

環境水理シミュレーションの組み立て方と留意点

How to Simulate Hydrodynamics and Ecosystem in Estuaries ?

中 辻 啓 二
Nakatsuji Keiji

1. 数値シミュレーションの意義（緒言にかえて）

石川 (1998) は「環境水理計測の組み立て方と留意点 5. 結語にかえて」で、① 環境研究は現地観測と数値シミュレーションとをセットとして採用すべきであること、② 有限の観測データからのイマジネーションを支え、また新たなイマジネーションを描きたてる役割が数値シミュレーションであること、さらに、③ 数値シミュレーションの最大の意義は、環境現象の因果連鎖を適切に把握するための手段であること、を指摘した。まことに適切な評価であり、筆者も賛同する。しかしながら、数値シミュレーションが彼の指摘するような市民権を得たのはごく最近のことである。係数を代えれば、いくらでも新値が得られるではないか？ 現地観測や水理実験の結果と合わないのは何故か？ 数値誤差はどの程度なのか？等々、これらはすべて、シミュレーションの言葉とおり、水理実験や現地観測の結果に数値解を合せるかの印象を与えていることに原因している。また、十数年前には確かにその種の計算結果の報告がなされていた。

ここ数年のコンピューターの高速化、記憶容量の増大ならびに廉価が進み、数値実験が数多くの水理現象に適用され始めた。時を同じくして、現地観測や水理実験の計測器の高性能化が信頼できるデータを提供し出したこととも深く係わっている。環境研究はまさにその恩恵を被った分野であろう。

筆者の研究分野は Estuarine Engineering (強いて訳せば、河口・沿岸域環境工学) であるので、エスチュアリーや閉鎖性内湾の観測の事例を示そう。従来、アンダー流速計を係留して一点の水平流速を測っていたのが、電磁流速計の開発で 3 方向流速成分が測れるようになった。さらに、ADCP (超音波ドップラー流速計) の出現で、3 方向流速成分の鉛直方向分布の計測が可能となった。一点に設置すれば、流速成分の鉛直分布の時系列が得られる。観測船に搭載して動き回れば、鉛直断面内の分布が得られる。鉛直分布を計測できるようになったのは画期的なことである。さらに、VHF レーダーにより表層流を面的に測定することが可能となってきた。これらの計測器の進歩が数値シミュレーションの高精度化を要求し、それに応えることにより、数値実験のツールとしての価値を高めていったといえる。

数値実験の初期の段階では、制御された境界条件を代えることにより、物理現象の系統的な理解が促進される、有用な実験手段であると期待されていた。石川(1998)の言う第2番目の効能である。しかしながら、それは物理現象の理解が十分であってこそその効能である。現象が分かっていない限りは、コンピューターから弾き出される数値群は何の役にも立たない。観測や水理実験と合っているかいらないかの議論を超えて、現象を解明することには繋がらない。水理実験や観測の企画を組み立て、実施し、終了した時に、予想とおりの結果が得られたと同時に、予測し得なかった未解明の課題を抱え込む経験をした人は多いだろう。そのことが新たな研究への意欲を駆り立てることになる。「現象に合せるだけの数値シミュレーション」では、次の研究課題を新たに見出すことはなかなか難しい。数値実験を「問題発見型」研究のツールとして用いるのであれば、何故合わないのか？を追求する帰納的推論の研究姿勢が求められる。

本稿では環境に係わる現象が物理過程に留まらず、化学、生物、生態、水産、さらには社会科学や人文科学という広い分野の学際的研究であることから、ひとまず流動系予測から低次生態系を考慮した水質予測に歩を進めて、筆者の経験から得た、現地観測とシミュレーションの組み立て方について記述したい。

2. シミュレーションの基本

2-1 シミュレーションとは

シミュレーションはある現象を模擬的に実現することを意味し、そのツール()となるのがモデル()であり、モデリングは対象とする現象をできるだけ簡便に、しかし、その現象を適切に正しくシミュレート()できるモデル()を作成することを言う。カタカナばかりで理解し難い。そこで、括弧内に「道具」、「模型」、「模擬」、「模型」を代入してみよう。少しは理解しやすくなった。モデルから、プラモデルを思い浮かべる人もいだろう。戦艦大和という「原型」があって、それを真似て作ったのが「模型」である。「似て非なるもの」が模型であるから、全ての模型が同じである必要はない。勇ましい外観と装備を忠実に再現したプラモデルもあろうし、大海に悠然と浮かぶための機能を再現したプラモデルもあろう。これでなければならないと言うモデルはないのである。また、モデルから、ファッション・ショーでさっそうと闊歩するマヌカンを想像する人も少なからずいだろう。水着のモデルには細身の女性より少しグラマーな女性が、よく水着を引き立たせる。つまり、その目的に合った要素を模擬して創り出すのがモデルである。

かつては、運輸省港湾技術研究所には大規模の東京湾と大阪湾の水理模型が並んで在った。東京湾や大阪湾の形をした大きなプールを想像すればよい。染料を流し、流れを見ることによって、原型の東京湾の流れを推測できる。現在稼動しているのは運輸省第五港湾建設局の伊勢湾模型と、呉にある通産省中国工業研究所の瀬戸内海の大規模水理模型である。ガリバーになった気持ちで瀬戸内海を渡ったり、眺めたりするのもいい経験である。一周すると汗が出る。それくらい大きい。これらの水理模型もその対象海域の流れや動力学特性を模擬する設計理念のもとに作られている。

近年は、モデルといえば、コンピューターの中に作った大阪湾や瀬戸内海模型を指すことが多くなってきた。大型水理模型は維持費がかかる上に、計測が非常に難しいことから敬遠され勝ちである。とはいえ、埋め立て周辺の流動の局所的な変化を正確に把握できることや、地形改変の流れに及ぼす影響を直接可視化できる、等、利点をもっている。それは発見型研究のモデルである。近年の現地観測が密度分布にともなう鉛直流動構造や、水質の輸送過程や生態系を取り扱う必要性を強調するに及んで、シミュレーション手法は水理模型実験から数値実験へと移行しつつある。

2-2 モデルの構成

数値シミュレーションは、将来予測や開発行為の影響評価のためにあるものと考えている人が多い。環境アセスメント(環境事前評価)という言葉が定着しているからであろう。数値シミュレーションのもう一つの重要な意義は、石川(1998)始め多くの研究者が指摘しているように、環境において生じている現象の素過程の因果関係を適切に理解できることにある。その意味からいって、複雑に絡み合っている全ての因子を正確に考慮する必要はない。個々の因子の素過程の理解度にも精粗があり、経験的に決めざるを得ない係数も数多く含んでいるからである。理想的に言えば、モデルは対象とする現象を可能な限り簡便に表現し、且つ正しく現象を予測できるのが望ましい。したがって、予測結果の正当性は採用した関係式の根拠となる諸過程の妥当性に依存する。それは理論から現象を類推する能力に依存するし、また現地観測において得られた直感にも依存する。つまり、言いたいことは、数値シミュレーションは数学的方程式から出発するのではなく、モデルの組み立てから始まる。

環境水理のモデル化においては、「生態系の何を評価するか」という目的を明確にした上で、その内容に対応した物理・化学・生物過程を通して生態系の機能と構造を把握することが肝腎である。生物の生活史に対応した時空間スケールで生物と生息環境(水・大気、底質、土壌、流れ、光、等)との関係を解析する。環境水理に関わるモデルは、通常いくつかのサブモデルから構成される。サブモデルには、流体輸送モデル、水質モデル、底質モデル、大気モデル、生態系(物質代謝)モデル、物質負荷モデルがある。サブモデルの

基本法則は、運動量保存、物質保存、エネルギー保存則である。それらは数学的な表現が可能である。また、費用便益に代表される社会経済学原理に基づくサブモデル等も場合によっては組み込まれる。

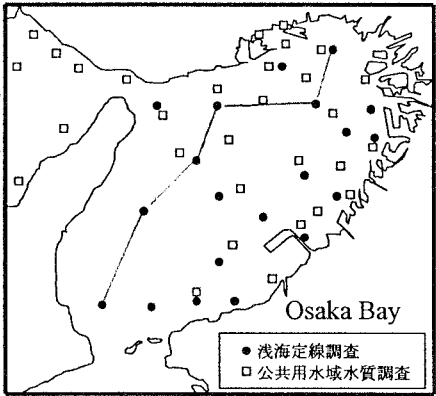
モデル化における空間分割には、鉛直・水平1次元型、鉛直・水平2次元型、3次元型があり、解析の目的に応じて選択される。対象空間の境界条件は地形によって決まり、水位、境界面での諸変数の値、勾配、流束で与えられる。

数値モデルには、統計モデルと決定論的モデルとがある。統計モデルは、観測データを整理して時系列解析や回帰直線を求めることにより、因子間の関連性を定量的に評価できる。モニタリング観測が科学的な根拠をもって組み立ててあれば、現象を解明する第一番の解析となろう。一方、決定論的モデルは前述のように力学の基本原則に基づいて誘導された非線型偏微分方程式群を数値的に解いて、水環境に関連する因子(素過程)間の関係を定量的に評価する方法である。

3. 数値シミュレーションの組み立て方 I 統計モデルの活用

3-1 モニタリング観測の重要性

モニタリング観測はある地点のある項目の時間変動を連続的に観測するものである。モニタリング観測の一番の特徴はデータが時間的に連続していることである。通常は自動観測装置を用いることから物理量の計測が主体であり、対象項目として、雨量、水位、流速、水温、濁度、等が考えられる。環境水理に関連する水質の調査は、我が国の内湾や沿岸海域では毎月1回定期的に実施されている。特殊項目については年間4回の調査がある。大阪湾を例に示すと、1972年以降、図一1に示す20地点で浅海定線調査が大阪府水産試験場により、また、30地点で公共用水域水質測定調査が大阪府と兵庫県により実施されている。浅海定線調査の観測内容は表一1に示す通りである。



図一1 大阪湾における定期観測点

これらの水質、底質ならびに水文量のモニタリング観測データから「大阪湾における環境水理現象の何が分かるのか?そして、将来予測は可能なのか?」を検討してみよう。前者は環境水理の機構の解明であり、後者は水質の将来予測である。基本的な統計解析の結果は山根ら (1997) と中辻ら (1998) に記述している。

3-2 密度構造の解析

図一2は浅海定線調査の20年間平均(1973~1982)の水温、塩分、密度の月別変化を示す。St.7は明石海峡からの強い潮流により生起する沖ノ瀬環流のほぼ中心に位置する。水温は9月に最高、3月に最低

表一1 大阪湾の浅海定線調査の観測内容

	調査回数	測定層	調査項目
一般項目	毎月1回	0, 5, 10, 20, 30m 底層	水温、塩分量、海深、水色、透明度、波浪、天気、気温、風向風力、雲形雲量、気圧
特殊項目	年4回 2, 5, 8, 11月	表層、底層	DO, pH, NH ₄ -N, NO ₂ -N, NO ₃ -N, PO ₄ -P 植物プランクトン優先種と細胞数 クロロフィルa及びフェオフィチン

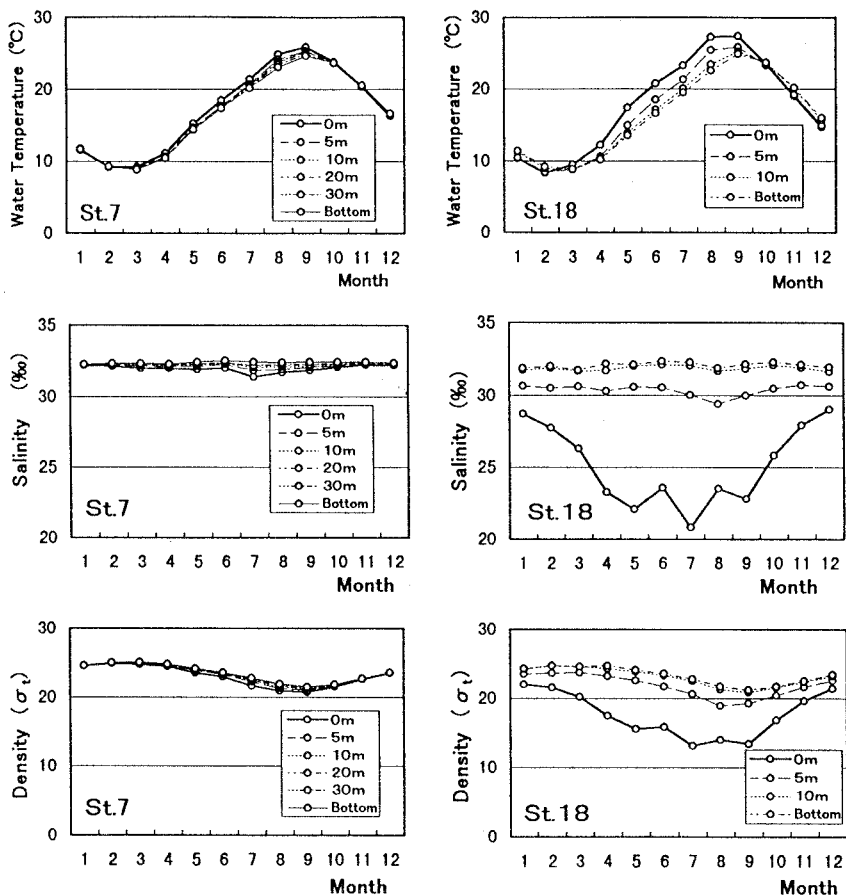


図-2 大阪湾の西部および東部湾奥海域における水温、塩分、密度(σ_t)の月別変化

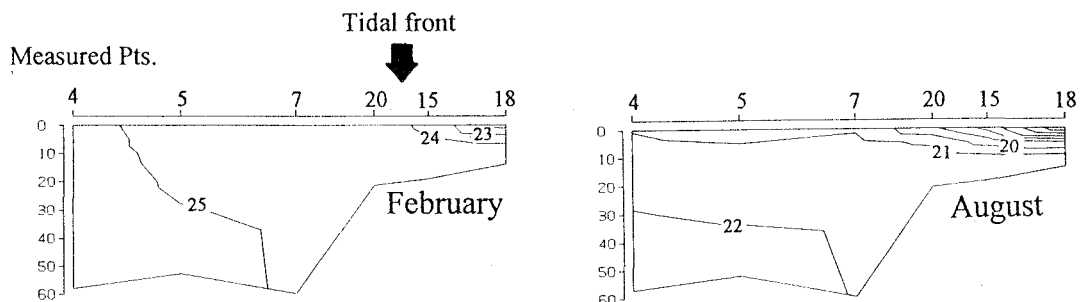


図-3 淀川河口から大阪湾長軸方向の密度構造の季節変化

となる。塩分は明石海峡周辺とほぼ同じ濃度を示し、年間の変化は小さい。この結果、密度の季節変化は水温に依存し、9月に最小、3月に最大となる。水温、塩分、密度はいずれも表・底層の差が小さく、年間を通じて強混合状態にある。湾奥部の St.18 では、水温の変化は5m以深では西部海域と同じような変化傾向を示す。一方、表層の水温は4～9月にかけて海表面が暖められるため、下層に比べて3～5℃程度高くなる。塩分は5m以深ではほぼ西部海域と同じ濃度変化を示し、年間の変化が小さい。これに対して、

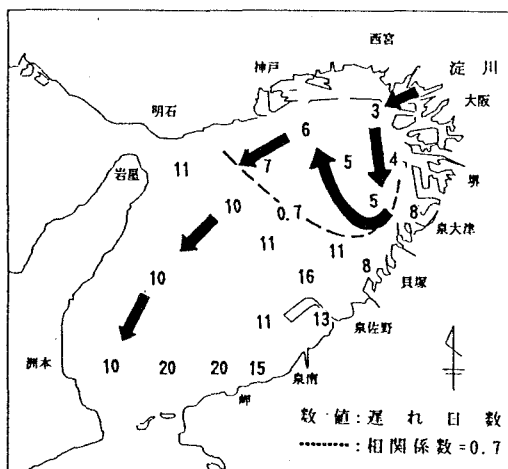
表層の塩分は4～9月に低下し、12～1月に上昇する。表層の塩分低下は河川水の流入量の増大に起因していると考えられる。

図一3 は淀川河口から大阪湾の長軸方向の測線2月と8月の密度 (δ_t) の鉛直分布を示す。8月には東部湾奥域で成層が形成され、上層の水深は5m程度、そのフロントはほぼ20m等深線付近まで達している。この20m等深線付近に密度フロントが発達することは数多くの実測 (Yanagi and Takehashi, 1988; 中国工業試験所, 1991) や数値実験 (中辻; 1994) から確認されている。本データ解析からも密度フロントの存在が明らかとなった。一方、これまでの観測から密度フロントは冬季においても20m等深線上に位置するものと考えられている (中国工業試験所; 1991)。本データにおける2月の密度鉛直分布でも、成層の強度は弱まっているものの、密度フロントは概ね20m等深線上に位置している。

3-3 密度構造の変化と物理構造の関係

大阪湾の密度構造と淀川河川流出量との応答を明らかにするために、各観測点で得られた表層塩分濃度(20年×12月=240データ)と淀川流出量との相関解析を行った (山根ら 1997)。その際、淀川流出量は枚方地点の日平均流量 (建設省, 1973～1992) をもとに表層塩分の観測日から逆上る1～20日間の20ケースの累積流量を設定した。各観測点の表層塩分と淀川流出量との相関関数で相関値の最も高くなる累積日数を「遅れ日数」とする。図一4は各観測点での遅れ日数とその時の表層塩分と淀川累積流量との相関係数の分布を示している。

相関係数が大きな値を示すのは東部湾奥海域である。相関係数が0.7以上の海域は20m等深線から東部の泉大津沖北側の水域、つまり後述する西宮沖環流が形成される海域に相当している。また、同図から明らかなように、遅れ日数は淀川河口に近いほど小さく、湾奥に向かうほど大きくなっている。さらに、相関係数の値が0.7以上の東部湾奥海域について、この遅れ日数を小さい順に追っていくと、淀川河口沖から南下し、堺付近から沖に出て20m等深線を左に見ながら北上し、神戸沖に達する。この遅れ日数から類推される河川水の移動は、これまで湾奥部で存在すると言われている西宮沖環流による輸送 (中辻ら; 1994) と一致している。また、遅れ日数10日の分布に着目すると、神戸須磨沖で潮汐フロントを横切った河川水は、淡路島の沖合を海岸線に沿って流れることも確認された。相関解析から密度構造の裏に隠されている現象を定量的に把握できるのも興味深い。



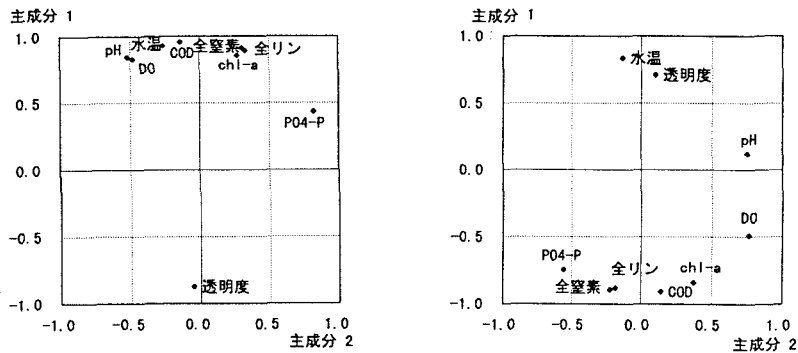
図一4 表層塩分と淀川流量の関係における遅れ日数と相関係数

3-4 多変量解析

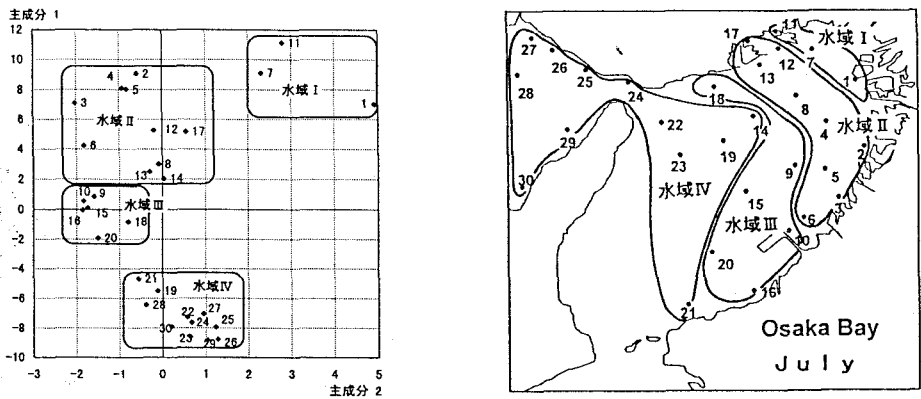
つぎに、大阪湾の公共用水域水質測定調査で得られた水質データをもとに、水質特性から見た海域区分をクラスター分析によって行った。1984～1992年間の夏季7月の9ヶ年平均水質を用いた。水質項目は表層の水温、透明度、pH、DO、COD、全窒素、全リン、リン酸態リン、クロロフィルaの9項目である。

(1) 主成分分析による水質特性

主成分分析は大阪湾表層の9項目の水質データから大阪湾の水質特性因子を導くものである。この主成分ファクター・スケールをもとに水質および観測地点の類似性を明らかにすることが可能である。主成分の数



図一五 水質項目別の主成分負荷量 (左：夏季7月，右：冬季1月)



図一六 観測点別の主成分負荷量とクラスター分類とクラスター分析による海域区分

は2とした。主成分分析にもとづく各水質項目の主成分負荷量を夏季および冬季別に図一5に示す。主成分1はCOD，クロロフィルaが同程度に7月では高い正，1月には高い負，透明度が7月では高い負，1月では高い正の主成分負荷量を示す。このことから，主成分1は海域の懸濁性の有機物や植物プランクトンの増殖による濁り成分が主因である。主成分1は汚濁程度を示す因子であると考えられる。主成分2はリン酸態リンが7月に高い正，1月では高い負，pH，DOが7月で高い負，1月では高い負の主成分負荷量を示す。これらのことから，海域有機物の分解程度の高さを示す因子と考えられる。

(2) クラスター分析による海域区分

各観測地点の主成分負荷量をもとに水質特性が類似する海域をクラスター分析により分類した。クラスターは4区分とした。7月に実施された各観測地点の主成分負荷量の分布とクラスター分析により得られた海域分類を図一6に示す。各クラスターの特徴は次のとおりである。

水域Ⅰ：濁り程度が大きく，有機物分解能も大きい。

水域Ⅱ：濁り程度がやや大きく，有機物分解能は中程度からやや低い水域である。

水域Ⅲ：濁り程度が中程度で有機物分解能はやや低い。

水域Ⅳ：濁り程度が低く，有機物分解能はやや高い。

図一6における水域ⅡとⅢの境界は，大阪湾の20m等深線上に形成される密度フロントの位置とほぼ一致している。水域Ⅳは，大阪湾の西部海域と播磨灘が類似の水質特性を有することを示しており，明石海峡を通じて水交換が活発に行われていることがわかる。

(3) 重回帰分析

海域別の水質汚濁特性を把握するため、水域Ⅰ～Ⅲについて代表地点における9ヵ年平均の月別水質データをもとに水質項目相互の相関解析を行った。このうち、透明度、クロロフィルaと他の水質項目との相関係数を表-2に示す。透明度は全水域でpHと負の相関があり、水域Ⅰ、Ⅱでは透明度はO-P（有機態リン）、CODと負の相関がみられる。汚濁海域の透明度の低下は有機物量が影響していると考えられる。クロロフィルaは、水域ⅠではO-N（有機態窒素）、O-Pとの相関係数が0.8以上となっている。相関係数だけではクロロフィルaの支配要因が不明確である。そこで、クロロフィルaを目的変数として水温、pH、DO、I-N（無機態窒素）、I-P（無機態リン）の内部生産に係わる項目を説明変数とする重回帰分析を行い、クロロフィルaへの寄与率を検討した。各説明変数のクロロフィルaへの寄与率を表す標準偏回帰係数と偏相関係数を表-3に示す。水域Ⅰ、ⅡではI-Pの偏回帰係数、偏相関係数ともに高くなっており、内部生産にI-Pが強く係わっていることがわかった。

表-2 水域別の水質項目間の相関係数

項 目	透明度との相関係数			クロロフィルaとの相関係数		
	水域Ⅰ	水域Ⅱ	水域Ⅲ	水域Ⅰ	水域Ⅱ	水域Ⅲ
水温	-0.34	-0.37	-0.47	0.56	0.42	0.48
透明度	1.00	1.00	1.00	-0.62	-0.49	-0.73
pH	-0.81	-0.82	-0.80	0.77	0.53	0.78
DO	-0.47	-0.58	-0.43	0.27	0.15	0.38
COD	-0.85	-0.81	-0.74	0.65	0.32	0.81
O-N	-0.74	-0.71	-0.44	0.89	0.60	0.51
I-N	0.14	0.41	0.57	-0.30	-0.36	-0.38
O-P	-0.87	-0.82	-0.69	0.82	0.74	0.69
I-P	0.11	0.35	0.54	0.45	0.27	-0.37
クロロフィルa	-0.62	-0.49	-0.73	1.00	1.00	1.00

表-3 クロロフィルaを目的関数とする重相関解析結果

	水域	水 温	pH	DO	I-N	I-P
標準偏回帰係数	Ⅰ	0.053	0.680	0.192	0.019	0.556
	Ⅱ	-0.115	0.468	0.475	-0.401	0.877
	Ⅲ	0.453	0.525	0.571	0.162	0.234
偏相関係数	Ⅰ	0.051	0.563	0.185	0.034	0.751
	Ⅱ	-0.053	0.210	0.278	-0.371	0.717
	Ⅲ	0.193	0.227	0.309	0.180	0.220

3-5 陸域からの負荷量の算定と水質変化

沿岸域の水環境を考えると、沿岸陸域の人間活動の汚濁負荷に及ぼす影響は計り知れない程大きい。負荷量と水質の遷移過程との相関を調べてみよう。城（1986）の手法に倣い、排出源として生活排水系、産業排水系、家畜排水系、農地排水系を考え、各排出源別に負荷量を算定した。対象項目はBOD、COD、SS、N（窒素）、P（リン）である。フレームとして、人口、家畜飼育頭数、化学肥料使用量、工業出荷額を大阪府統計年鑑や大阪府生活環境部資料等より調査した。対象項目別の原単位を設定して、1920～1995

年間の5年毎の負荷量を算定した。兵庫県からの負荷量は城(1996)が提案した換算係数を用いて算出した。

図-7はCODとリンの算定流入負荷量と湾奥海域の表層で観測した水質の経年変化を示す。流入負荷量はいずれも1935年から終戦時にかけて一時減少するが、1950年以降には急激に増加している。CODは産業排水の急激な増加に伴って1970年まで増加し、その後は一転して1995年まで減少傾向が続いている。リンもCODと同様な推移を示し、現在は1965年レベルまで減少している。リンの減少は下水道の普及や瀬戸内法による使用規制による生活排水系の減少によるものである。このように、大阪湾への流入汚濁負荷量は、戦前の1935年を基準にすると、1970年時点ではCODで3.1倍、窒素では3.8倍、リンでも4.8倍になっている。さらに、1995年ではCODで2.2倍、窒素で4.5倍、リンで2.8倍の増加である。公害対策基本法が施行された1972年以降、様々な水質改善施策が実施されてきたが、CODとリンの流入負荷量で見ると、有効な負荷削減がなされていることが

分かる。図-7には湾奥海域で観測された表層水質の観測値の経年変化も示している。CODは5月の観測値、リン酸態リンは年平均値である。観測値のばらつきが大きいことから3年の動平均を行い実線で示している。同図で明瞭なことは、浅海定線観測調査が始まった1972年以降の観測の時間変化が、流入負荷量の時間変化と酷似していることである。CODの流入負荷量は1970年をピークに緩やかに減少しているのに対してCODの観測値も全体的に同様の減少傾向にある。

リンの経年変化はもっと明確である。流入負荷量は1950年代から急激に増加し、1970年代前半をピークに、今度は急激に減少する。湾奥表層で観測されたリン酸態リン濃度も1970年頃から急激な増加を見せ始め、1979年にピークをになり、その後は急減している。4~5年の遅れはあるものの両者の傾向は一致している。この遅れ時間をもたらす原因は何だろうか。時間スケールから見ると、陸域からの負荷や枯死したプランクトン等の底泥への堆積、そして溶出する過程と強く関係していると推測できる。

1935年のCODの観測値を見ると、流入負荷は1980年代の1/3程度なのに対して、表層CODは1/2に近い値である。戦前には陸域からの負荷流入が少ないにもかかわらず、湾奥海域のCODは高い値が観測されていた(山根ら, 1997)。このことは、湾奥海域においては陸域起源よりも、海域起源のCODが支配的であると推察される。このような見方に立つと、リンは陸域からの汚濁負荷の流入量に強い影響を受けている。つまり、陸域起源のリンによって湾奥部の表層リン濃度は支配されていると考えられる。

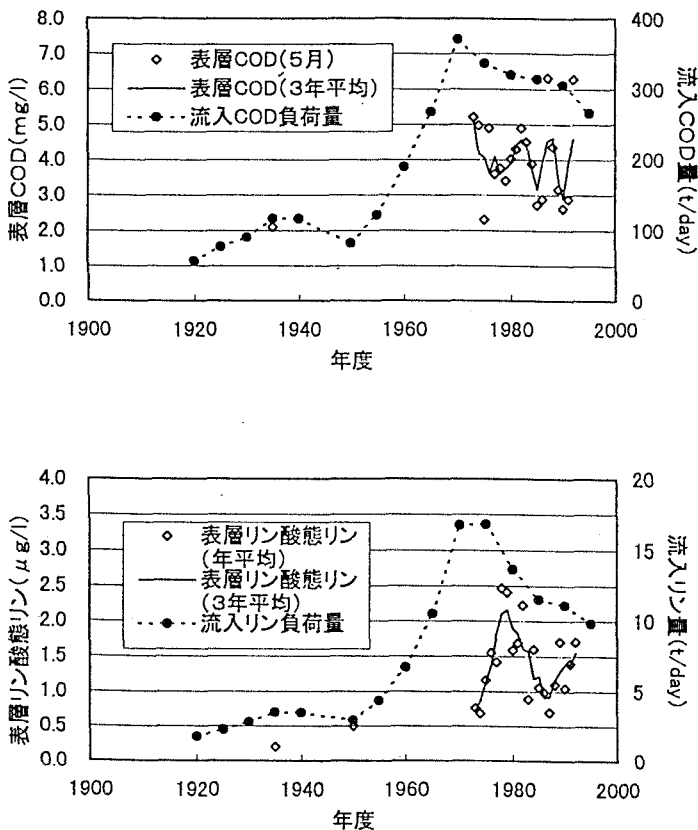


図-7 陸域からの流入負荷量と湾奥表層で観測したCODとリン酸態リンの経年変化

3-6 統計モデルの適用に関する留意点

以上のように、長期間のモニタリング調査の実測データにいくつかの統計解析や多変量解析をすることにより、個々の水質指標値の推移のみならず、複数の項目と複数の指標を組み合わせることによって、水質を中心とする水環境とその構造が明らかになった。

例えば、目的変数であるクロロフィル *a* は表-3 に示す説明変数の線形和によって予測することができる。水質の測定値の統計的解釈に基づいて大阪湾の物質循環や水質構造を明確にすることを目的にしたので、物理過程を強く反映する塩分をあえて除外した。それにもかかわらず、得られた解析結果は海域区分に見られるように物理機構と強い相関があることを示唆している。さらに、図-7 に見られる、陸域からの負荷量と湾内水質の時間遅れは新たな研究の必要性を示唆している。

これらの統計的解析は当然のことながら観測データの信頼性に依存する。できる限りデータの質と量の整合性をとらなければならない。また、データの空間的な代表性も合わせて考慮する必要がある。これらはモニタリング調査を企画する段階で、流れや水質分布を予め知識として持ち合わせていないと、「労多くして、益なし」の結果にならざるを得ないことを示している。

埋立等の開発行為があったときに、工事中および完成後において、流れや拡散、水質分布や、生態系の変化が予想される。流速場や密度場の特性は現地観測や数値実験により明らかになってきた。開発の時間経過に伴う生態系の変遷をモニタリングすることは、その構造や機能を知る上で重要である。連続した観測データは開発行為の事前、最中、および事後の生物相がどのように変化していくのかを教えてくれる。また、数値化することにより、将来の生物相の予測も可能となる。ここで注意すべきことは、生物、化学や生態系の専門家の意見に積極的に耳をかくことである。一般には個々の単一の生物を対象にした議論で十分であると考えられるが、生態学の見方は、コロニーとして存在する生物の群集構造としてとらえ、その構成がどのように変化するかを把握することの重要性を説いている。つまるところ、「生態学という学問の常識」、例えば、A種とB種とは共生することはありえない。仮にそうであるならば、環境が劣悪化する兆候である、等々を知ることが、環境水理の研究に進歩をもたらすと期待できる。

4. 数値シミュレーションの組み立て方 II 決定論的モデルの活用

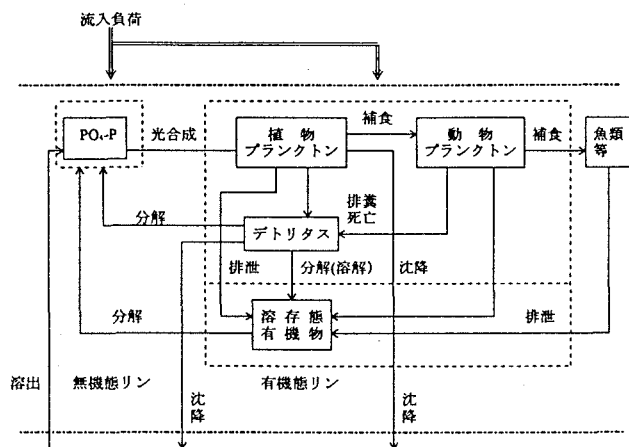
4-1 エスチュアリーおよび閉鎖性内湾における水質予測モデルの基本概念

本章では大阪湾への低次生態系を考慮した水質予測モデルの構築を念頭において、流体力学を基礎にした物質輸送過程の数値シミュレーションモデルの組み立て方について考える。

(1) エスチュアリーにおける物質循環

湾内の富栄養化に最も大きく関与するリンについて見ると、それは様々な形態で存在し、循環しながら、その現存量を変化させている。主たる過程としては、河川等から流入したリンのなかで無機態で存在するものの一部は、植物プランクトンにとりこまれる。植物プランクトンにとりこまれたリンおよび窒素は、さらに高次の生物による捕食、生物の死亡、排泄等の様々な過程を経て、最終的にはデトリタスもしくは溶存態の有機物内に存在する。これらは河川等から流入した有機態のリンとともに、一部は水中で分解することにより無機態に回帰する。また、一部は沈降して海底に堆積する。さらに、堆積した有機態リンの一部は海底で分解しながら無機態として海水中に回帰する。

リンの循環の過程とそれに伴う形態の変化を概念的に示すと、図-8 のようになる。同図に示す諸過程は、海域内での循環と、海域外からの流入、海域外への流出とに大別される。海域内の循環は、①分布に影響を与える過程；移流と拡散、②現存量に影響を与える過程；沈降と溶出、③形態に影響を与える過程（生産、分解と、捕食・枯死・死亡・排泄・排糞・分解・溶解）の3種類に分けられる。



図一八 海域におけるリンの循環と形態の変化

(2) 対象とする物質の形態

海域の富栄養化に重要な役割を果たすリンの形態は、無機態リンと有機態リンに分類される。無機態リンには① リン酸態リン、② その他の溶存態無機リン、③ その他の懸濁態無機リンの3種類がある。このうち②、③については、一般にその量が少ないため、現在のところモデルに組み込まれることが少ない。有機態リンについては、懸濁態と溶存態に分けられる。懸濁態有機リンは、生物（植物プランクトン、動物プランクトン）に取り込まれたリンおよびそれらの死骸であるデトリタスが相当する。溶存態の有機態リンは、生物の排泄等によって生じる。

窒素は無機態について、① 亜硝酸態窒素 (NO_2-N)、② 硝酸態窒素 (NO_3-N)、③ アンモニア態窒素 (NH_4-N) の3態に分類される。硝化等のように無機態内部で形態を変える反応が存在するが、モデル化にあたって無機態窒素は一括して取り扱うものが多い。その他の形態はリンと同様であり、物質循環諸過程が窒素の形態変化に与える役割はほぼリンと同じである。

(3) 水質予測計算の基本的考え方

海域内の任意の領域におけるリンの形態別現存量の変化は、つぎのように表すことができる。モデルによるリンの水質予測計算は、通常、各リンの形態項目ごとに図一九に示す式を立てて解く手法を用いる。

$$\begin{aligned}
 \boxed{\text{形態別リンの既存量の変化}} &= \boxed{\text{移流・拡散による輸送}} + \boxed{\text{底泥からの溶出・沈降}} \\
 &+ \boxed{\text{他の形態との交換}} + \boxed{\text{海域外の領域との交換}}
 \end{aligned}$$

図一九 水質予測モデルにおける物質収支式

4-2 水質予測モデルの構造

海域や湖沼における水質予測モデルのモデル構造は、単純なものから複雑なものまで様々なタイプがある。モデル構造を決定する要因は大きく分けて、つぎの2点である。

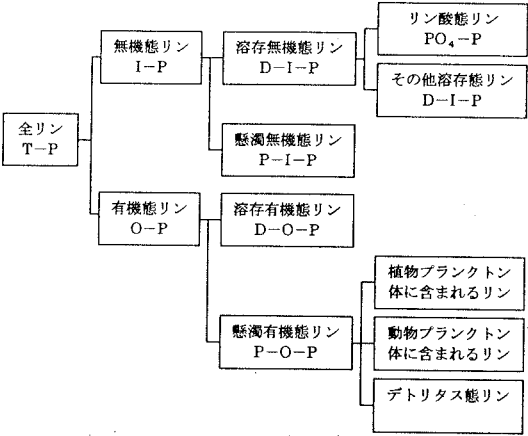
1. 海域をどの程度まで分割して予測を行なうか（対象空間・対象境界）。
2. 海域の物質循環に関係する状態変数（指標項目）をどこまで採択するか（対象水質・対象状態変数）。

（１）空間分割

海域の空間分割方法は１ボックスモデルから三次元分割モデルまで考えられる．各空間分割の方向により分類できる．図―９であげられた諸過程の内，移流，拡散，流入，交換等の水理学的過程の取り扱いが異なる．水域分割は海域の地形，流動構造，水質評価測点を考慮して決定する必要がある．

（２）状態変数（対象とする物質指標項目）

水質予測および海域の物質循環を解明するための水質予測モデルには，様々なタイプが存在する．これを分類する方法は，いろいろと考えられるが，物質（窒素およびリン等）の形態の区別をどこまで詳細に行うかを基準にすると，図―１０のようになる．最も単純な項目の分割法は，有機態と無機態の２つに分けることである．このように，窒素，リンを有機態，無機態の２項目に分けてシミュレーションを行うモデルを物質循環モデルと称する．なお，物質循環モデルで有機態をさらに溶存態と懸濁態に２分割して取り扱うモデルもある．さらに，有機態の窒素，リンを生物毎に分割して取り扱うモデルを生態系モデルと称する．生態系モデルは，「生物体に取り込まれた窒素，リンをどこまで細く分割するかによって，植物プランクトンのみを取り扱う」比較的単純なモデルから，「魚類底生生物を取り扱う」かなり複雑なモデルまで存在する．生態系のモデルを選択する場合，状態変数が増えるほど，詳細な記述ができる利点がある．しかしながら，それにとまって状態変数間の相互作用を記述する反応諸係数は増加する．



図―１０ 水質モデルの状態変数分割

（３）既往の水質予測モデルの留意点

これまでの海域や湖沼等の閉鎖性水域における富栄養化現象の解析を対象に構築された水質予測モデルは，生態系モデルが一般的となりつつある．状態変数の取り扱いについては魚類等の高次生産者までを対象としたものから，一次生産者である植物プランクトンまでを対象としたものまで，多くのものが存在する．これまでのモデルでは，二次生産者である動物プランクトンまでを取り扱ったものが最も多く見られる．しかしながら，このような高次の生態系までを取り扱う場合，物質変化に係わる各種過程が飛躍的に増加する．このため，モデル構築のために必要なパラメータが増大し，モデルの最適化はますます困難となる．また，構築されたモデルから出力される水質値の一意性はますます失われていくことになる．このため，現在，高次生態系までを対象とした生態系モデルは，研究レベルの段階でとどまっていると考えられる．動物プランクトンまでを対象としたモデルにおいても，結局はモデルの妥当性を検証するデータとして植物プランクトン量（クロロフィルa）が存在する程度で，動物プランクトンの挙動がモデル全体の中でどのような役割を果たしているのかを明確にしているものは少ない．

一方，内湾における物質循環には，潮流や密度流に伴う物質輸送が大きな役割を果たしている．図―２，３において，現地観測データに基づいて大阪湾の密度，水質構造の季節変動を示した．内湾の水質はその密度構造や流動構造と密接に関連していることが明白である．とくに，大阪湾では顕著な水質汚濁の進んでいる湾奥部海域は，河川の淡水流入による成層化や河口域（エスチュアリー）特有の複雑な流動・密度構造を呈している（中辻・藤原；1995）．湾奥部の透明度の悪化や貧酸素水塊の発生等は，これらの物理的要因が

大きく関与していることが明らかとなっている。これに対して、これまでの海域における水質モデルは水域における物理的過程の取り扱いが、生物学的・化学的過程の取り扱いに比べて著しく精度にかけているのが実態である。

4-3 大阪湾における水質予測モデルの基本設計

(1) 対象とする水質汚濁

大阪湾の富栄養化現象を解析し、検討するにあたって、富栄養化によってもたらされる様々な環境への悪影響を対象とする必要がある。ひとつには人間の親水活動を阻害する透明度の低下、湾内の生物生息や漁業生産を阻害する貧酸素化の問題がある。なかでも、透明度の低下については、大阪湾沿岸域ではプランクトンの異常増殖とその原因となる窒素、リンなどの栄養塩収支が大きな要因である。

(2) 対象範囲と空間的精度

大阪湾は明石海峡と紀淡海峡によって播磨灘、紀伊水道と結ばれている。大阪湾の水質はこれら海峡を経由する外海との物質交換もひとつの大きな支配要因である。さいわい、強い潮流に支配された海峡の海水交換、物質交換形態は周辺水域の中では比較的単純であり、モデルの境界部を海峡の外側に設定するのは妥当であろう。また、既往の大阪湾の流動解析(中辻, 1994)を参考にすれば、両海峡部を含む大阪湾全体をモデル対象水域とすることで、大阪湾内で水質悪化が著しい東部成層海域や西部の強混合海域の流動・密度構造の再現は十分可能である。

モデルの空間分割精度については、水平方向に1 km 格子に分割したモデルで、湾内の様々な環流構造や密度構造の再現が可能であると中辻(1994)は報告している。一方、鉛直方向の空間分割にあたっては、とくに、20m等深線より湾奥海域の密度・水質の鉛直分布を精度良く再現する必要がある。このため、鉛直方向の空間分解精度を高める必要がある。後述するエスチュアリー循環を再現するために、水深30mまでは2mピッチで分割し、これまでの研究で行われてきた分割以上の精度を確保する必要がある。

(3) 水質予測の対象期間

シミュレーションの対象とする透明度の低下や貧酸素化の問題は、大阪湾における夏季や冬季の平均的な状態を対象とする。すなわち、モデルで再現を試みるのは、夏季や冬季において長年にわたり観測された平均的な水質を再現するものである。このため、短期的なプランクトンの増殖や貧酸素化問題など、時系列解析は対象としていない。

(4) 水質予測モデルの構造

構築する大阪湾の水質予測モデルは、大阪湾の3次元流動構造・密度構造を精度良く再現し、その流体力学的に裏付けされた物質輸送場での生物化学的な変化過程の模擬が可能なモデルを目標とする。このため、水質予測モデルは「流動モデル」と「生態系モデル」から構成される。

1) 流動モデル

流動・密度場の計算はこれまで中辻(1996)が大阪湾で用いてきた三次元バロクリニック流れの数値モデルコードODEM(Osaka Daigaku Estuarine Model)を用いる。数値モデルは連続方程式、運動方程式、水温・塩分の拡散方程式、海表面での熱収支式および密度の状態方程式で構成される。水平方向の渦動粘性係数ならびに渦動拡散係数にはSGS粘性係数を用い、粘性係数の時空間変化を考慮している。鉛直方向の渦動粘性係数、渦動拡散係数はリチャードソン数の関数とし、成層状況の違いによる鉛直方向輸送量の時空間変化を考慮する。

2) 水質モデル

植物プランクトンの一次生産までを考慮した低次生態系数値予測モデルコードを用いる。生態系モデルは三次元バロクリニック流れモデルで算定された流動・拡散場における窒素、リン、COD、溶存酸素の生物化学的な変化過程をモデル化する。計算対象とする物質形態は生物体有機物を代表する植物プランクトン量としてクロロフィル a (chl-a)、栄養塩として無機態窒素 (I-N)、無機態リン (I-P)、非生物体の有機物としての窒素 (NL-ON)、有機態リン (NL-OP)、COD (NL-COD)、さらに溶存酸素 (DO) を設定する。

4-4 大阪湾における水質予測シミュレーションの留意点

(1) 成層密度構造の重要性

図-2, 3 の密度構造の季節変動から分かるように、淀川から河川水が流入する大阪湾湾奥海域は一年を通じて成層している。成層の度合いは夏に強く、冬には弱くなる、近年このような海域は、淡水影響海域 (ROFI: Region Of Freshwater Influence) と呼ばれ、沿岸海洋学の研究対象となっている。成層化されると、流動は傾圧モードのパロクリニックな性質を持ちやすく、上層と下層では異なった特性を持つ。しかし、成層が崩壊すると、順圧モード (等密度面と等圧力面とが平行になる) となり、上層と下層で同じ性質を持つようになる。また、密度流は流速の小さな流れであることから、地球自転の影響を受けやすい。

土木の水理学において、あるいは海岸工学において、欠如しているのは、密度のもたらす水理現象、コリオリ力の影響を受ける現象への理解である。言い換えれば、流れや水質等の鉛直構造の認識が今までにはなかったと言ってもよい。エスチュアリーや内湾の環境水理や生態系等の課題は流れの鉛直構造の知識なくして理解できない。

1) エスチュアリー循環

流入した河川水は低塩で、海水よりも軽いいため、湾の上層を河口に向かって拡がっていく。その過程で、上層水は下層水を取り込み、混合するので次第に高塩分になっていく。下層水は上層に取り込まれるので、それを補う形で湾外から湾奥部へ向かう流れが生じる。つまり、下層から流入した海水は、上層へ連行されて、上層から流出する、鉛直循環流が形成される。この循環はエスチュアリー循環と呼ばれ、河口密度流で観察される密度流である。

2) エスチュアリー循環が誘起する高気圧性水平循環

エスチュアリー循環により下層水は成層化した上層に上昇 (湧昇) して、上層中心が高気圧となり、水平発散する (放射状に広がる) 流れが生じる。水平発散は地球自転の影響を受けて時計廻りの循環を引き起こす。力学的には、圧力勾配による力とコリオリ力が釣り合った流れである。この流れは等圧力線に平行に、高圧力部を右手に見る、つまり準地衡流であることが、藤原ら(1994) の理論解析と中辻ら(1994) の 3 次元数値実験から分かった。大阪湾では高気圧性循環が西宮沖に現れることから、それは西宮沖環流と呼ばれる。

現地観測によると、水面下 3 m ~ 5 m の層にのみ現れる時計廻りの循環であり、その流速は淀川河口においても 30 cm/s に達する。大阪湾、伊勢湾や東京湾においても時計廻りの循環が湾奥の上層で観測されていることから、高気圧性循環は、幅広で、成層化した内湾の湾奥部で特有な現象である (Nakatsuji et. al, 1997; Fujiwara et al., 1997)。

3) エスチュアリーブルーム

河川流量の少ない場合には、河川水は西宮沖環流の移流効果により南方に拡がる。これに対して、洪水時には、図-11 に見られるように、成層化した大量の河川水が神戸沖を西に向かう。ロスビー変形半径 (この場合は約 10 km) を越えると、成層水塊にコリオリ力が働いて、水塊は北半球では右に岸を見る方向に岸に沿って coastal jet を形成し、高速度で流れることが知られている (Nakatsuji et al.; 1994)。コリオリ力の影響が結果として、異なった方向の流れを惹起させることは興味深い。

上述の現象をシミュレートするためには、3次元バロクリニックな流れのモデルを構築し、適用する必要がある。

(2) 残差流系の重要性

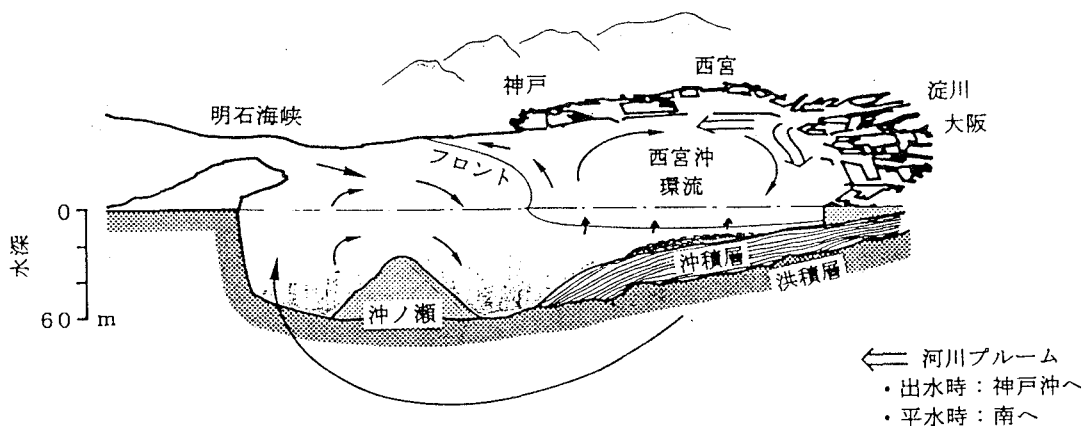
沿岸海域では、周期数秒、波長数mの風波から、半日・一日周期の陸風・海風や潮流、季節変動あるいは大洋の黒潮等の影響を受けた経年変動まで、種々の周期を持った流動が階層構造を持って存在している。その中で最もエネルギーの大きな流動は月と太陽の起潮力による海面の昇降運動、そして、その海面勾配によって引き起こされる海水の往復運動を示す潮流である。潮流は半日周期（12時間25分）あるいは日周期（24時間50分）成分の卓越した周期で往復運動をしている。

往復運動をしているかぎりにおいては、漂流物は一周期後には元の位置、あるいはその周辺に戻ってくるはずである。数日経っても、数ヶ月経っても、漂流物は元の位置の周辺に漂っている筈である。ところが、実際はそうではない。それらはいつのまにかどこかに運ばれ、元の位置付近では見つけられなくなる。漂流物は元の位置から一周期後に別の位置に運ばれたということになる。この輸送に関与する流れを残差流(residual current)と呼ぶ。流れの変動成分を一潮汐周期で積分した場合の残りの定常流成分として定義される。従来、潮流の時系列を調和分解したときの平均流成分に相当することから、恒流(constant flow)と呼ばれていた。恒流が潮汐時間毎に異なるのは奇異であることから、今では潮流成分を除去したという意味で、残差流と呼ばれる。したがって、潮流周期以上の時間にわたって物質の輸送過程を考える場合には、残差流が物質の輸送を分担し、潮流周期より短い変動全てが乱流拡散として輸送に関わることになる。

残差流系はその生成要因から大きく三つに分類することが出来る。すなわち、地形形状の複雑さによって生じる潮汐残差流系、水温差・塩分差に由来する密度流系、風応力による吹送流系である。数値シミュレーションの精度を検証するためには、半日周期あるいは日周期の潮汐変動を境界条件として与えた計算を実施して残差流を求め、現地実測で得られた残差流系と比較するのが常套手段である。幸い、大阪湾では埋め立て等、開発に関連した環境アセスメントが数多く実施されており、観測データの整った海域の一つである。

(3) 大阪湾の残差流系の実態

図—1 1に大阪湾の残差流系と成層構造を鳥瞰図と鉛直断面図で示す。大阪湾の流動の特徴は、20mの



図—1 1 大阪湾の残差流系と成層構造（原図；藤原氏作成）

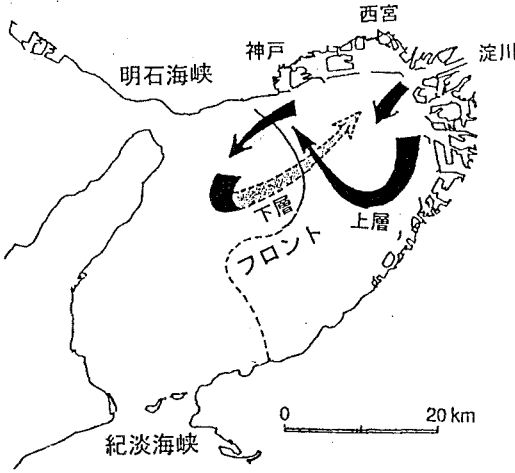
等水深線に沿って東西に分断される。西部海域は水深 30~100m であり、明石海峡と紀淡海峡を通過する潮流に支配されており、鉛直方向に強混合状態にある。一方、東部海域の水深は 20m 以下と浅い。潮流は全般的に弱く、停滞性の強い海域である。加えて、淀川からの河川水の流入で年中成層化している、その結果、西部海域と東部海域の境界には、大気の前線に相当する潮汐フロント（但し、鉛直構造は逆方向である）が発達している。それは収斂線になっており、海表面のごみの集まりから肉眼で十分識別できる。ごみが潮汐フロントを横断して混合することはまずない。

西部海域では、明石海峡から大阪湾に流入する潮流はジェット状に流入する。淡路島海岸に沿った混合層から発生した渦群が合体を繰り返して、時計廻りの循環（沖ノ瀬環流）を作る。この環流は水深方向に変化しない潮汐残差流である。この循環流は大潮時に発達した時には潮流成分よりも流速が強くなる場合もある。沖ノ瀬環流の中心部には運ばれてきた土砂が集積して、堆積し、断面図に見られるような「沖ノ瀬」を形成している。いま一つは、上述した高気圧性循環の「西宮沖環流」である。

（4）残差流の物質輸送機構

— コンピューターを用いた粒子追跡

水理実験で染料を流して流動を可視化するように、数値実験でも粒子を流したときの 3 次元的な振る舞いをコンピューター・グラフィックを用いたアニメーションで観ることができる。淀川河口から一万個の粒子群を放流して、それらの挙動を追跡する数値実験を行った。粒子群の挙動をもとに粒子の循環機構を模式的に示したのが、図一12である。淀川からの河川水は西宮沖環流に運ばれて、先ず南に向かい、約8日間東部海域の上層を時計廻りに運ばれる。この間鉛直方向の拡散はほとんどなく、粒子群は沈降しながら水表面を這うように薄く拡がる。その後、須磨沖で湾西部に入り、明石海峡からの強い潮流と出会う。鉛直方向に強く混合して、粒子群は大きく拡散する。10日後には淡路島の海岸沿いに南下する粒子群と、東部海域の成層化した境界面の下層を湾奥に向かう粒子群とに分離する。後者は放流粒子の約30%に相当し、湾奥部で連行されて上層へと戻っていく。いわゆるエスチュアリー特有の鉛直循環が大阪湾でも生じていることが数値実験から分かった。この一巡には約20日の時間を必要としている。



図一12 浮遊粒子の追跡結果

魚の稚仔や底生生物の浮遊幼生が、浮遊水深を変えてエスチュアリー循環を水平移動の手段として使っていることが知られている。上層では湾中央に向い、下層では湾奥に向かう流れがあるため、下層にいれば自然に湾奥部に運ばれる。つまり、十数mの鉛直移動により、数十kmスケールの水平移動が可能となる。エスチュアリーに棲息する浮遊性生物は漂流しながら成長・繁殖・死滅していく。また、底生生物であっても、その卵・稚仔期には浮遊生活を送るものも多い。

（5）シミュレーションの実施に際しての留意点

1) 水面境界の設定と静水圧近似

自由水表面を有する水理現象は土木特有の課題である。その取り扱いには二つの方法がある。水位変動を直接計算する方法と、rigid friction lid 近似法である。後者は水表面を固定して、水位変動を等価な圧力変動で表

接計算する方法と, rigid friction lid 近似法である。後者は水表面を固定して, 水位変動を等価な圧力変動で表現する方法である。解は波動性を帯びないので, 計算時間が大幅に短縮される。その反面, 水表面での圧力境界条件の特性を変化させ, ひいては応力フラックスや熱フラックスの表現にも影響を及ぼすという欠点がある。

一方, 水位変動を計算する方法は静水圧近似を前提としており, 鉛直方向運動方程式は重力項と圧力項のみとなる。POM (Princeton Ocean Model; Blumberg and Mellor, 1987) では, 水深方向に積分した平面 2 次元方程式を解いて, [水位+水深] に対して σ 座標変換を施している。ODEM では, 連続方程式を二度適用して自由水表面を滑らかに求めるアルゴリズムを適用している。基本的には岩佐ら(1983)に準じている。

2) 水平方向の乱流輸送項の表現

ナビエ・ストークス方程式を時間積分することによって新たに加わったレイノルズ方程式中の運動量の乱流輸送項, ならびに拡散方程式に含まれる水温偏差や塩分偏差の乱流輸送項の取扱いが大きな課題として残っている。一般には Boussinesq の渦動粘性の概念を導入して, 乱流輸送量を渦動粘性係数 A_H と局所的な平均速度勾配との積, あるいは渦拡散係数 K_H と平均水温偏差 (あるいは, 塩分偏差) の勾配との積で表現している。この概念は層流の粘性係数のアナロジーに基づいている。両係数は次元解析から「速度」と「長さ」との積であることから, 近年では運動エネルギー k と長さスケール l (あるいは, エネルギー逸散率 ε) の輸送方程式を解く二方程式乱流モデルの適用の可能性が検討され, また適用範囲を逸脱してまで適用されようとしている。現況では k は平均流速との関係からそれほどの誤差を含むことなく推定することが可能である。しかしながら, l に変わって一般に用いられる ε の輸送方程式のモデル化に普遍性はまだない。とくに, 両者はスカラー量であり, 等方性乱流場では精度良く活用されているが, 密度差および成層化が流動や物質輸送に直接影響を及ぼす場合にはまだなお検討すべき点が多い Rodi (1984) の ASM モデルや Mellor・Yamada (1982) の 2.5 レベルは成層化した流動場にも適用を可能としているが, 筆者はその必要性を認めるものの, エスチュアリーへの適用となるとまだ懐疑的である。乱流変動を評価できる精度の良い実測データの蓄積を待たざるを得ない状況である。

従来は, A_H や $K_A H$ を一定値とする方法, あるいは Richardson の $4/3$ 乗則にしたがい離散化間隔の長さスケール Δx を用いて $A_H \sim (\Delta x)^{4/3}$ とする方法が用いられてきた。しかしながら, 両者の方法では乱流変動は言うに及ばず, 平均流速場の特性さえ全く考慮できないという欠点を含んでいる。これに対して, 離散化することにより脱落した Sub-Grid Scale の渦の貢献を考慮できるように局所的な平均流速勾配を導入したのが, 次式に示す S G S 粘性係数である。Smagorinsky (1963) の概念に基づいている。S G S 粘性係数の特徴は, その値が時間的にも空間的にも変化することである。また, 上述した平均流速場のせん断効果 (流速勾配) も考慮できることである。フロントのような不連続な空間変化をうまく表現できる。

$$A_H = \{C\Delta\}^2 \left[\frac{\partial U_i}{\partial x_j} \left\{ \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right\} \right]^{1/2}$$

Deardorff (1970) はレイノルズ数の大きな開水路乱流を対象に定数 C に対する感度分析を行って, その結果, $C = 0.1 \sim 0.2$ の値を得ている。沿岸海域での流れに対してこれらの値を用いることは何の妥当性も持たない。そこで, ここでは沿岸海域での乱れの観測結果をもとにこの定数 C の値を検討した結果, $C = 0.12$ の値を得た。(中辻ら: 1992) 海洋や大気運動の計算では水平方向の渦動粘性係数や渦拡散係数に S G S 粘性係数を用いる例が多い。本論で用いた計算においては, 水平方向の係数に関して一定値か, あるいは S G S 粘性係数を用いている。

3) 鉛直方向の乱流輸送項の表現

密度成層の発達した場では, 鉛直方向乱れは抑制され, その結果, 鉛直方向の乱流輸送も低減される。一般に

は、低減率は成層度を示す勾配型リチャードソン数 Ri の関数で評価される。成層条件下での渦動粘性係数と渦拡散係数に関する最も一般的な関数型は、Rossby・Montgomery (1935) および Munk・Anderson (1948) により提案されている。彼らの提案式には経験定数が含まれているが、この係数に対して中辻ら (1991) は表層密度流を対象とした水理実験と数値実験にもとづいた感度解析から、渦動粘性係数については Webb (1970) の関数を、乱流シュミット数については Munk・Anderson (1948) の関数を用いれば、最も合理的な結果が得られることを見出している。これらの関数形は次のようである。

$$\frac{A_v}{A_{v0}} = \{1 + 5.2R_i\}^{-1}, \quad \frac{K_v}{A_v} = \frac{\{1 + 10R_i/3\}^{-3/2}}{\{1 + 10R_i\}^{-1/2}}, \quad R_i = -\frac{g\{\partial\rho/\partial z\}}{\rho_a\{\partial U/\partial z\}^2}$$

ここに、 A_{v0} は中立状態における鉛直渦動粘性係数である。

現在のところ、安定成層場に高次乱流モデルを適用して成功した例はあまり見うけられない。

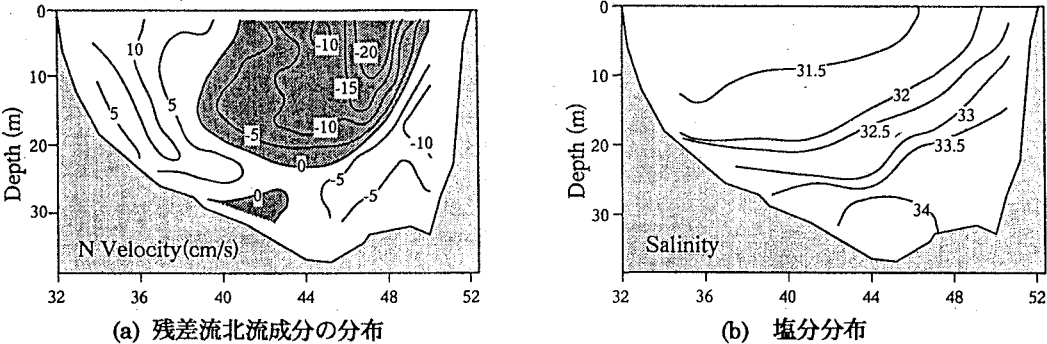
3) 沖合外部条件

境界条件の中で明確性を欠くのが、沖合境界条件の設定である。例えば、大阪湾の流動や水質を議論するとき、明石海峡や紀淡海峡を通しての海水交換や物質輸送を検討するためには、境界条件を播磨灘や紀伊水道等に設定することは自明のことであろう。播磨灘側には潮位観測データがあるから何とか境界条件を設定できるが、紀伊水道の場合はそうはいかない。仮にあったとしても、海の境界では内挿して潮位を与えるしかない。流速然り、水質然りである。計算領域を可能な限り大きくとって、絶対値ではなく、勾配をゼロにすることも考えられるが、場所によっては黒潮等の外海の影響も現れる。現時点では確たる結論はない。

4) 初期条件の影響

一般には静止状態を設定して、徐々に境界で水位、流速、温度、塩分、気温、等の時間変化を与えた計算を実行する。大阪湾では5潮汐の計算で、潮汐パターンの再現性が確認された。また、前述した大阪湾水質予測モデルの計算では約30潮汐の計算を要した。しかしながら、この方法ではつぎに示す密度場が卓越し、コリオリ力が支配的な流動場の再現は難しい。

図—13は伊勢湾を南北に二分割する横断面で1996年10月29日に観測した残差流の北流成分と塩分の分布を示す(杉山, 1998)。塩分分布から32.5 psuが躍層面になっており、三重県側では水深20mに存在する。愛知県川に向かうほど浅くなり、やがて水面に現れてフロントを形成している。また、躍層が水面に現れるフロント付近では、20 cm/sを超える強い南下流が発生し、フロント域の流れは地衡流バランスしていることが推測できる。したがって、このような流れ場は、観測された密度場を与えて、その密度構造を満たすような流動場を求めて初期条件として採用するのが好ましい。このような方法を診断モデルという。



図—13 伊勢湾で1996年秋季に観測された残差流と塩分分布

4-5 大阪湾の水質予測シミュレーションで得た新たな知見

(1) 湾奥部海域の水収支に及ぼすエスチュアリー循環の役割

エスチュアリー循環は湾奥部における水循環や物質輸送を考える上で重要である。図-14は湾奥部海域における一潮汐間の水収支の計算結果を示す。水深6mまでを上層としている。上層では、西部海域と南部海域へ合計 $6,710 \text{ m}^3/\text{s}$ の流出があり、河川と下層からそれぞれ $500 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $4,340 \text{ m}^3/\text{s}$ の流入がある。この比較から湾奥部上層への海水の供給は下層からの湧昇が主要な要因である。その値は河川流入水の8.8倍に相当する。一方、下層では、上層と南部海域へそれぞれ $4,340 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $1,170 \text{ m}^3/\text{s}$ の流出があり、西部海域から $5,370 \text{ m}^3/\text{s}$ のエスチュアリー循環による流入がある。湯浅ら(1993)が1985年9月に実施した観測から、流量・塩分収支から得た結果は、湾奥部上層への供給は河川から $120 \text{ m}^3/\text{s}$ 、下層から $4,520 \text{ m}^3/\text{s}$ 、そして $4,640 \text{ m}^3/\text{s}$ が流出するという結果を得ている。観測値と計算値とが驚くばかりに合致している。数値実験により得られた断面平均的な湧昇流速は 0.113 m/s である。この値は現地観測による流量収支と塩分収支から算定した湯浅ら(1993)の 0.113 m/s 、および柳ら(1993)の 2.6 m/s 、ならびに藤原ら(1994)の理論値 0.069 m/s とほぼ同様の値となっている。

(2) 湾奥部海域のリン収支に及ぼすエスチュアリー循環の役割

つぎに、栄養塩の輸送過程を示すために、水質モデルを用いて計算したリンの収支を示したのが、図-15である。総リンは下層では周辺海域から 14.9 t/day が流入する。下層においては、底泥溶出で 6.4 t/day 、上層からの沈降で 3.5 t/day 供給され、逆に海底への沈降で 2.4 t/day が消失する。これらの内部変化過程を経て、残る 22.4 t/day が湧昇して上層へ供給される。上層では陸域からの 14.1 t/day が加わり、下層へ沈降で 3.5 t/day が消失し、残る 33.0 t/day が表層を通じて、主に西部海域へ流出する。東部湾奥の海底では、溶出と沈降の負荷収支から 4.0 t/day の負荷が底泥から海域へ供給されていることとなる。なお、湯浅ら(1993)は大阪湾における実測から、湾奥海域の総リンの収支を算定している。これによると、湾奥上層海域では総リンに関して、陸域流入 12.1 t/day 、下層からの湧昇 24.3 t/day 、下層への沈降 9.9 t/day 、残る隣接水域への流出 26.5 t/day となっている。これは本数値実験で算定したリン収支と概ね一致している。本計算の結果から、湾奥海域では湧昇に伴い下層から上層に供給されるリンは、陸域流入負荷を100とすると、総リンで160、無機態リンで110となる。以上の考察により、大阪湾湾奥海域の上層では、陸域負荷量の流入と同程度の負荷量が下層から供給されていることとなる。この事実は陸域からの負荷を低減することが必要であることは言うまでもないが、今まで長年にわたって堆積されてきた底泥からの溶出を制御できる技術が必要であることを示唆している。

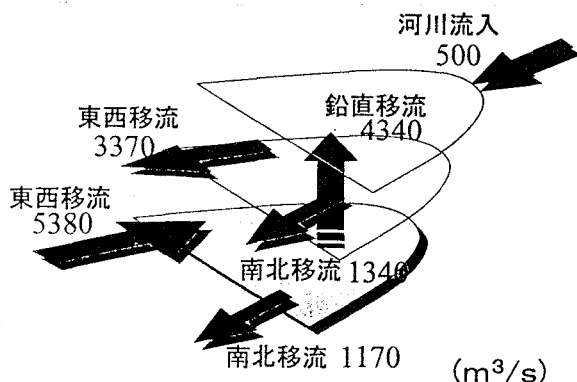


図-14 湾奥部海域における水収支

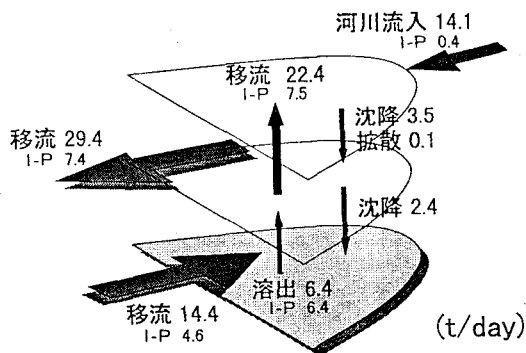


図-15 湾奥部海域におけるリン収支

(3) 大阪湾の溶存酸素収支と貧酸素水塊形成機構

大阪湾の貧酸素水塊の形成過程を把握するために、次に示す下層域における溶存酸素収支式の各項を1潮汐積分した値で評価してみる。

$$\partial DO / \partial t = (\text{水平移流}) + (\text{鉛直移流}) + (\text{水平拡散}) + (\text{鉛直拡散}) \\ + (\text{生産=光合成}) + (\text{呼吸}) + (\text{水中消費}) + (\text{底泥消費})$$

計算地点は大阪湾の淀川河口から長軸方向の潮汐フロント沖合までの代表地点（図-3参照）における下層部を対象とした。ここで、下層部は成層界面（水面下6m）より深い水域と定義する。つまり、与えるコントロールボリュームは1 km×1 km×（成層界面下の水深）である。図-16は夏季における躍層下層の溶存酸素収支式の各項の1潮汐間の積分量を示している。夏季においては、湾奥からF地点（沖合17km付近の20m等深線付近であり、フロントの位置に相当している）までの範囲においては、底泥による酸素消費が明瞭に認められる。も

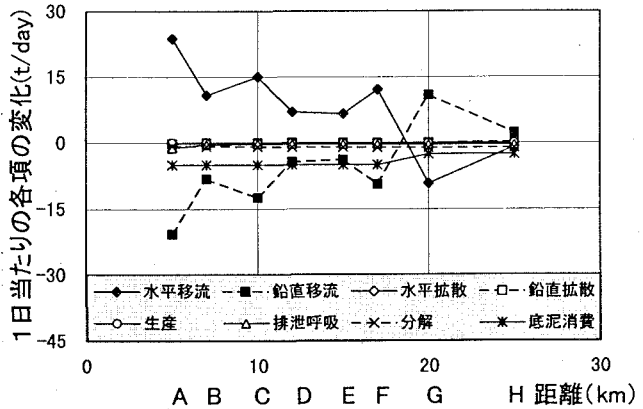


図-16 下層の容存酸素方程式の各項の貢献度の比較

う一つの溶存酸素の減少の原因は鉛直方向移流（上向き）による輸送である。従来、下層における酸素供給は上層からの鉛直混合が卓越するものと考えられていた。しかしながら、本計算においては、逆に溶存酸素が下層から上層へと輸送される結果となっている。下層における溶存酸素の減少を補うものは水平移流による輸送である。大阪湾の湾奥成層海域では、エスチュアリー循環に伴う西部海域からの水平移流と鉛直湧昇流が卓越している。このため、従来考えられていた上層から下層への酸素の鉛直輸送はほとんど期待できない。このことから、大阪湾における下層水域の貧酸素化は、底泥における酸素消費フラックスと水平移流に伴う酸素供給フラックスの釣り合いで決まっていると考えられる。西部海域から侵入した底層の海水は、湾奥に向かうにしたがって、底泥による消費が増加する。それにとまって溶存酸素量を次第に低下させていく。このため、東部湾奥海域の底層における貧酸素化が生じるものと考えられる。

以上の結果により、大阪湾における貧酸素化現象は鉛直一次元的構造ではなく、エスチュアリー特有の鉛直循環によって生じる鉛直方向輸送の大小が大きな要因となっていることが分った。

5. まとめ

水工学に関する夏期研修会（河川・水文）が「新しいパラダイムの水工学」を総合テーマにあげて開催する最初の試みである。加えて、環境水理部会の石川先生から、自分は「環境水理計測の組み立てかたと留意点」を担当するから、シミュレーションの方はよろしくの連絡があり、現地観測と数値シミュレーションの結合が環境研究の両輪であることを常々、提唱していた筆者にとって、格好の仕事であると心安く引き受けた。それが間違いであった。環境水理シミュレーションの結果を例示できても、その背景にあるものを理論整然と記述するのは困難な仕事であった。藤原氏（京大・農）、西田氏（阪大・土木）、福島（建設研）、Dr Shiono (UK, Loughborough Univ.)等、現地観測の仲間が、ここで書いた内容に対して、いかなる評価をしてくれるのか？楽しみであると同時に、恐くもある。結論は、1. 緒言に記した。

参考資料

大阪府水産試験場(1972~1992):浅海定線調査,大阪府水産試験場事業報告
大阪府(1984~1992):公共用水域水質測定結果報告
兵庫県(1984~1992):公共用水域水質測定結果報告
神戸海洋气象台(1928):大阪湾第2次海洋観測報告
神戸海洋气象台(1935):大阪湾第3次海洋観測報告
神戸海洋气象台(1950~51):大阪湾定期観測,海洋時報,Ⅱ,2,1号~3,2号
中国工業技術試験所(1991);中国工業技術試験所研究報告,8,1-69.

参考文献

Blumberg, A. & G.L. Mellor (1987): Three-dimensional coastal ocean model, N. Heaps Ed., 4, American Geophysical Union, Washington DC, 208.
Deardroff, J.W. (1970): . Fluid Mech., 41, 2, 453-480.
藤原建紀・澤田好史・中辻啓二・倉本茂樹 (1994): 沿岸海洋研究ノート, 31, 2, 227-238.
Fujiwara, T., L.P.Sanford, K. Nakatsuji & Y. Sugiyama (1997): J. Marine System, 12, 83-99.
石川忠晴 (1998): 水工学シリーズ 98-A-4, 土木学会水理委員会 (印刷中)
岩佐義朗・井上和也・劉樹坪・阿部徹 (1983): 京都大学防災研究所年報, 26, B-2, 531-542.
城久(1986): 大阪府水産試験場報告, 7, 1-74
Mellor, G.L. & T. Yamada (1982): J. Atmos. Sci., 31, 1791-1806.
Munk, W.R. & E.R. Anderson (1948): J. Marine Research, 7, 276-295.
中辻啓二 (1992): 水理学・水文学における数値解析手法小委員会報告, 土木学会水理委員会,
中辻啓二 (1994): 水工学シリーズ 94-A-9, 土木学会水理委員会, A9.1-28.
中辻啓二・末吉寿明・山根伸之・藤原建紀 (1994): 海岸工学論文集, 41, 326-330.
Nakatsuji, K., K. Muraoka & A. Murota (1994): J. Hydro. and Hydr. Engng. 12(1) 27-45..
中辻啓二・藤原建紀 (1995): 海岸工学論文集, 42, 396-400.
中辻啓二 (1996): 数値流体力学, 4, 4, 306-332/
Nakatsuji, K. & T. Fujiwara. (1997): J. Hydraulic Eng. ASCE, 123, 4, 362-373.
中辻啓二・寺口貴康・山根伸之 (1998): 海岸工学論文集, 45, (印刷中)
Rodi, W. (1984): Turbulence models and their application in hydraulics, IAHR, 104.
Rossby, C.G. & R.B. Montgomery (1935): Phys. Oceanogr. Mtheorol., 3, 3, 1-101.
杉山陽一 (1998): 名古屋大学学位論文.
Smagorinsky, J. (1963): Monthly Weather Review, 91, 3, 99-164.
Webb, K.K. (1970): Q.J.R. Met. Sci., 96, 67-90.
山根伸之・寺口貴康・中辻啓二・村岡浩爾 (1997): 海岸工学論文集, 44, 1106-1110.
山根伸之・寺口貴康・中辻啓二・村岡浩爾 (1998): 水工学論文集, 42, 739-744..
山根伸之・寺口貴康・中辻啓二 (1998): 海岸工学論文集, 44, (印刷中)
山根伸之・寺口貴康・中辻啓二・村岡浩爾 (1998): 水工学論文集, 42, 739-744.
山根伸之 (1998): 大阪大学学位論文
柳哲雄・水野裕・星加章・谷本照己 (1993): 沿岸海洋研究ノート, 31, 1, 121-128.
Yanagi, T. & S. Takahashi (1988) Dynamics Atmosphere and Ocean, 12, 191-206.
湯浅一郎, 上嶋英機, 橋本英資, 山崎宗広 (1993): 沿岸海洋研究ノート, 31, 1, 93-107.