

4 . 計算条件

渤海及び黄海を含んだ広域を対象とする数値計算を行うために、東経 116 ~ 128 度、北緯 30 ~ 42 度で囲まれる領域を対象とした地形情報は NGDC (U.S National Geophysical Data Center) で提供される 5 分刻みの全球情報より当該海域の情報を利用した。初期水温および初期濃度は JODC (Japan Oceanographic Data Center) から冬季 (2 月) のデータを取得し、それを計算格子に線形補間したものを用いた。その他の計算条件については表 1 に示す。

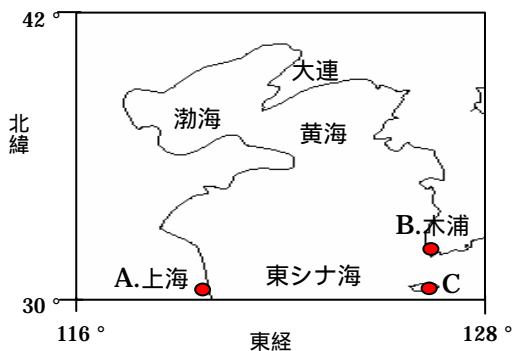


図 2 . 強制水位入力地点

表 1 . 計算条件

格子間隔	5 分 (7000m に統一)
タイムステップ	60 秒
層数	5 層, 10 層
初期条件	水位, 流速共に全域で 0
水平, 鉛直動粘性係数	0.1, $5.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{sec}$
コリオリ力	$f = 2 \sin$
潮汐周期	43,200 s

4 - 1 潮汐流の計算条件

潮汐流の計算では、中野 (1940) の作成した調和定数表から渤海および黄海では半日周潮が卓越していることが確認できるので、半日周潮の数値計算を行った。強制水位は、対象領域内の上海と沖側の点 (北緯 31 度、東経 126 度) で結ぶ直線および沖側の点と木浦で結ぶ直線上で与えた (図 2 参照)。上海と木浦での水位および遅角は調和定数表より決定し、沖側の点では、理科年表などで示される半日周潮の同時潮図および等潮差図より決定した (表 2 参照)。層厚は、潮汐が長波であり、鉛直方向に流れの変化があまりみられないことから 5 層とした。

表 2 . 3 地点での振幅および遅角

地名	振幅	遅角
上海 (E121° 29', N31° 15')	118cm	40°
木浦 (E126° 23', N34° 47')	153cm	60°
東シナ海 (E126° 23', N31° 15')	200cm	270°

4 - 2 吹送流の計算条件

吹送流計算で使用する風データには、近年客観解析データが利用されるようになった。海岸工学の分野では、その代表例として ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts) がある。本研究では、この ECMWF のデータを利用した。風データの期間は 2003 年 9 月から 2004 年 2 月までの半年間を用い、GrADS (Grid Analysis and Display System) により、対象領域および対象とする時間の風をバイナリデータとして作成し、テキストデータに変換後、計算格子に合わせて線形補間したデータを用いた。吹送流では、海面に風応力が作用することで、表層で流速が大きくなり、下層の流速は指数曲線的に減少する。そのため、表層付近では流れを詳細に把握する必要があるため、層数は表層付近を細かく区切った 10 層とした。

4 - 3 密度流の計算条件

密度流では、「南水北調」を想定して、長江の流量データの 1/3 を黄河の河口地点に、2/3 を長江の河口地点に入力した。ここで、河川の流量データには陸らによる長江の月ごと流量観測データを用いた。与え方は、河口付近に存在するデルタ地帯から一様に流れが発生しているものと想定して、流量を格子幅と一般的なデルタ地帯の水深である 2 m で割ることによって流速を算出し、その流速を河口が位置する地点にコンスタントに与えた。また、河川水と海水の密度差を考慮するために、黄河および長江の河口地点で塩分濃度 0 % をコンスタントに与えた。なお、水温は JODC のデータを用いた。層数は、潮汐流のみを考慮したので、潮汐流の計算と同様の 5 層に設定した。また、与える潮汐の条件については、潮汐流のみの計算と同様の条件に設定した。

5. 計算結果

5-1 精度確認

水位の再現性を確かめるため、中野の調和定数表による水位と、数値計算によって得られた水位を比較した。図3は大連での水位変動を比較したグラフである。水位変動はよく一致しており、本数値モデルは実海域の水位変動を再現しているということが確認できた。

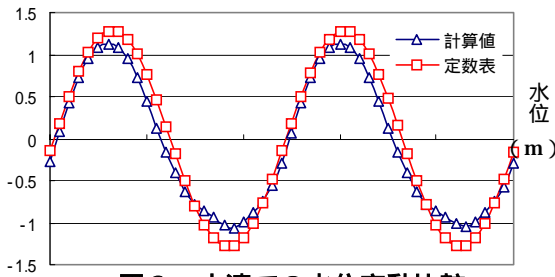


図3. 大連での水位変動比較

5-2 潮汐流

図4は渤海海峡部での流速が最大時のコンター図である。また、図5, 6は、水位変動が安定した後潮汐流の1周期分の流速を平均した潮汐残差流のベクトル図およびコンター図である。流速最大時には渤海海峡部で最大0.75 m/sと河川流と同程度の速い流速が出ており、この対象領域で潮汐流が卓越していることを示している。しかし、潮汐残差流では最大流速時に比べて全体的に小さい流速となっている。沿岸部に比較的速い流れが現れており、渤海内では反時計回りの大きな循環流が発生しているが、渤海の中央部では0m/sと非常に停滞性の強い水域となっている様子がわかる。また、渤海湾および莱州湾でも、ほとんど潮汐残差流が見られない。そのため、湾奥部でも非常に停滞性の強い水域になっていることがわかる。

渤海海峡では、北岸と南岸で比較的速い流速が発生している。また、図6では、この速い流れが北岸で渤海に流入方向の西向き流れ、南岸で渤海から流出方向の東向き流れであることを確認できる。これは、この渤海海峡で黄海と渤海の海水交換が行われており、北部から流入した海水が渤海の沿岸部に沿って反時計回りに循環し、その後渤海海峡南岸から流出するという大きな水平循環流がこの海域で生成されていることを示している。

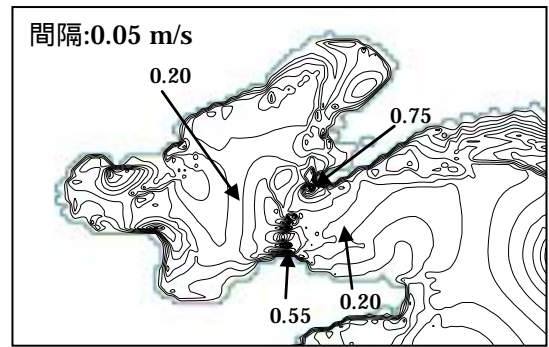


図4. 流速最大時の流速分布

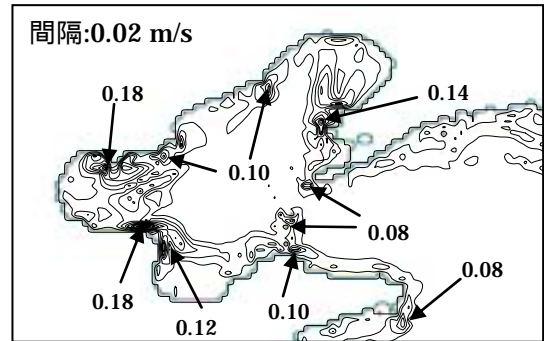


図5. 潮汐残差流の流速分布

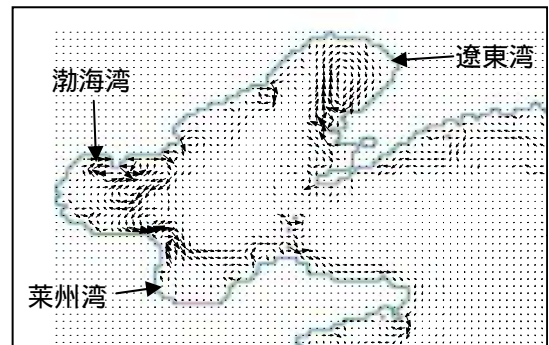


図6. 潮汐残差流のベクトル

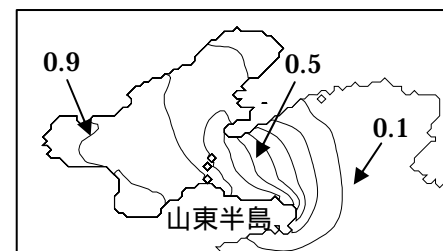


図7. 濃度分布(一年後)

図7は拡散計算を開始してから1年後の濃度分布である。初期濃度は、潮汐による水位変動が安定してから、渤海海峡を境界として渤海側を1.0、黄海側を0.0として与えた。この図では、渤海と黄海の海水が渤海海峡の北側で黄海から渤海に流入、南側で渤海から黄海に流出の方向で交換されていることを示している。また、渤海の海水は一年で山東半島までしか流出しておらず、潮汐流のみでは海水交換は非常にゆっくりとした速度でしか行われていないということがいえる。

5 - 3 吹送流

図 8 は ECMWF より購入した 2 月の渤海湾上空 10 m での風向頻度を示したものである。今回対象としている渤海では、季節風の影響により冬季には図 8 のように北西風や北風が卓越しており、夏季には南風が卓越している。そこで、この 3 方向の風が海水交換に与える影響について検証を行った。

図 9 は 3 方向と 2 月の実データの風を 20 日間連吹させたときの平均濃度の時間変動を表したものである。この図では冬季に卓越する北風や北西風が南風に比べ海水交換を促進させる働きがあることを示していることから、夏季よりも冬季の吹送流が海水交換を促進するということが確認できる。

次に ECMWF の実データの 2 月分を入力して計算を行った。図 10 は 2 月に発生した吹送流の水深 16.25 ~ 28.75 m にあたる表層から 5 層目での平均流れをベクトル図で表したものである。また、図 11, 12 は表層でのベクトルおよびコンター図である。図 10 と図 11 を比較してみると、渤海内で流向が異なっていることがわかる。このことより、吹送流では鉛直方向に海水交換が行われていると考えられる。図 12 では、吹送流は渤海中央部で比較的強い流れが生成されており、卓越風向の影響によって渤海海峡南側でも潮汐残差流の場合の約二倍程度の流速がでている。これは、水平方向にも海水交換が行われていることを示しており、吹送流では鉛直および水平方向の広い範囲で海水交換が行われていると考えられる。

図 13 は、2003 年 9 月から 2 月までの風データを入力した計算結果で、2 月 29 日での濃度分布を示している。この図では、潮汐残差流に比べて濃度が広い範囲で一様に低下していることから、前述したように、吹送流は潮汐流よりも広い範囲にわたって海水交換を促進する流れであると考えられる。

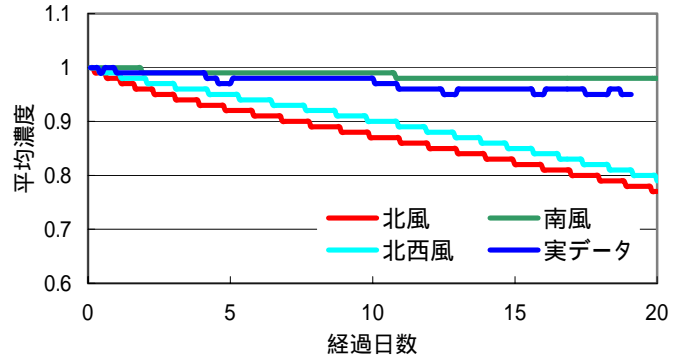


図 9 . 各風向きによる平均濃度の時間変動

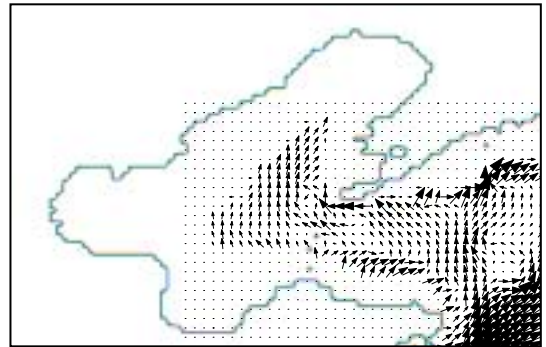


図 10 . 吹送流のベクトル (5 層目)

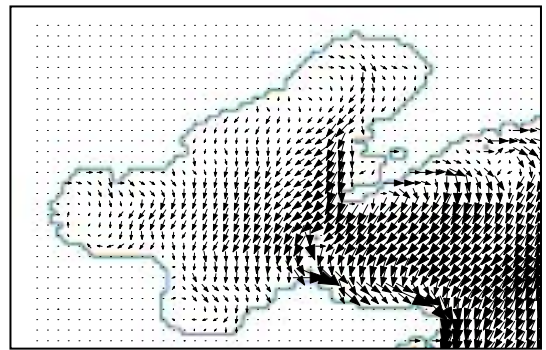


図 11 . 吹送流のベクトル (表層)

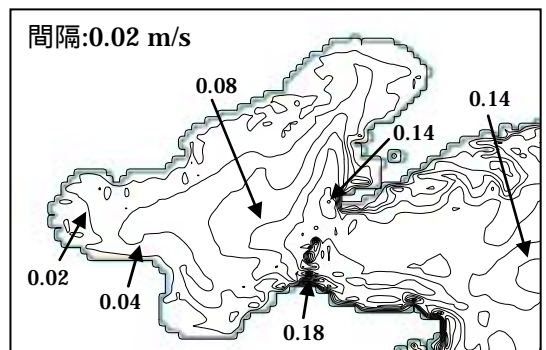


図 12 . 吹送流の流速分布 (表層)

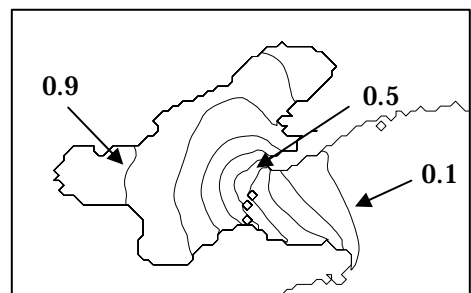


図 13 . 濃度分布 (半年後)

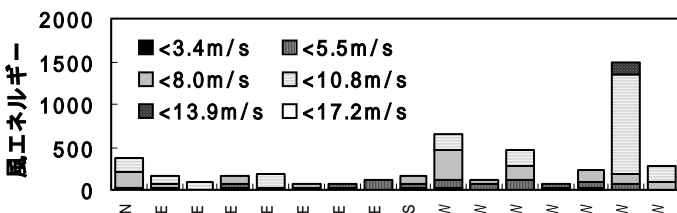


図 8 . 風向頻度 (渤海湾上空)

5 - 4 卓越流の比較

潮汐流と吹送流の流動機構が海水交換に与える影響を定量的に把握するために、渤海内の平均濃度の時間変動を求めた。平均濃度は、拡散計算を行う際に初期濃度 1.0 を与えた全ての地点での濃度を加算した値をその全格子数で除した値を用いた。図 14 は、その平均濃度の時間変動を日単位で表した図である。吹送流では平均濃度が上がる箇所も見られるが、全体的に線形に低下している。また、潮汐流では約半年で 0.87 程度まで下がっているのに対し、吹送流では 0.76 程度まで下がっている。この結果は、潮汐流よりも吹送流のほうが、渤海内の海水交換を促進する働きが 2 倍程度強いということを示しており、このことから、対象領域内では潮汐流よりも吹送流が海水交換を促進していることが確認できた。

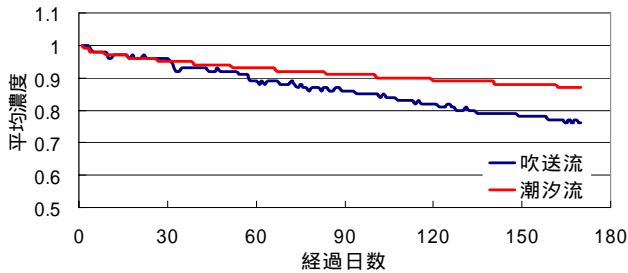


図 14 . 平均濃度の時間変動

5 - 5 密度流

「南水北調」を想定して、河川水の流入を考慮した潮汐流の数値シミュレーションを行った。図 15、16 は、潮汐残差流をベクトルおよびコンター図で示したものである。図 15 と図 6 を比較すると、河川水を考慮した場合は、考慮しない場合とほぼ同じ流向を示している。しかし、図 16 と図 7 を比較すると、河川水を考慮した場合は、考慮なしに比べ渤海南部の流速が全体的に速くなっている。これは、新たに河川からの流入水が増えることによって渤海内の水量が増し、海水交換で渤海から流出方向にあたる南側の流れが強まったためであると考えられる。図 17 は、計算開始から 1 年後の渤海の海水濃度分布を示したものであるが、図 7 と比較しても、明らかに渤海南部からの海水流出が早まっていることが確認できる。これより、河川水の流入は渤海の海水流出を早める働きをされると考えられる。



図 15 . 潮汐残差流のベクトル図(河川水を考慮)

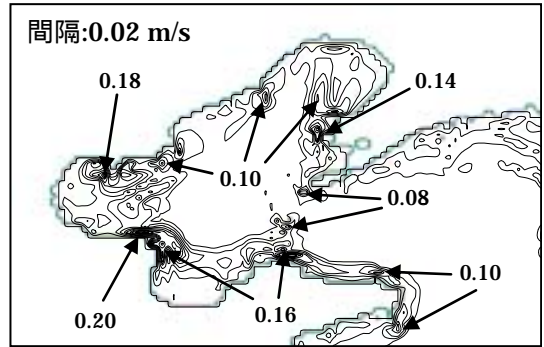


図 16 . 潮汐残差流のコンター図(河川水を考慮)

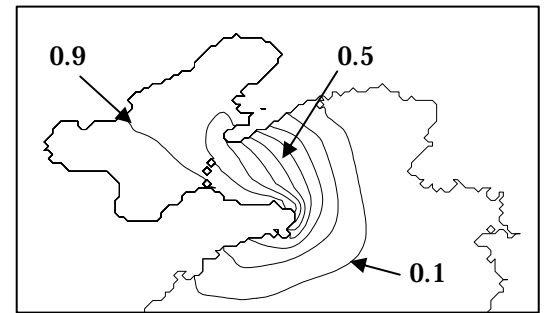


図 17 . 濃度分布 (河川水を考慮, 一年後)

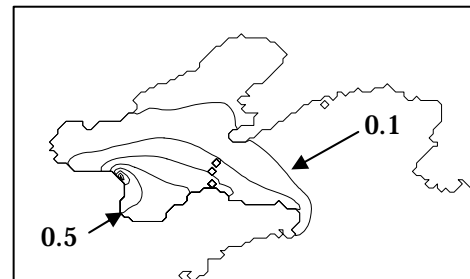


図 18 . 河川水の広がり (一年後)

図 18 は黄河および長江の河口地点に濃度 1.0 をコンスタントに与え、拡散計算を行うことによって計算開始から一年後の河川水の広がりを濃度分布で表したものである。河川水は莱州湾に大量に流れ込み、徐々に渤海海峡の南部を通って黄海に流れ出している。この結果から、「南水北調」による黄河からの流入水が底質の土砂を大量に含んだ濁水であると考え、莱州湾を中心とした渤海南部の水域で更なる水質悪化が予想される。

6. 黄河の底質の粒度試験結果

黄河河道内に堆積している土砂を調査することは、海水交換機構解明後の粒子追跡シミュレーションを行う上でも極めて重要である。そこで、本研究ではこの底部にある土砂（底質）を調査することにより、その粒径や粒度分布を調べた。試料は2002年9月中旬及び12月下旬に採取されたもので、採取地点は、黄河河口より600 km上流に位置する黄河下流域の河南省鄭州市および1500 kmの中流域の甘肅省蘭州市である。調査では、底質の粒度試験を一つの資料に対して3回行い、その平均値を取った。図19、20は、その底質の粒度試験結果である。

図から、60%粒径はそれぞれ0.19 mm、0.14 mmとなっている。「汽水域の河川環境の捉え方に関する検討会」の報告によると、日本の代表的な一級河川の底質60%粒径（河口付近）はおよそ0.2 mm～5 mm程度となっており、この値と比較しても、黄河の底質粒径は非常に小さいことがわかる。これは、砂以下(0.075 mm以下)の含有率を見ても明らかである。一般に、掃流砂量は流速に比例し、平均粒径に反比例することが知られている。黄河の底質は非常に粒径が小さく、また「南水北調」によって黄河の河川水の流速が増大することで、掃流砂量は大きな値となる。そのため、「南水北調」による黄河からの流入水は、黄河河道内に堆積している底質を大量に含んだ濁水になることが予想される。

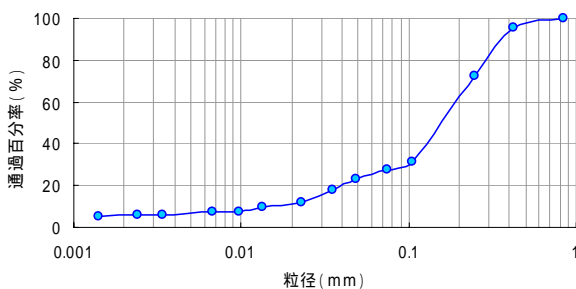


図19. 粒径加積曲線（甘肅省蘭州市）

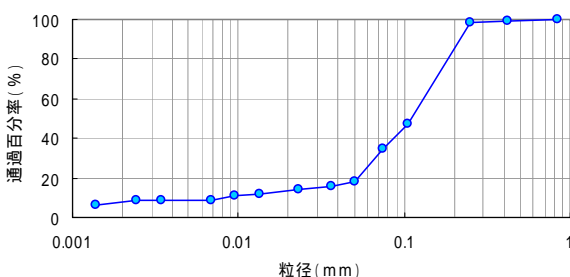


図20. 粒径加積曲線（河南省鄭州市）

7. まとめ

渤海では、潮汐流および吹送流が海水交換に寄与していた。潮汐流は渤海内で反時計回りの水平循環流を形成し、吹送流は鉛直方向と水平方向に広範囲で海水交換を行っていた。吹送流による海水交換は、潮汐によるものよりも約2倍程度早く、吹送流は潮汐流よりも海水交換に与える影響が大きいということが明らかになった。特に風向は大きく海水交換に関与しており、冬季に吹く風が最も海水交換を促進していた。そのため、冬季の吹送流が海水交換を最も促進させる流れであることが明らかになった。

黄河の底質の粒度試験結果より、「南水北調」にともなう黄河からの流入水は濁水になると予想される。また、「南水北調」で渤海からの流出水が増大することにより、渤海の海水が流出する速度は現在よりも速くなることが確かめられた。吹送流を考慮した場合、その速度はさらに速くなると予想される。このことから、今後は日本海沿岸海域を含めた広い範囲で海流および吹送流を含めた検討が望まれる。

参考文献

- 堀江 毅(1980): 沿岸海域の水の流れと物質の拡散に関する水理学的研究, 港研報告, 360 巻, pp. 102-105.
- 犬飼直之, 早川典生(2001): 渤海の海水交換機構に関する研究, 海岸工学論文集, 第 48 巻, pp. 1046-1050.
- 山中亮一, 志水克成, 中辻啓二(2004): 大規模閉鎖性水域の渤海における流動構造の季節変動特性, 海岸工学論文集, 第 51 巻, pp. 321-325.
- 山中亮一(2002): メソスケールの気象擾乱が閉鎖性内湾の流動・密度構造に及ぼす影響に関する研究, 大阪大学工学研究科博士論文.
- 宇野木早苗(1993): 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会.
- 柳哲雄(1989): 沿岸海洋学, 恒星社厚生閣.
- 中野猿人(1940): 潮汐学, 生産技術センター新社.
- 陸旻皎, 本田諭(2000): 総合的な河道追跡モデルの開発とその応用, 土木学会水工学論文集, 第 45 巻, pp. 133-138.
- Inukai, N. (2001): "Water exchange of the Bohai sea and Dalian Bay due to tidal flow and wind-driven flow", Asian and Pacific Coastal Engineering 2001, Vol. 1, pp. 325-333.