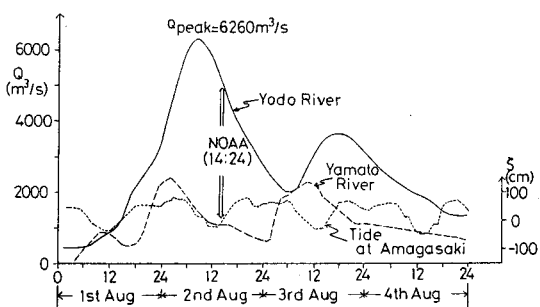


図-1 1982年8月出水時の淀川と大和川の流量時間曲線と大阪湾の潮位変動

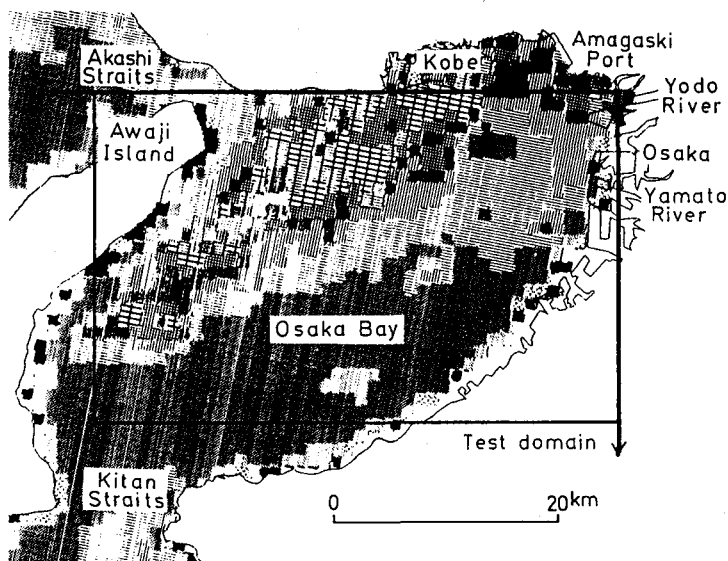


図-2 気象衛星画像NOAAによる大阪湾の海面温度分布（1982年8月2日14時24分撮影）

にわたって大阪湾に流出している。

図-2は1982年8月2日14時24分の大阪湾の海面温度分布を示す。1画素は1.1km×1.1kmであり、温度の分解能は0.12℃である。撮影時における海面温度の実測値がないので、海面温度の絶対値評価は困難である。そこで、0.0℃を基準温度に0.5℃毎の海面温度の分布を示している。細かい模様の黒い図柄は暖かい海面温度を示し、粗いストライプ模様は冷たい海面温度を示す。海面温度分布から推量すれば、淀川からの流出水は後者の海面温度が比較的低い水塊に相当していると考えられる。もし、この推察が正しければ、淀川流出水は河川軸方向に西進した後に、明石海峡の強い潮流の影響を受けて淡路島の沿岸沿いに南西に曲がっていると判断できる。つまり、河川水は河口から55km離れた海域まで到達し、その最大幅は約20kmまで拡がっている。「淀川出水時には、甘い水が海面をすべるように流れる。」という沿岸漁民の話があるものの、その拡がり範囲は予想以上に大きい。

撮影時に塩水くさびが発達していたか否かの情報は無いので、河口における河川水の層厚は想像せざるを得ない。層厚を2mと仮定すれば、最大流量に対する河口密度フルード数 Fd_0 は5.37となる。 $Fd_0=5.37$ の表層密度流は海水との強い混合を伴う噴流の振る舞いを呈することが知られている。海水と混合した河川水は相対的にはなお低塩分濃度である。河口から離れるにつれて浮力流束が運動量流束に勝ってくる。そのために、水平方向圧力勾配が生じ、河川水はさらに海面上を拡がることが予想される。図-2の海面温度分布は以上のような推論を可能にするが、得られた情報は海面下数mmの温度である。推論の是非は水理学的な証明に俟たざるを得ない。

3. 三次元数値モデル

(1) 基礎方程式

次の諸仮定 i) 流体は非圧縮性であり、密度は混合濃度のみの関数である。ii) 鉛直方向の加速度は重力加速度に比べて十分に小さく、静水圧近似が可能である。iii) プーシネスク近似が成立する、を用いるならば、三次元流れの基礎方程式は以下のように表現できる。

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_s} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} (\epsilon_x \frac{\partial U}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (\epsilon_y \frac{\partial U}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (\epsilon_z \frac{\partial U}{\partial z}) \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_s} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (\epsilon_x \frac{\partial V}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (\epsilon_y \frac{\partial V}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (\epsilon_z \frac{\partial V}{\partial z}) \quad (3)$$

$$0 = g - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \Delta \rho}{\partial t} + U \frac{\partial \Delta \rho}{\partial x} + V \frac{\partial \Delta \rho}{\partial y} + W \frac{\partial \Delta \rho}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial \Delta \rho}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial \Delta \rho}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_z \frac{\partial \Delta \rho}{\partial z}) \quad (5)$$

ここに、座標は放流口の中心軸の平均水面に原点を採り、流下方向にx軸、横方向にy軸、鉛直下向きにz軸とする。U, V, Wはそれぞれx, y, z方向平均流速、Pは圧力、 $\Delta \rho (= \rho_s - \rho)$ は密度 ρ の周囲環境水の密度 ρ_s からの偏差、gは重力加速度、 $\epsilon_x, \epsilon_y, \epsilon_z$ および K_x, K_y, K_z はそれぞれx, y, z軸方向の渦動粘性係数と渦拡散係数である。

(2) 数値モデルの概要

数値モデルは前報¹⁾の二次元密度流モデルを三次元場に拡張したものである。差分方程式は基礎方程式を各コントロールボリュームで積分した式を離散化して求める。河川域の不等流計算において河口水位の決定が重要な意味をもつことから、水面変動を直接計算する方法を採用した。鉛直方向運動方程式を静水圧近似により式(4)のように簡略化したため、流体の鉛直方向運動を規定する方程式がない。よって、コントロールボリュームを底面から水表面まで順に上積みして連続方程式(1)を満たすように鉛直方向流速Wを求めなければならない。その結果、水深方向に積分したコントロールボリュームを用いて水表面の水位変動 ζ を決めることになる。このようにして得られた各ボリューム毎の ζ には誤差が含まれる可能性がある。しかも、その誤差が水平方向圧力勾配として流動に多大な影響を及ぼしかねない。したがって、水位 ζ の空間的な連成を図り、不要な擾乱を抑制するための工夫が必要となる。前報と同様に、水位 ζ を時間的にインプリシットな差分表現に修正する方法を採用した。他の時間差分はリーブ・フロッグ法によるエクスプリシットな表現である。

(3) 淀川流出水への適用

三次元数値計算を1982年8月1～2日の淀川出水に対して適用する。計算領域は図-2に実線で示すようにx方向に42.0km、y方向に25.8kmである。離散化間隔 $\Delta x = 500 \sim 2500$ m、 $\Delta y = 400 \sim 2000$ m、 $\Delta z = 0.5 \sim 10$ mの不等間隔格子網($39 \Delta x \times 24 \Delta y \times (4-15) \Delta z$)を用いた。格子網は放流口近傍では密に、離れるにともない粗くなるように設定した。海底地形は大阪湾深浅図に基づいて与えた。離散化時間間隔 Δt はC-F-L条件に基づいて3.5秒を採用した。

渦動粘性係数と渦拡散係数は水平方向に $20 \text{ m}^2/\text{s}$ 、鉛直方向に $0.005 \text{ m}^2/\text{s}$ の値を採用した。ただし、密度流では成層安定効果によって鉛直方向の運動量や質量輸送が抑制されることから、鉛直方向渦動粘性および渦拡散係数の減少は前報と同様に勾配型リチャードソン数の関数として表現されるWebb, Kondo et al.の式を採用した。境界条件は次のようである。ただし、 V_h と V_n は平均流速の水平方向成分(UあるいはV)および境界面に直交な成分を示す。

- a) 水面 : $\partial V_h / \partial z = \partial \Delta \rho / \partial z = 0$,
- b) 底面 : $W = 0$, $\rho_s \epsilon_z \cdot \partial V_h / \partial z = \tau_{zh}$, $\partial \Delta \rho / \partial z = 0$,
- c) 壁面 : $V_n = 0$, $\rho_s \epsilon_n \cdot \partial V_n / \partial x_n = \tau_n$, $\partial \Delta \rho / \partial x_n = 0$, $\partial \zeta / \partial x_n = 0$,
- d) 沖合 : $\partial^2 V_h / \partial x_n^2 = \partial^2 V_n / \partial x_n^2 = \partial^2 \Delta \rho / \partial x_n^2 = 0$, $\zeta = 0$,
- e) 河口 : $Q = Q(t)$, $V = 0$, $\partial \zeta / \partial x_n = 0$, $\Delta \rho = \Delta \rho_0$.

河口では図-1の流量時間曲線に基づいて流量の時間変化を与えた。また、河口水深を2.0mと仮定した。河口幅は800mであるので、河川流量が約 $1200 \text{ m}^3/\text{s}$ を上回ると、河川水の流動は密度流的に射流となる。

計算は大阪大学大型計算機センターのNEAC-SX-1を用いて実行した。CPU時間は約900秒であった。

4. 計算結果とその考察

(1) 淀川河川水の振舞い

流出開始後 10 時間から 5 時間毎の海表面 0.5m 平均の流速 U と密度差 $\Delta\rho$ の計算結果を図-3 に示す。流速は 0.1m/s 毎に、また密度差は海水と河川水との密度差 $\Delta\rho_0$ の 1% 毎に等値線で表示した。計算時刻の河川流量 Q および対応する河口密度フルード数 Fd_0 を図中に記した。河川流量の小さい段階では、等密度差線は等間隔で四方に拡がる傾向を示している。例えば、図-3(a) での河口水位は海面より 0.035m 高くなっており、河川水はこの水平圧力勾配により全ての方向に拡がりを生じさせるものと考えられる。河川流量が増加して、 Fd_0 が 1.0 以上になると、流下方向の運動量流束が卓越して河川水は噴流の挙動を呈するようになる。その結果、等密度差線は流下(x) 方向に引き伸ばされると同時に、噴流特有の連行現象のために横(y) 方向の拡がり収縮する様相を呈する。等流速線がポテンシャルコア ($x \approx 8\text{km}$) を過ぎて相似形を保ちながら流下方向に拡がっているのは、噴流としての特徴を示している。

しかしながら、河川流出水の先端部での等流速線は円弧を描きながら放射状に拡がる。しかも、流速勾配や密度勾配は大きく、先端部は明瞭なフロントを形成している。この放射性拡がりは河川流出水の先端がブルームの流動を呈していることを予想させる。50% 等密度差線の時間変化に着目すれば、それは 30 時間後の図-3(d) で冲向きに突出した特異な分布を示す。この変化は噴流からブルームへの流動の遷移過程に対応しているかもしれない。

河口水位の計算値は河川流量の増加とともに増大し、最大流量 $6260\text{m}^3/\text{s}$ では 0.099m となった。河口水深を 2m と仮定したものの、河口水位の上昇量は予想以上に大きい。

つぎに、図-1 の熱赤外線画像に対応する時刻の計算結果 ($Q = 5050\text{m}^3/\text{s}$, $Fd_0 = 4.3$) を図-4 に示す。また、そのときの海表面 ($x-y$ 面) および流軸 ($x-z$ 面) の流速ベクトルを図-5 に示す。両図より、河川流出水は $x = 11\text{km}$ 近傍から沖合に曲がり始めることが認められる。この流動はおそらく海岸線 ($y = 0$) での壁面境界条件の影響によるものであろう。すなわち、海岸線を横切った質量の輸送がないために、密度差の大きい、軽い河川水が海岸線に沿って滞留することになる。その結果、 y 方向の圧力勾配が増大して、沖合に向う流れが生じることになる。 y 方向の運動方程式の各項を比較したところ、移流項と圧力勾配項とが釣り合っていた。このことから冲向き流れを予測できる。半値半幅の拡がり率もこの影響を受けて $x = 11\text{km}$ を境に著しく異なっている。

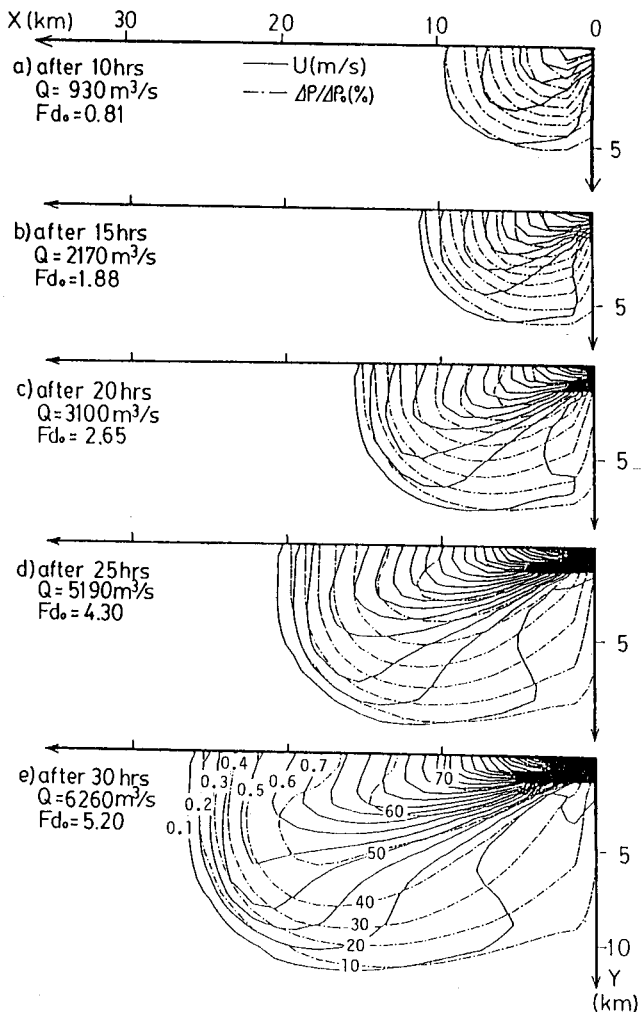


図-3 淀川河川水の拡がり-計算結果

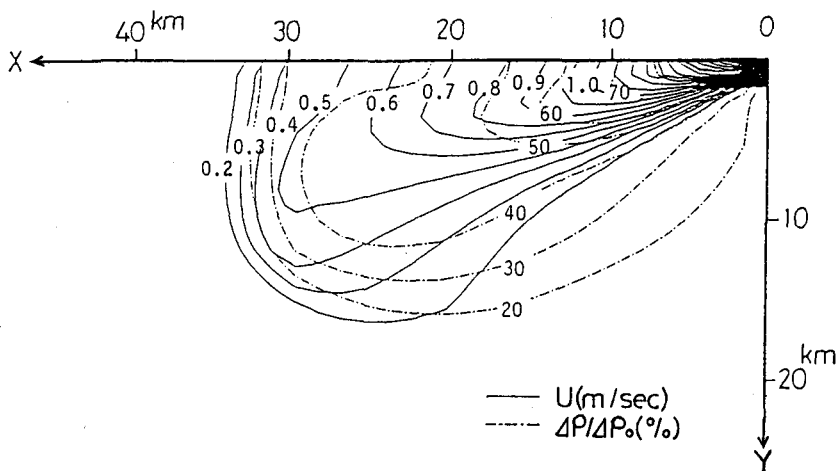


図-4 NOAA撮影時の淀川河川水の拡がりの計算結果

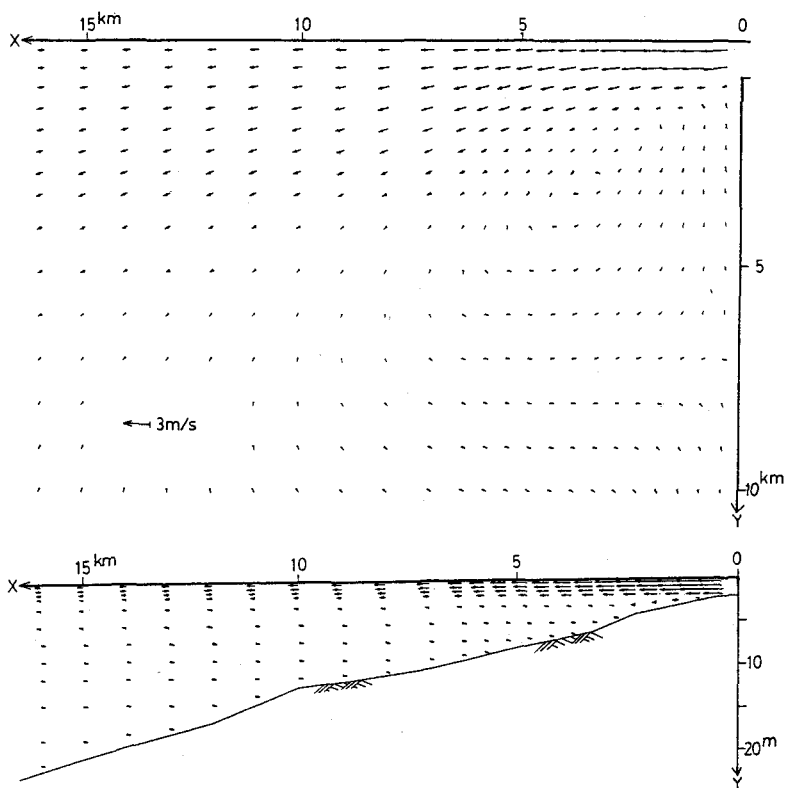


図-5 NOAA撮影時の海表面および流軸 ($y=200\text{m}$) における流速ベクトル

$Fd_0 = 4.3$ の淀川流出水は河口近くでは周囲環境水の連行により激しい混合稀釈を受ける。それはピーク洪水流量を過ぎた図-4と図-3(d) とでは、河川水は全体として拡がっているにもかかわらず、50%等密度差線が逆に収縮していることから窺える。連行を補償する水平循環流と河口に向かう海底面に沿った流れが河口近傍で形成されているのが流速ベクトル図に明瞭に認められる。河川流出水は $x = 2.5\text{km}$ 付近で海底面から浮上し、海表面を薄く拡がっているようである。

(2) 計算結果とNOAA熱赤外線画像との比較

潮流が河川流出水の拡がりに直接的な影響を与えることは十分予想できる。潮流を組み込んだ計算は本数値モデルでは膨大な演算時間を必要とする。そこで、潮流の影響は移流効果としてのみ考慮した。流出開始時からNOAA撮影時までの大阪湾の潮汐残差流を水深方向に積分した二次元潮流モデル（有限要素法）を用いて解いた（図-6）。移流項にこの潮汐残差流を採用した拡散方程式を解くことにより、潮流の影響を考慮した密度差分布が得られる。図-7は図-5の密度差分布を初期値とした結果を示す。また、同図には図-1の実測結果を等温度線で書き直して記載した。

図-7の等密度差線は明石海峡の強い潮汐残差流の影響を受けて多分に歪んだ分布形状を示しているものの、実測された等温度線分布を極めて良好に予測している。ことに、 $x = 11\text{ km}$ 近傍で沖合に偏向する流れが実測結果と計算結果とで一致しているのは興味深い。

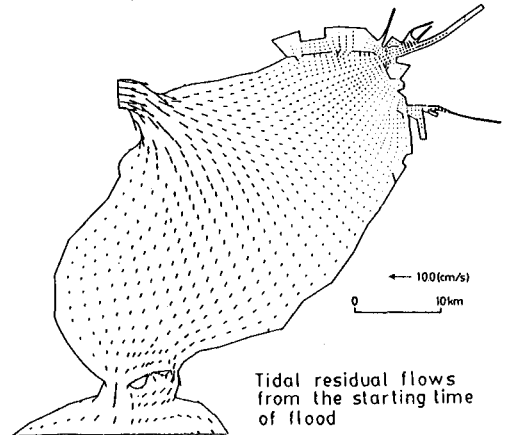


図-6 二次元潮流計算による潮汐残差流

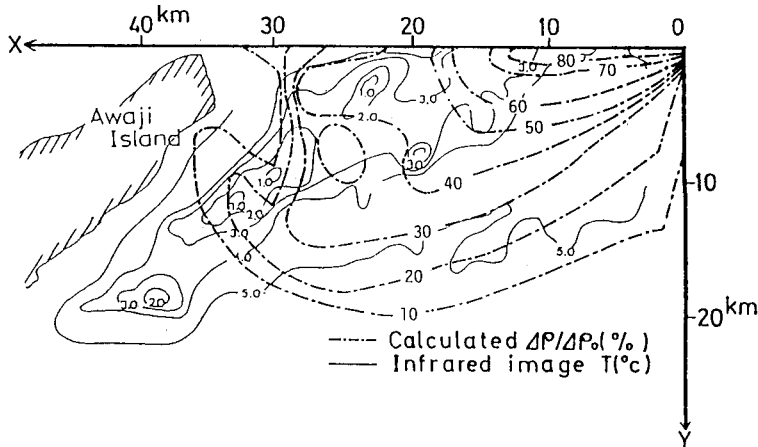


図-7 NOAAにより撮影された熱赤外線画像と計算結果との比較

5. あとがき

三次元密度流数値モデルは海表面 0.5 m 平均の密度分布を予測するのに対し、気象衛星による熱赤外線画像は海表面数 mm の温度分布を提供する。そのため、両者を直接比較することには無理があるが、定性的評価に限定すれば、本数値モデルは熱赤外線による温度分布を良好に予測することが分かった。また、熱赤外線画像に見られた低温度水塊は淀川流出水であることが確認できた。

謝辞

本研究の遂行に際して大阪大学室田明教授より御指導を賜った。また、熱赤外線画像は大阪湾広域臨海環境整備センターより提供して頂いた。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 室田明・中辻啓二：二次元表層密度流の数値解析，第30回水理講演会論文集，pp.715-720，1986。