HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	夏季亜寒帯外洋域の表層における水平発散の直接測定
Author(s)	田中, 伊織; TANAKA, Iori
Citation	北海道大學水産學部研究彙報, 33(1), 24-34
Issue Date	1982-03
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/23782
Type	departmental bulletin paper
File Information	33(1)_P24-34.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北大水産彙報
33(1), 24-34. 1982.

夏季亜寒帯外洋域の表層における水平発散の直接測定

田 中 伊 織*

Direct Measurements of Horizontal Divergence in the Surface Layer of the Subarctic Open Sea in Summer

Iori TANAKA*

Abstract

Direct measurements fo horizontal divergence were made by the use of drifters in the surface layer of the Subarctic open sea on July 30, 31 and August 4, 1978 on board Hokusei Maru: a training ship of the Faculty of Fisheries, Hokkaido University. The oceanographic condition which had shown a two-layered like structure with a seasonal pycnocline during measurement is considered to be the most important factor for the horizontal divergence at the measurement site. The main feature of the horizontal divergence measured is decomposed into two parts; one has a periodicity of about 1.5 to 4 hours and the other is a linear trend in a wide range. The magnitude of the horizontal divergence of the former which is well explained by internal wave is about $\pm 3\times 10^{-5}$ sec^{-1}, and that of the latter is about 0.1 to 1×10^{-5} sec^{-1}. The magnitude of measurement error of the horizontal divergence is estimated by statistical consideration.

はじめに

水平発散の測定方法としては，海中に固定点を設け，流速計を用いるオイラー流の方法と，海中に流れとともに漂流する物標を放流し，この物標の動きを追跡することによるラグランジュ流の方法がある。オイラー流の方法は固定空間内での時間変動分を求めるには都合が良いと考えられるが，流速計の係留系実施は経済的にも技術的にも困難を伴いやすい。一方，水平発散は空間的に相対的な速度場であり，動く流系座標からそれを論じたり，流域全体の様子を観測できるラグランジュ流の方法は，目的に適したより有利な方法と考えられる。

このような観点から，ラグランジュ流の測定方法を用いて，川合ら[1]，川合・坂本[2]は水産海洋学的な目的で，また，Chew & Berberian[3]，Molinari & Kirwan[4] は海洋物理学的な目的で水平発散あるいはその他の速度勾配の測定を行い，ラグランジュ流の測定方法は，水平発散など海流中の速度場の勾配を求める際に有効であることを示した。

上記の例を含め，ラグランジュ流に水平発散を測定した例はしだいにその数を増してはいるが，得られた結果から物理的に意味のある解釈を容易になし得ない場合も多いようである。これには，いままでの測定例が陸岸の近くや強流域，フロント域などに集中しているために，得られた結果から，必要な物理的素過程を引き出すことが容易ではないことによると考えられる。その他，水平発散の測定方法に対しての誤差の程度が求められていないことなどのために，一般的には，測定結果に対する高い信頼性が得られるまでにはいたっておらず，今のところ，測定結果を相互に比較することが十分で

* 北海道大学水産学部海洋学気象学講座
(*Laboratory of Oceanography & Meteorology, Faculty of Fisheries, Hokkaido University*)

きないという，測定技術上のところで不統一な問題点をもっている。

海洋における水平発散は浮遊物の分布に濃淡をもたらす物理的な要因の一つであり，水産学的にその直接測定を行うことの意義は大きい。また，そのためには，以上の問題点の一つ一つを検討し，測

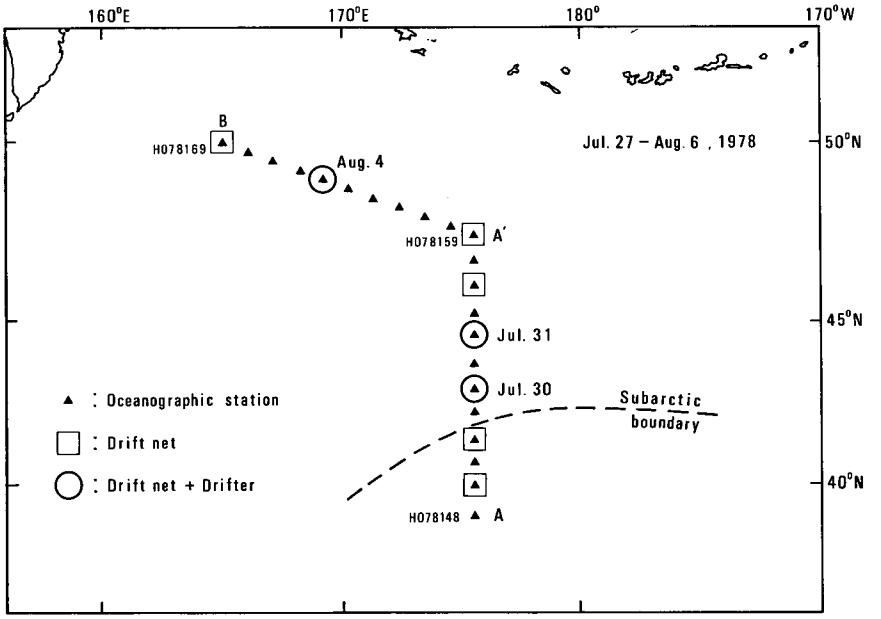

Fig. 1 Location of stations.

定結果の持つ意味の解釈をしていくことが重要となろう。

本研究では，なるべく複雑な現象が測定結果に現われてこないような海域での情報を得ることを目的として，陸岸や強流域から離れた海域（図1）で表層における水平発散をラグランジュ流に測定し，測定現場における水平発散の要因や，今まで述べられなかった水平発散の測定誤差の大きさについて若干の考察を行ったのでここに報告をする。

なお，測定は，1978 年 7～8 月にかけて北海道大学水産学部練習船北星丸（893 t）第 6-3 次航海に乗船し，表層流し刺し網操業実習中の夜間，船をドリフトさせている間を利用し，行ったものである。

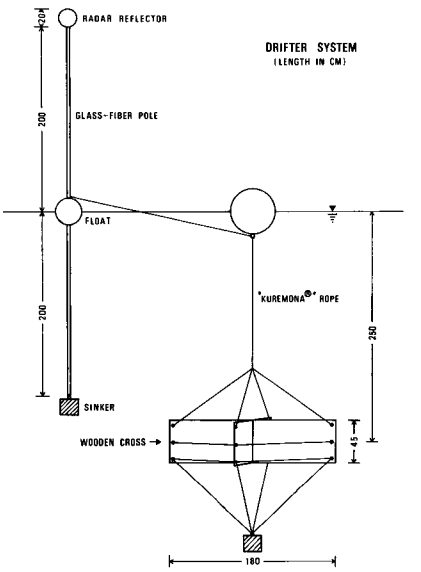

Fig. 2 Drifter system.

測 定 方 法

1. 水平発散の測定原理

水平発散は次式で定義される。

$$Q \equiv \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \qquad (1)$$

ここで，u, v はそれぞれ流速の x（東西），y（南北）成分で，$Q>0$ は発散，$Q<0$ は収束を表わし，単位は $\sec^{-1}$ である。この式（1）は，ある点について定義されているので，測定できないが，S を海面上に描いたある閉曲線に囲まれる内側の面積とすると，式（1）は平面に拡張することができ，

$$Q=\frac{1}{S}\frac{DS}{Dt} \tag{2}$$

と表わすことができる。式（2）は式（1）の面積平均値を与えるものであり，測定が可能である。すなわち，海洋の表層における水平発散は，海面上に閉曲線を作るように浮標を浮かべ，これらの浮標を各頂点とする多角形の面積を求め，この多角形の面積 S の時間変化を S で割ることにより近似的に求めることができる。多角形の面積 S は川合[5]にならい，次式より算出した。

$$S=\oint y\,dx=\left(\frac{1}{2}\right)\cdot\sum_{i=1}^{n}(x_i y_{i+1}-y_i x_{i+1}) \tag{3}$$

ここに，$(x_i,\ y_i)$ は n 個の浮標によって作られる n 角形の頂点のうち，内部を左手に見て回る方向に $i=1$ から $i=n$ まで順番をつけた i 番目の頂点の座標である。

2. 海流板の放流と位置の測定

実際には海面上に一辺約 1 km の仮想の正方形を考え，その各頂点に当る部分に順次浮標として海流板（図 2）を放流し，これら 4 個の海流板の相対的位置関係を，北星丸が装備しているレーダを用いて，時間間隔 Δt ごとに測定した。

レーダーレンジは 3 海里に設置固定し，レーダー画面上の海流板の映像をレーダー接写装置を用いて写真撮影した。フィルムは陸上に持ち帰った後写真現像・焼付けを行い，印画紙上に残っているレーダー画面から海流板の映像（図 3）の相対的位置関係（レーダー画面の中心からの方位と距離）を読み取った。また，測定の一部（7 月 31 日の測定後半）では，レーダー付属の距離測定用可変マーカーおよび方位測定用カーソルを用い，手操作による海流板映像の相対的位置関係の読み取りも行った。

写真撮影の際，あらかじめ決めておいた距離に可変マーカーをセットし，いくつかのコマでこの

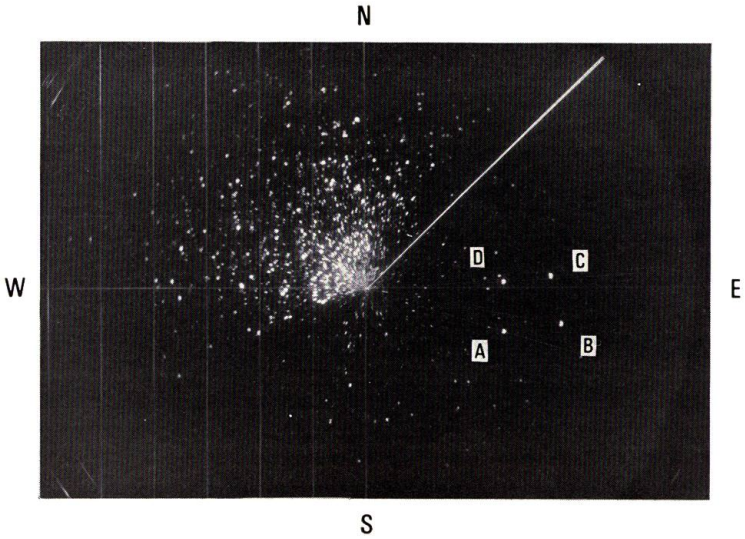

Fig. 3 Radar screen with four drifters (A-D).

マーカーラインを海流板の映像とともに撮影し，印画紙上から海流板の映像の相対位置を読み取る時の距離スケールとした。映像の方位は 0.5° まで，距離は 0.01 海里まで読み取った。

測定の時間間隔 Δt は写真撮影の場合 10 分とし，さらに，船，海流板，表層流し刺し網の絶対位置を求めるために NNSS (Navy Navigation Satellite System) の信号受信時にも写真撮影による測定を行っている。

3. 海流板

使用した海流板（図2）は，レーダー反射体を含む浮標部分と水中抵抗板を含む部分に分けられ，長さ約 3m のロープで各部分をつなぐことにより 1 個の海流板（系）を構成するようになっている。

レーダー反射体には市販のレンズレフ型リフレクター（東京計器社製：直径 20cm）を用い，支柱には直径 4cm，長さ 4m のグラスファイバー製のパイプを使用し，支柱の中間に発ぽうスチロール製の中通し浮子を固定した。水中抵抗部分としては，耐水ベニヤ板（1.2cm×45cm×180cm）を十字形

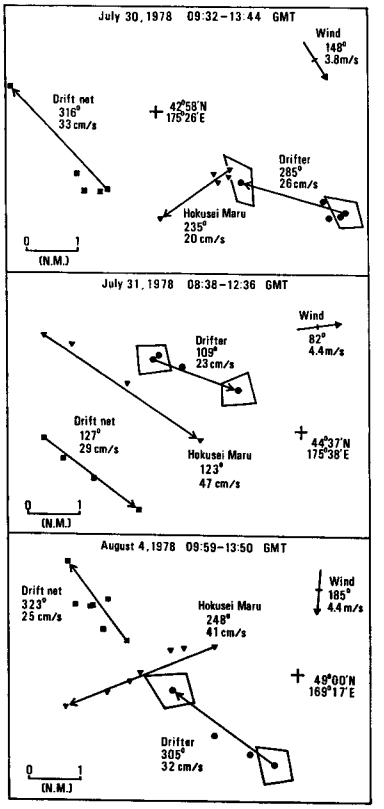

Fig. 4

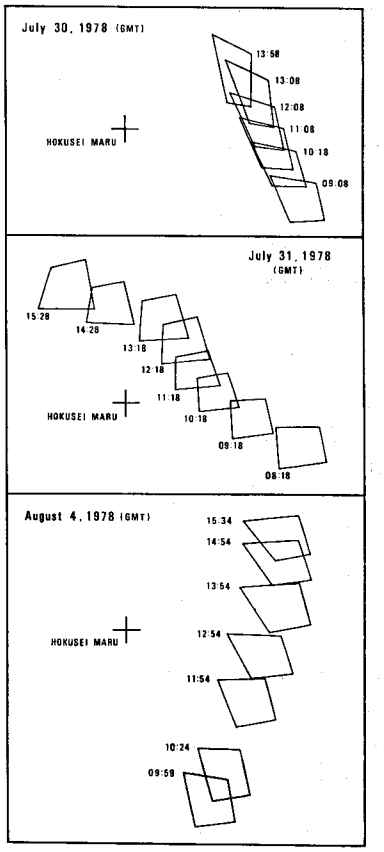

Fig. 5

Fig. 4 Trajectories of the ship drift, the drift net and the center of gravity of drifters. Location of Hokusei Maru were measured by NNSS. Wind data were taken every ten minutes, and those shown on this figure are averaged vectorially during the measurement of horizontal divergence.

Fig. 5 Movement of drifters relative to Hokusei Maru.

に組み合わせた，十字形抵抗板（wooden cross）を作り，これに約 17 kg の重りをつけてプラスチック製の浮子からロープでつり下げた。使用したロープはすべて直径 0.8 cm のクレモナロープである。

この方式の海流板では，空中露出部分に風圧を受けるなどして支柱が傾いた場合でも，水中抵抗板は海面下一定の深度に保たれる。

海流板の空中露出部分に風圧が加わるために起こる，海水に対する，相対運動速度は，使用した海流板に対しての概略計算から風速の 1% 程度と見積もられる。しかし，風圧の影響がほとんど無いと考えられる表層流し刺し網と海流板との漂流状況を見ると（図 4），両者の漂流状況の違いは，風圧の影響の有無という要因だけではなく，数 km という長さがある流し刺し網の一側端に取り付けたレーダーリフレクターの動きをもって網全体の動きとしてとらえたための影響もあろう。流し刺し網と海流板の漂流方向と，風向を比較した場合，前二者間の相関はきわめて高いのに対し，前二者と後者間のそれは低い。そこで，風速（海面上約 10 m で測定）が 4～5 m·sec^{-1} の条件下では，海流板に対する風圧の影響は小さいと判断した。

また，風圧は個々の海流板に等しく働くと考えられ，風圧では各海流板間の相対的位置関係は変化しないと考えた。したがって，各海流板に働く風圧の影響の違いが引き起こす見かけの水平発散は考慮しなくとも良いと考えている。

測定海域の海況・流況

海洋観測結果[6]より，HO 78148 から HO 78169 まで（図 1: A-A′-B ▲印）の海況断面図（図 6）を作成した。塩分断面図（図 6-b）に見られる上層の 34‰ 等塩分線が鉛直に立つあたりの場所は，亜熱帯海域と亜寒帯海域の境界（Subarctic Boundary）の指標として用いられている[7]。水温断面図（図 6-a）は，春季から夏季にわたる日射量の増大に伴う表層水温の上昇の結果，海洋観測線の全域で季節的水温躍層が形成されていることを示している。この季節的水温躍層は，密度断面図（図 6-c）に見られ

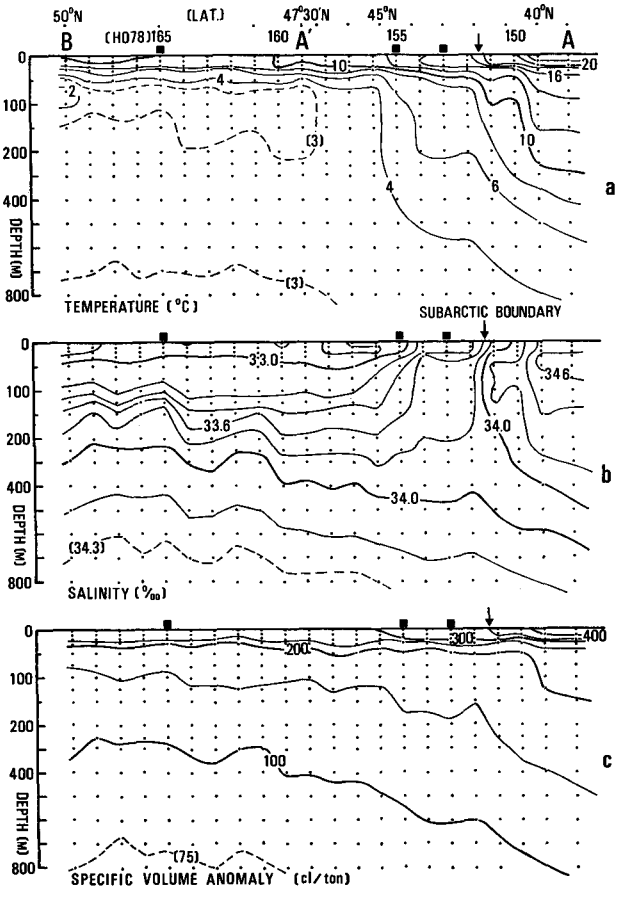

Fig. 6 Vertical sections of oceanographic conditions along oceanographic section (A-A′-B: Fig. 1), with locations of measurement of horizontal divergence (■).

るように，季節的密度躍層を形成している。また，季節的密度躍層中の鉛直密度傾度は Subarctic Boundary の南側（亜熱帯海域）で強く，北側（亜寒帯海域）で弱いが，この躍層の存在深度が緯度によらずほぼ一定で約 30 m 深となっていることは興味深い。

図7に海況断面（図1: A-A′-B）に直交する海面地衡流速（700 db 面基準）と，流し刺し網の漂移から求めた表層実測流速の同方向成分を示す。A′-B 線（HO 78159—HO 78169）上では，実測が3回しかなく，また，実測流向は海洋観測断面と鋭角に交わるために，両者の対応関係は論じがたい。東経 175°30′ 線上の A-A′ 線（HO 78148—HO 78159）では，海面地衡流と表層実測流の間に流向の一致がみられる。流速の実測値が地衡流計算値よりも常に大きいのは，この海域での傾圧流が 3000 m 以深まで存在する[8]ために，700 db 面は無流面としては浅く，そのために地衡流速が小さく出ているものと考えられる。

Reid[9]，Wyrtki[10] によれば，地衡流計算（1000 db 面基準）から推定される海況断面（図1: A-A′-B）付近の表面海流は東流から北東流と考えられるが，表層流し刺し網の漂流方向は，北西あるいは南東方向を示した。HO 78153 および HO 78157 付近では，地衡流計算と実測がともに西向流帯の存在を示している（図7）。北太平洋亜熱帯海域には直径 200～300 km の傾圧渦が広く分布している[11),12)]ことから，これらの西向流は，この海域に存在する傾圧渦の一部を示すものかも知れない。

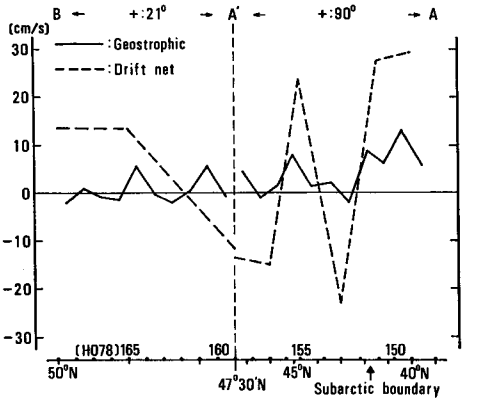

Fig. 7 Comparison of surface current velocities perpendicular to the oceanographic section (A–A′–B: Fig. 1) with two method; ——: calculated by geostrophic method (referred to 700 db surface), and, ---: calculated by trajectories of the drift net.

結果および考察

1. 面積の計算結果

印画紙上に残っているレーダー画面上の映像の相対位置を決めるのに，可変マーカーラインを距離スケールとして用いた。しかし，レーダー画面は鉛直断面で見ると曲率を持っていること，レンズを通して見たレーダー画面の周辺部では半径方向に映像がゆがむことのために，印画紙上では，レーダー画面の中心から可変マーカーラインまでの長さと，それのレーダー標示値との間に直線関係が成り立たない。印画紙上で，レーダー画面の中心からレーダー標示値 1.0 および 2.5 海里の可変マーカーラインまでの長さを測り，単位標示距離当りでの長さを比較すると，2.5 海里までの長さは相対的に約5% 短くなっている。このままでは基準距離が定まらないので，印画紙上から相対位置を読み取る時の基準距離となる可変マーカーラインを決めるために，7 月 31 日の測定後半に行った手操作による読み取り結果から計算した面積を基準にして，異なる標示値の可変マーカーラインを用いて計算した面積と比較した。その結果，1.5 海里標示の可変マーカーラインを用いた場合の面積は基準面積との対応関係がきわめて良く一致するので，図8に，1.5 海里標示の可変マーカーラインを基準距離にして読み取って求めた面積を示した。

7 月 30 日，31 日，8 月 4 日と行った3回の測定の際には，それぞれ，風波が原因となる海面反射に

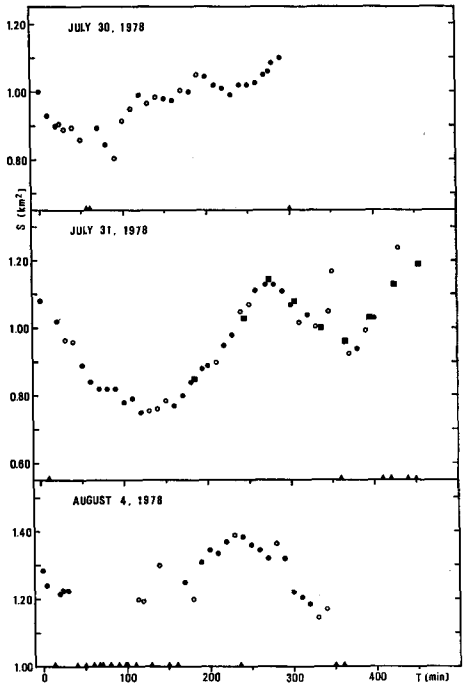

Fig. 8 Time series of surface area S in km² enclosed with four drifters.

よるノイズから海流板の映像を印画紙上のレーダー画面上ではっきり分離識別できない場合や，まったく識別できない場合があった。図8では，4個の海流板の映像が鮮明に映っている場合に得られた数値に●印，1つ以上の映像が不鮮明であった場合に得られた数値には○印を用いた。また，海流板の映像が1つでも識別できない場合は欠測とし，測定時刻のみを横軸上に▲印を付して示した。

2. 面積変化

測定原理（**測定方法 1.2.**）から，測定にそのまま反映する現象の水平スケールは約1km（各海流板間の距離）以上のものである。水平スケールが1kmより十分小さい現象が原因となる変動は，空間的に平均化されたもの，ないしはエイリアシングとして現われる。同様に，測定にそのまま反映する現象の時間スケールは，測定時間間隔と測定継続時間により制約を受ける。測定継続時間より長い時間スケールを持つ変動は，測定継続時間内での全体的な傾向（Trend）として現われ，測定時間間隔と同程度かより短い時間スケールを持つ変動はエイリアシングとなって現われてくる。

以上のことを考慮に入れた上で図7に示される面積の時間変化を見ると，3回の測定ではすべて面積の増減をくり返す振動現象の存在を示していること，それらの振動周期がそれぞれほぼ一定していることが認められる。特に周期に関しては，7月30日の場合約1.5時間，7月31日と8月4日の場合はともに約4時間と読み取ることができる。Trend 成分は，8月4日の場合にははっきりしないが，7月30日と7月31日の場合は明らかな増加傾向を示している。これらの系統的な変動に対し，ランダム的と見られる変動の大きさは，相対的に十分小さく，ここではノイズとして扱った。

3. 水平発散の大きさ

測定面積 S には測定誤差が含まれているので，水平発散 Q を算出する場合には十分な配慮が必要である。

たとえば，式 (2) をそのまま差分形に書き換えて水平発散を算出する場合には，実質的な面積変化分 DS を求める必要がある。ところが，測定面積から求まる DS には真の面積変化と測定誤差による見かけの面積変化とが含まれているので，前者と後者の大小関係により，算出された水平発散は真の値に対しオーダーどころか符号さえ合わない場合がでてくるだろう。そこで，測定データに対し，ある時間帯の平均量としての水平発散を算出する。

式 (2) は，

$$Q = \frac{1}{S}\frac{DS}{Dt} = \frac{D\,(\mathrm{Log}_e S)}{Dt} \tag{4}$$

と変形できるので，測定面積 S の対数値の時間変化が水平発散 Q を表わす。測定誤差は個々の測定面積にランダムに含まれると考えれば，測定面積の対数値の時系列に最小二乗法を用いて直線を当て

はめることにより，各測定時間帯での水平発散の平均値を得ることができる。

図8の縦軸を対数軸に書き直し図9に示す*。図9には，面積の増加あるいは減少を示す区間——正弦波にして1/2周期に相当する——に直線を当てはめてある。ここで特徴的なことは，対数面積の変化が直線で良く表わせるように見えることである。したがって，1/2周期に相当する区間内での水平発散は一定値として扱うことが場合によってはできるだろう。

Chew & Berberian[3]の測定結果の一部にも水平発散が一定値を示す例が見られる。しかし，このような現象が物理的にどのような意味を持つものなのかは，今のところ定かではない。

測定継続時間を通しての Trend に対応する水平発散の値と，区分的に求めた水平発散の値とを表1に示した。

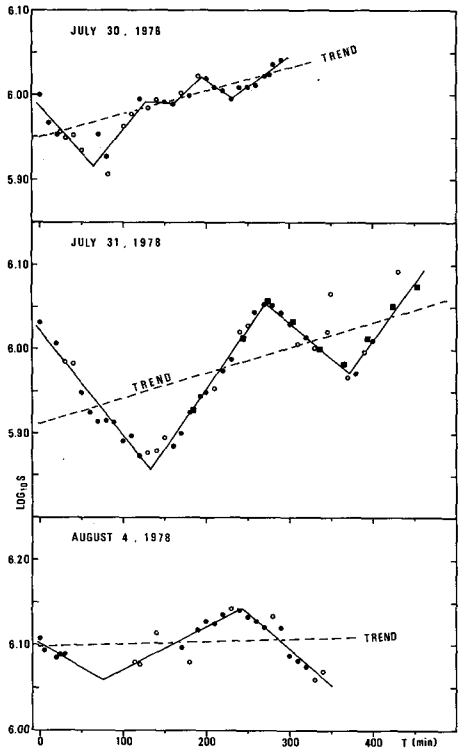

Fig. 9 Time series of Logarithmic surface area $\mathrm{Log_{10}S}$ (S: m^2).

4. 測定された水平発散の要因

海洋の表層で水平発散を引き起こす要因としては，各種波動，乱流拡散，風による海水の運動などが考えられる。今回測定された水平発散の成分のうち数時間の周期を示すものについて言えば，海洋の密度成層に伴う内部波が要因となっていると考えられる。

測定海域の密度の鉛直分布（図6-c）から，水柱全体で最も鉛直密度傾度が大きい層は季節的密度躍層であり，ここに内部波のエネルギーが集中していると考えられる。この躍層より上層の密度はほぼ一定であるから，今問題としようとする内部波は，季節的密度躍層を内部境界面とする2層モデルで考えることが妥当であると考えられる。

今，海面を上面，季節的密度躍層を下面としてともに面積 S をもち，上下が一様に運動する高さ H の仮想の水柱を考える。この水柱の体積を $V(=SH)$ とすると，密度 ρ が一定として，質量保存の式

$$\frac{DV}{Dt}=0 \tag{5}$$

から，水平発散 Q について，

$$Q=-\frac{1}{H}\frac{DH}{Dt} \tag{6}$$

と表わせる。これは，測定された水平発散が仮想の水柱の高さの時間変化と結びついていることを示している。表1から，代表的な Q の値として $3\times10^{-5}\mathrm{sec}^{-1}$，$\Delta t$（1/2 周期）として2時間を差分形に換えて変形した式（6）に代入すると，

* 測定面積 S (m^2 換算する）の自然対数をとらずに常用対数をとったのは，対数をとる以前の面積をわかりやすくするためである。この場合，水平発散の大きさは，直線の傾きの $1/(\mathrm{Log_{10}}e)$ 倍になる。

Table 1 *Summary of observations by the use of drifters.*

Date	Duration (min)	Q*1 ($\times 10^{-5}$sec^{-1})	S.d.*2 (km^2)	Mean s.d. (km^2)
July 30, 1978	0— 50	−4.17	0.0185	
	70—120	4.57	0.0429	
	120—160	−0.16	0.0089	
	160—190	3.60	0.0121	
	190—230	−2.56	0.0045	
	230—290	2.76	0.0093	
	0—290	1.11		0.0160
July 31, 1978	0— 30	−4.70	0.0238	
	141—270	5.47	0.0161	
	274—365	−3.17	0.0154	
	370—454	5.23	0.0184	
	0—454	1.04		0.0184
August 4, 1978	0—30	−2.24	0.0138	
	114—230	1.93	0.0389	
	240—340	−3.29	0.0293	
	0—340	0.10		0.0273

*1) Horizontal Divergence
*2) Standard deviation of surface area enclosed with drifters. See text.

$$\frac{\Delta H}{H} \sim Q\Delta t \fallingdotseq 0.22 \qquad (6')$$

となり，水柱の高さの伸縮率 $\Delta H/H$ は 22%，季節的密度躍層の鉛直変位量 ΔH として 10m 近くになる。これは合理的な値と考えられる。

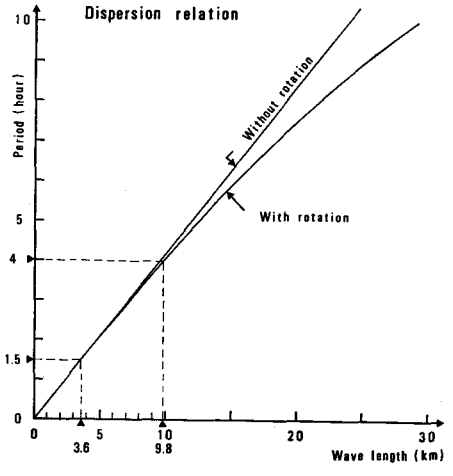

Fig. 10 Dispersion relation of internal waves in a two-layered ocean calculated by equation (8) for the case with the Earth's rotation and without Earth's rotation.

では，水平発散の測定結果を説明できる内部波が測定海域に存在し得るであろうか？この場合，測定された水平発散の周期に対応する内部波の波長が，各海流板間の距離のスケールより大きいことが言えれば，測定結果を十分説明できる。

上層，下層の密度を ρ_1，ρ_2 で表わし，h_1，h_2 をそれぞれ上層，下層の平均の厚さとすると重力加速度 g，内部波の水平波長 L，コリオリのパラメーター f に対し，2 層流体の内部波の位相速度 C_f は，

$$C_f = \left\{\frac{f^2L^2}{4\pi^2} + \frac{g(\rho_2-\rho_1)h_1h_2}{\rho_2(h_1+h_2)}\right\}^{1/2} \qquad (7)$$

と表わされる[13]。式 (7) から，内部波の周期 T に対し，水平波長 L は，$h_1(=3\times10^3\text{cm}) \ll h_2(=4\times10^5\text{cm})$ を考慮して，

$$L = \left\{\frac{4\pi^2 g h_1(\rho_2-\rho_1)T^2}{(4\pi^2-f^2T^2)\rho_2}\right\}^{1/2} \qquad (8)$$

と近似できる。$g=9.8\times10^2$cm・sec^{-2}，測定海域の代表値として，$(\rho_2-\rho_1)/\rho_2=1.5\times10^{-3}$，$f=1\times10^{-4}$ sec^{-1}(45°N に対応）とし，式 (8) を用いて水平波長 L と周期 T との関係を求めた（図 10)。図 10 には地球自転の影響を無視した場合の分散関係も示してある。当然のことながら，今回の測定結果に現われた 4 時間程度の周期に対しては地球自転の影響は無視してもよいことがわかる。

さて，3 回の測定から求められた周期に対応する内部波の波長は，図 9 からそれぞれ 3.6 km（7 月 30 日)，9.8 km（7 月 31 日)，9.8 km（8 月 4 日）となり，各海流板間の水平スケールと同程度か，より大きいと判断できる。したがって，測定された水平発散の周期成分は，季節的密度躍層中を伝播する内部波によると考えることができる。

一方，Trend 成分についての水平発散の大きさは $0.1\sim1\times10^{-5}$sec^{-1} であり，数時間周期の変動に伴うそれに比べ数分の 1 から数十分の 1 の大きさとなっている（表 1)。この場合，Δt（測定継続時間）として 5～8 時間を式 (6′) に代入すれば，$\Delta H/H$ は 0.02～0.28 になり，表層混合層の厚さの変化として 1～10 m の大きさになる。Trend として現われた水平発散の要因としては，測定継続時間より長い周期を持つ内部潮汐波*，準地衡流渦によるもの，乱流拡散，風成エクマン発散などが考えられる。しかしながら，海洋内部の密度場の時間変化に関する観測は行っておらず，また，水平発散の測定継続時間も不十分であり，この要因のいずれかについては判定しかねる。

5. 面積および水平発散の測定誤差の大きさ

個々の浮標（海流板）の相対位置の測定誤差の大きさは，レーダーの中心からの距離と方位について見積もることができる。しかし，距離の誤差はほぼ一定値と考えられるのに対し，方位の誤差は距離の関数になり，さらに，レーダーの中心から各浮標までの距離が測定時刻ごとに変わるために，多数の浮標から計算する面積の測定誤差を見積もる場合の計算は複雑になる。そこで，ここではもっと単純に考え，面積の計算結果から面積の測定誤差の大きさを見積もる。また，その結果から水平発散の測定誤差の大きさを見積もる。

表 1 には，図 9 の中で区分的に当てはめた直線と測定面積との差の標準偏差 (s. d.) も示してある。この標準偏差は，対数面積の変化が直線に乗ると仮定し，さらに，測定値がこの直線よりずれる要因が測定誤差のみであると考えた場合に，面積の測定誤差の大きさの尺度となる。表 1 の標準偏差は，実際には真の面積変化分も含み，測定誤差だけによる値より大きいはずであるから，測定誤差の大きさの上限の目安として扱うことができるだろう。

表 1 から，各測定日ごとの標準偏差の平均値は 0.016 km^2 から 0.027 km^2 の範囲にあるので，今回の測定方法による面積の測定誤差の大きさ $\Delta S_{s.d.}$ は，各海流板間の距離約 1 km に対し，±0.02 km^2 位と考えられる。したがって，今回求めた水平発散の大きさの測定誤差 Qe は，各測定時間帯 Δt が 1～2 時間であるので，式 (2) の差分式 $Qe=(1/S)(\Delta S_{s.d.}/\Delta t)$ から，$\pm6\sim3\times10^{-6}$ sec^{-1} と見積もられる。

お わ り に

本報告を終るに際し，測定現場において海流板の放流・回収等に御協力いただいた，山本昭一船長をはじめとする北星丸の乗組員の皆様，実習生諸氏，浜中恒寧氏に深く感謝します。また，原稿の御批評，御校閲をいただいた秋葉芳雄助教授，大谷清隆助教授，村上 敬助手に厚く感謝します。

文 献

1) 川合英夫・坂本久雄・百田方子 (1969). 黒潮表層水の収束発散に関する研究-I. 南西水研報 **1,**

* Reid[14] は陸岸から 40 海里沖で内部潮汐が存在することを示したが，その後，Barnett & Bernstein[15], Simpson & Paulson[16] は，北太平洋中緯度の，大陸や島から遠く離れた深海域の表層においても内部潮汐波が卓越して存在することを示している。

1–14.
2) 川合英夫・坂本久雄 (1970). 黒潮表層水の収束発散に関する研究-II. 南西水研報 2, 19–38.
3) Chew, F. and Berberian, G.A. (1971). A determination of horizontal divergence in the Gulf Stream off cape Lookout. *J. Phys. Oceanogr.* **1**, 39–44.
4) Molinari, R. and Kirwan, Jr. A.D. (1975). Calculations of differential kinematic properties from Lagrangian observations in the Western Caribbean Sea. *Ibid.* **5**, 483–491.
5) 川合英夫 (1976). 収束・発散と海の粒々物理学. p. 103–155. 寺本俊彦編. 海洋学講座 2. 251 p. 東大出版会, 東京.
6) 北海道大学水産学部 (1979). 海洋調査漁業試験要報, 第 22 号.
7) Dodimead, A.J., Favorite, F. and Hirano, T. (1963). Salmon of the North Pacific Ocean – II, Review of oceanography of the Subarctic Pacific region. *Bull. Int. North Pacific Comm.*, **13**, 195 .
8) Reid, J.L. and Arthur, R.S. (1975). Interpretation of maps of geopotential anomaly for the deep Pacific Ocean. *J. Mar. Res.* **33**, Supplement, 37–52.
9) Reid, J.L. (1961). On the geostrophic flow at the surface of the Pacific Ocean with respect to 1,000–decibar surface. *Tellus* **13**, 489–502.
10) Wyrtki, K. (1975). Fluctuations of the dynamic topography in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* **5**, 450–459.
11) Bernstein, R.L. and White, W.B. (1974). Time and length scales of baroclinic eddies in the Central North Pacific Ocean. *Ibid.* **4**, 613–624.
12) Roden, G.I. (1977). On long-wave disturbances of dynamic height in the North Pacific. *Ibid.* **7**, 41–49.
13) Haurwitz, B. (1950). Internal waves of tidal character. *Trans. Amer. Geophys. Union* **31**, 47–52.
14) Reid, J.L. (1956). Observations of internal tides in October 1950. *Ibid.* **37**, 278–286.
15) Barnett, T.P. and Bernstein, R.L. (1975). Horizontal scales of midocean internal tides. *J. Geophys. Res.* **80**, 1962–1964.
16) Simpson, J.J. and Paulson, C.A. (1979). Observations of upper ocean temperature and salinity structure during the POLE experiment. *J. Phys. Oceanogr.* **9**, 869–884.