

Landsat リモートセンシングを導入した 海峡部海水交換現象の研究

STUDY ON TIDAL-EXCHANGE PHENOMENA AT STRAITS APPLYING REMOTE SENSING FROM LANDSAT

大 西 外 明*・田 中 總 太 郎**・西 村 司***

By Sotoaki ONISHI, Sotaro TANAKA and Tsukasa NISHIMURA

1. 序 論

昨今、各種産業活動の大規模化に伴い、それらが自然環境に及ぼす影響は無視し得ない場合が多く、事前および事後の環境評価手法の確立が緊急の社会的要請となってきた。

なかでも沿岸海域環境と各種大規模開発との共存の可否の問題は、国土の70%以上が山地で占められ、また周囲を海で囲まれているという地理的特徴から、産業活動の大部分が沿岸部に集中しているわが国においては、世界のいずれの国にも増してその比重が大きい。沿岸海域の水質の保全はこのような社会的課題の重要な側面であるが、特に内海や湾内においては、外洋との間の海水交換が介在する狭窄部であるところの海峡によって制限されるためにその重要性が特に大きくなる。したがって内海や湾内の水質保全を論ずる場合、海峡をとおして行われる外海との間の海水交換のメカニズムを定量的に把握しておかなければならない。本研究は実際の海峡を対象として水理現象の実体の定量的把握を踏まえたうえで海峡をとおしての海水交換機構について論じたものである。

さて、海峡を挟む内海または湾内と外海との間の海水交換現象の解明の手法としては、従来、現地観測、理論解析、数値実験、水理模型実験などが用いられてきている。このうち現地観測は、その他の手法による検討結果の検証および解析、または実験上の境界条件を提供するものとして特に重要視されなくてはならない。従来の現地観測は、主としてフロートの追跡、および各種センサーによる流速、塩分濃度、潮位などのオイラー的測定に2者に依存して行われてきている。しかしながら、海峡

部の海水交換現象は、潮流や灘スケールの循環流のような大規模な渦動現象によって支配される要素が多く、従来の現地観測手法によってはこのような非定常・大スケールの水理現象の把握は困難である。この点から、地上900kmの宇宙空間から地球上の諸現象を定期的に観察しているLandsatによるリモートセンシングの応用の試みは注目してよい。

筆者らは、リモートセンシングの海象水理現象調査への応用を目的として研究を進めつつあり、さきに富山湾、遠州灘、熊野灘における河川水フロントの密度流現象の検討結果について報告している^{1),2)}。1979年にはわが国においてもLandsatデータ直接受信が開始され、Landsatデータの入手が容易になったこと、近年種々の高度の航空機によるリモートセンシングの経済的利用が可能になりつつあることなどを勘案すると、リモートセンシングの海象水理現象の現地調査への有効利用の道は次第に開かれつつあるものと考えられる。事実、欧米諸国では地球規模の海流調査にリモートセンシングが利用されその有効性が確かめられている。しかしながら日本沿岸の海峡部の流れのような数km・1日スケールの水理現象への適用性については具体的な研究の例はない。本論においては、海峡部における潮流による海水交換——tidal exchange——研究の現地調査手法としてLandsatリモートセンシングを導入した。

研究の対象としたのは、図-1に示すような、瀬戸内海において内海と外洋とを連結する5つの海峡である。瀬戸内海の水理特性については古くから種々の観点から多くの研究者によって調査研究が行われてきているが、内海と外洋との間の海水交換の研究については、その対象とする空間・時間スケールにより、図-1に模式的に示すように大きく3つに分けることができる。

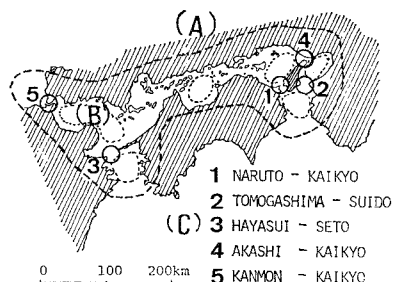
(A) 瀬戸内海全体(数百km・数年)を対象とする研究

(B) 灘スケール(数十km・数十日)を対象とする

* 正会員 工博 東京理科大学教授 土木工学科

** 正会員 工博 リモートセンシング技術センター

*** 正会員 工修 東京理科大学助手 土木工学科



図一 海水交換のスケール

研究

(C) 海峡スケール (数 km・1日) を対象とする研究

この対象とするスケールの大小に応じて、研究手法もまた異なったものとなり、小スケールの現象の研究になるに従い、実際の海域における水理現象の実体の把握を踏まえたうえでの研究が必要となるものと考えられる。以下、従来の研究を概観してみよう。(A)の研究においては、たとえば速水ら⁹⁾(1970)は拡散方程式を用いる数学的モデルを用い、海水交換の物理的機構を拡散係数という数値パラメーターによって表現している。(B)の研究では、杉本ら⁴⁾は水理模型実験を行い、灘スケールの潮汐残差流という渦動現象をもとにして拡散係数の物理的意味づけを行っている。また大西⁵⁾(1977)、柳⁶⁾(1976)はこの潮汐残差流の生成機構をおのおの数値実験および水理実験によって調べ、灘の境界をなす海峡部における潮流とのシアーにより生じた渦度がカスケードアップすることによって生じることを明らかにした。さらに、柳⁶⁾(1978)は湾口部に導流堤を設置した場合に、この渦度の潮汐残差流へのカスケードアップ過程が大きく変わることを実験的に示した。しかしながらこれらの研究はいずれも瀬戸内海全体あるいは灘全体をマクロにとらえた研究であり、現実の個々の海峡における水理現象、および内海と外洋との間の海水交換への海峡の寄与の水理的機構を明らかにするものではない。

(C)の海峡部の海水交換現象の研究においては、物理的側面からのアプローチが最も必要とされるにもかかわらず、上述の、現地調査手法の限界という制約もあって、実際の海峡における水理現象の実体を踏まえたうえでの議論はあまりなされていない。速水ら⁹⁾(1956)は拡散方程式をもとにして平均塩分濃度分布から海峡部における拡散係数、海水交換量を求めている。中田ら⁹⁾(1976)は、瀬戸の海水交換の算定に対してボックスモデルを適用しているが、海峡を通過した潮流が周囲の水をとり込む物理的な機構については言及せず、その総合した効果がフロート追跡調査、平均塩分濃度分布などから求められる海水交換率 τ によって表わされるとしてい

る。また、今里・淡路ら¹⁰⁾(1979)は数値シミュレーションを用いて tidal-exchange を論じている。しかしながら、このような数学的モデルは渦動現象のスケールに比べて大きい空間・時間スケールの平均操作を基礎としているために、海峡部の水理現象のように対象とするスケールと渦スケールとがほぼ等しいような現象の解析に適用するには不向きである。

これに対し、狭い海峡をとおしての内湾の海水交換の実体論的モデルが柏井^{11),12)}(1976)によって提案された。柏井は簡略化した湾の水理実験結果をもとに、湾口で剝離した渦度からなる速度不連続面の巻き上がりによって生じた tidal-vortex core から形成された渦対のポテンシャル流的振舞いをもとにして湾口をとおしての tidal-exchange を論じている。また、湾内の潮汐残差流はこの渦対の vortex-amalgamation によって形成されるとしている。すなわち大西ら^{5),6)}の論じた潮汐残差流への渦度のカスケードアップ過程は、ここでは湾口に生じた渦度が tidal-vortex core を経由して潮汐残差流へいたる一連の vortex amalgamation 過程として考えられている。この方向の考え方は、渦度の amalgamation という水理現象の実体を基礎としている点で物理的意味が明確であり、本研究の主旨に沿うものであると考えられるが、これを現実の海峡部 tidal-exchange の解析に用いるためには、湾口で剝離した速度不連続面の現地観測が不可欠である。

さて、柏井のモデルにおける湾口狭窄部で剝離した速度不連続面は、実際の海峡水域における湾口狭窄部から発達した自由乱流境界層を理想化したものであると考えられる。1970年代より Winant と Brown¹³⁾(1973)、Brown と Roshko¹⁴⁾(1974)に始まる乱流境界層中の coherent 構造の研究によれば、特に自由乱流境界層中に渦度の局所的に集中した領域(以後コーヒーレント渦とよぶ)がある程度の規則性を有して流下しており、これらのコーヒーレント渦は互いに合併(coalescence または amalgamation)しながら径の大きい渦の列に形を変えてゆくことがいわれている。このようなコーヒーレント構造が現実の海峡部の自由乱流境界層の中に存在するものとすれば、大西ら^{5),6)}のいう潮汐残差流への渦度のカスケードアップ過程は、海峡部に生じた渦度が自由乱流境界層の幅のスケールをもつコーヒーレント渦の coalescence 過程を繰り返しながら tidal vortex core を経て潮汐残差流へと至る一連の vortex-amalgamation 過程であると考えられる。以下、本論においては、この一連の過程を単にカスケードアップという言葉で表現することにする。結局、海峡部における水理現象あるいは tidal-exchange を定量的に把握するという事は、現地観測によってこのカスケードアップ過程の実体を把握

することに尽きる。しかしながら、現段階のコーヒーレント構造研究は主として実験室段階の規模 ($R_e \approx 10^5$ のオーダー) を対象としたものであり、本論の対象とするような自然界規模の自由乱流境界層 ($R_e \approx 10^{10}$ のオーダー) を対象とした研究はほとんどない。これは、コーヒーレント構造研究の1つの大きい手法であるところの流れの可視化手法をこのような大きいスケールの現象に適用することが従来の技術によっては不可能であったことによる。

筆者ら¹⁵⁾は、このような観点に基づき、現地の海峡部自由乱流境界層の可視化手法としてリモートセンシング手法を導入、さきに鳴門海峡を例にとり、航空機からのリモートセンシング資料に基づきコーヒーレント渦に伴う上昇流現象が、両側の陸岸の突出した海峡における海水鉛直混合に大きい役割をになっていることを示した。本論においては、このコーヒーレント渦のさらに6時間にわたるカスケードアップ過程の実体を Landsat からのリモートセンシングによって把握し、それをもとに tidal-exchange の水理的機構を論ずることを試みる。

本論では対象を瀬戸内海の海峡に置き、まず海峡における潮流によるシアーに基づく乱流境界層中の渦度のコーヒーレントな渦、あるいはさらにスケールの大きい6時間・数 km スケールの渦へのカスケードアップしやすさの観点から、海峡をその地形形状により3つの基本型に分類する。次に、瀬戸内海の諸海峡のうち、従来海水交換量を微小として取り扱われている鳴門海峡に特に注目し、Landsat リモートセンシングを用いて、海峡部のシアーに基づく渦度の6時間にわたるカスケードアップ過程、およびその結果生ずる大スケール渦の運動の実体を把握し、海峡部の水理現象、その結果としての1日スケールの tidal-exchange の物理的機構、および tidal-exchange がさらに大きいスケールの海水交換現象に寄与する過程を明らかにすることを試みる。また、海峡における tidal-exchange の物理モデルとして、大スケール渦の運動を基本とする「puff モデル」を提案し、それをもとに海峡のもつ tidal-exchange 能力をその海峡地形との関連から論じ、水理実験により検証する。最後に、リモートセンシングを導入した今後の海峡部水理研究の方向づけを行う。

2. 大スケール渦生成の観点からみた海峡地形特性

海峡を往復する潮汐流は、両側の陸岸との間に6時間の間に生成、発達して消滅する乱流境界層を形成しつつ1日に2往復する。陸岸が海峡に向かって突出していれば、潮流と陸岸との間のシアーにより生じた渦度は剥

離して海峡背部の後流の中に自由乱流境界層を形成し、逆に、海峡に沿って平坦な形状をなしていれば渦度は剝離せず、陸岸に沿う壁面乱流境界層を形成する。コーヒーレント構造の研究は、壁面乱流境界層よりも自由乱流境界層においての方が、コーヒーレントな渦への渦度のカスケードアップの過程が効率よく行われることを示している¹⁶⁾。したがって、陸岸の突出した海峡の後流中には、径が大きく寿命が長く、なかなかエネルギーを失わないコーヒーレントな渦が効率よく生成される。さて潮汐流は12時間周期の往復流であるから、乱流境界層は6時間の間存続し、次の6時間においては海峡を挟んで反対側に境界層が形成される。自由乱流境界層においては、寿命の長いコーヒーレントな渦がこの6時間の間にさらにカスケードアップして大スケールの渦を形成しやすい。このような大スケールの渦はいったん形成されるとなかなかエネルギーを失わず、次の逆向き潮流の間にもなお存続している。一方、壁面乱流境界層においてはコーヒーレントな渦が生じにくいために、このような大スケールの渦は生じにくい。

さて、ヘルムホルツの渦定理によれば、非粘性流体中の渦線を構成する流体粒子はいつまでもその渦線のうえにあり続ける。したがって、海峡を通過する際に渦度を得た海水の質量は渦の挙動に追従するから、海峡背部に形成される渦の挙動を追跡することにより海峡を通過した海水の行方を追跡することができる。

以上のことから、海峡においては、陸岸の突出する地形の方が背部にコーヒーレントな渦あるいは大スケール

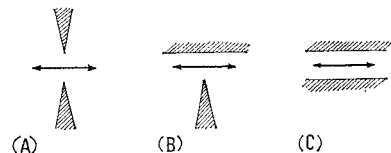


図-2 海峡地形の3つの基本型

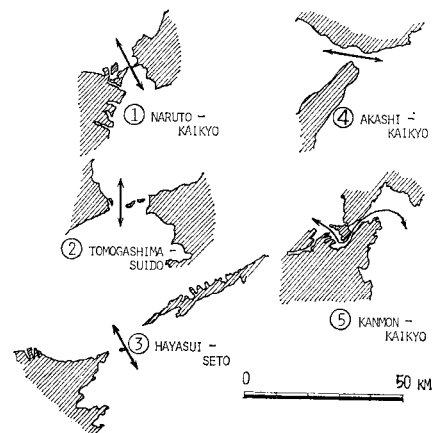


図-3 瀬戸内海と外海とを結ぶ5つの海峡の地形形状

の渦の寿命の永い渦が形成されやすく、したがって海峡を通過する海水質量の追跡も、また、これらの大スケール渦を追跡することにより長時間にわたり可能であると考えられる。このような大スケール渦の形成しやすさという観点から海峡の地形形状に着目すると、両側の陸岸が突出しているかそれとも平坦であるかにより、図-2に示す3つの基本型に分類することができる。

図-3は、瀬戸内海と外洋とを連絡する5つの海峡の地形形状を示したものである。以下、大スケール渦の形成という観点からこれらの5海峡の地形および渦生成についてその概略を述べる。このうち、本論で実施したLandsat リモートセンシングのおもな対象である鳴門海峡については特に詳しく述べる。

① 鳴門海峡 (A型)：図-4は、鳴門海峡の海岸地形および渦生成の概況を模式的に描いたものである。周知のように、海峡を挟んで播磨灘と紀伊水道とはほぼ6時間の周期で潮位の高低が反転し、1日2回ずつ南北おのこの向きの潮流(南流・北流と称する)が生じ、狭窄部下流には“鳴門の渦”として知られる半径10m程度の渦が発生する。両側の陸地が突出した地形特性をもつために、両側の境界層がともに自由乱流境界層であり、したがってコーヒーレントな渦が生じやすい。事実、丸安ら¹⁷⁾の航空写真測量結果によれば、写真-1に示すように、裸島および中瀬近傍の2つの剝離点からの自由乱流境界層が形成されており、“鳴門の渦”はこの中のコーヒーレントな渦であると判読される。このコーヒーレントな渦は自由乱流境界層内を流下しつつ、半潮時約6時間にわたりカスケードアップして、播磨灘あるいは紀伊水道において大スケールの渦を生成するものと考えられる。本論においては、Landsat リモートセンシングを用いて、このような大スケール渦への渦度のカスケードアップ過程およびそれに伴う tidal-exchange の過程を把握する。

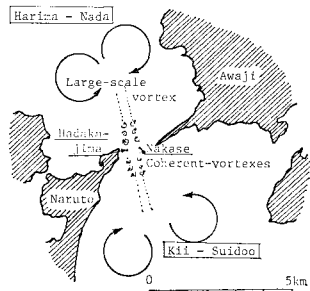


図-4 鳴門海峡における渦生成の概況

② 友ヶ島水道 (A型)：鳴門海峡と同じく、両側の陸地が突出した地形をなす。後述のLandsat リモートセンシングにより、両岸からの自由乱流境界層の存在および大スケール渦の生成の様子が明らかとなる。

③ 速吸瀬戸 (A型)：鳴門海峡と類似である。

④ 明石海峡 (B型)：海峡を挟む両側の陸地が非対称である。淡路側が突出するにもかかわらず、神戸側は平坦な形状をなしているため、潮流図¹⁸⁾から判断できる

ように、淡路側には大スケール渦が形成されやすく明石側には形成されにくい。

⑤ 関門海峡 (C型)：双方の陸岸が平坦な形状を呈し、海峡は両側の壁面乱流境界層からの種々のスケールの渦が満たされる。

以上より、図-2に示した海峡形状の基本型(A)、(B)、(C)を、おのおの鳴門海峡型、明石海峡型、関門海峡型とよぶこととする。

3. 大スケール渦のLandsat リモートセンシング

Landsat は、1972年NASAによりその第1号機が打ち上げられた高度約920kmの太陽同期軌道をもつ地球観測衛星であり、搭載しているMSS (Multispectral Scanner) およびRBVカメラ (Return Beam Vidicon Camera) により地表面を走査しつつ18日ごとに午前10時に鳴門上空を通過し、4つのバンドのMSSデータ、およびRBVデータを地上に送ってくる。本論においては、大スケール渦の存在が期待される地形形状を持つ鳴門海峡および友ヶ島水道を対象としてMSSデータの解析を行った。

(1) 鳴門海峡のリモートセンシング

a) Landsat 映像の解析

データ収集時の気象状況を考慮に入れて、鳴門海峡のMSSデータから海面情報を抽出し、写真-2に示す①、②、③の3つの映像を得た。その結果、播磨灘側にほぼ左右対称の形状をもつ大スケール渦と考えられるフロントが検出され、図-5にその位置と形状を示した。なお、図中、破線部直下の海水の体積は次の半潮南流時を通じて海峡を通過する流量に等しいようにとったものである。

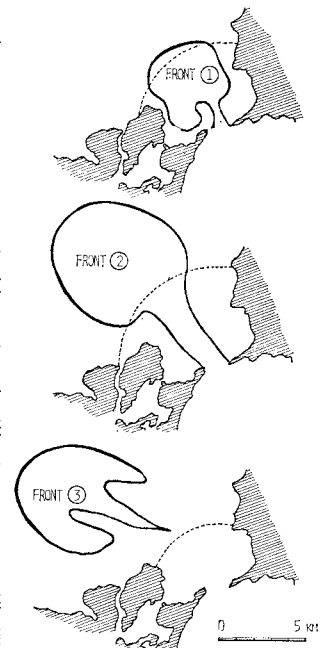


図-5 Landsat 映像より得たフロント

Landsat MSSデータより、このような海面情報を抽出するに際しては、おもに2つのことに注意しなければ

ならない。第1に、Landsat MSS データは、4つのバンド(第3号機は5つのバンド)より成り立っており、各バンドの波長帯は次のように設定されている。

| MSS バンド番号 | 波 長 (μm) | スペクトル領域 |
|-----------|-----------------------|---------|
| 4 | 0.5~0.6 | 緑 |
| 5 | 0.6~0.7 | 赤 |
| 6 | 0.7~0.8 | 近 赤 外 |
| 7 | 0.8~0.9 | 近 赤 外 |

これらの4つの MSS バンドの中で、水域の情報を最もよく表すことができるのは、 $0.5\mu\text{m}$ より $0.6\mu\text{m}$ の波長帯域をもつ MSS 4 である¹⁹⁾。MSS 5 は濃度の高い濁水についての情報を若干含むが、MSS 6 および7については、スペクトル領域が近赤外域であるために反射率が著しく低下し、水域の微妙な情報をこれより抽出することはきわめて難しい。このような MSS の性質を考慮して本論では第4バンドのデータを使用している。

次に、水域の反射は、いずれのスペクトル領域においても、陸域の反射よりも相対的に弱く、しかも比較的均一であるため、微妙な水域の情報は単に写真にプリントされた映像を眺めているだけでは見逃しやすい。表-1には、本論で使用した Landsat データ(写真-2 ①より ③)について、グレイレベルスライスを行い、6段階のカラー表示を行ったときの対応する MSS 4 の数値が示してある。MSS 4 の原データのグレイレベルは0から127までの数値で表現されているが、ほとんどの水域はおよそ5から20のレベルに納まっている。さらに、微少な水域の微妙な濁度のレベルとなると、その相違は数レベル以内に納まり、1レベルの違いが非常に大きな意味をもってくる。このため、水域の有用な情報を抽出するためには、わずかなグレイレベルを拡大して表示したり、各レベルにそれぞれ色を対応させてカラー映像として表示するなどの画像処理が必要となる。たとえ

表-1 Landsat MSS データのグレイレベル

| | 写真-① | 写真-② | 写真-③ |
|----------------------|-----------------------|-----------------|-----------------|
| 映 像 取 集 日 | 1976年 8月1日 | 1972年 10月24日 | 1975年 12月30日 |
| 太 陽 高 度 | 55° | 38° | 24° |
| 太 陽 方 位 角 | 109° | 149° | 147° |
| グレイレベル と (指定色) | スライス -1 (アイボリー) | — | 7 |
| | -2 (オレンジ) | — | 8 |
| | -3 (ブルー) | — | 9 |
| | -4 (ヤマブキ) | — | 10 |
| | -5 (スミレ) | — | 11 |
| | -6 (シアン) | — | 12 |

ば写真-2 ①の水域は表-1に示すとおり11より16のレベルにあるが、本研究では、これを4倍に拡大した場合の濃淡映像と、カラースライス映像とに変換したものを利用している。写真-2 ③の映像はさらに低く7より12のレベルにあるが、このデータについては、16倍に拡大した濃淡映像を得ている。なお、筆者らはこれらの画像処理を専用の画像解析装置 Image-100 により行った。

b) Landsat 映像の水理学的判読

映像収集当日の潮流状況と MSS データ収集時刻との関係を、潮汐表²⁰⁾をもとにして図-6に示す。図-5のフロント形状と比較することにより、①、②、③のフロントは、おのおの南流から北流へのスラック時に降紀伊水道から播磨灘へ流入した海水の、①3時間後の北流最強時における状況、②北流から南流へのスラックにおける状況、③北流から南流に転じて3時間後の南流最強時であり、フロント周囲の内海水が鳴門海峡に向かって流れているにもかかわらず、フロントは播磨灘にとり残されている状況を示しているものと判読される。

鳴門海峡のような、両側の陸岸の突出した地形をもつ

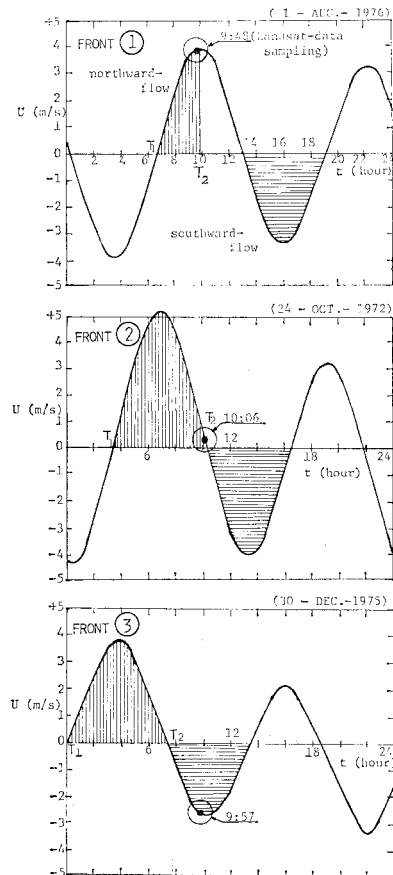


図-6 Landsat 映像収集時の潮流状況

海峡においては、左右2つの自由乱流境界層の中に、おのおの左旋、右旋するコーヒーレントな渦が存在し、これらが6時間にわたってカスケードアップして大スケールの渦となることは前に述べた。これらのことおよび③のフロントが②よりも播磨灘の方に進行しているという事実から、フロントの左右のふくらみは、おのおの、左旋・右旋する半径約1kmのline vortexであり、フロントはこれらの逆向き回転の1対のline vortexにより形成される渦対であると考えられる。①はこの渦対が生成・発達している途中、②は形成し終えた状態、③はこの渦対が互いに播磨灘向きの運動を誘起しあって、海峡に向かって流れている周囲の内海水の中を流れて逆らって海峡から遠ざかっているものと判読される。この右旋・左旋の1対の大スケール渦からなる渦対は、パイプからの渦輪に類似するが、この場合2個のline-vortexから形成される渦対であるため、“puff”と称することにする。

c) 地上観測データとの比較検討

以上のLandsat 映像判読結果を地上観測データによって検証することを目的として、(a) フロント直下の海水容積と海峡を通過して播磨灘に流入した海水容積との比較、(b) 潮流板調査結果との比較、(c) 海峡周辺の恒流図との比較、(d) 残潮現象の検討、の4点を検討した。

(a) 海水容積の比較：表-2は、フロント直下の容積Vと、スラック時からデータ収集時までの間に北流により、鳴門海峡を通過して播磨灘に流れ込む海水容積Qすなわち海水交流量(図-6の縦線部に相当)を次式によって算定したものと比較したものである。なお、Vの計算に用いた水深は海図より求めた。

$$Q = 0.7 \times S \times \int_{T_1}^{T_2} u(t) dt \dots\dots\dots (1)$$

ここに、

0.7：定数、1/500地形模型水理実験により求めた

S：海峡横断面積 $3.31 \times 10^4 \text{ m}^2$

T_1, T_2 ：図-6に示す時刻

Landsat 映像からのフロントの判読の精度とVの計算に際しての仮定とを考慮すると両者は±50%の範囲で

表-2 海水容積の比較

| フロント No. | ① | ② | ③ |
|---------------------------------|------|------|------|
| V ($\times 10^9 \text{ m}^3$) | 1.07 | 1.84 | 0.94 |
| Q ($\times 10^9 \text{ m}^3$) | 0.64 | 1.83 | 1.42 |
| V/Q | 1.67 | 1.01 | 0.66 |

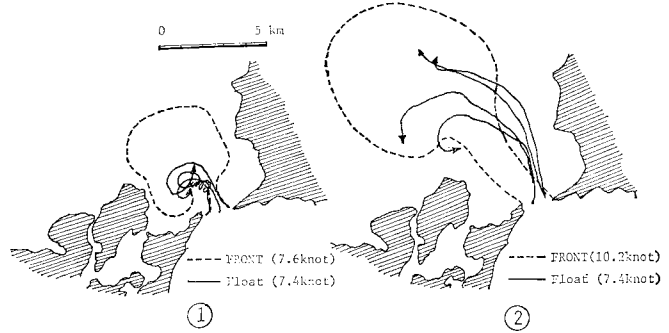


図-7 潮流板調査結果(浜田¹⁹⁾による)との比較

あっており、これらのフロントが海峡を通過して北上した水塊を表現していることの1つの裏づけを与えている。

(b) 潮流板調査結果との比較：図-7は、Landsat 映像解析により得られたフロントと、潮流板調査結果²¹⁾とを比較したものである。図-7①は北流最強時におけるフロントと、スラック時に海峡部に投入した潮流板の3時間にわたる流跡線とを比較したものであり、②は北流から南流へのスラック時におけるフロントと、北流最強時に海峡部に投入した潮流板の3時間にわたる流跡線とを比較したものである。図-7①から、潮流板の運動が大スケールの左旋の渦の形成の様子を示していると判断される。また②から、潮流流速の差異(北流最強時の潮流流速はフロントの場合10.2ノット、潮流板調査の場合7.4ノット)を考慮に入れば、北流終了時のフロントが北流最強時に海峡部に投入した潮流板の流跡線の包絡線に相当すること、および潮流板の挙動が左旋・右旋の大規模渦の形成の様子を示しているものと判断される。

(c) 恒流図との比較：図-8は、梅田²²⁾がフロートの追跡および小野式流速計による点測定の結果に基づいて得た恒流図である。大規模渦の挙動をもとに、このよ

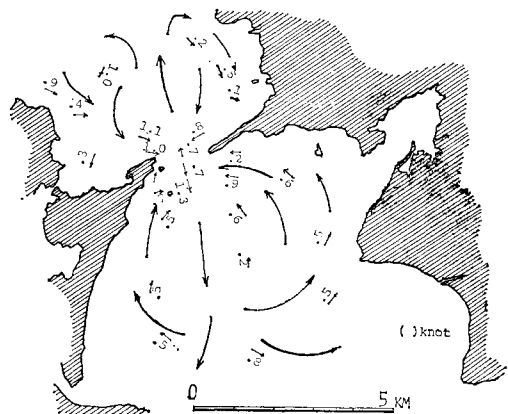
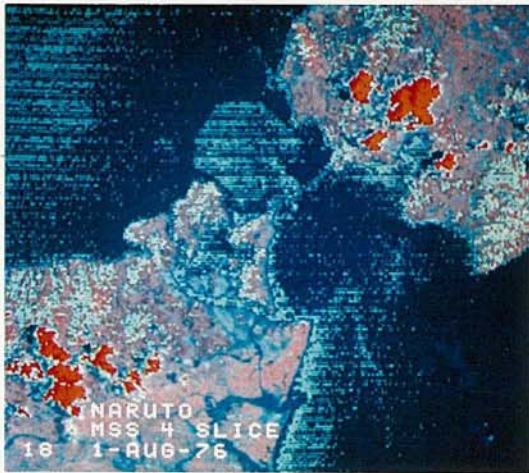


図-8 恒流図(梅田²²⁾による)



FRONT ①
9 : 48 A.M. 1-AUG.-1976 (MSS-4 SLICE)



FRONT ④
10 : 06 A.M. 24-OCT.-1972 (MSS-4 SLICE)

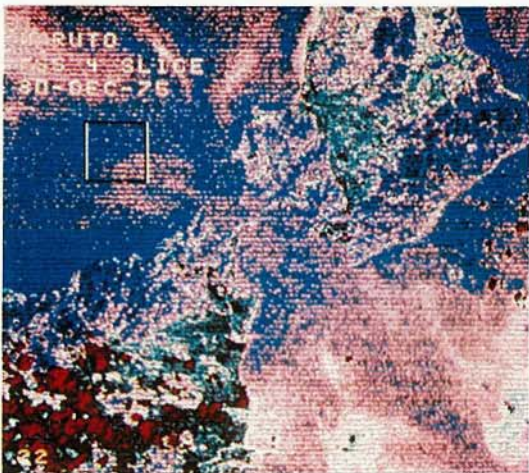


FRONT ②
10 : 06 A.M. 24-OCT.-1972 (MSS-4 SLICE)



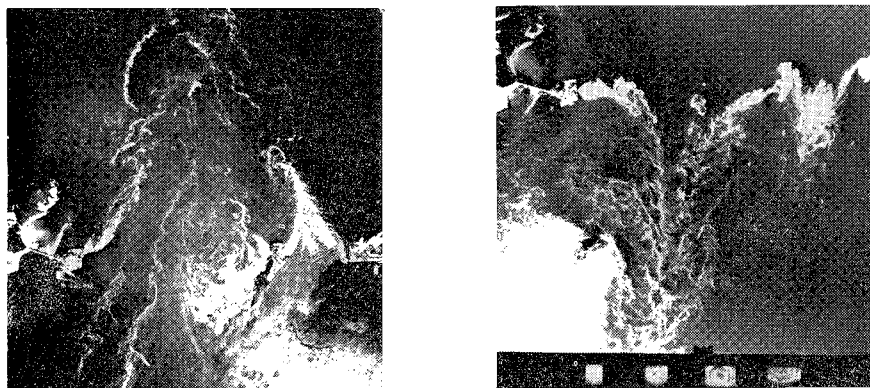
FRONT ⑤
9 : 48 A.M. 1-AUG.-1976 (MSS-4)

写真-3 友ヶ島水道水域の Landsat 映像



FRONT ③
9 : 57 A.M. 30-DEC.-1975 (MSS-4 SLICE)

写真-2 鳴門海峡水域の Landsat 映像



(A) 北 流

(B) 南 流

写真-1 鳴門海峡における自由乱流境界層と coherent な渦

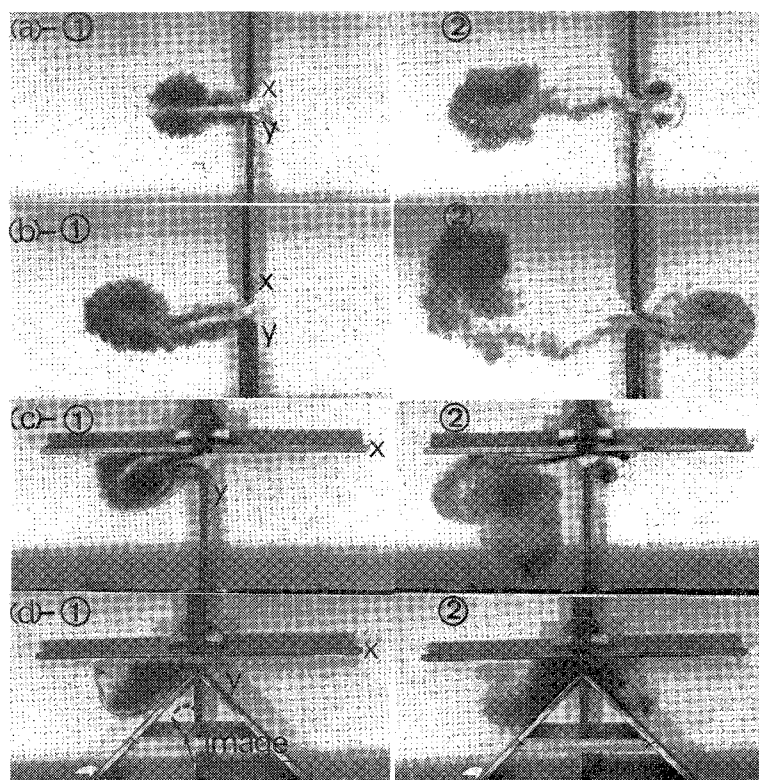


写真-4 海峡地形と tidal-exchange 能力 (水理実験)

うな恒流が本水域に存在することの説明が 4. においてなされる。

(d) 残潮現象の検討: “残潮” 現象は, 南流(北流)から北流(南流)へ転流した後においても, なお海峡南(北)側数海里にわたって観察される南(北)向きの潮流を指し, 海峡における潮時を誤認する一つの要因として古くから航海者の間に知られている現象である。潮汐表²⁰⁾には, “海峡狭部がすでに南流から北流に転流した後, 狭部の南方数海里にわたり残潮という南流の余勢が存在し, 狭部の転流後 1 時間にわたり流れることがある。海峡狭部が北流から南流に転じた後, 海峡南側海面と同様に, 海峡の北方数海里にわたってなお北流する残潮が存在することがある。小鳴門においては小鳴門よりも約 20 分早く転流する”と記されている。この残潮現象もまた大スケールの渦の挙動をもとに説明できることが 4. において示される。

以上の地上観測結果との比較検討作業により, Landsat 映像に示されたフロントが本論でいうところの puff であることが推論され, さらに, puff という物理現象をもとにして, 従来の地上観測結果が矛盾なく説明できるものと考えられる。

(2) 友ヶ島水道のリモートセンシング

鳴門海峡と似た地形形状をもつ友ヶ島水道の Landsat 映像解析を行い, 写真-3 に示す ④, ⑤ の大スケール渦と考えられる 2 つの映像を得た。図-9 は, 潮流状況と情報収集時刻との関係を示したものである。映像 ④ は北流最強時から約 2 時間後の状況であり, 北流による puff がほぼ形成し終えた状況を示し, ⑤ は海峡においては北流開始後 1 時間 45 分後の状況であり, その前の南流によって形成された puff が紀伊水道を南下しつつあることを示しているものと考えられる。なお, 友ヶ島水道においては, 筆者らの知る限り地上観測データがほとんどなくそれとの比較検討作業は行われていない。

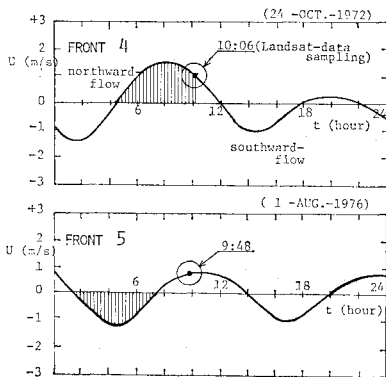


図-9 映像収集時の潮流状況(友ヶ島水道)

4. puff モデル——tidal-exchange の物理モデル——の提案

Landsat 映像解析によってその存在が明らかにされた, 6 時間・数 km スケールの 1 対の line-vortex からなる渦対 (puff) の運動を基礎として, 鳴門海峡のような両側の陸地が突出する地形をもつ海峡における tidal-exchange 現象の物理的機構として, 以下の “puff モデル” を提案する。

図-10 は puff モデルを模式的に示したものであり, (A) は海峡部の潮流の状況を, (B)-①~⑤ は (A) に示す各潮流時における puff の挙動を示したものである。以下順を追ってその挙動を述べる。

- ① 潮流と両側の陸地との接点から渦度が剥離し, 左右 2 本の自由乱流境界層を形成する。自由乱流境界層中の渦度はカスケードアップしやすく, 小スケールのコーヒーレントな渦を形成する。
- ②~③ 小スケールの渦は 6 時間にわたってさらにカスケードアップして, 左岸からは左旋, 右岸からは右旋の 1 対の数 km スケールの line-vortex を形成する。1 対の line-vortex は puff を形成し, 発達を続ける。それに伴い, puff は渦対固有の誘導速度で前進し, 周囲水は puff の外側をまわり込んで海峡に向かう。
- ④ 北流半潮が終了し, puff の形成が終了する。
- ⑤ 南流が始まる。puff は固有の誘導速度で北上する。3. に示した残潮現象は puff の中央部において, この誘導速度と, 渦の回転速度との和として生じるものと推測される。なお, 点線で囲んだ部分はその直下の海水容積が, この南流半潮時に, 海峡を北から南へ通過することを示している。

このような過程をたどることにより, tidal-exchange が行われるものと考えられる。

puff による tidal-exchange の要因としては, (1) puff の形状による効果, および (2) puff の自己誘導速

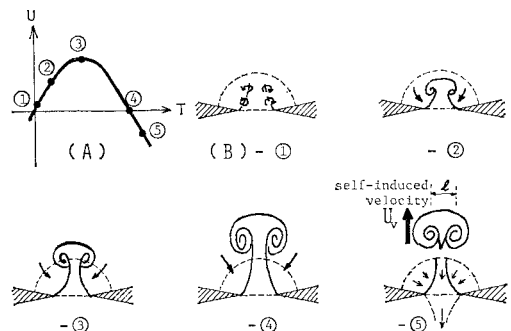


図-10 puff モデル

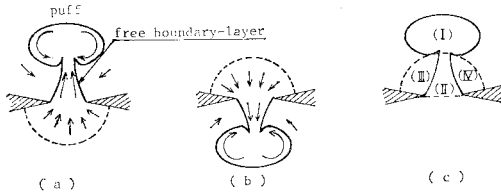


図-11 puff 形状による tidal-exchange 効果

度の効果の2つをあげることができる。(1)の効果により1日・海峡スケールの tidal-exchange が、(2)の効果により、その数十日・灘スケールの海水交換への寄与が説明される。

(1) puff の形状による効果——1日スケールの tidal-exchange ——

図-11 は、tidal-exchange 進行の過程における puff の形状による効果を模式的に示すものである。

(a) は北向き半潮が終了した状況を示す。2次元スリットからの吹き出し流れとのアナロジーから推測できるように、海峡を挟んでの吸い込み側においては、図の点線部の海水が全断面を有効に使って一様に海峡に向かって流れ込むのに対し、吹き出し側においては、海峡の両側の渦度発生点からの2本の自由乱流境界層により有効断面の縮められた puff を形成し、双方の流線は著しく非対称である。

(b) は、(a) より約6時間後の、次の南流半潮終了時の状況を示したものである。

(c) は、(a) と (b) とをまとめたものであり、吸い込みと吹き出し、おのおのの流線間の非対称性に基づいて、海峡部に tidal-exchange が生じることを示している。また、3. に示した恒流の存在は、この流線の非対称性によって説明できる。

いま (c) において、潮流が海峡を通過する際の周囲水の取り込みを無視できるものと仮定して、北流半潮時に海峡を北向きに通過する海水容積すなわち海水交流量を

$$Q = V_{(I)} + V_{(II)} \dots \dots \dots (2)$$

とおき、次の南流半潮時に南向きに通過する海水容積を

$$Q' = V_{(III)} + V_{(IV)} + V_{(V)} \dots \dots \dots (3)$$

とおけば、最初に海峡の南側にあった (I) の部分は、北流・南流1周期終了の後には海峡北側に留まる。したがって、この北流・南流1周期を通じての海峡部の海水交換量は、

$$Q_0 = V_{(I)} \dots \dots \dots (4)$$

海水交換率はこの海水交換量 Q_0 と海水交流量 Q との比として定義され、

$$r = \frac{Q_0}{Q} \dots \dots \dots (5)$$

このような海水交換の量を決める領域 (I)~(IV) の位

置・大きさ、すなわち puff の位置・形状、吸い込み側の流入範囲などは海峡固有の潮流・地形条件に大きく左右される。その決定にあたっては、運動のスケールの大きさからいって通常の地上現地観測手法を適用することは難しく、本論ではリモートセンシングを導入した現地観測および水理実験の結果を用いて定めることとした。

以上のように、問題を1潮時、12時間に限れば、式(4)に示すような海水交換が生じると考えられる。しかしながら、数日スケールの海水交換効果を考えると、1潮時終了後形成された puff が、海峡部より遠ざからない限り、puff は海峡近傍水域にとどまり、上述の海水交換の効果は、数潮を重ねるうちに、海峡近傍数 km の水域の海水を均一に混合する効果をもつだけであろうと考えられる。

(2) puff の自己誘導運動による効果——灘スケールの海水交換への寄与——

puff は、右旋・左旋の渦からなる渦対固有の自己誘導運動により海峡を背にして遠ざかるようとする性質をもつ。この効果を考えることにより、(1)で論じた1潮時・海峡スケールの tidal-exchange が数十日・灘スケールの海水交換現象の境界条件として寄与し得ることが示される。

図-10の(B)-5は、すでに南流にはいり、海峡においては南向きの潮流があるにもかかわらず、puff は北向きに、自己誘導速度 U_V の速度で海峡から離脱してゆく状況を示している。いま、簡単のために puff が対称であると仮定し、2つの渦の強さを Γ 、 $-\Gamma$ 、渦の間隔を l とおけば、 U_V は、

$$U_V = \frac{\Gamma}{2\pi l} \dots \dots \dots (6)$$

この大スケールの渦は、北流半潮約6時間にわたり、海峡両側の渦度発生点から生じる渦度が cascade up したものであるから、 Γ はその渦度の総和である。渦度発生点からの、単位時間あたり渦度発生率 ω_{flux} は、

$$\omega_{flux} = \frac{1}{2} u^2(t) \dots \dots \dots (7)$$

したがって、

$$\Gamma = \alpha \int_0^T \frac{1}{2} u^2(t) dt, \alpha \leq 1 \dots \dots \dots (8)$$

ここに、

$u(t)$: 時間 t における潮流流速で潮汐表により求めることができる。

α : 海峡部に発生した渦度の6時間にわたる cascade-up の過程における渦度集積の効率を表すパラメーターで地形その他の影響の効果を総合したもの。乱流境界層の中に coherent な渦を形成しやすい海峡地形であるほど α は

大きい値をとる。渦の間隔 l と同じく、現地観測、水理実験などをもとに決めるべきものと考えられる。

以上のようにして、双方から陸地の突出した地形形状をもつ海峡における tidal-exchange の物理モデルが組み立てられた。puff の形状効果から評価した 1 潮時スケールの海水交換量 Q_0 、および交換率 r は、puff の自己誘導速度効果を考慮することによって、さらに、数十日・灘スケールの海水交換現象に寄与し得ることが示された。 V 、 r を支配する puff の形態、あるいは灘スケールの海水交換現象への寄与の程度を示すパラメーター U_p などは、本論の志向するところのリモートセンシングを導入した現地調査、水理実験などを総合したアプローチにより評価すべきものであると考えられる。

5. 海峡のもつ tidal-exchange 能力の評価

ここでは、先に大スケール渦生成の能力という観点から分類した (A) 鳴門海峡型、(B) 明石海峡型、(C) 関門海峡型、の 3 つの基本型のおのおのにつき、その tidal-exchange 能力を puff モデルに基づき評価する。また、Landsat 映像の得られた鳴門海峡、友ヶ島水道についてその概算を行い、鳴門海峡におけるフロント ③を例にとり、渦度の集積効率 α を求める。さらに、これらの評価を水理実験により定性的に検証する。

(1) puff モデルによる評価

図-12 は、海峡の 3 つの基本型のおのおのにつき、大スケール渦生成の能力と、tidal-exchange 能力との関係を模式的に示したものである。

(A) 鳴門海峡型

puff を形成し、tidal-exchange の能力は高い。Landsat 映像の得られた鳴門海峡、友ヶ島水道につき、式 (4)、(5) から海水交換量 Q_0 、交換率 r の概算を行い、表-3 に示す結果を得た。鳴門海峡は、従来、拡散方程式モデル、box モデルなどの数学的モデルによる解析により、海水交換率 r は 10~20% といわれている。本論で得られた 60~70% という値はこれに比べて相当大きい値を示すが、現段階では Landsat 映像資料は十分とはいえず、特に紀伊水道側の puff についての資料が不

表-3 海水交換量の概算

| フロント No. | ① | ② | ③ | ④ | ⑤ |
|---------------------------------|------|------|------|-------|------|
| $Q_0 (\times 10^9 \text{ m}^3)$ | — | 1.36 | 0.94 | 1.67 | 1.81 |
| $Q (\times 10^9 \text{ m}^3)$ | 0.64 | 1.83 | 1.42 | 4.91 | 2.87 |
| $r = \frac{Q_0}{Q}$ | — | 0.74 | 0.66 | 0.34 | 0.63 |
| | 鳴門海峡 | | | 友ヶ島水道 | |

足していることから、検証を得るにはいっそうのデータ収集・解析および実験的検討が必要であろう。ここで鳴門における puff 形成への渦度集積効率 α を図-5 中の puff ③ について概算する。潮流の時間スケールは潮の大小にかかわらず 6 時間と固定されることから、海峡に垂直方向の puff の形成の長さスケールは主流流速に比例するとみなせば、図-5 中の puff ② との比較から、puff ③ は南流への slack 時における puff 形成終了後 2 時間 39 分後に播磨灘に向かって約 4 km 進行したものと推定される。こうして得られた puff の進行速度 0.42 m/s と渦間隔 4 km とから式 (6) により $\Gamma = 1.1 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ を得る。一方、1 潮時 6 時間の間に海峡部で発生した渦度がすべてカスケードアップしたものとすれば、式 (8) において $\alpha = 1$ とおくことにより $\Gamma = 9 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ を得る。したがって式 (8) により $\alpha = 0.12$ を得る。すなわち、puff の内部には海峡より生じた渦度の約 10% がカスケードアップされているものと考えられる。

(B) 明石海峡型

淡路側では渦度の剥離が生じ、1 個の大スケールの渦を形成するが、明石側では壁面乱流境界層であり渦度がカスケードアップしにくいために、大スケールの渦は生じない。したがって puff は形成されず、特にその誘導速度の効果が省かれるのみならず、淡路側の大スケールの渦は、図-12 (B) に示すように淡路の陸岸を挟んで対称の位置の自分自身の鏡像との間の誘導速度により、むしろ海峡部にとどまるような振舞いをする。したがって、明石海峡においては、潮流により海峡を往復する海水の絶対量は大きいにもかかわらず、海水の実質部分の tidal-exchange 能力は小さく、また 1 日・海峡スケールの tidal-exchange が数十日・灘スケールの海水交換に直接には結びつきにくいものと考えられる。

(C) 関門海峡型

双方の陸地がなだらかな地形を呈するため、海峡は両陸岸から発達した壁面乱流境界層中の大きささまざまなスケールの渦により満たされる。tidal-exchange 能力は小さい。このような地形においては、渦スケールは海峡の長さのスケールよりオーダーが小さく、従来の拡散方程式モデルあるいはボックスモデルの適用が有効であろう。

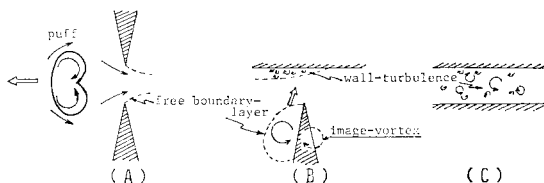


図-12 海峡地形と tidal-exchange 能力

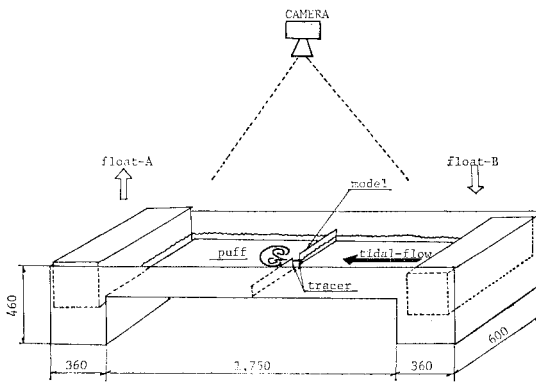


図-13 実験装置

(2) 水理実験による検証

puff モデルの妥当性と、大スケール渦生成能力および tidal-exchange 能力に及ぼす海峡地形の効果とを定性的に検証する目的で水理実験を行った。図-13 に示す水槽を用い、両側のフロートを上下することにより往復流を生ぜしめ、水槽中央部に設けた各種形状の海峡模型による大スケール渦生成の様子を染料による可視化と写真撮影により観察し、写真-4 に示す結果を得た。(a), (b) は鳴門海峡型、(c), (d) は明石海峡を対象としたもので、① は最初の半潮の左向き潮流の状況、② は次の半潮右向き潮流の状況を示している。

(a) 鳴門海峡型で対称な地形形状の場合。対称の2個の大スケール渦からなる puff が形成され、tidal-exchange が効果的に行われている。

(b) 鳴門海峡型ではあるが、海峡地形は対称ではなく、y-岸の方が突出の度合いが鈍い形状をなしている。したがって x-岸の方の渦のカスケードアップ過程がより効果的に行われ、その結果 puff は強い渦の形成される x-岸の方に曲がってゆく軌跡をとる。したがって、1日スケールの tidal-exchange 能力は、(a) との差はあまりないが、よりスケールの大きい灘スケールの海水交換現象への寄与という点では (a) に劣る。鳴門海峡北流時においては、写真-2、図-5 から判断して、鳴門側の渦が強いものと推測される。また、これらのことから、逆に、海峡部に発生した渦度の大スケール渦へのカスケードアップ過程を制御することにより、工学的に tidal-exchange を制御し得る可能性が得られる。

(c) 明石海峡型であり、大規模な渦は淡路側に1個形成され、海峡近傍水域にとどまる。

(d) 明石海峡型であるが、y-岸の突出の度合いが鈍い。この場合、大スケール渦は y-岸に生じる鏡像との間の誘導運動により海峡に向かう運動が生じ、②の逆向き潮流時には海峡に吸い込まれている。

以上の puff モデルに基づく考察および水理実験により、海峡における大スケール渦生成の様子と tidal-exchange 能力とが海峡地形との関連から定性的に明らかにされ、さらに tidal-exchange 現象の工学的制御の可能性が得られた。puff の形成に及ぼす各種地形、潮流などの要因の定量的なパラメーター化の作業は、Landsat 映像解析、相似則に基づく系統的な水理実験などにより明らかにされるべき今後の課題として残された。

6. 結 語

海峡部水理の現地調査研究は、従来主として固定点に設置したセンサーによるオイラー的測定、および潮流板の追跡調査により行われていた。しかし、これらの方法では、潮流と海峡部との間のシアによるコーヒレントな渦、あるいは大スケールの渦のような非定常・大スケールの水理現象を把握することができなかったために、海峡の水理現象はその物理的イメージが不鮮明であり、したがって理論・実験研究は拡散方程式モデル・ボックスモデル、数値シミュレーションなどの数学モデルの研究に限られていた。

本論では、Landsat MSS によるリモートセンシングを導入することによって、海峡における6時間・数 km にわたる渦のカスケードアップ過程を把握し、その結果生じた大スケール渦の運動をもとにして海峡における水理現象およびその結果として生じる tidal-exchange の物理的な機構とその支配要因を明らかにすることができた。また、こうして得られた物理現象のイメージ——本論の場合は大スケール渦の形成および自己誘導運動の過程——によって、従来の現地地上観測によって得られた資料を統一的に矛盾なく説明することができた。

このように、大スケールの海象水理現象の観測にリモートセンシングを導入し、その物理的イメージを明らかにすることができる場合、現地観測体制は、その物理現象を支配する種々のパラメーター——本論の場合には渦度集積効率 α 、puff の2つの渦の間隔 l など——の把握という具体的な目標のもとに、効率よく計画・実施されるものと考えられる。特に、近年種々のリモートセンシングが利用しやすくなりつつあることを考慮すると、単に海峡水理のみならず、一般の海象水理観測体制の今後とすべき方向は、リモートセンシングによりその物理現象を把握しつつ、その現象を支配するパラメーターを現地地上観測、理論解析、実験により総合的に決めてゆくような、いわば“現地実験”の性格をもつものであると考えられる。

従来の海峡水理の理論・実験研究は、上述の現地地上調査手法の限界の問題ともからんで、主として数学モデ

ルの解析が行われてきた。しかしながら、数学モデルの研究手法によっては現状の説明を与えることは可能であるにしても、たとえば海中土木構造物による潮流の乱流境界層制御のような工学的問題の解決に際して実際的な情報を得るにはあまり有効な方法ではない。

本論においては、リモートセンシングの応用により、海峡の tidal-exchange が大スケール渦によってもたらされることを示すことができた。また、海峡における激しい海水鉛直混合が海峡背部の自由乱流境界層中のコーヒーレントな渦に起因する上昇流によりもたらされることをすでに示した¹⁵⁾。

今後の海峡水理の理論・実験研究は海峡におけるシア一により発生した渦度のコーヒーレントな渦、あるいは大スケール渦へのカスケードアップ過程およびその工学的制御に着目した研究に力を注ぐべきであると考えられる。本論で得られたおもな結論は以下のとおりである。

(1) 海峡水理の研究においては、従来の数学モデルの研究に加えて、海峡で発生した渦度のカスケードアップ過程と、その結果生じるコーヒーレントな渦、さらには大スケールの渦に着目した、より物理的なアプローチが必要である。

(2) 海峡の後流中の乱流境界層内のコーヒーレントな渦および大スケール渦へのカスケードアップしやすさの観点から、瀬戸内海と外海とを結ぶ5つの地形形状を3つの基本型に分類した。

(3) 海峡における大スケールの渦現象への Landsat リモートセンシングの適用を鳴門海峡および友ヶ島水道を対象として行い、6時間・数 km スケールの line-vortex からなる渦対——puff——を見出した。

(4) puff の存在が、既往の現地地上観測データとの比較検討作業によって裏づけられた。

(5) puff の挙動をもとにして、海峡における tidal-exchange の物理モデル——puff モデル——を提案した。puff 形状に起因する1日・海峡スケールの tidal-exchange が、puff の誘導速度の効果により、数十日・灘スケールの海水交換に寄与し得ることが示された。

(6) puff モデルに基づき、海峡のもつ tidal-exchange 能力を海峡地形形状により分類し、実験により検証した。また、この物理モデルにより tidal-exchange 制御のための工学的方策の研究の方向づけが得られた。

(7) リモートセンシングを組み入れた、今後の海峡水理研究の方向が示された。

謝 辞：本研究の機会を与えられた東京理科大学丸安隆和教授、および実験に協力願った学生諸氏に深甚の謝意を表す次第です。なお、本研究は昭和54年度文

部省科学研究費を受けて行われたものである。

参 考 文 献

- 1) 大西外明・田中總太郎：Landsat による急傾斜湾内密度流フロントの観測と安定性に関する考察，土木学会論文報告集，第292号，1979。
- 2) 大西外明・西村 司：リモートセンシングによる河口拡散調査と密度流論的検討，土木学会論文報告集，第289号，pp. 75~87，1979。
- 3) 速水頌一郎・宇野木早苗：瀬戸内海における海水の交流と物質の拡散，第17回海講，pp. 385~393，1970。
- 4) Sugimoto, T. : Effect of Boundary Geometries on Tidal Currents and Tidal Mixing, J. Oceanogr. Soc. Japan, 31, pp. 1~14, 1975。
- 5) Onishi, Y. : A numerical Study on the Tidal Residual Flow, J. Oceanogr. Soc. Japan, 33, pp. 207~218, 1977。
- 6) Yanagi, T. : Fundamental Study on the Tidal Residual Circulation—I, J. Oceanogr. Soc. Japan, 32, pp. 199~208, 1976。
- 7) Yanagi, T. : Fundamental Study on the Tidal Residual Circulation—II, J. Oceanogr. Soc. Japan, 34, pp. 67~72, 1978。
- 8) 速水頌一郎・福尾義明・依田大介：明石海峡による播磨灘と大阪湾の海水交流について，第3回海講，pp. 49~53，1956。
- 9) 中田英昭・平野敏行：瀬戸水域における海水の交流・交換について，水産研究会報第29号，pp. 7~14，1976。
- 10) 今里哲久・淡路敏之ほか：内湾における混合と変換(II)——鳴門・明石海峡を通しての海水交換，日本海洋学会春季大会要旨集，pp. 74~75，1979。
- 11) 柏井 誠：TIDAL VORTEX (その1) TIDAL VORTEX の LIFE HISTORY，日本海洋学会秋季大会要旨集，pp. 188~189，1976。
- 12) 柏井 誠：TIDAL VORTEX (その2) TIDAL VORTEX と湾内の環流，日本海洋学会秋季大会要旨集，pp. 190~191，1976。
- 13) Winant, D.D. and F.K. Browand : Vortex Pairing; The Mechanism of Turbulent Mixing Layer Growth at Moderate Reynolds Number, J. Fluid Mech., 63, part 2, pp. 237~255, 1973。
- 14) Brown, G.L. and A. Roshko : On Density Effects and Large Structure in Turbulent Mixing Layers, J. Fluid Mech., 64, part 4, pp. 775~816, 1974。
- 15) 大西外明・西村 司：渦水域における上昇流の観測とその発生機構に関する考察，第23回水講，pp. 123~130，1979。
- 16) Davies, P.O.A.L. and A.J. Yule : Coherent Structures in Turbulence, J. Fluid Mech., 69, part 3, pp. 513~537, 1975。
- 17) 丸安隆和：鳴門海峡における渦潮等の追跡調査及び検討(資料集)，1978。
- 18) 海上保安庁：鳴門海峡・友ヶ島水道・明石海峡潮流図，1966。
- 19) たとえば Skylab Earth Resources Data Catalog, J.S.C. 09016, National Aeronautics and Space Administration, Lindon B. Johnson Space Center, Houston, Texas, 1974。
- 20) 海上保安庁：潮汐表第1巻日本及び付近。
- 21) 浜田尚雄ほか：鳴門海峡流況調査結果，本四漁業影響調査報告(第16号)，pp. 130~178，1978。
- 22) 梅田次昌：鳴門の潮流，水路要報第59号，1959。

(1979.6.12・受付)