

瀬戸内海および周辺地域における 広域水文循環の把握に関する研究

青井 一*・池淵 周一・吉野 文雄**

* 京都大学大学院工学研究科

** 香川大学工学部

要 旨

水循環を捉える空間スケールとして地球規模から都市域水循環まで大小さまざまなスケールがあり、それに応じた水循環モデルが構築される。本研究では河川流域を含む陸域と海域を相互に含む、ある広がりを持つ領域を対象に水循環を捉え、それに適合する水循環モデルの構築を目指したい。

陸域と海域を一つの循環系として見る場合、その代表的でかつ複雑な流動形を構成する領域として瀬戸内海とその周辺地域を研究対象として選んだ。そして、この領域における1970年代から現在に至るまでの水循環という水量的把握を試みた。

キーワード：広域水循環、瀬戸内海、蒸発量

1. 序論

水循環を捉える空間スケールとして地球規模水循環から都市域水循環まで大小さまざまなスケールがあり、それに応じた水循環モデルが構成されよう。ここでは河川流域を含む陸域と海域を相互に含む、ある広がりを持つ領域を対象に水循環を捉え、それに適合する水循環モデル構築を目指したい。そこには海域での海水交換流だけでなく、河川流域での人間の営みが水循環を介して河川や地下水として、いわば淡水としての水質負荷を伴いながらの海域への流入があり、これが海域での水質汚濁が進み、環境基準の達成率の悪さや、その改善の困難を呈しているのが現状である。その意味でも、水循環を陸域と海域を一つの循環系として捉える事が重要であり、陸域から海域までを1つの循環系であると言う観点に立ち、陸域からの水環境が海域にどのような影響を与えるのかという事についてまず水量的側面から把握しておきたい。

陸域と海域を一つの循環系として見る場合、その代表的でかつ複雑な流動系を構成する領域として瀬戸内海とその周辺地域を研究対象として選んだ。そして、この領域における1970年代から現在に至るまでの水循環の動態と推移を見ておきたい。

こうした背景の基で、本研究では閉鎖性が強いとされるFig.1に示す瀬戸内海を対象としてその周辺地域を含んだ広域的な水循環を把握し、陸域水収支成分が海域水収支成分にどのような影響を及ぼすのかと言う事、さらに、将来検討する瀬戸内海の物質循環となる流動系を検討しようとするものである。

1.1 瀬戸内海の概要

世界に比類のない多島美を誇る瀬戸内海は温暖少雨の気候と豊かな自然に恵まれ、古くから多くの人々がその恵みを享受してきた。瀬戸内海は我が国最大の内海として、本州、四国および九州によって囲まれており、7,004有余に及ぶ島々と、6,868kmに及ぶ長い海岸線を有している。東西およそ450km、

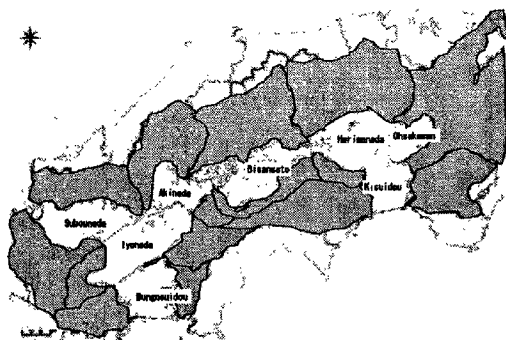


Fig. 1 Area of study

南北 15～55km, 面積 23,203km², 平均水深 38.0m, 容積 8,815 億 m³ とされている。大小多くの灘, 湾や岩礁を含み, 東は紀伊水道, 西は豊後水道および関門海峡によって太平洋, 日本海に連なる自然環境豊かな地域である。

また、気候学的には「瀬戸内式気候」や「瀬戸内海性気候」等と言われており、温暖、少雨、多照型の気候を指す。瀬戸内海地域は、北部に海拔 1300 m の中国山地、南部に 2000 m 近い剣山や石槌山を有する四国山地にはさまれ、東西に長く広がっているために、気象はその地勢の影響を受け、特に海上に散在する島しょや複雑な海岸線のために局地的に変化しやすい。雨量は西南日本としては少なく、暖候季には海水と陸地の熱容量の差に起因する海陸風の発達が著しく、またその交代時には夕風、朝風を生じ、特に夏の夕風は蒸し暑く有名である。これらの現象が「瀬戸内海性気候」として包括的に呼ばれるものである。

また、平均気温は15°前後で大まかには日本海側に比べて約1°高く、四国の太平洋側に比べて約1°低い。平均気温が最も下がるのは1月で、最も高いのは8月である降水量については、年間平均降水量約1000～1600mmであり、瀬戸内海中央部の備讃瀬戸付近で少なく、それを境に東西部へかけて多くなっていくが、全般的に西部の方が東部に比べてやや多い傾向を示している（環境省水質保全局，1999）。

1.2 瀬戸内海の水文・気象データ

瀬戸内海の水文・気象に関するデータは各気象台・測候所によって古くから観測されている。また、塩分・水温に関しては瀬戸内海区水産研究所や各水産試験場により測定されている。本研究で使用した

データを以下 **Table 1** に記す。また、本研究で用いた潮位観測地点を **Fig.2**、沿岸で用いた気象観測地点を **Fig.3** に示す。

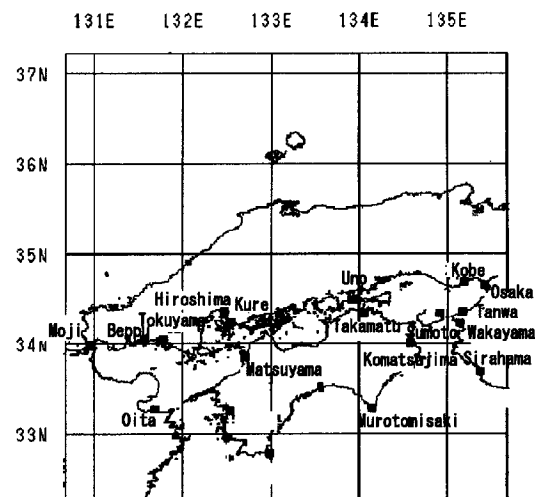


Fig. 2 Observation point of tide

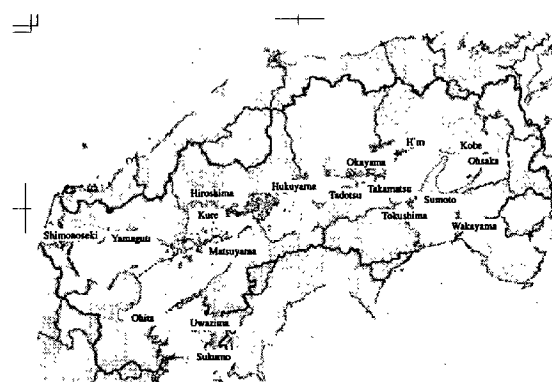


Fig. 3 Observation point of meteorology

2. これまでの研究の概要と本研究の位置づけ

従来の瀬戸内海での研究においては、その流動解析や詳細な水質機構については古くから研究が行われている。中国工業技術試験場では、昭和 48 年に瀬戸内海大型水理模型を完成させて以来、瀬戸内海の流動機構、拡散形態と海水交換性に関する実験的研究と現地観測を行い、各水域での物理的浄化能力を明らかにしてきた。その結果、瀬戸内海の内海水の 90 % が 1 年半で外洋と交換する事を明らかにし、各湾・灘間での交換能力、湾内の水塊分布についても多くの研究成果を提示してきた。しかしながら、瀬戸内海全域を対象とした水収支の研究事例は少な

Table 1 Summary of collected data

sort	unit	source
tidle	1h	Japan Ocean Orgaphic Data Center
precipitation	1h	Kobe Marine Observatory
wind on land	1h	Japan Meteorological Agency
wind on sea	1h	Kobe Marine Observatory
sea temperature	1month	Japan Ocean Orgaphic Data Center
air temperature	1h	Japan Meteorological Agency
air pressure	1h	Kobe Marine Observatory
air pressure on the sea	1h	Japan Meteorological Agency
vapor pressure	1h	Kobe Marine Observatory
sunshine time	1h	Kobe Marine Observatory

* 1972-1999

い。とりわけ、水収支成分である蒸発量については従前の研究において、定量的に計算された事例は少なく、これを改善する事も一つの研究課題である。

一方、陸域での水環境の変化に対する海域への影響は各水収支地域の個別的な課題として取り扱われ、結果として汚濁機構は大きく解明されたが、瀬戸内海およびその周辺地域を含んだ広域を対象とした水収支機構や灘から灘への水移動による相互関係といった視点からの研究は十分であったとは言えない。

従って本研究では上述の背景を踏まえ、瀬戸内海および周辺地域における水文データを可能な限り収集し、かつ、海面の蒸発量算定に注目する事とする。

2.1 本研究の計算過程

本研究の計算過程を Fig.4 に示す。瀬戸内海での水循環の把握を行うに当たり、最も算定が困難であるのは蒸発量である。これは海上風・海水温の観測データが局地的にしか存在しないからである。特に、本研究で取り扱う海上風は海面蒸発と海水移動に大きく影響しているので、海上風についてどのような内挿を行うのが非常に重要となる。そこで、3点内挿法を用いて陸上風から海上風への変換を試みた。その際に、海水移動では移動方向に平行な成分のみ、蒸発量算定については季節風での主風向成分のみの相関を取り、これより得られた相関結果を各々の算定において用いた。

以上を踏まえて、本研究ではこの陸上風から海上風への取り扱いを重要視しながら各水収支成分の計算を行った。水収支算定にあたっては各成分算定の計算ステップは異なるが、最終的には月単位に変換した。これは、蒸発量算定が月単位でしか行えないためであると同時に、本研究では瀬戸内海における1972年～1999年までの約30年間という広域スケ-

ールでの水収支を取り扱うため、時系列変動として月単位規模が適切と考えたからである。なお、空間スケールについては瀬戸内海を Fig.1 に示すような灘及び湾単位で算定する。

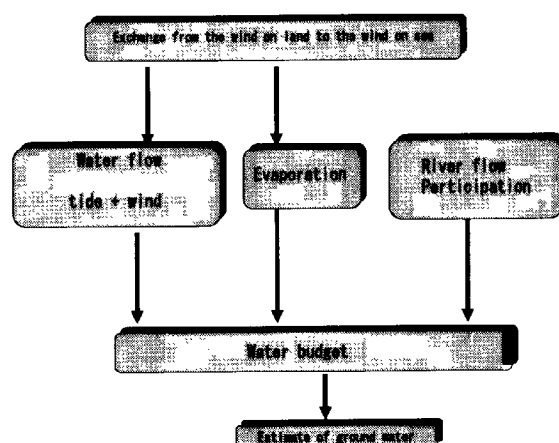


Fig. 4 Flowchart of study

3. 海上風と海上風の関係

3.1 概況

瀬戸内海地方は、地形が複雑に入り組んでいる事、東西に細長い地域に海、陸の両方を有している事から、そこに吹く風は様々である。一般に瀬戸内海の風は、地形に起因する海陸風、あるいは季節風に影響される事が多い。1月には、北西の風が全般的に卓越するが、燧灘などでは西よりの風が多く、大阪湾などでは北および北西の風が卓越する。春季は冬季に比べて南～南東象限の風が多くなり、特に東部地域で顕著となる。また、北～北西の風は相対的に弱まり、周防灘辺りの東よりの成分と紀伊水道辺りの南成分の風が多くなる事が特徴的である。

8月は典型的な海陸風の発達する月でもある。中

国地方側沿岸部で北よりの風が卓越し、四国から九州沿岸部では南東よりの風が最も多く現われ、紀伊水道では北西、北東の風が最も多くなっている。

例えば、岡山では西風が卓越し、春になると東風となり、秋には北西と方向を変えていく。このような季節風の影響は瀬戸内海の家象に大きく影響を与え、表層における西から東に向かう吹送流に大きく影響するものと思われる（環境省水質保全局、1999）。

3.2 海上風と陸上風の関係

後述の瀬戸内海水循環モデルにおける吹送流と海面蒸発量を算定する際、海上風が必要になってくる。一般に、海上風の定期的な観測がなされていないため、陸上風から何らかの内挿を行い、海上風へ変換しなければならない。そこで、本研究では陸上風から海上風への変換に距離加重・内挿法を採用する事にする。これは、ある点の値を近隣の観測点の値（本研究では3つ）の平均として計算し、距離の逆二乗の重み付けをして内挿するものである。選定理由として、少ないデータから平均的な海上風を代替できるためである。

以下にその内挿法を説明する。

3.3 計算方法

条件・仮定

- 1) 距離加重・内挿法を行い、仮定の海上風を算定する
- 2) 仮定海上風と観測された海上風とで相関を取る
- 3) 蒸発量算定時は、季節ごとによる最多風向での相関を取る
- 4) 海水移動算定時には移動方向に相関を取る

3.4 内挿法

推定海上風を作成するために、灘・湾を囲む地上観測点3点を抽出し、海上中央部から各地点までの距離をそれぞれ

$$r_a^* = \frac{1/r_a^2}{1/r_a^2 + 1/r_b^2 + 1/r_c^2} \quad (1)$$

$$r_b^* = \frac{1/r_b^2}{1/r_a^2 + 1/r_b^2 + 1/r_c^2} \quad (2)$$

$$r_c^* = \frac{1/r_c^2}{1/r_a^2 + 1/r_b^2 + 1/r_c^2} \quad (3)$$

で算出する。

従って、推定海上風は以下のようになる。

$$U_i = r_a^* U_a + r_b^* U_b + r_c^* U_c \quad (4)$$

ここで、 U_a は地点 a での陸上風、 U_b は地点 b での陸上風、 U_c は地点 c での陸上風、 r_a は地点 a から海上中央部までの距離、 r_b は地点 b から海上中央部までの距離、 r_c は地点 c から海上中央部までの距離である。

3.5 結果

観測された海上風と推定海上風の各月での相関を取った。その際には、海水の流動方向と季節による卓越風向の2種類の相関を取った。これは、後に活用する海水移動と蒸発量算定を念頭においているためである。神戸海洋気象台観測船春風丸で観測された海上風と沿岸域での陸上風から内挿した仮定の海上風との相関関係をここでは代表的な紀伊水道について結果を示す。

例として紀伊水道における1970年代、80年代、90年代の結果をFig.5に示す。相関係数は高い値が得られなかったが、広域的な海上風を算定するにはこのような手法を取らざるを得ないと判断し、本研究では、以上のような内挿法を用いて陸上風から海上風への変換を行った。変換においては、観測された海域での相関結果を用いて変換した。なお、観測されていない期間については、過去に観測された相関結果を用いた。これは、海上風は海域によって固有の特徴を持つためである。また、前述にもあるが、海水移動の際に用いる風速は、移動方向に平行な風向成分での相関結果を、蒸発量算定においては月単位での主風向成分での相関結果を用いた。

4. 瀬戸内海水循環モデル

4.1 水収支

水収支は以下のように考える。

$$P_i + R_i + G_i + Q_{i-1,i} - Q_{i,i+1} - E_i = \frac{\partial S_i}{\partial t} = 0 \quad \dots (5)$$

ここで、 R_i は河川供給量、 P_i は海上降雨量、 E_i は海面蒸発量、 $Q_{i-1,i}$ ボックス i に流入する海水量、 G_i は残差量（地下水量）、 $Q_{i,i+1}$ はボックス i より流出する海水量、 S_i はボックス貯留量である。

本研究では個々の成分の計算ステップは異なるが、Fig.6のように月単位での収支を行った。また、本研究では水収支の残差量を地下水量としているが、これは海域での潮位が月の最初と最後ではほぼ同じ潮位になるという仮定に基づくものである。Fig.7は、宇野での1月の潮位変化であるが、月の最初と最後ではほぼ同じ潮位になっていることが見て取れ

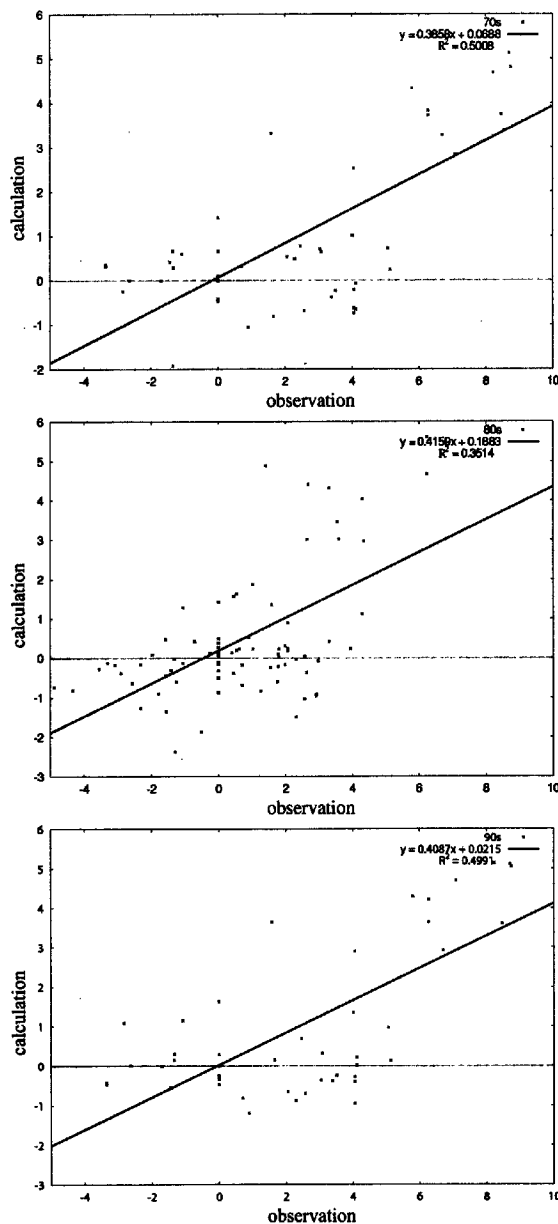


Fig. 5 Correlation between sea wind and calculated wind at Kiisuidou

る。本研究では大胆な仮説ではあるが、このような背景の基で水収支の残差量を地下水量として捉えることにする。

4.2 海水移動

一般に海域での流れは、海岸・海底地形、月や太陽等の引力、地球の自転力、重力、海底摩擦、風等の影響を受け、これらが複雑に作用しあって定常的、周期的ないしはランダムな現象を形成している。海域の流れは大きく分けて、潮汐の干満により発生する流れである潮汐流、海水の密度差に起因する流れ

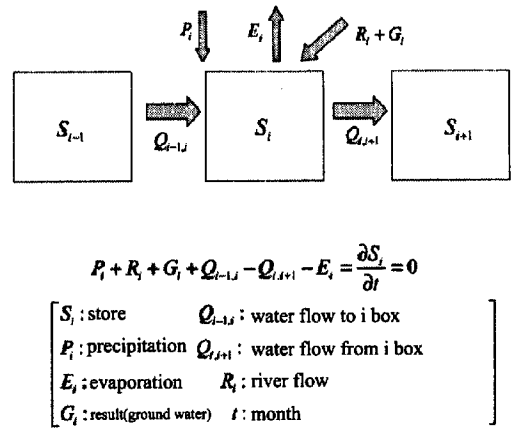


Fig. 6 Water cycle model

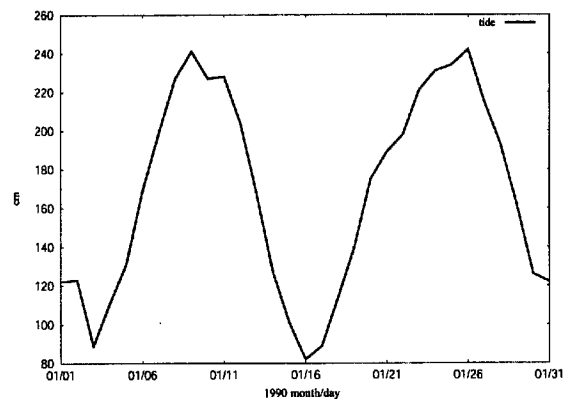


Fig. 7 Variation of tide

である密度流、風に起因する流れの吹送流、海岸近傍での波浪に起因する流れである沿岸流・離岸流に分類する事ができる。本研究では1972年～1999年までの海水移動を取り扱うが、密度流や沿岸流に比べて潮汐流と吹送流が卓越すると考え、また、この期間でデータが容易に入手できるのは潮位データと風速データである事を考え、本研究における海水移動には潮汐流と吹送流を取り扱う事とする。

4.3 潮位データと海水面の取り扱い

本研究では、海面の挙動を潮位を用いて取り扱う。また、海水面の高さが各海域に異なるためその取り扱いについて説明する。

潮位データは各験潮所で Fig.8 のようにその観測が行われている。一般に潮位は各験潮所でのほぼ最低干潮位(最低5ヵ年平均潮位からその験潮所の固有の値だけ低い面)を潮位基準面として設けている。潮位の観測はこの面からの水面の高さを表現している。また、平均水面は各海域に固有の値であり、時々刻々変化している。このような海況で瀬戸内海を一定の海面として取り扱うのは困難であるため、

海面を統一する手法として東京湾平均海面 (T・P) に換算する方法が良く取られている。T・P は海拔 0 m を意味し、遠隔の地物の高さを比較したり、他の基準になる高さを相互に比較するためにも利用されている。本研究もこれに倣い、瀬戸内海の各海域を T・P 換算し、海面の高さを統一した。

先にも述べたが、本研究での海水移動の算定においては潮位の変動による流量と風に起因する吹送流という、いわゆる表層での移動量のみを取り扱っており、表層以下の海水の交換は行われていてもその収支は 0 であるとする。これは、先にも示した Fig.7 より、各海域での潮位が 1 ヶ月後には変化しないという仮定に基づくものである。

データについては、日本海洋データセンターで、潮位データが灘ごとに 1 時間単位で観測されているため、これを用いる。従って、本研究では瀬戸内海での海水移動量を 1 時間単位での潮位差により生じる流量と、風により生じる流量の合計で算定し、水収支算定時においてはその月単位の積算値として用いる。また、こうして算定した海水移動量の検証として 3 次元マルチレベルモデル (資源環境技術総合研究所) を用いた。

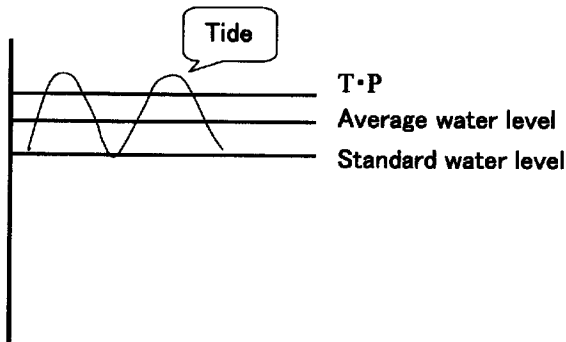


Fig. 8 Way of tide observation and exchange to TP

4.4 計算過程

瀬戸内海での海水移動を潮位差によるもの Q_L (ブロック間に潮位差がある場合その差を打ち消し合う方向に海水が移動する) と、風によるもの Q_W (海面上を吹く風の摩擦により水が引きずられる) の合計で算定することによってその変動が捉えられるものと仮定して

$$Q = Q_L + Q_W \quad (6)$$

と表現できるものとする。ここに、 Q_L は潮位差流量、 Q_W は吹送流量である。

(1) 潮位差流量 Q_L

ブロック間 ij 間に潮位差が存在する場合、ブロック間に仮想的な斜面を考え、海水がその斜面を滑り落ちるとすれば、重力による加速度 α は

$$\alpha \simeq g \sin \theta = (H_i - H_j)g/L_{ij} \quad (7)$$

ここで、 g は重力加速度 (m/s^2)、 H は潮位 (m)、 L_{ij} はブロック間の距離 (m) である。

この加速度 α より、 Δt 間の流速は $\alpha \Delta t$ になるので i 、 j 境界を通過する流量は次式で表現できる。

$$Q_L = \frac{A_i \times B_{ij} \times g \times \Delta t}{(A_i + A_j) \times L_{ij}} \times (H_i - H_j) \times |H_i - H_j| \quad (8)$$

ここで、 A はボックスの表面積 (m^2)、 B_{ij} はブロック間の幅 (m)、 t は時間 (s) である。なお、外海との潮位差流量については、 B_{ij} が外海との境界の幅となる。

(2) 吹送流量 Q_W

風によるせん断応力 τ は

$$\tau = \rho_a \times u_*^2 \quad (9)$$

ρ_a は空気密度、 u_* は摩擦速度 (m/s) である。このように、水が摩擦速度 u_* によって引きずられると考えれば、運動方程式は風による加速度を β として

$$F \simeq \rho_a \times u_*^2 = \rho_w \times A_{ij} \times \beta \quad (10)$$

$$Q_W = \frac{A_i \times B_{ij} \times g \times \Delta t}{(A_i + A_j)} \times \frac{\rho_a}{\rho_w} \times u_*^2 \quad (11)$$

となる。

ρ_w は水の密度である。

ただし、風速は海水が移動する方向と平行な成分のみを抽出した。

以上をまとめると、海水移動は潮位差の 2 乗に比例する成分と、摩擦速度の 2 乗に比例する成分の合計として表され

$$Q = C_{level}(H_i - H_j)^2 + C_{wind}u_*^2 \quad (12) \quad (H_i > H_j)$$

$$Q = -C_{level}(H_i - H_j)^2 + C_{wind}u_*^2 \quad (13) \quad (H_i < H_j)$$

$$C_{level} = \frac{A_i \times B_{ij} \times g \times \Delta t}{(A_i + A_j) \times L_{ij}} \quad (14)$$

$$C_{wind} = \frac{A_i \times B_{ij} \times g \times \Delta t}{(A_i + A_j)} \times \frac{\rho_a}{\rho_w} \quad (15)$$

となる。このモデルの概要を Fig.9 に示す。

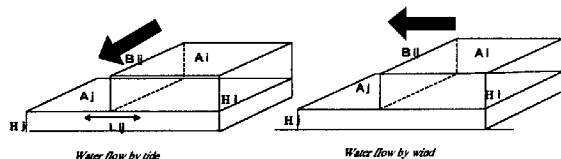


Fig. 9 Schematic image of exchange flow between i-j block

4.5 海水移動計算結果

海水移動の結果とその検証結果を示す。Fig.10 は、3次元モデルを用いて計算した高松港での潮位と、実測値の比較である。これより、計算結果は実測値とほぼ同じであり、計算結果の妥当性が見て取れる。続いて、これらの結果より得られた移動流量と瀬戸内海水循環モデルで計算された1980年の播磨灘での結果を示す。Fig.11より、3次元モデルからは流速が算出されるため、流量算定の際には、各海域での断面積を乗じた。しかしながら、本研究での海水移動の流量算定は表層での海水移動量に対して3次元モデルでは海底から表層までの移動量としているため流量の比較にならないかもしれないが、本研究では、表層以外での海水交換の収支は0として、全ての海水移動は表層での潮位の変動と風による吹送流で捉えているため止むを得ない比較方法であると考え。以上の事から海水移動の流量の比較を行うとFig.11より、オーダーとしては一致しており、夏季に少なく、冬季に多いという季節変動が見て取れるため、本研究での計算はそれなりの妥当性を見出したと考える。

次に、本研究で得られた海水移動の代表的な80年代での紀伊水道、備讃瀬戸の結果をFig.12, Fig.13に示す。瀬戸内海全域で海水の流れを見ると、海水は豊後水道から入り、関門海峡、紀伊水道へと流れている。また、Fig.14は、1970年代～90年代までの30年間で10年単位での1日当たりの平均移動流量であるが、経年的に見ると、70年代から90年代にかけてその移動流量は減少しているのが見て取れる。また、季節的な変化を見ると、夏季の移動流量は少ないが、冬季の移動流量が多い。この要因としては、潮位の変動が小さくなっている事、冬季での吹送流の影響が大きいことと思われる。また、海域毎に特徴をみてみると隣接する海域への流出量が多いのは紀伊水道、大阪湾であり、経年的に見てもその流出量が多い事が解る。また、紀伊水道では、太平洋への流出が大きい。また、季節変動で見ると、春季から夏季にかけては太平洋へ流出する量が多く、冬季にかけては減少する傾向にある。また、両海域

に隣接する播磨灘からの流入量に着目すると、播磨灘での海水の動きは殆どが大阪湾に流入する傾向にある事が解った。

また、瀬戸内海の海水の挙動は西部瀬戸内海から東部瀬戸内海にかけて流れる流量が多くなる事が解った。これは、豊後水道から流入する海水が東部に流れるに従い、その移動量に河川流量が大きく寄与しているためだと思われる。これは、瀬戸内海を1本の水路として考えた場合、その水路に一定の速さで水が流れている所に水路の側面から水が加えられて、流量と流速が共に増大する事に似ている。このような傾向は瀬戸内海が閉鎖性の要素が強い海域である事を示唆していると思われる。また、これより、瀬戸内海では西部瀬戸内海から東部瀬戸内海に流れるに従いその流量は多くなる事も解った。

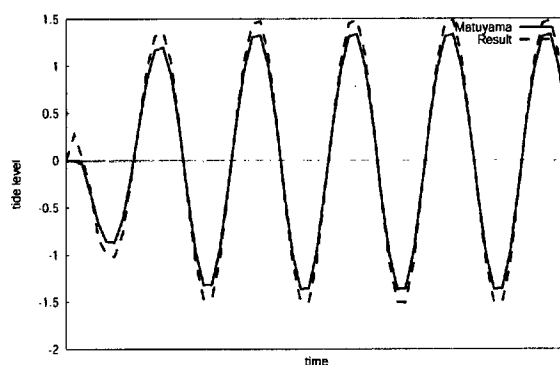


Fig. 10 Verification between observation and 3 dimension model

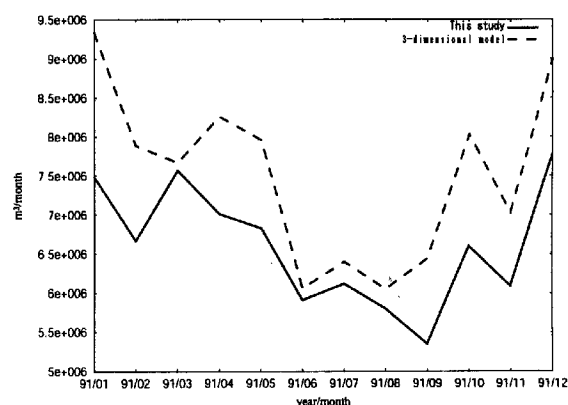


Fig. 11 Comparison between study and 3 dimension model

4.6 水位差流と吹送流が海水移動に与える影響

本研究のモデルにおいては、その移動流量を潮位差によるものと風による吹送流の二つで構成した。ここでは風による移動流量の効果を1991年を対象

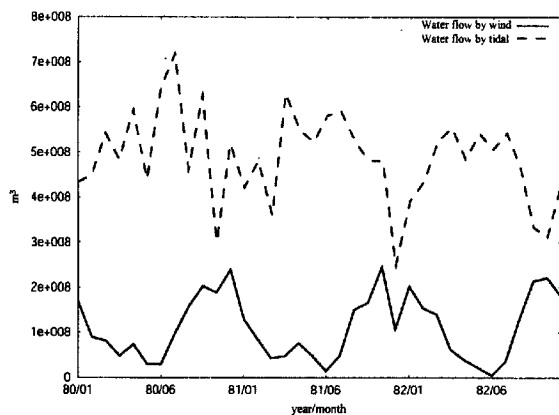


Fig. 12 Sea water volume (Kii)

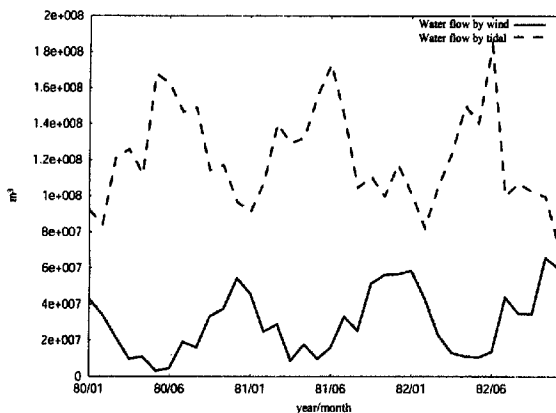


Fig. 13 Sea water volume (Bisan)

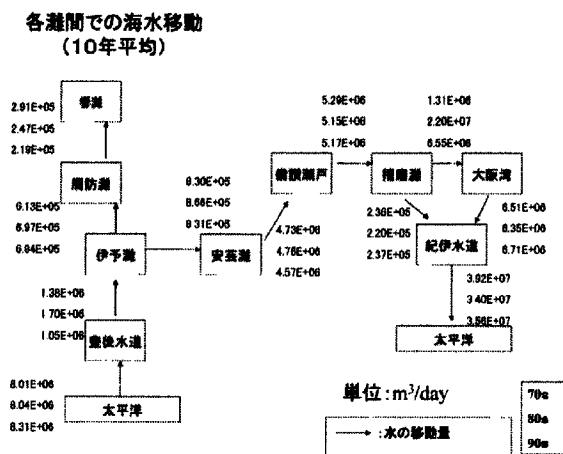


Fig. 14 Average volume of Sea water

に播磨灘でその効果を見た。Fig.15 より、全体として春季から夏季にかけてその割合が小さく、秋季から冬季にかけて割合が大きくなっている。これは、瀬戸内海の風の影響が良く反映されている。また、播磨灘などの内海部では吹送流の効果は全体的に高い割合を示したが、外海に隣接する海域ではその効果は比較的小さい割合となった。

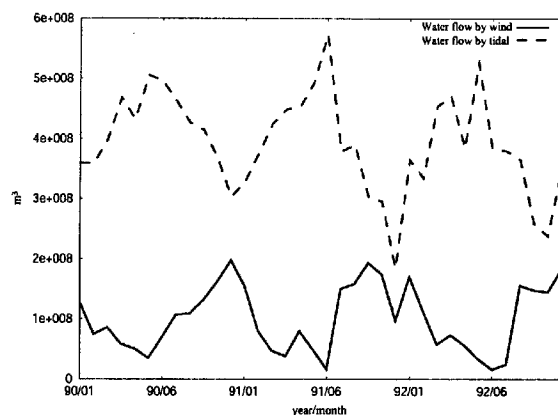


Fig. 15 The rate of tide volume and wind volume

4.7 蒸発量

海面からの蒸発については古くからの研究が行われている。一般的な海面での蒸発量算定法にはパルク法がある。パルク法は元来海面でのフラックスを通常の海上気象観測から評価するために考案されたもので、多くの数値モデルでは海面での境界条件としてこの方法によってフラックスを計算している。基本的な原理としては傾度法で、海面での物理量の値と海面上 10 m での値との差に風速を掛けたものにフラックスが比例するとしており、その係数がパルク係数と呼ばれる。この係数は一定値ではなく風速や大気安定度によって変化する事が解っている。その公式化については種々の研究がある。これまで多く用いられてきたのは kondo(1975) によるもので、最近の熱帯海域では、日射が強く弱風時にうまくチューニングされた Fairrall et al.(1996) により COARE Algorithm が用いられるようになってきた。また、日本での研究事例では、Hishida & Nishiyama が気象庁刊行の北太平洋の気候表に基づき、蒸発係数を用いて蒸発量を算定している。日本海においては舞鶴海洋気象台が蒸発計による観測から蒸発係数 0.08 を用いて潜熱輸送量を計算した（舞鶴海洋気象台, 1972）。瀬戸内海についても、田中・中島（1975）が燈籠における潜熱輸送量を計算し、原見（1974）も蒸発計による直接測定を行っている。また、石崎ら（1978）はパルク法により蒸発量を算定した。しかし、瀬戸内海のように特定の海域について蒸発量を算出する事は容易ではない。一方、瀬戸内海での海水の動向を長期的な規模で捉える場合、各海域での水収支の状態を知る事は不可欠な事柄である。また、いずれの研究も瀬戸内海全域を取り扱ったものではなく、かつ、長期にわたる蒸発量は未だ計算されていない。

このように、海洋での蒸発量算定は陸上に比べ非

常に困難な問題である。この原因としては、海洋は季節風や海陸風の影響を受け、陸域に比べて大気の構造が複雑である事と、陸域に比べて観測データが不足している事がその原因として挙げられる。また、海洋は広大であるため、先に述べたように数点での観測では広域代表性の問題も含んでいる。こういった事から海上での蒸発量算定は困難であると考えられる。しかしながら、本研究では1972年～1999年の約30年間の水収支、とりわけ、蒸発量を算定する事を重要視しているため、これらの問題点をどのように解決するかに主眼を置き、その上で蒸発量を算定した。本研究においても過去の事例に倣い、バルク法を用いて算定するが、データの取り扱い等上述で示した問題点を以下のように取り扱うものとする。

4.8 海上データ

過去には神戸海洋気象台の観測船春風丸で観測されたデータが1972～1999年まで存在する。これが瀬戸内海で最も多く観測されたデータである。それ以外には、日本海洋データセンタにより収集されたデータが存在する。収集したデータの種別をTable 1に示す。

その結果、水温データ以外は1時間単位で収集する事ができた。しかしながら、いずれのデータも1972～1999年まで海域ごとに毎時観測されていないので、内挿を施す必要がある。内挿法としては、海上風については距離荷重・内挿法、海上大気圧・気温・水蒸気圧については沿岸域数点での1時間単位の値を平均し、海水温については存在する1ヶ月データを代表値とした値を用いた。

続いて、本研究ではバルク係数を月・海域ごとの定数とみなす事にした。本来、バルク係数は時空間スケールや大気の安定度によって異なった値を取ると言われているが、本研究では湾・灘単位での代表的な蒸発量を算定する事を念頭に置いている事と、水温データが月単位でしか存在しないため止むを得ずこの方法を採用することとした。また、神戸海洋気象台が観測した海上データを用いてバルク法により潜熱を算定しており、これより単位変換を行い、蒸発量を算定し、逆算ではあるものの毎時のバルク係数を決定できたためである。神戸海洋気象台のデータは各海域で毎時観測されていないが、ある程度の期間が各海域で毎時観測されているためこれを用いてバルク係数を月単位での定数化を行った。

具体的な手順を以下に示す。

- 1) 神戸海洋気象台が観測した海上データを用いて

バルク法により算定した潜熱を蒸発量に単位変換し、海域単位でのバルク係数を逆算する

- 2) 得られたバルク係数を月単位で平均し、バルク係数を月単位で一定とする
- 3) 観測は全域に渡って行われていないため、観測データが無い海域はその期間で算定されたバルク係数の平均値を用いる

続いて風速の取り扱いを1時間単位で用いて、1ヶ月の蒸発量を1時間単位の積算値とするか、風速も同様に月平均した上で、1ヶ月の蒸発量を算定するかという問題が発生する。Fig.16は、風速データを1時間とするか月平均とするかで蒸発量にどれだけの差が生じるかを示したものである。グラフより、月平均した蒸発量は1時間積算の蒸発量に比べて低く算定された。しかしながら、どちらがより正確な値なのかという妥当性について確認できないながらも、1時間単位での積算値のほうがより正確な値に近いという推定を行い、本研究の蒸発量算定における風速の取り扱いについては1時間単位での取り扱いとした。

以上より、本研究で用いるバルク法においては、そのデータの取り扱いを、バルク係数を月・海域単位での定数化を試み、比湿については月単位の値を用い、風速については1時間ごとの陸上風データを相関結果を用いて海上風に変換し、最終的には1時間単位での蒸発量を算定し、これを積算して月単位での値として表現する。

以下にその計算過程を述べる。

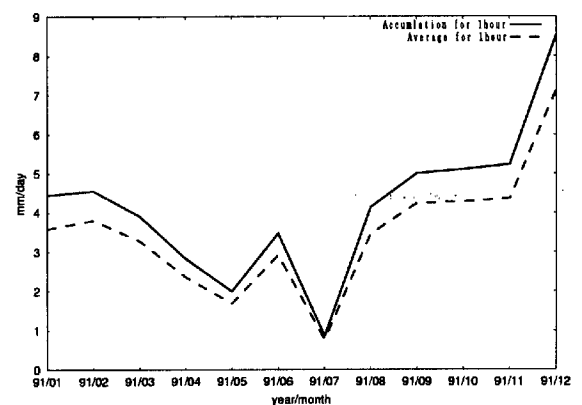


Fig. 16 Comparison of calculation between 1 hour and 1 month

4.9 蒸発量計算過程

海面の蒸発量を以下のようにする。

$$E = \rho_a C_E U (q_s - q) \quad (16)$$

尚、水面での比湿は飽和比湿であるが、塩分 s の海水面での比湿は以下のように表す。

$$q_s = 0.98 \times q_{sat.s} \quad (17)$$

ここで、 E 蒸発散量、 C_E バルク係数、 ρ_a 空気密度、 U 風速 (m/s)、 q_s 海面飽和比湿、 q 比湿、 $q_{sat.s}$ 純水に対する飽和比湿、 s 塩分、 e_a 水蒸気圧、 p_a 大気圧である。

今、バルク係数 C_E が未知数なので、バルク係数は次式で決定する。

$$C_E = \frac{E}{\rho_a U (q_s - q)} \quad (18)$$

大気中の飽和水蒸気圧 e_{aSat} は、

$$e_{aSat} = 6.1078 \times 10^{aT_a/(b+T_a)} \quad (19)$$

$$a = 7.5$$

$$b = 237.3$$

で求められる。従って、比湿 q 、純水に対する飽和比湿 $q_{sat.s}$ は、

$$q = \frac{0.622(e_a/p_a)}{1 - 0.378(e_a/p_a)} \quad (20)$$

$$q_{sat.s} = \frac{0.622(e_{aSat}/p_a)}{1 - 0.378(e_{aSat}/p_a)} \quad (21)$$

となる。また空気密度分布は、

$$\rho_a = 1.293 \frac{273.15}{273.15 + T_a} \cdot \frac{p_a}{1013.25} \left(1 - 0.378 \frac{e_a}{p_a} \right) \quad (22)$$

となる。

また、風速の高度変換は次式で行う。

$$U = U_0 \left(\frac{z}{z_0} \right)^{0.25} \quad (23)$$

ここで、 U_0 風速の観測値 (m/s)、 z 観測基準高度 (m)、 z_0 風速計高さ (m)、 T_a 水温 (°C) である。

以上を用いて、決定したバルク係数を (16) に再度与えて、各月での蒸発量 E を算定する

また、検証においては、本計算では、データが常時観測されていないという問題を受けているので、その結果に十分な妥当性を得るために、関西国際空港海上観測塔 (MT局) での1時間ごとの海象観測データを用いて、それを大阪湾での代表値として瀬戸内海水循環モデルで計算された値と比較を行い、妥当性を検証する。計算ステップは1時間である。計算方法は先に述べた算出方法と同様だが、本検証の特性としては、バルク係数を風速による粗度によって決定している事である。

バルク係数は次式で表す。

$$C_E = \frac{k^2}{\ln(z_m/z_{0h}) \times \ln(z_m/z_0)} \quad (24)$$

なお、粗度高さ z_{0h} 、 z_0 は以下のように風速に依存するものとする。

$$z_{0h} = 1.5163 \times 10^{-4} \times u_m^{(-0.9257)} \quad (25)$$

$$z_0 = 0.5204 \times 10^{-4} \times u_m^{(-0.9346)} \quad (26)$$

z_0 、観測地点の高さ (m)、 z_0 粗度 (m)、 z_{0h} 、粗度 (m)、 u_m 、風速 (m/s)、 k 、カルマン定数、である。

4.10 蒸発量計算結果

バルク係数を決定し、各海域についての月別蒸発量を算出した結果をその代表値として1991年での蒸発量を Fig.17 に示す。瀬戸内海全域の傾向とし

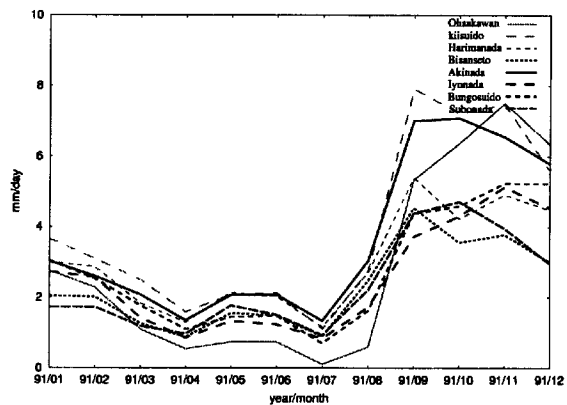


Fig. 17 Result of evaporation(1991)

て、年間を通してみると、蒸発量は春から夏にかけて最も小さく、秋から冬にかけて大きい。これは、Fig.18 より、比湿差 Δq が4~7月にかけて小さく、8~12月にかけて高くなったためであると思われる。また、風速についても、一般に夏季に弱く、冬季に強い事も原因にあると考えられる。次に、各海域ごとに検討する。Fig.19 より、蒸発量が最も多かった海域は、紀伊水道であり、最も少ない海域は周防灘であった。紀伊水道での蒸発量の多さは外洋に接して、水温が高く、比湿差が大きくなったためである。また、冬季の季節風がこの海域に収束するためであると考えられる。これとは逆に、周防灘や備讃瀬戸の内海部での蒸発量の小ささは、水温が低く比湿差が小さくなり、風速も小さいためである。続いて検証結果との比較を行う。

Fig.17 はバルク係数を決定して算定した値と開空データを用いて風速による粗度高さによって算定した値による1991年の大阪湾での蒸発量の比較で

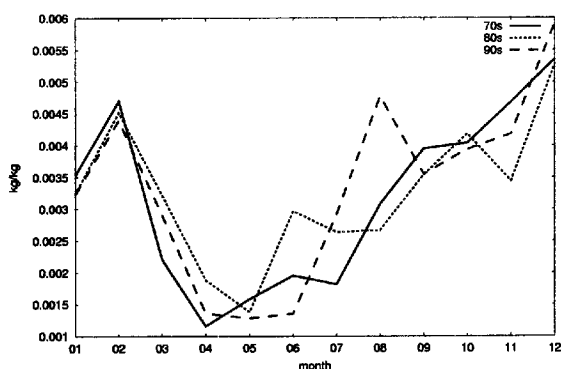


Fig. 18 Change of specific humidity

ある。図より、季節変動は春から夏にかけて小さく、秋から冬にかけて値が大きくなる傾向は同様であった。また、同年のバルク係数の季節変動を比較した図を Fig.20 に示す。グラフよりバルク係数決定法の方が季節変動が大きかった。本研究における検証については、その詳細な計算結果の精度の向上を図るのではなく、季節変動と海域での代表性が捉えられている事に主眼を置いているため、ある程度の季節変動を捉える事ができたバルク係数決定法で算定された値を蒸発量として採用する事にした。

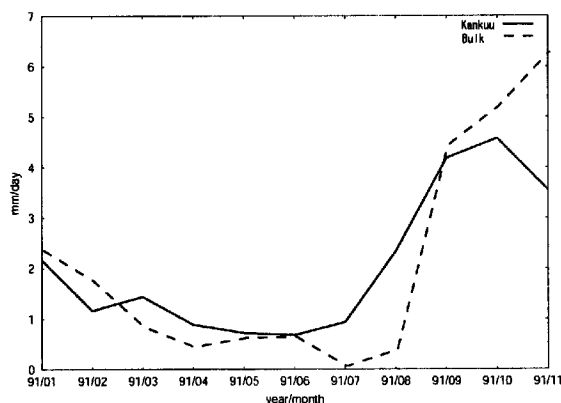


Fig. 19 Comparison between bulk coefficient and data of Kankuu

4.11 水収支の成分のデータセット

河川表流水については、一級河川については流量年表を用いて、日単位での流量を月積算した。それ以外の河川については、一級河川との面積比により、その流量を推定した。また降雨については、灘及び湾域を囲む3点を抽出し、その加重平均を取る事によって、その海域での降水量とした。風速については先に述べたように、距離荷重・内挿法を用いた。その他の気圧・水蒸気圧・潮位については時間単位でのデータを用い、最終的には月平均で表現した。

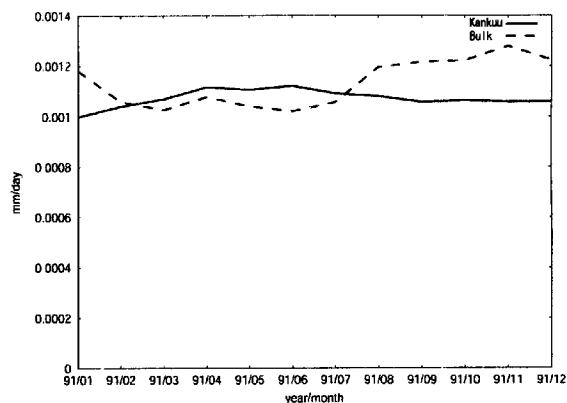


Fig. 20 Comparison of bulk coefficient

5. 水収支の結果

本研究は1970年代から1990年代までの各海域における水収支の算定を行ったが、ここではその代表例として大阪湾の1991年-1993年までの水収支結果を Fig.21 を例に示す。これは、各海域で流出入量を海域の面積で除し、貯留高さに換算したものである。

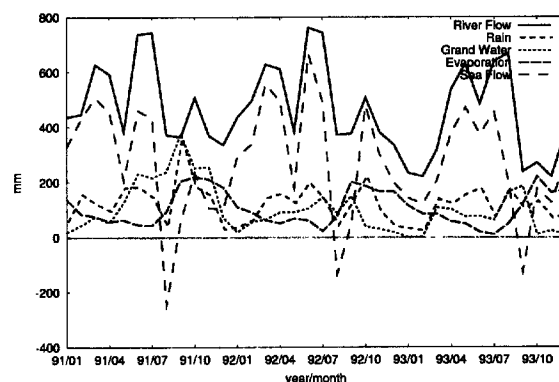


Fig. 21 Result of water circulation

5.1 水収支における各成分が海域と陸域に与える影響

全体的な傾向として、瀬戸内海での水収支においては、その成分として河川供給量と海水移動量が非常に影響を与えている事が解った。

これらの水収支について、海水移動に注目して、その変動が他のどの水収支成分に影響を受けているのかを各海域で検討する。

隣接する海域への海水移動量が多い大阪湾と紀伊水道については、海水移動に河川供給量が大きく寄与している。また海水移動量が少ない播磨灘、豊後水道、備讃瀬戸、安芸灘については河川供給量、降雨ともに大きく影響を与えていると考えられ、伊予

灘においては、河川供給量の影響を強く受けている傾向が伺える。周防灘については河川供給量と降雨の影響を強く受けている。

このように、瀬戸内海の海水移動は河川供給量、降雨と言った陸域、大気からの供給量に大きく影響されている事が解った。

6. 地下水検証モデル

大阪湾での透水量係数と動水勾配を用いて、次式を用いてモデル化した。

$$Q = T \times \mu \times B \quad (27)$$

T , 透水量係数 (m^2/day), μ 動水勾配 (無次元) B 幅 (m)

ここで、透水量係数は文献値(9)を用いた。なお、動水勾配算定に当たり、用いた地点とその値一覧表を Table 2 に示す。

6.1 地下水の検証

次に、地下水の検証結果を Fig.22 に示す。1996年での2月と5月、10月での動水勾配を算定し、それらを平均して大阪湾での動水勾配として概算的であるが、本計算で得られた水収支との残差量と比較した。その際に、文献で得られた透水量係数の最大値と最小値を設定して、算出された値がこの範囲に入っていれば、本計算で算定された残差量を地下水量と見なす事にした。

この図より、本研究で算定された残差量はオーダー的ではあるが地下水量と見なしても良いと言う判断をした。しかしながら、あくまでオーダー的な見積もりであり、この値が全て地下水と言うわけではない。また、この考え方だと、瀬戸内海全域に流入する地下水量は河川表流水の10%前後である事が推定される。

7. 物質収支

本研究では到達するに至らなかったが、隣接する海水移動量を捉えた後に、移動流量を移流量と拡散流量に分けた1 boxでの塩分を指標とした物質循環のモデルを検討している。このモデルは、大胆ではあるが瀬戸内海の海水の挙動がもたらす物質の挙動を表現できるものと考ええる。今後は本研究のように陸域・大気からの淡水量を考慮に入れた水・物質収支を検討し、瀬戸内海での環境影響評価が行われ

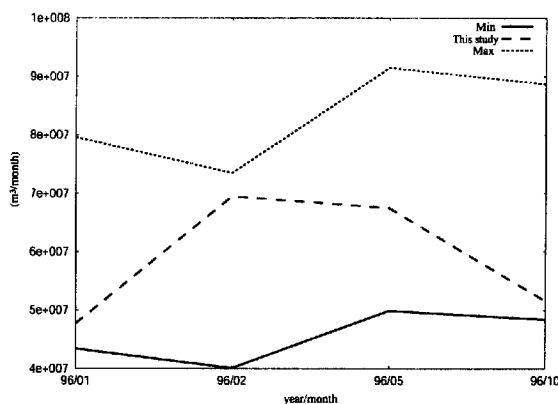


Fig. 22 Verification of ground water into sea

る事を期待する。

$$\begin{aligned} \frac{dC_i}{dt} = & \frac{C_{i-1} \cdot q_{i-1,i} - C_i \cdot q_{i,i+1}}{V_i} \\ & - \frac{K_{i-1,i} \cdot (C_i - C_{i-1})}{V_i} \\ & - \frac{K_{i,i+1} \cdot (C_i - C_{i+1})}{V_i} \end{aligned} \quad \dots\dots (28)$$

但し

$$q_{i-1,i} = Q_{i-1,i} (1 - \alpha) \quad (29)$$

$$K_{i-1,i} = \alpha Q_{i-1,i} \quad (30)$$

ここで、 C_i は塩分濃度 (kg/m^3), α は拡散係数, $K_{i-1,i}$ は $i-1, i$ 間の拡散流量 (m^3/mon), $q_{i-1,i}$ は $i-1, i$ 間の移流量 (m^3/mon), V_i はボックス容積 (m^3), $Q_{i-1,i}$ は $i-1, i$ 間の海水移動量の合計 (m^3/mon), t は時間 (month) である。

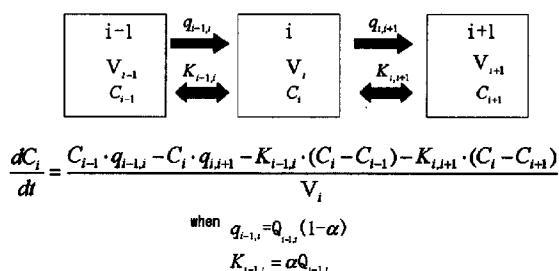


Fig. 23 Circulation model

8. 結論

本研究は、瀬戸内海および周辺地域を対象とし、1972年～1999年の広域の水循環の把握を行った。

Table 2 Observation point and slope coefficient

Point	February	May	October
Noda	0.002102	0.002031	0.00224
MinamiOnkasya	0.002031	0.002112	0.002051
Noma	0.001857	0.002694	0.00183

* unit (m^2/day)

大胆な捉え方ではあるが、水収支成分を降雨、河川供給、蒸発、海水移動に分けてその成分を算定した。

各水収支成分が海水移動に与える影響について検討を行った。その結果、隣接する海域への流出量が多い大阪湾や紀伊水道においては、河川供給量が大きく影響している。流出量が小さい播磨灘、豊後水道、備讃瀬戸、安芸灘については河川供給量、降雨共に影響している。周防灘について降雨の影響を強く受けているという、海域の挙動には陸域、大気からの影響を受けている事がわかった。

また、瀬戸内海に流入する地下水量はオーダー的な見積もりではあるが河川供給量の約 10 %前後という値が得られた。

謝辞

3次元モデルの解析および適時、貴重な助言を頂いた香川大学工学部の河原能久教授、末永慶寛助教授の皆様に衷心より感謝いたします。

また、データを提供して頂きました神戸海洋気象台、日本気象協会の皆様に紙面を借りまして深く感謝いたします。

参考文献

- 石崎廣，斎藤実 (1978) : 瀬戸内海における蒸発量について，沿岸海洋研究ノート，第 16 巻，第 1 号，11-20
- 神谷浩二，宇野尚雄，拓植良吾 (2001) : 大阪平野の地下水位，揚水量と降水量の関係，第 36 回地盤工学研究発表会 (徳島) E-06, 1251-1252
- 田中正昭，中島暢太郎 (1975) : ひうち灘の海面における熱収支，京大防災研究所年報，18 B, 589-595
- 原見敬二 (1974) : 冬期における紀伊水道の蒸発量について，海と空，49, 115-119
- 環境省水質保全局監修 (1999) : 瀬戸内海の環境保全資源環境技術総合研究所：海洋環境シミュレーション
- 日本気象学会 (2001) : 気象研究ノート，第 199 号，4.3
- 舞鶴海洋気象台 (1972) : 日本海の海上気象，気象庁技術報告，80, 4-5
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson and R.H. Fleming (1961) : The Oceans, their physics, chemistry and general biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. Charles E. Tuttle Co., 1087pp.

Study on Dynamic Behavior of Macro-scale hydrological component in Inland Sea and surrounding land area

Hajime AOI*, Shuichi IKEBUCHI and Humio YOSHINO**

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

** Faculty of Engineering, Kagawa University

Synopsis

Taking the Inland Sea which seems to be heavily closed as object of study, we intend to get hold of the circulation of water widely including the region surrounding it, and to examine what kind of influence each ingredient of the balance of water have upon both the phenomena of a land area and an ocean area or what kind of influence the balance of water of a land area have upon that of an ocean area. Besides we intend to examine the fluid system based on the physical circulation of the Inland Sea.

Keywords : macro water cycle, Seto Inland Sea, Evaporation,