

対馬暖流の実測

西 田 英 男

(海上保安大学校)

1. 緒 言

対馬暖流は対馬海峡に端を發し、日本海の南部をいくつもの分枝に分かれて流れる海流として知られている。日本海南部の海況はこの対馬暖流によって支配されているといっても過言ではないであろう。そして、この海況が漁業、生物生産などにも大きく影響するために、それらの分野を研究対象としている人にとっても、対馬暖流の構造、また、その変動のメカニズムなどは多大な関心事であろう。

海洋物理を専門とするものにとって、海流の流れの分布やまたその変化などの様子は重要な分野をなしている。その手法としては、流れの空間分布・時間変化に対して流体力学的な原理を応用して理解することを目的とし、さらに未来に対しての変化を予測しようとする。また、観測の立場から言えば、流れの空間的・時間的分布に対しての正確な情報を与えるべく組織だったデータを取りその解釈を行うということになる。これに対して、漁業などの立場から見ると水温を主体とした海況が最も関心の大きなものであろう。その点で、流れを中心とした海洋物理の研究者が対馬暖流に対して持つイメージと異なるイメージを持っている事は充分に考えられる。この一文においては、海洋物理を専門としない人のために海洋物理では対馬暖流に対してどういうイメージを抱いているか、それも観測データからどの様な描像を抱いているかを説明することを目的とする。

第 2 章では様々な海流観測の手段について説明を行う。その中では近年よく使われるようになった ADCP について比較的詳しい解説を行う。第 3 章では日本海における対馬暖流の描像について、また第 4 章では対馬海峡における対馬暖流の描像について解説を行うことにする。

2. 海流観測手段

外洋における流れの観測手段は様ざまのものが考えられ、また実用化され、それらから得られたデータが海流のイメージの構築に役に立っている。それらの方法はそれぞれに長所も短所もあり、また、歴史的に異なった経緯を持っている。

この章では外洋における流れの観測手段についての簡単な解説を行うことにする。

2. 1 方 法

観測手段を大きく直接手段と間接手段に分けることにする。間接手段として位置づけられる地衡流推算は海流観測手段のひとつと考えるのには些か異論のある向きもあるかも知れないが、流れの立場から見れば重要な海流観測手段のひとつなのである。

(1) 直接的手段

偏 流：かつては表面海流をはかる手段としてはこの方法しかなかった。グローバルな表面海流

像の構築には大きく役にたった方法である。現在でも海洋データセンターに集められている世界の海流データの個数の中では一番数が多い（たとえばG E Kの10倍以上ある。しかしながら、日本近海においては個数の関係は逆転してG E Kの方が多くなる）。長所としては船の航海中に位置を測定するという基本動作だけで測定できるため手軽にデータが得られるという事があげられ、集められたデータ個数が多いのはこの理由による。短所としては、かなり広い海域の平均値しかデータとして得られないことにある。即ち、未知の海に対して大まかな海流像を得るのには適しているが、海況を細かくみたり、その微細な変動を問題にする場合には不適當とすることになる。現在の日本海の流れに対する我々の理解の程度は大まかな海流像を得るというレベルからははるかに進んでおり、偏流データが直接対馬暖流の研究に役立つということはあまりないような気がする。

G E K：第2次大戦戦後開発された手段である。海洋の調査を目的とした船には普通積んでいる装置でおなじみのものである。開発された当時の観測レベルから言えば、船が航行中に測定できかつ偏流などと比べると海域平均値ではなくポイントデータになるので観測手段として広く採用されることになったものである。しかし、観測原理そのものに未だ曖昧な点を残しており、他の観測手段、例えば地衡流推算などと比較することによって海洋物理の研究の質をあげるといった目的で使用されるほどにはデータの精度があがらなかった。データの精度が望むほどでないのは観測原理以外にもいくつか誤差が有り、その改良の方法もいくつか提案されたようであるが日の目は見ていないようである。ひとつおもしろい現象として、世界各国の中では日本が飛び抜けてG E Kデータの生産が多い。これは各国の海洋観測機関の組織的体制の違いが大きく影響しているのであろう。

係留系：時間的に連続データがとれるため、時間変化を考慮しなければならない現象（たとえば潮流）にとっては、必須の観測手段である。従来から内湾などの潮流の観測に広く用いられてきた。実現可能性の事をまったく考慮しなければ、係留系によって全海洋を埋め尽くすというのが空間的（深さ方向を考慮した3時限空間である）、時間的に完全なデータがとれるという点で理想の観測形態なのであるが、費用と手間の関係で残念ながらそうは行かない。外洋においては、ポイントとなる点だけに係留系を置いて他の観測手段と組み合わせて解析を行うという方法がよくとられる。見事な結果を出すこともあるが、整合性のとれていない結果に終わることも多い。主たる理由は係留系の得るデータが細かすぎる、即ち局所的過ぎて他のデータとのスケール的な整合性がとれていないことにあるように見える。

A D C P：最近急速にその利用が進んだ方法である。偏流のように航海中に測定できるので測定が簡易であること、空間的に密なデータがとれるため、G E Kに代わる手段として有望な方法である。また、表面のみならずある程度の深さまでのデータを取得することができる。ただし、まだ手法としての安定性に欠け、標準海流データとして確立されるために

は誤差の評価などまだやらなければならないことが多い。この問題については後の章で詳述する。

漂流ブイ：この方法はかつての漂流瓶の変形と考えるとよからう。漂流瓶による観測のように投下地点と漂着地点の2ヵ所の情報だけではなく、衛星を通じて連続的に位置が分かるため貴重なデータとなる。日本海においても興味ある結果の例がある。他の海流データが皆オイラー流のデータであるのに対し、これだけがラグランジュ流のデータとなっていて流体力学的に解釈をつけようとする戸惑うことがあり、他のデータとの整合性がまだ確立していない。

(ロ) 間接手段

地衡流推算：水温塩分のデータから密度（比容）を計算してある基準面から積分することによって流れを算出する。流れを直接測定することよりも水温塩分を鉛直的に測定することの方がむしろ容易であったため、今世紀の半ば頃から世界的に広く用いられている。さらに、表面以下の流れに関する情報も得られてきわめて貴重な海流情報を得る手段となっている。日本海の海況の描像はほとんどこの方法によって得られてきたといっても過言ではないであろう。この方法では、流れを求めるという観点から言えば2つの重大な仮定をしていることになる。この仮定とは無流面の仮定と地衡流の仮定そのものである。外洋では、地衡流の近似はほぼ成り立っているし、ある程度の深さに設定した無流面の仮定はそれほど悪いものではない。しかしながら、沿岸の近くになると、この両者とも近似が悪くなる。日本海の例で言えば、対馬暖流の沿岸分枝などではこの方法で流れを算出するのは無理ではないかと思われる。むしろ、流れがどれくらい地衡流とずれているかを検出することが流れの性質を理解することになり、ひいては予測につながるものである。そのため、流れの直接観測手段との併用はぜひとも必要なものである。日本海の海流の物理はおおまかな現象の理解からこの方面にやっとなり出そうとするレベルにある。

2. 2 ADCP

この章では、ADCPについてももう少し詳しい解説を行う。前述の通り、この測器は海流測定用として近年その利用が大きく進んだものである。そして、しばらくの間は海流測定用の主力機器として使用されることが予想される。しかしながら、どんな機器でもそうなのであるが、初期の頃には安定性を欠くことが多い。ADCPについてもそうであり、音波機器としての安定性、つまりハードウェア機器としての安定性と同時に、海流データに変換する際の測位データの取扱いなど計算ソフト上の安定性にも問題が解決されていない部分が多い。むしろ問題点としては後者の方が大きいかも知れない。そのため、日本海洋データセンター（JODC）においても、標準海流データとしての取扱がまだできない現状である。諸外国においても海流データとしての魅力は十分に感じているようであるが、精度評価が確立していないため、データの相互交換で支障を生ずる事から国際海洋観測プロジェクトの中で重要データとして取り上げられるまでに至っていない。

この章ではADCPのデータが精度上どんな問題を抱えているかについて筆者の経験した範囲内で解説を行うことにする。

(イ) 原理

測定原理については石井ら(1986)に詳しいのでそちらを参照して貰うことにして、船に装着した場合を例にとって簡単に概要だけを言えば次のような事になる(図1参照)。

まず、船底に取り付けた音波送受信機より音波ビームを水中に発射してその水中反射のドップラーシフトをとらえ、このドップラーシフトの量から音波発射体と反射に寄与した当該海水との速度差を求める。ビームをいくつかの方向に数本発射することによってベクトルの的に船の速度を求めることができる。これが船の対水速度である。また何らかの方法で船の地面に対する速度(船の対地速度)を求めることができると、両者の速度の差から水の地面に対する速度、つまり流速が求められる事になる。この関係をベクトルの的にかくと次のようになる。

$$V = V_g - V_w \tag{1}$$

ここで V は流速、 V_g は船の対地速度、 V_w は船の対水速度である。また、上述のなんらかの方法としては、船の測位データを用いる方法と音波の海底反射をとらえる方法とが考えられる。

(ロ) 誤差

ここでは計算された流速に混入してくる各種の誤差要因について述べることにする。いずれも筆者の経験したものである。

①船体ノイズ混入

スクリュウなど回転系からの雑音を受信機に混入する例が見られた事がある。水深によって混入状況が異なるため、直接の混入ではなく一回海底で反射をして来たものと推定された。詳しい説明は省略させていただくが、この雑音の混入によって鉛首方向の対水速度が実際よりも小さく計測されることになる。図2を見ると解るように症状として出てくるのは進行方向に向かう異常に大きな流速が計測されることになる。

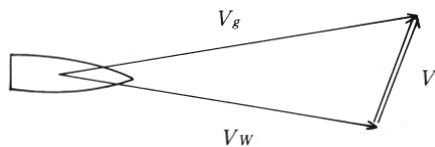


図1 ADCPの原理説明図。

V_w は対水速度、 V_g は対地速度である

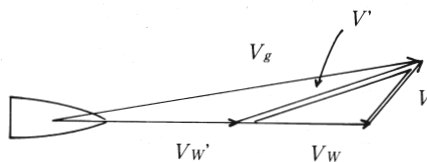


図2 船体ノイズ混入説明図。

ノイズにより、 V_w が $V'w$ として計測される。計算される流速は真の値が V であるのに対し、 V' として計算される

②ピッチングによるもの

ピッチングによる影響を考えるために、図3のように船がx-z面で角度 δ だけ回転した状況を想定する。

比較的、簡単に理解するためには、座標系そのものが回転したものと考えると良い。(x-z系からx'-z'系へ)。すると、測得された船速はx'-z'系のものであるから、測得船速 $V_{x'}$ と真の船速 V_x との間には次の関係が成り立つ。

$$V_{x'} = V_x \cos \delta \quad (2)$$

両者の差は

$$\begin{aligned} \Delta V &= V_{x'} - V_x \\ &= V_x (1 - \cos \delta) \end{aligned} \quad (3)$$

となる。これは瞬時値に対する結果であるが、実際は平均した値を用いるので、 V_x を一定として、

$$\begin{aligned} \overline{\Delta V} &= V_x (1 - \overline{\cos \delta}) \\ &= V_x \delta^2 / 4 \end{aligned} \quad (4)$$

但し、 δ はradian単位で計るものとする。例として、 $V_x = 15 \text{knot}$ 、 $\delta = 0.087$ (5°) とすると、 $\Delta V = 0.029 \text{knot}$ 程度になる。

ピッチングの影響については、上記のほかにもう1つ考えられる。そして、実用上はこの方が問題が大きい。これについては完全に原因が解っているわけではないが、現在知られている限りにおいて説明を加える。

ピッチングが激しくなると船首方向より船底に泡が混入する。そのために計測誤差を生じ始める。理由は現在のところ不明であるが、この計測ミスは専ら前方ビームに集中する。その効果は、船体雑音のケースと同様に、 V_x (船首方向の対水速度) を小さめに計算することになる。計算された海流値は①の場合と同じ船首方向に異常な流れを出すことになる。

③ローリングによるもの

ローリングの影響についてはピッチングの場合と似たような考えが適用できる。すなわち、(2・2)式と類似の式が V_y 方向について成り立つ。しかし、 y 方向においては船速はきわめて小さいのでローリングの影響は無視して差し支えないであろう。

④位置測定誤差

位置測定による誤差は、対地速度として測位装置を用いている場合に起きる。まず、簡単な場合として、図4のように短い時間間隔で位置を2回測定し、測定された位置から対地速度を求める場合を

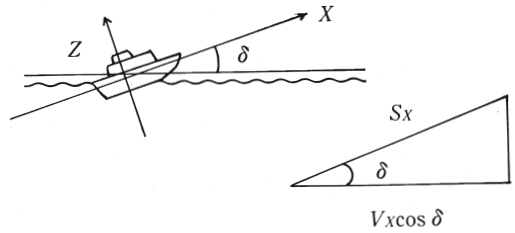


図3 ピッチングの影響.

船の船首方向が水平に対し
 δ だけ傾いている

考えてみる.

2点の位置ベクトルを r_1 , r_2 として, この間の平均対地速度 V_g は

$$V_g = (r_2 - r_1) / T$$

となる. ただし, T は時間間隔である.

ここで r_1 , r_2 が, ΔX_1 , ΔX_2 の測位誤差を持つとすると

$$\begin{aligned} V_{g'} &= ((r_2 + \Delta X_2) - (r_1 + \Delta X_1)) / T \\ &= (r_2 - r_1) / T + (\Delta X_2 - \Delta X_1) / T \\ &= V_g + \Delta V_g \end{aligned}$$

この式から見て, ΔV_g の大きさは, ほぼ位置誤差を時間間隔で割ったものに等しい. 具体的な例を計算してみる. 例えば, ロラン-Cの場合は1回の測定誤差は50m程度とすると, T を1分として

$$\begin{aligned} |\Delta V_g| &\sim 50\text{m}/60\text{秒} = 0.83\text{m/sec} \\ &= 1.6\text{knot} \end{aligned}$$

T を10分とすると $|\Delta V_g| \sim 0.16\text{knot}$ 位の値となる.

上記の例でもわかるように, ロラン-Cから対地速度を求める場合は, 通常の使用状態では10分平均程度はとらないと望ましい流速精度が得られない. 上の計算ではロラン-Cの1回の測位誤差を50m程度として計算したが, ロラン-Cの精度が安定的にいつもこの精度であるとは限らない. 測位装置について多少知識のある人なら解るようにロラン-Cの精度は海域によっても異なるし, その時々電波状態によっても異なるのである. そのため, 計算された海流値の精度を保持するためには測位精度のチェックが常に必要となるのである. これがデータの標準化を妨げている大きな原因である. 残念ながら, 今回問題となっている日本海ではロラン-Cの精度はあまりよくはない.

ロラン-Cの使用にはもう1つの大きな問題がある. それは, 船が変針をした場合である. 市販のロラン-C受信機は測位の安定性を保つため位置計算の段階である種の時間フィルターが入っている. つまり, 測定された位置は一つ一つが独立ではなく, 前の位置の延長上に計算され易くなっている. 図5にその様子をあらわす.

図5を見るとわかるように, 変針中の対地速度は真の値に比較して回転の外側の方に間違っ計測され易い. すぐわかるように計算される流速も同様に外側にふれる傾向がある. かりに10分間平均を使用したとするとこの影響は10分くらい残ることになる.

位置測定誤差の問題については精度のよい測位装置の導入がはかられば解決するかも知れない.

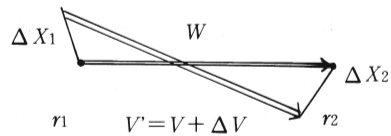


図4 船位測定による対地速度測定

例えばGPSの使用などが考えられるが、一般に利用可能なC/Aコードの場合測位精度は100m位であり、ロラン-Cより必ずしもよくなるわけではない。但しロラン-Cの使用できない海域も多くあるのでその場合は有効である。

一方、ロラン-Cの利用にも改良の余地がおおいにある。ロラン-Cの測位誤差には癖があり、例えば、誤差をもたらす要因の一つ電波伝播誤差などは短い時間間隔ではその特性が変化しない。そのため位置の絶対精度としては誤差が大きくても、位置の差である対地速度の精度はよくなる可能性がある。

⑤方位角測定誤差

方位角方向の誤差とは、図1に於けるx-y平面上での角度誤差である。具体的には、測定された船速 V_x （通常対水速度 V_s 、海底がつかまる場合は対地速度 V_g も）が地球固定座標において、ある角（ δ とする）だけの方位角誤差を持つと考える。

図6はこの方位角誤差が、流速の測定にどのくらいの誤差をもたらすかを説明したものである。 V_s' を測得された対水速度、 V_s を真の対水速度とする。この場合、 $V' = V_g - V_s'$ が測得流速、 $V = V_g - V_s$ が真の流速である。流速誤差は $V' - V$ によって求められる。

$$\begin{aligned} V' - V &= (V_g - V_s') - (V_g - V_s) \\ &= V_s - V_s' \end{aligned}$$

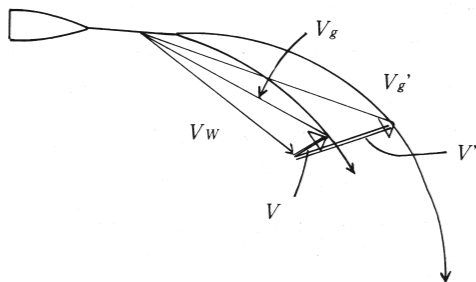


図5 変針による速度誤差。

真の値 V_g に対し、 V'_g として測定され、計算される速度も V から V' にかわる

方位角誤差

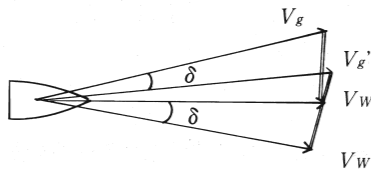
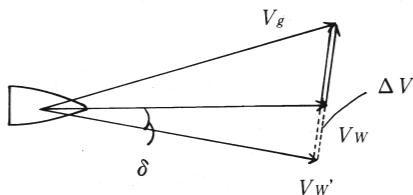


図6 方位角測定誤差

であるから、流速誤差の大きさは

$$\begin{aligned} |V' - V| &= |V_s - V_s'| \\ &= |V_s| \sin \delta \end{aligned}$$

となり、船速と角度とに依存する。船が15knotで走行しているとする、 $\delta = 1^\circ$ で0.26knot、 $\delta = 2^\circ$ の時は0.52knotの誤差になる。

図6の下の図で説明してあるが、対地速度を海底からの音波反射によって計算している場合は事情が異なってくる。この場合は対地速度も対水速度も両者方位角の誤差を持つことになり、測得流速も同じだけの角度誤差を持つことになる。誤差は角度だけであり、大きさには影響を及ぼさないで先の場合に比較して随分と罪が軽いといえる。

次に、どういう場合に方位角誤差が生じるかについて考えてみる。まず考えられるのは、送受波機の取り付け誤差である。ビームの方向が船体に対して正しく取り付けられていない場合は、その分だけの方位角誤差を生じる。次に、ジャイロを立ち上げたときに設定が甘いとその分だけの誤差を生じる事が考えられる。

最後に、音波ログの立ち上げのときに、(ジャイロ)の値を見ながら手で方向を入力しているが、この時の設定が不正確であると、同様の誤差をもたらす。現実問題としてはこの方が影響が大きいかも知れない

(イ) 対処法

(ロ)であげた誤差要因のうち、船体から発する雑音については、船体の手直しなどで雑音を減らすことは今のところ不可能であり、それぞれの船の音波特性を把握した上で運用によって解決をはかるしかないと思われる。

ピッチングによる泡のため前方ビームに計測ミスが発生する現象については、ソフト的に解決がつけられるかも知れない。例えば、後方の2ビームがもし本当に常に無事であるならば、 V_x を常にゼロとして後方2ビームだけで水平速度を求めることも可能である。しかしながら、まだ実験データが足りず、システムの組み込むことはできない。当分の間は経験的に処理を行うしか方法はない。

方位角誤差については、機器の設定を行うときに所用の注意を行っておくことが大事である。また観測途中で往復測流を行えば送受波機の取り付け誤差とジャイロの設定誤差を合わせたものが計算によって求めることができる。

測位誤差については現場段階で処理することはあまりなく、専らデータ処理のソフトウェアの改善によることになろう。

3. 日本海における対馬暖流の描像

3. 1 日本海の海流像

対馬暖流を含む日本海の海流像は必ずしもまだ確定したものが得られていない。対馬暖流は、全般的に流れが弱く、小さな空間スケールの渦もしくは蛇行が多く付随する等の特徴を持っている。その

ため、分かりやすい形で流線を描くことがむずかしいことが上記の理由の主なものとしてあげられるであろう。日本海全体をおおうような総観規模の観測は行われたことはあるが、観測密度が荒く、細かい空間スケールを描ききるには至っていない。さらに、対馬暖流には大きな季節変動がある。そのため、時期の異なる観測の結果が異なるイメージを提出するのは、季節変動のためであるとも考えられる。これもまた、明確な海流像の構築を阻む大きな原因である。

3. 2 3分枝説と蛇行説

3. 1に述べたような事情から、対馬暖流の海流像には歴史的にいくつかの説が提出されている。ここでは、近年でもよく取り上げられる3分枝説と蛇行説について簡単にふれておく（長沼, 1973, 図7参照）。

3分枝説と言うのは、対馬暖流は日本海で3つの分枝に分かれて東流していると言う説で、これらの分枝は日本沿岸よりから、それぞれ第1分枝、第2分枝、第3分枝と呼ばれる。一方、蛇行説と言うのは、対馬暖流は大きく蛇行する一本の流れが主流であるという説である。この両者とも観測の根拠はそれぞれにあるのであるが、どちらの場合にも暖水の北への張り出しと冷水の北からの突っ込みは交錯しており、その差は、冷暖水塊が切離した孤立水塊となっているか（3分枝の場合）、北もしくは南の親水塊とつながっているか（蛇行説の場合）にあるように見受けられる。

以上に両説のあらましを述べたが、これらの説はどちらかが絶対的に正しいと言うのではなく、それぞれの性質をある程度持った状態が本当の所で、対馬暖流そのものの変動に伴い、どちらかの性質がよりよく現われるというのが実際に近いであろう。これに関して、長沼（1977）は、夏季には分枝状の流れが目立ち、冬季には蛇行状の構造が目立つと述べている。また、周東（1982）は3分枝説の根拠となった観測年と蛇行説の出された観測年の長期的な水温の傾向の違いに着目し、永年変動の影響を示唆している。近年においては平行型、蛇行型と言う表現を用いて、この両者を対馬暖流のパターンと認識して、その変動を研究する方向に向かっているようである。

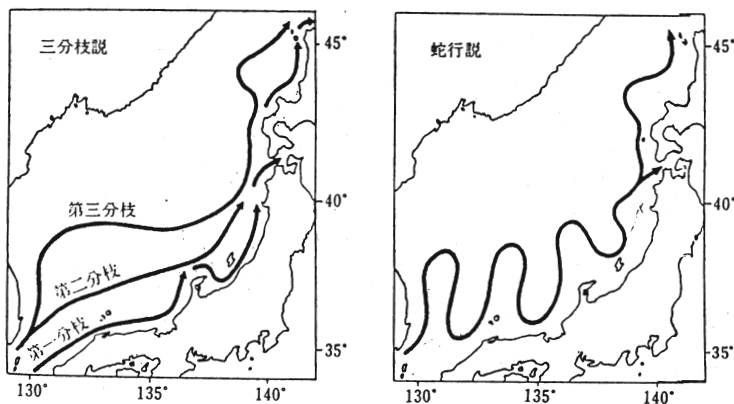


図7 三分枝説と蛇行説. 長沼（1988）による

3. 3 海流統計から見た対馬暖流

G E Kを主体とした直接測流データの統計である日本近海海流統計図（日本海洋資料センター，図8参照）を見ると，日本の沿岸沿いには四季を通じて東流が見られ，安定度もよい．これは対馬暖流第一分枝（沿岸分枝と呼ばれることもある）に相当しており，対馬暖流第一分枝が比較的安定的に存在していることを示しているものと考えられる．

一方，沖合部（対馬暖流主流域とも呼ばれる）に目を転じてみると，対馬暖流の各分枝が収束してくる入道埼沖を除いて流れの方向はバラバラであり，安定度も悪い．これは渦または蛇行状の構造が卓越してかつその変化も激しいことを示している．データの数は極端に少なくなるが北緯40度付近には，安定的に東流の見られる場所が散在する．この海域は表面水温で明確な境目の見られる亜寒帯前線域であり，3分枝説で言うところの第3分枝のある場所に相当する．しかしながら，データの数は少なく，この事実が，そのまま，短絡的に東流する第3分枝の安定的な存在を示しているとは考えにくい．

3. 4 海流変動

前述の日本近海海流統計図（図8）を見ると，対馬暖流第一分枝には明らかに季節変動が見られる．この統計はベクトル平均であるので瞬時瞬時に測定される流速よりは弱めに計算されるが，夏季には0.5ノット程度の値を持っているのが冬季にはおおむね半分程度に落ちる．それより沖側のいわゆる対馬暖流主流部では対馬暖流自身のパターンの変動が大きいので，海流値より統計的変動を求めるとはむずかしい．しかしながら，秋田沖では対馬暖流の各分枝が合流して流路の安定がよいので，ここにおける流れを対馬暖流の強さの指標とすることがよく行われる．TOHAは各種報告を整理して，対馬暖流の変動を秋田沖の測線をよこぎる流量の形で求めた．それによると，流量の総平均， $2.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ に対し，季節変動として $1.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ の値を持っている．この変動は前述の海流統計図にも見られる．

永年変動について次に見てみる．長沼（1989）は各種データを集め総合的に対馬暖流のパターンを判断して，平行型（3分枝型）と蛇行型の出現を時系列で並べるという試みをしている．その結果に基づき，長沼はこの両パターンの出現には6年程度の周期がある事を述べている．またTOHAは，秋田沖の流量には， $0.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 程度の永年変動の変動幅があることを示している．

3. 5 観測例

ここでは最近の対馬暖流の観測例をいくつか紹介することにする．

(i) 海流図

海流図として出版されている例として，第9管区海上保安本部から発行されている海洋速報を例としてあげる（図9参照）．図9-1は表面海流図である．表面海流の分布は一見バラバラの様相を呈しており，必ずしも際だった主流部が見られるわけではないが，一応対馬暖流主流部と目される部分が2重線で表示されている．この流線の描き方は3分枝説蛇行説の分け方に従えば蛇行説の方に近い．第9図には同時に測定された水温分布図（表面，50m，100m，200m）があげてある．各深さの水温分布を見るとわかるが，表面の水温分布はその構造が東西方向である（つまり，3分枝説に近い分布）

凡 例

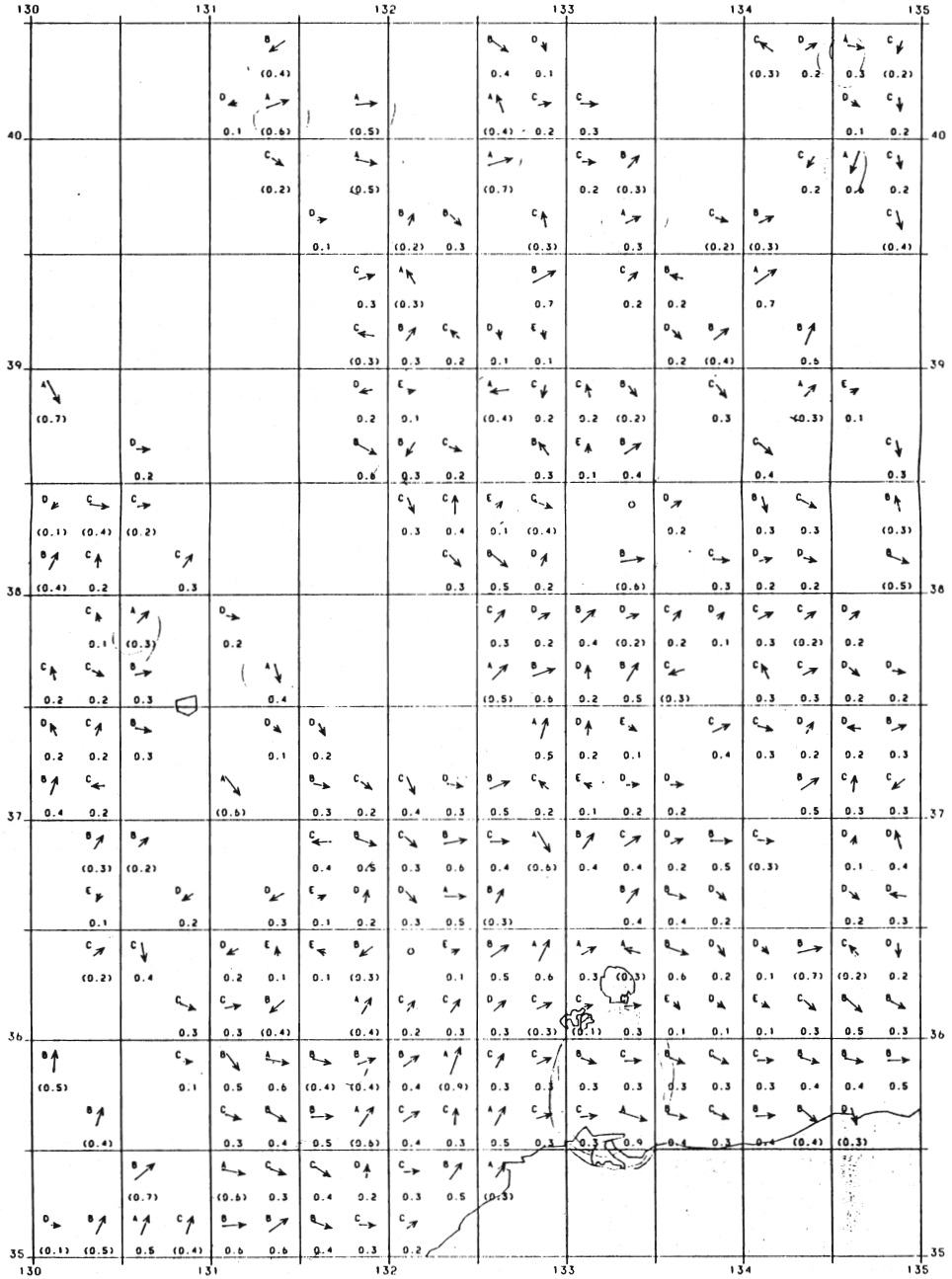
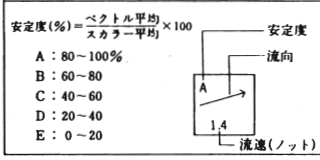


図8-1 夏季(日本海西部)

図8 表面海流統計図(データセンター)

凡 例

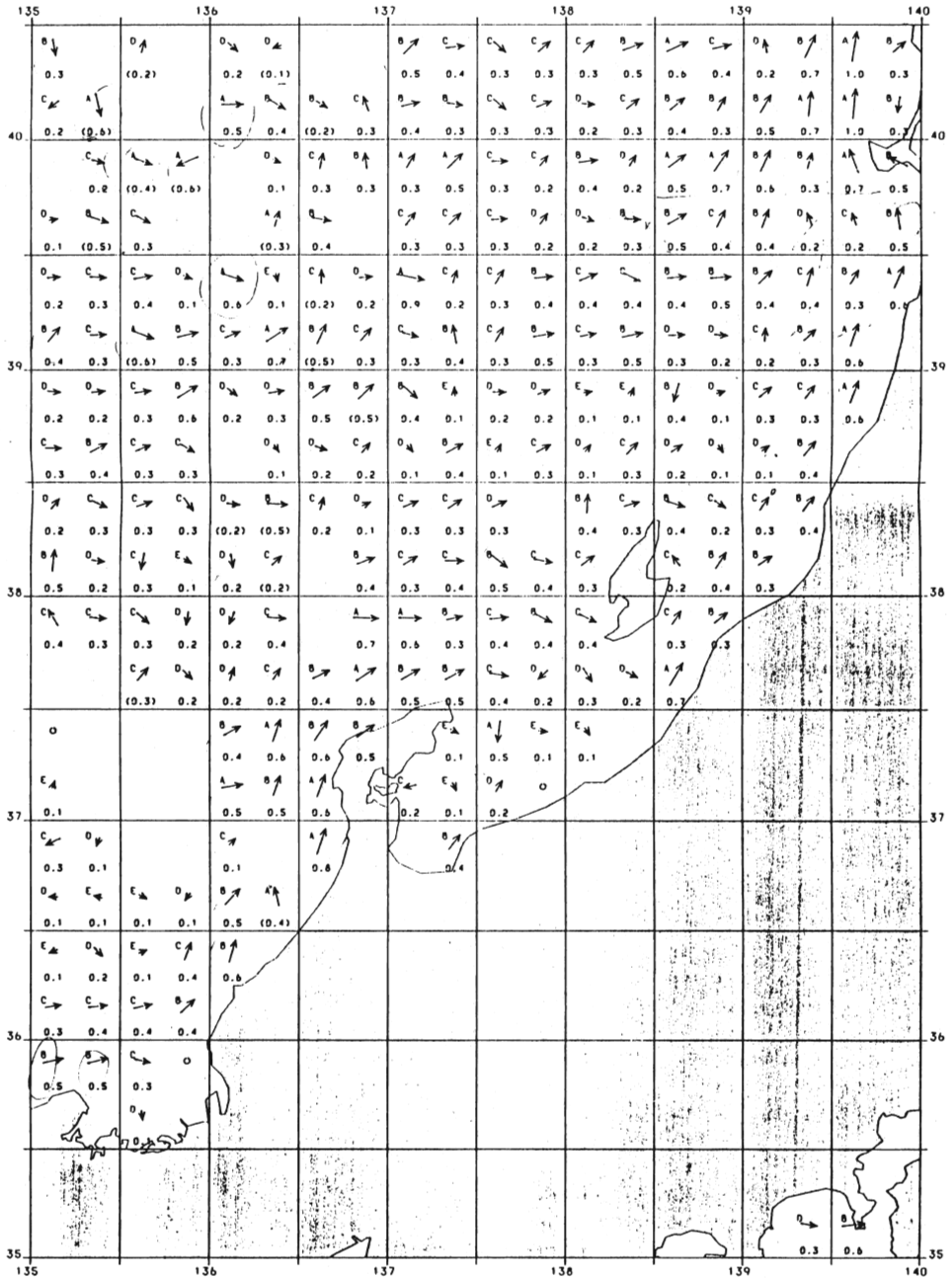
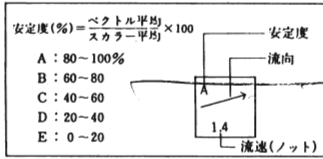


図8-2 夏季(日本海東部)

凡 例

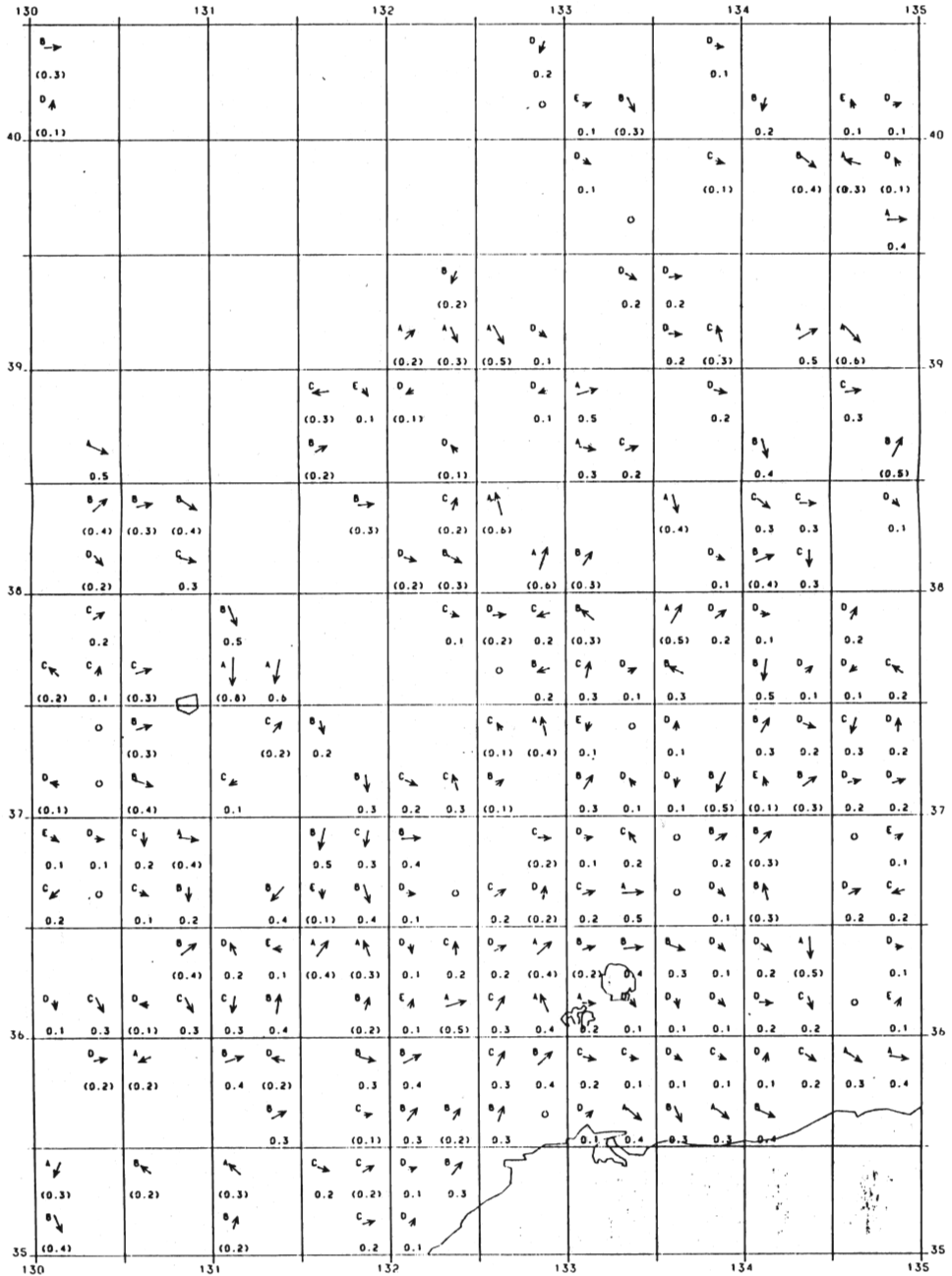
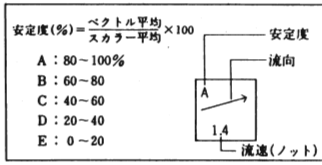


図8-3 冬季(日本海西部)

凡 例

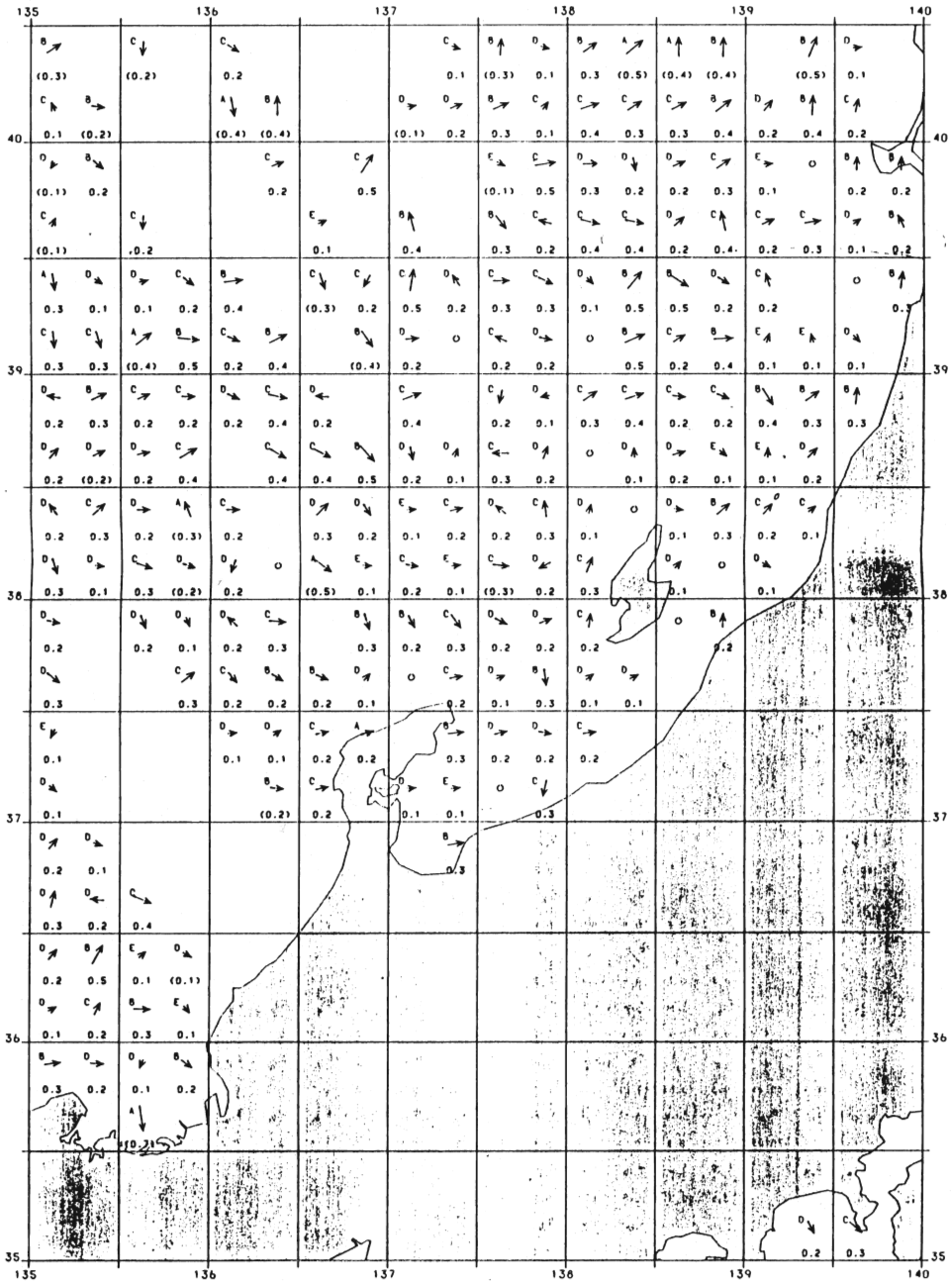
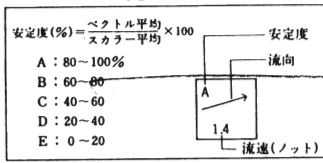


図 8-4 冬季 (日本海東部)

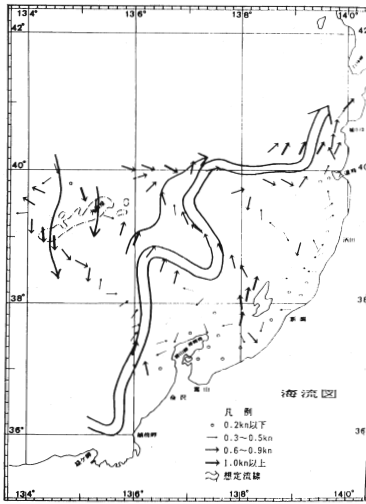


図9-1 表面海流図

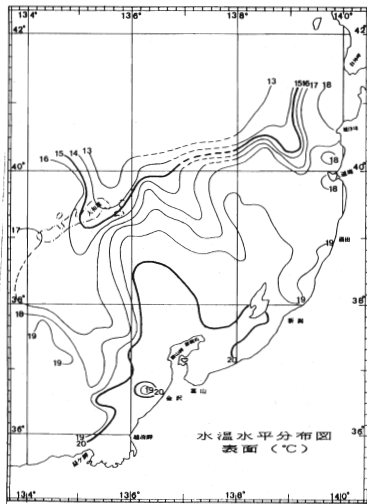


図9-2 表面水温分布図

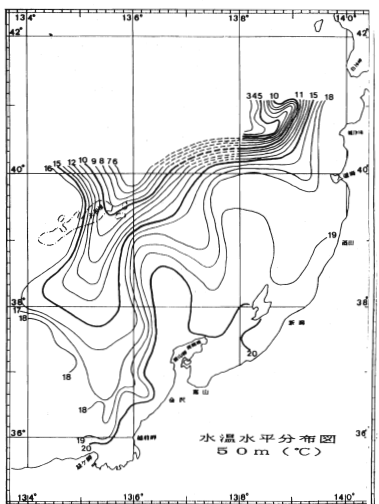


図9-3 50m水温分布図

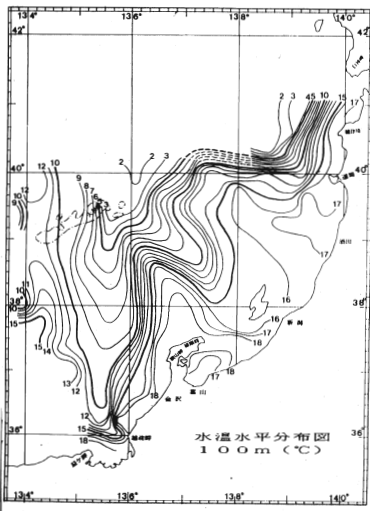


図9-4 100m水温分布図

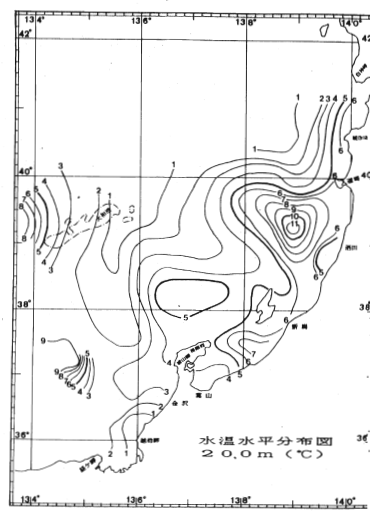


図9-5 200m水温分布図

図9 第9管区「海洋速報」による瞬時海況の例

のに対し、深さが増すにつれて渦的な構造が目立ち、200mでは孤立した渦が散在しているように見られる。表面海流図に描かれている対馬暖流主流部はほぼ100mの水温分布と構造に近い。海流分布は下からの水温分布の積分でほぼ決まるため単純に比較してものをいうことはできないが、深さによって流れの様子が異なることを想像させるデータである。対馬暖流の描像の構築にも3次元的なイメージを取り入れなければならないのであろう。

(ロ) ADCPによる実測例

ADCPによる実測例を3つ紹介することにする。

第10図は表層、50m、100m層におけるADCPによる流れの実測例である。流れの状況はきわめて複雑であり、瞬時々の海況というのは模式化されたものからはかなり隔たっていることがわかる。また、表層と100m層を比較してみると、あまり変化しない部分もあるが、だいぶ様子が異なっている部分も多い。現段階ではこのデータの解析は不十分であり、とりあえずこれ以上前に進むことはできないが、この種のデータと水温データの組み合わせで解析結果が積み重なれば対馬暖流の解明にも役立つであろう。

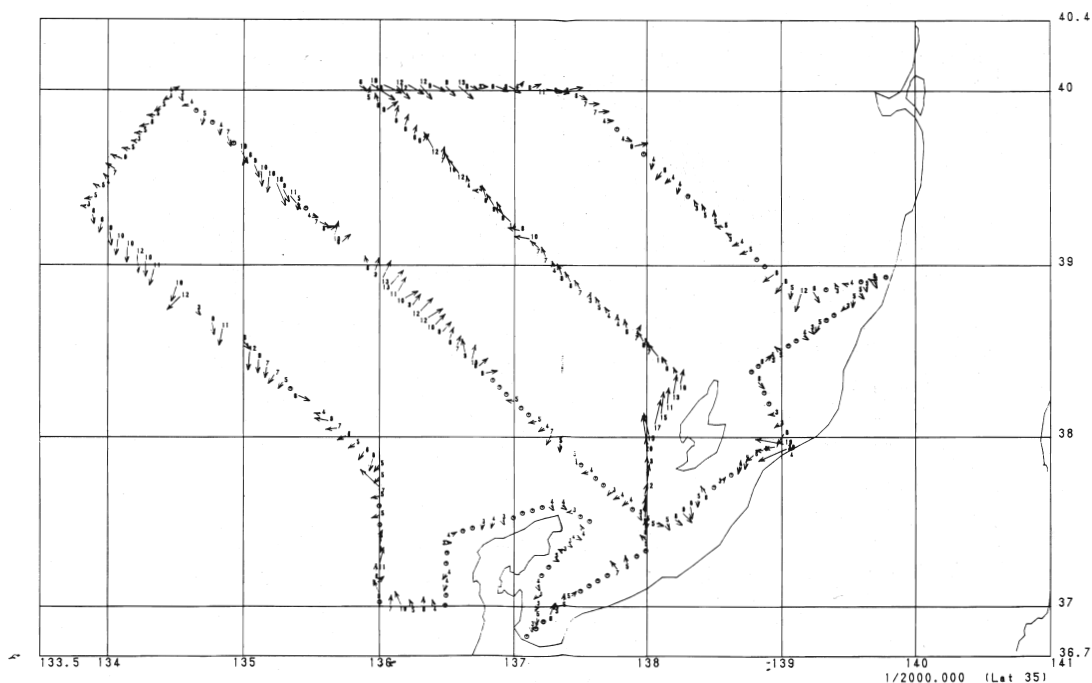


図10-1 表層海流分布

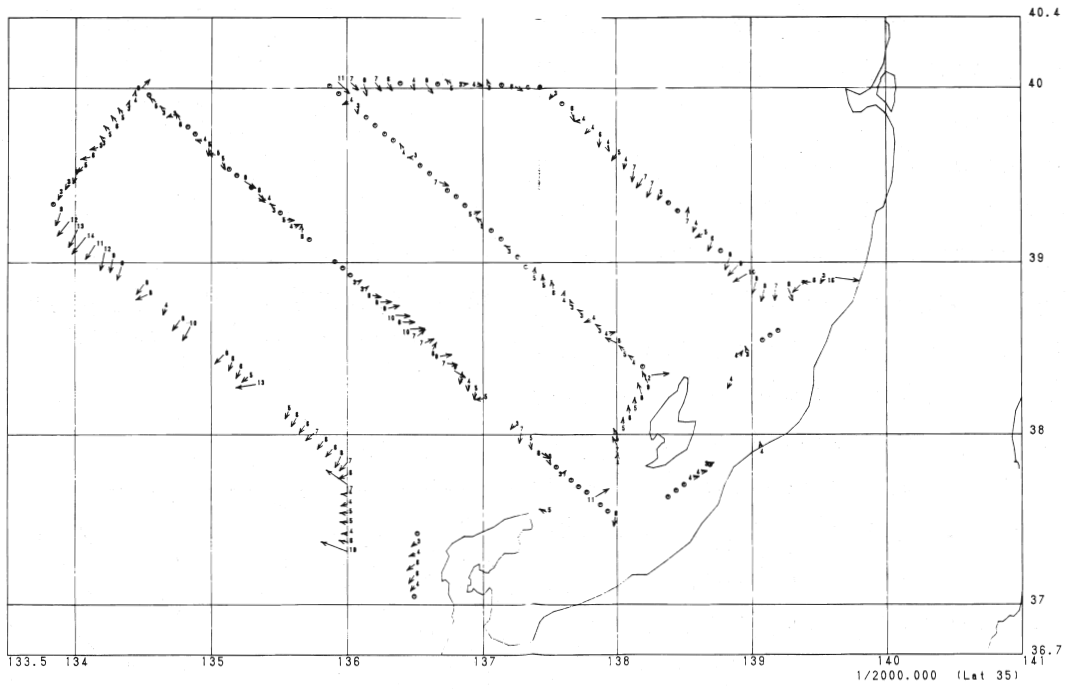


图10—2 99m層海流分布

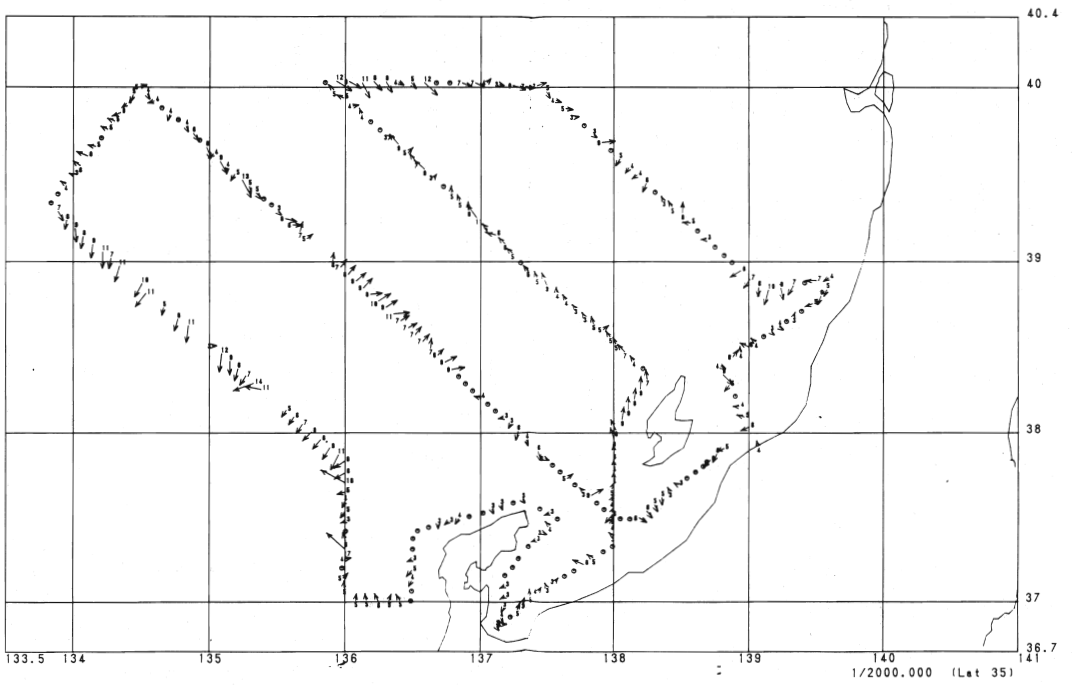


图10—3 50m層海流分布

図12と図13はA D C Pによる面的な観測結果である。それぞれの場所は図11に表されており、能登半島と佐渡島との比較的狭い海域である。ここでは図8で表されているよりもさらにスケールの小さい渦をお目にかかる。図12では中央部に反時計回りの渦が見られるし、図13では図の右上の方に反時計回りの渦が図の左側には時計回りの渦が見られる。渦の場所からみていずれも地形的な要因でできている渦であると考えられる。対馬暖流との関係でいえば、ここより少し沖合いの対馬暖流の流路と沿岸地形の関係でできたいわば2次的な現象であるといえよう。このようなものは、ここばかりではなく他の海域でもできているに相違なく、対馬暖流の主流部の構造でもはっきりとはわかっていない現状に於いては、対馬暖流及び関連現象の解明に到るには随分と道が遠いことを思わせる。

(ハ) 漂流ブイ

漂流ブイによる対馬暖流の追跡が行われた例が1例ある。図14 (LIMEBURNER, 1987) にその結果をあげる。対馬海峡西水道から2個のブイが、東水道から1個のブイが日本海に入り対馬暖流に乗って流れていく様子が現れている。西水道をでたブイはほぼ対馬暖流第2分枝とおぼしき付近を東流するが、そのうちの一つは渦に巻き込まれて滞留した後対馬暖流第一分枝の方へ入り込んでいる。東水道をでたブイはほぼ対馬暖流第一分枝に沿って流れるが、能登半島の前で沿岸に漂着している。また、3分枝説でいうところの第3分枝付近を流れたブイは見あたらない。このたった一例であれこれと推論をいうのは問題が大きいですが、少なくともこのときは平行型の流れが生じていたものと考えられる。しかし一つのブイが分枝から分枝へ移り変わったように蛇行的な要素に基づく水の交換も存在していたのであろう。それから、これは全く筆者の想像であるが、能登半島付近から東側の沿岸の流れとそれ以西の沿岸分枝

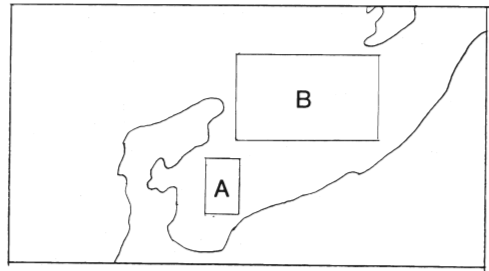


図11 図12及び図13の包含海域、図中のAは図12に対応し、Bは図13に対応する

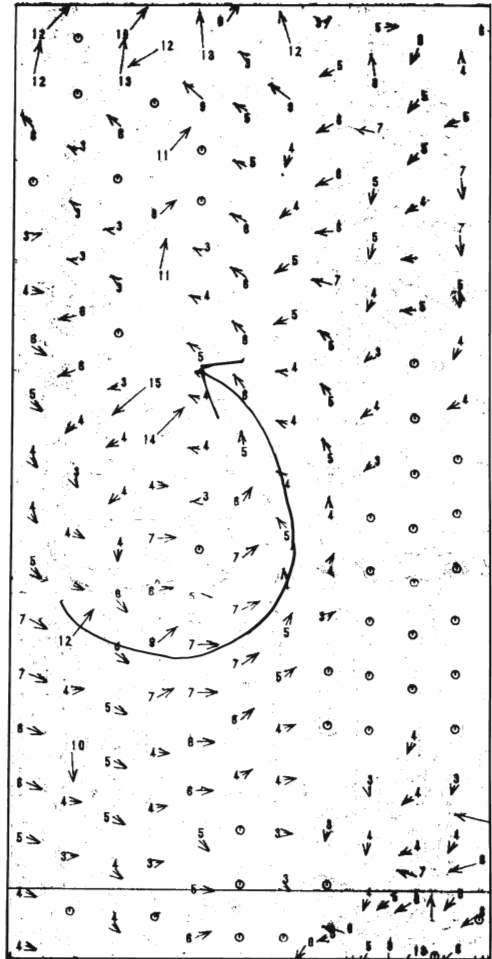


図12 富山湾の渦（海域は図11のA参照）

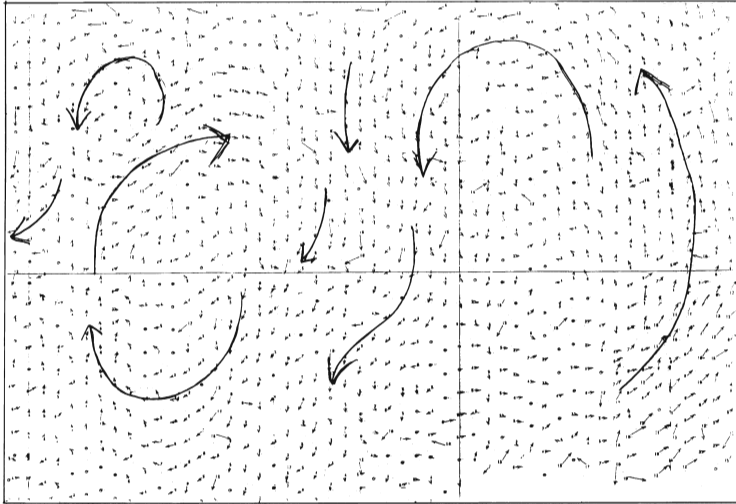


図13 能登半島の渦（海域は図11のB参照）

とはつながってはいないような可能性がある。

3. 6 今後の課題

まず、対馬暖流に対するイメージの確定が必要であろう。この作業は長く続けられてきたものであるが、まだ今後とも努力が必要である。ここで紹介したデータはいずれも対馬暖流の実相であるが、やはり1側面を表したものにすぎず、全体の描像が確定するまでにはまだ時間がかかると思われる。

次に、水温塩分観測と実測流速の結び付けを行い無流面の確定をする作業が必要であろう。先にも述べてあるがこれにより3次元的な対馬暖流の様相が明らかになり、湧昇・沈降などと結びつき、水塊変質などにも手がかりが届けば望ましい。

最終的には、モデルとの結合である。現在までつくられたイメージではまだ本格的なモデルとの結合は無理なような気がする。なぜなら、現実にかかる現象には様々な要因が重なっており、モデルで想定

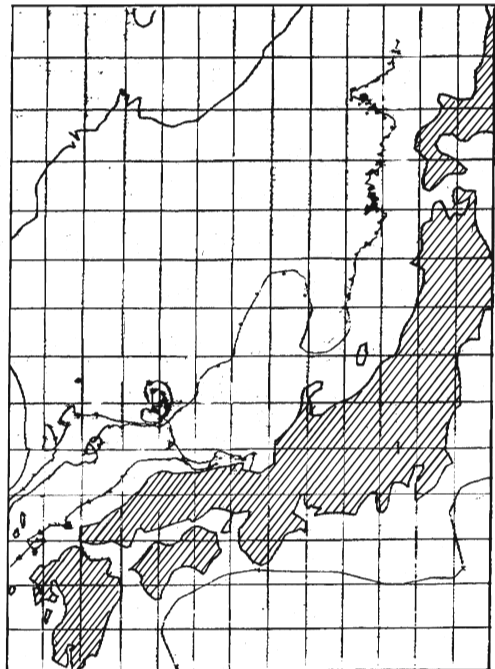


図14 漂流ブイによる対馬暖流観測例。
LIMEBURNER (1987) による

しているような理想化した環境はなかなか望めないからである。また、モデル側でいろいろな要因をいっぺんにいれると現実とあわないときに要因別の解析ができなくなってしまうからである。

やはり、着実に力学的ダイアグノスティックスを進めて行くしかないかと思われる。

4. 対馬海峡における対馬暖流の描像

4. 1 流動模式

対馬海峡に於ける対馬暖流について、過去知られていた結果を整理すると次のようになろう。対馬暖流は対馬海峡に於いて対馬を挟んで西と東に分かれて日本海に流入する。この海峡に於ける対馬暖流は、夏季に流速、流量とも多く冬季には両者とも少なくなると考えられている。また同時に、この海峡では潮流が非常に強いことが知られている。そのため、瞬時流況のデータには海流と潮流が混在して入る為、それらのデータによる海況の把握を困難にしている。

この章では、対馬海峡に於ける流動について、最近行われた研究結果の一部を紹介することにする。研究結果のまとめの報告書は日本水路協会より発行されている（日本水路協会、1990）。この研究に於いては、表面海流のデータから対馬海峡の表面流動に関する面的なパターンを得ることを目的とし、データ整理の過程で潮流の補正、海流データの各種統計などを行った。

4. 2 潮流補正

係留系によるデータにおいては、平均をとるという方法で恒流を求め、その期間中の海流値と考えることができるが、ADCPデータのような瞬時値では、データだけから海流と潮流をうまく分離する方法がない。そのため、まず潮流の推算を何らかの方法を用いて行い、次に瞬時データから推算された潮流値を差し引くことによって海流値を求める方法が考えられる。しかしながら、潮流の値もそれほど正確に分かっているわけではなく、まだ試行錯誤段階と行って良い。この研究では、この方法で潮流補正を対馬海峡の瞬時流速値に施すことを試みた。あらかじめ断っておくが、この報告のなかで扱う結果はすべて平均値なので潮流補正の効果はそれほど顕著ではない。すなわち、時間的に異なるデータを平均すると潮流補正を施さなくてもその影響は消える傾向にあるからである。

図15は現在まで行われた潮流観測点である。これらのデータから調和分解によって得られたM2潮の潮流楕円を図16に示す。図を見るとわかるようにデータの個数はかなり多いが、なおかつデータだけで面的にこの海域をカバーするにはいたっていない。そのため、計算機モデルによる潮流計算を試みた。図17としてM2潮の潮流楕円を示すことにする。潮流の補正はこの計算結果を使用して行われた。

4. 3 海流統計

最近のADCPのデータによる統計を示すことにする。図18はここ2年の間に得られたこの海域で得られたADCPの全データのベクトル平均値を5分メッシュごとに表現したものである。潮流の補正を行ったものを行っていないものを両方あげてある。データ個数の少ないメッシュでは補正済みのものと未補正のものでは両者の間に相当の差が見られるが、大きな流れのパターンではそれほどの差異は見受けられない。データの総個数は4万点を越え非常に多いが、船の航走中に短い間隔で得られたデータが多く、一つ一つが統計的に独立なデータとはいえないことと同時に、統計期間が短く、平均値として有意な結果を出したのかどうかはまだ疑わしいところがあるが、よく見ると興味のある結果がいくつか見られる。対馬の両側では日本海側に向かう強い対馬暖流が見られる。対馬の東北部では流れの滞留が見られ海洋観測などから従来推定されていた結果と一致している。また、九州よりでは流れは弱まり一部では反流なども見られる。これもまた漂流物の漂流方向などから推定されていたことと矛盾しない結果である。次に流れの季節変化を見るために夏季（7、8、9月）と冬季（1、2、3月）の統計結果を比較することにする（図19、20参照）。データ個数が少なくなるために、メッシュの大きさは15分にとってある。図19と図20にはいずれも潮流補正を施したものと未補正のもの両者をあげてあるが、平均値としては大局的に差がないことを確かめられたい。この両図を比較してもっとも興味のある結果は冬季と夏季の間に表面流速に差のないことである。言い替えば対馬暖流に季節変動が見られないことになる。これは日本海で起きているあらゆる現象に矛盾する結果といえよう。統計期間が短い（たった2年である）こととか、ADCPのデータ補正でなにかこちらの知らないことがあり、季節変動をもたらすのか（つまり誤差である）、データ個数の極端に少ない朝鮮半島沿岸近くでの季節変動が対馬海峡の季節変動の主たる部分をなすのではないとか、いろいろ理由は考えられるが、現在のところ原因はわかってはいない。

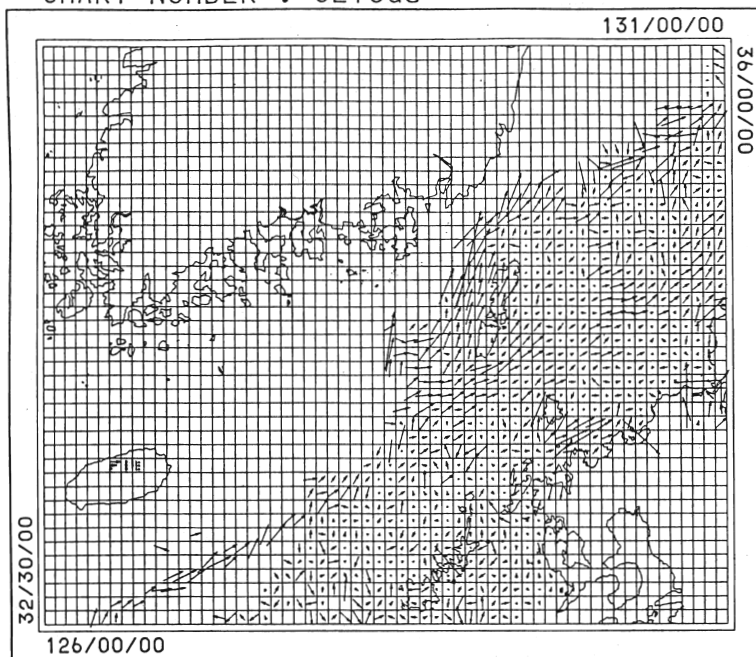


図18-1 潮流補正を施していないもの

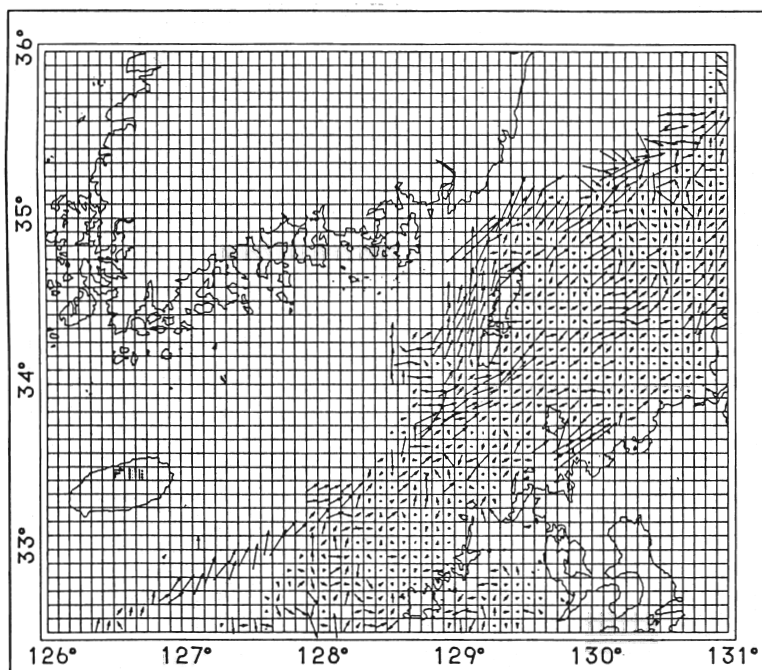


図18-2 潮流補正を施したもの

図18 対馬海峡におけるADCP全データを用いた平均海流図
(5分メッシュ)

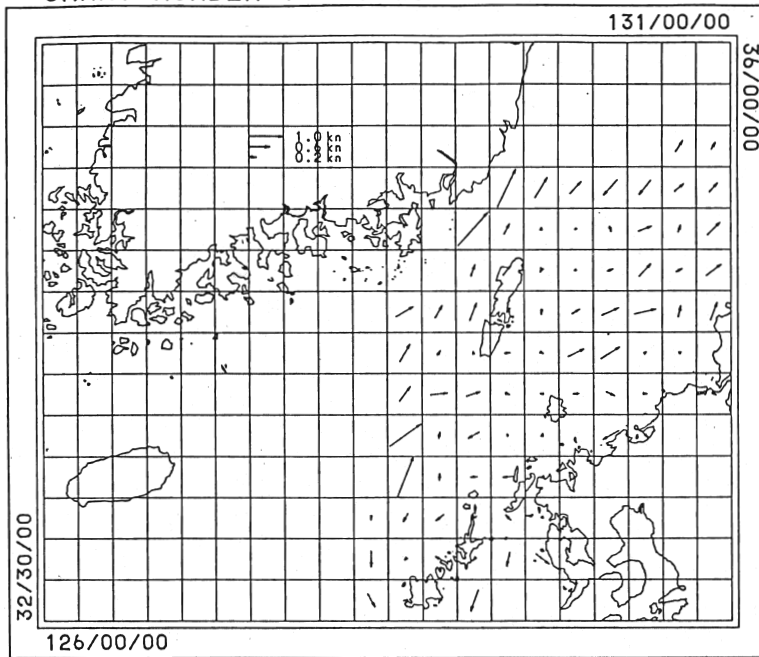


図19-1 潮流補正を施していないもの

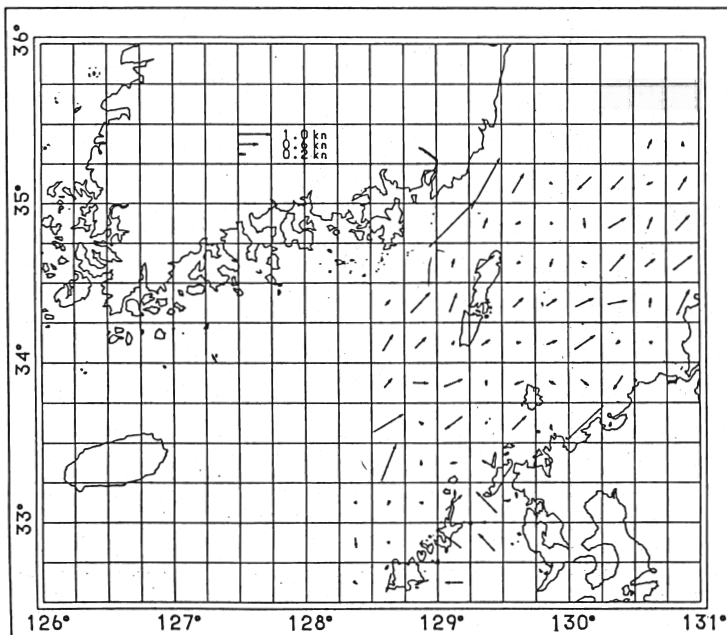


図19-2 潮流補正を施したもの

図19 夏季におけるADCPによる海流平均値
 (15分メッシュ)

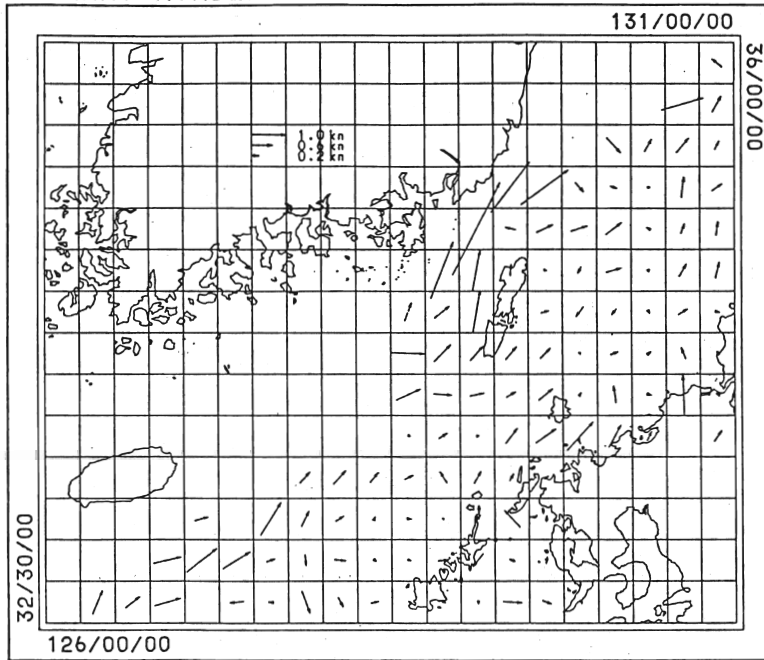


図20-1 潮流補正を施していないもの

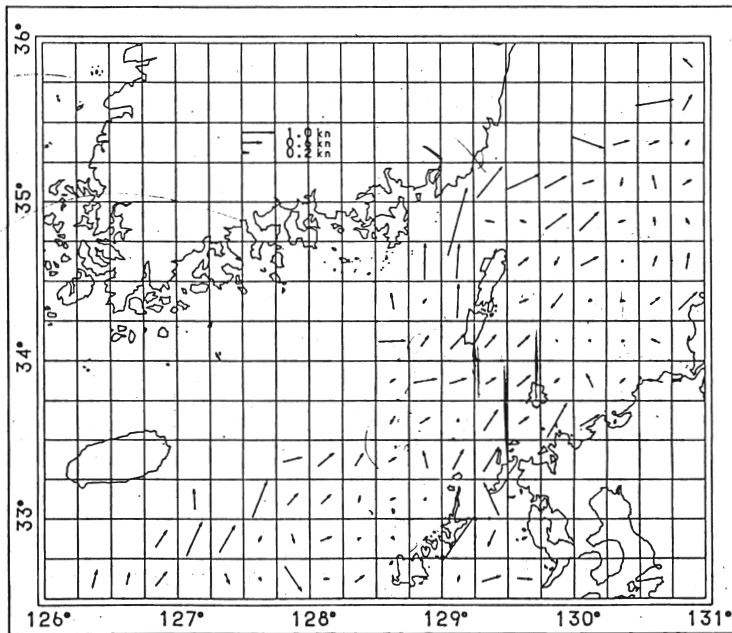


図20-2 潮流補正を施したもの

図20 冬季におけるADCPによる海流平均値
 (15分メッシュ)

文 献

- 石井春雄・西田英男・小杉 瑛・上野義三・道田 豊 (1986) ドップラーログを利用した流速測定.
水路部研究報告, 21, 135-150.
- 海洋資料センター (1983) 日本近海海流統計図—季節別—. P P 165.
- 周東健三 (1982) 日本海の海況 (I). 海と空, 57 (2-3), 157-169.
- 長沼光亮 (1973) 日本海区水産試験研究連絡ニュース, 266.
- 長沼光亮 (1977) 日本海の海況変動, 月刊海洋科学, 9(2), 65-69.
- 長沼光亮 (1989) 私信.
- 日本水路協会 (1990) 重要海域の流況予測用データテーブルの整備 (対馬海峡を中心とする九州北
西岸域). P P 161.
- LIMEBURNER, R. S., (1987) private communication.