

日本海栄養塩の内部波による沿岸輸送について

Transport to a coast ecosystem of a nutrients by the internal waves

瀬戸雅文*・大竹臣哉**・奥野充一***・中村充**

Masabumi Seto, Shinya Otake, Zyuichi Okuno and Makoto Nakamura

A density interface is formed to $\sigma_t=27.0$ in Sea of Japan near Hokkaido. The nutrients in a surface of the density interface is a regular value through a year with a phosphate-P $0.8\sim 1.0\mu\text{g-at/l}$, nitrate-N $10.0\mu\text{g-at/l}$ and silicate-Si $15.0\mu\text{g-at/l}$. The depth of the density interface is formed becomes shallow in the westside and also the north side of Sea of Japan near Hokkaido. The internal waves that propagate during surface of a density interface is concentrating on the offshore of Syakotan Peninsula and also Ohayu Cape by the hydraulic model test.

keywords: nutrient, internal wave, density interface

1. はじめに

北海道周辺における日本海の鉛直構造は、季節変化に依存する上層部(150~300m以浅)と、それ以深にあって年間を通じて極めて安定的な深層水(日本海固有水)で形成されている。深層水は、高水温・貧栄養な対馬海流(上層部)とは逆に、生物生産に不可欠な窒素やリン、ケイ素などを多く含み、かつ病原菌が極めて少ない低水温性の海水であるとともに、常に再生される循環型資源であることから水産分野、エネルギー分野、環境保全分野など様々な分野への利用可能性が期待されている。図-1に深層水の挙動パターンの概要を示す。大和海嶺や武蔵礁など大規模な海底地形の高まり周辺ではしばしば湧昇流が発生し、栄養塩に富んだ深層水が有光層まで上昇し、しばしば植物プランクトンの増殖に伴う好漁場が形成される。また、密度界面近傍に形成される内部界面波が沿岸域へ到達すれば、内部砕波に伴う上下層の混合など周辺海域の豊度化が期待される。深層水の湧昇機構や様々な理化学特性に関する研究は吉田¹⁾による発生機構の理論解析やRyther²⁾による湧昇域魚類生産力の試算などが先駆けとなり国内外で精力的に取り組まれている。深層水資源の合理的な利用方途を検討するためには湧昇海域の推定や内部波の挙動特性に関する知見が重要となるが、現状では、ポンプによる汲み上げ利用の可能性を中心に利用方途が検討されている程度にとどまっている。本研究は、北海道周辺の日本海をケーススタディとして、調査船等による海洋観測データを元に深層水に含まれる栄養塩の諸特性及び密度躍層面の時空間分布状況を明らかにするとともに、津軽海峡の脈動流により発生し、コリオリ力の影響を受けながら陸棚波状に北海道沿岸域を北上する内部波の挙動をコリオリ水槽を用いた水理模型実験より明らかにし、内部波による北海道沿岸域の環境造成や生態系修復などへ向けた基盤知見を得ることを目的とした。

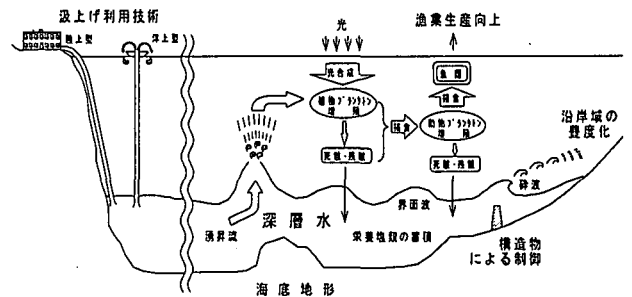


図-1 深層水挙動イメージ図

2. 北海道深層水の諸特性

2-1. 解析条件

解析に使用したデータは、北海道立水産試験場の公表するデータ及びJODC(日本海洋データセンター)より提供(提供番号96-151)を受けた過去20年間に亘る北海道日本海の層別データで、水温・塩分6527データ、リ

* 正会員 北海道立中央水産試験場 水産工学室(046 北海道余市郡余市町浜中町 238)

** 正会員 福井県立大学 生物資源学部 海洋生物資源学科

*** 福井県立大学大学院

ン酸塩1663データ、亜硝酸塩1198データ、硝酸塩1258データ、ケイ酸塩167データ、アンモニウム塩876データを用い、各データを緯度・経度何れも10分メッシュ内に再配置した上で、各メッシュ、調査項目毎に月別に平均化し使用した。なお、海水の密度(σ_t)はユネスコ(1980)の定義により計算した。図-2に、密度計算に使用したメッシュ毎のデータ数を示す。解析では密度データは比較的データ数が多いため、等密度面水深の水平分布を計算した。また、栄養塩データについては石狩湾周辺及び津軽海峡周辺を中心に散在的に分散していたため、図-3に示すSt.a~St.hまでの計7点について評価した。

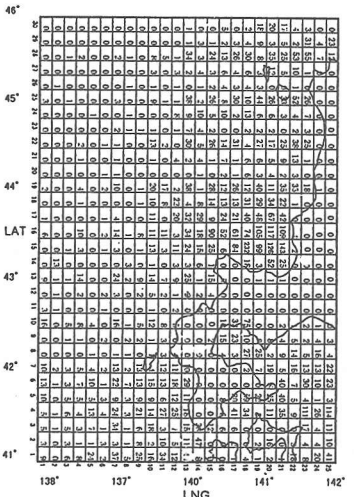


図-2 メッシュ密度データ数

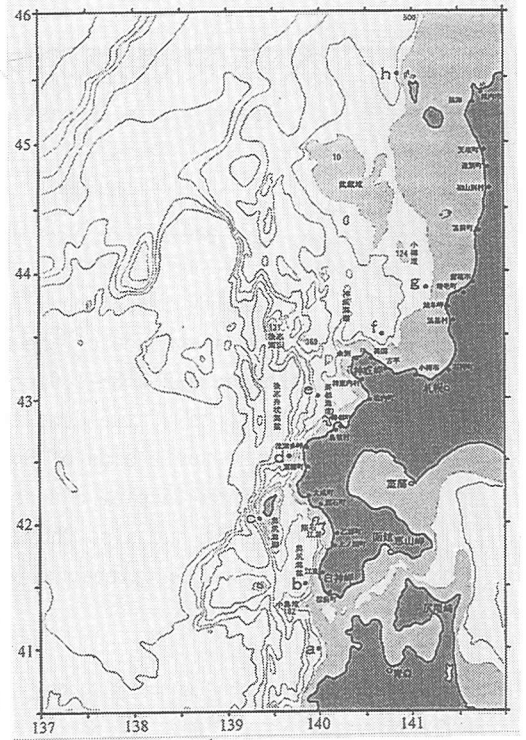


図-3 栄養塩解析点

2-2. 栄養塩の分布特性

図-4は津軽海峡西側海域のst. a (41°N, 140°E)における σ_t の鉛直分布の季節変化を示したものである。これより、鉛直密度は $\sigma_t=27.0$ (水深約200m) 付近を境として季節変化に依存する領域と、年間を通してほぼ様な領域に区分され、躍層の発達が著しい8~11月においては津軽海峡の脈動流により発生した内部波が $\sigma_t=27.0$ の等密度面を中心に北海道沿岸域を北上することが考えられる。図-5~図-8は栄養塩濃度の σ_t による変化を各計測点毎に示したものである。これより、リン酸塩濃度は6月~11月の $\sigma_t=25.0$ 以下の浅海域において、一般に植物プランクトン増殖の限定要因とされる $0.15 \mu\text{g-at/l}$ を下回るケースが認められる。また、亜硝酸塩の濃度分布には $\sigma_t=27.0$ 付近にピークが認められるが、一般に亜硝酸塩濃度は水温躍層付近で極大値をとることから同密度が躍層に対応していることが裏付けられる。なお、何れの計測点においても栄養塩類は $\sigma_t=27.0$ 近傍においてほぼ一定の値(リン酸塩 $0.8 \sim 1.0 \mu\text{g-at/l}$ 、硝酸塩 $10.0 \mu\text{g-at/l}$ 、ケイ酸塩 $15.0 \mu\text{g-at/l}$)を維持しており、等密度面水深の分布特性をもとに当該域における栄養塩濃度を推定することができる。

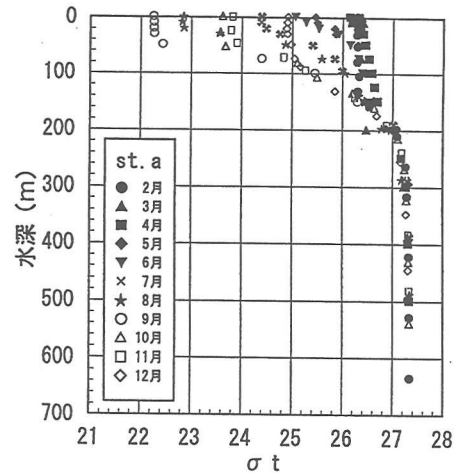


図-4 津軽海峡周辺の σ_t の季節変化

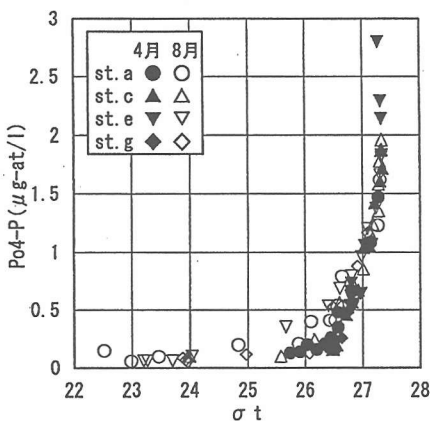


図-5 リン酸塩の σ_t による変化

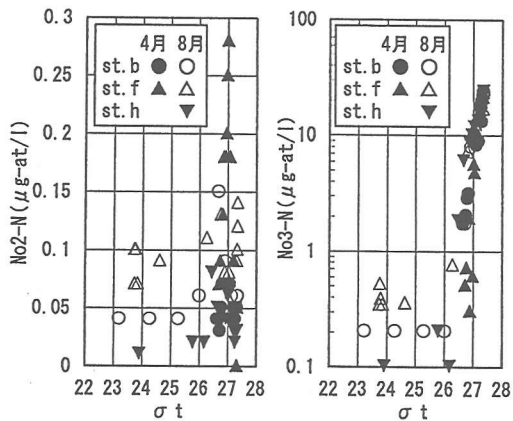


図-6 亜硝酸塩・硝酸塩の σ_t による変化

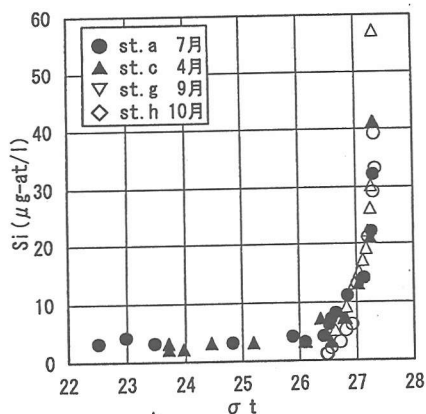


図-7 ゲイ酸塩の σ_t による変化

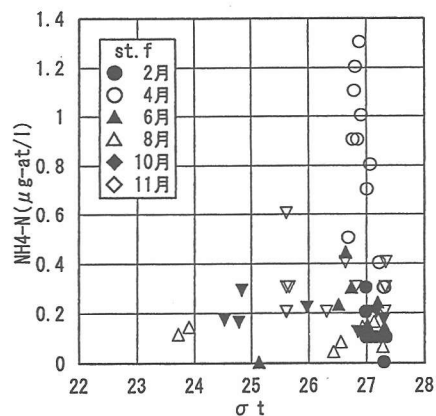


図-8 アンモニウム塩の σ_t による変化

2-3. 密度界面の分布特性

図-9は $\sigma_t=27.0$ 等密度面が形成される水深帯の北海道周辺(41~45°50'N, 138~142E)における平面分布を季節別に図示したものである。これより、解析領域内において $\sigma_t=27.0$ 等密度面は北側及び西側ほど上昇する傾向が認められ、特に北海道北部(稚内周辺)においては冬季の界面水深が海面下20~30mまで上昇しており、宗谷海峡の水深(70m程度)を考えると日本海深層水の栄養塩がオホーツク海の豊度化に寄与していることが示唆される。図-10は北海道日本海沿岸域の各地先沖合における $\sigma_t=27.0$ 等密度面の存在水深と季節変動特性を示したものである。これより、北海道檜山海域の大成町、瀬棚町沿岸が周辺海域に比べて年平均の界面到達水深が40~50m浅いこと、奥尻島、利尻・礼文島周辺海域及び、留萌市以北の海域が他と比較して栄養塩が浅海域まで上昇していることなどがわかる。

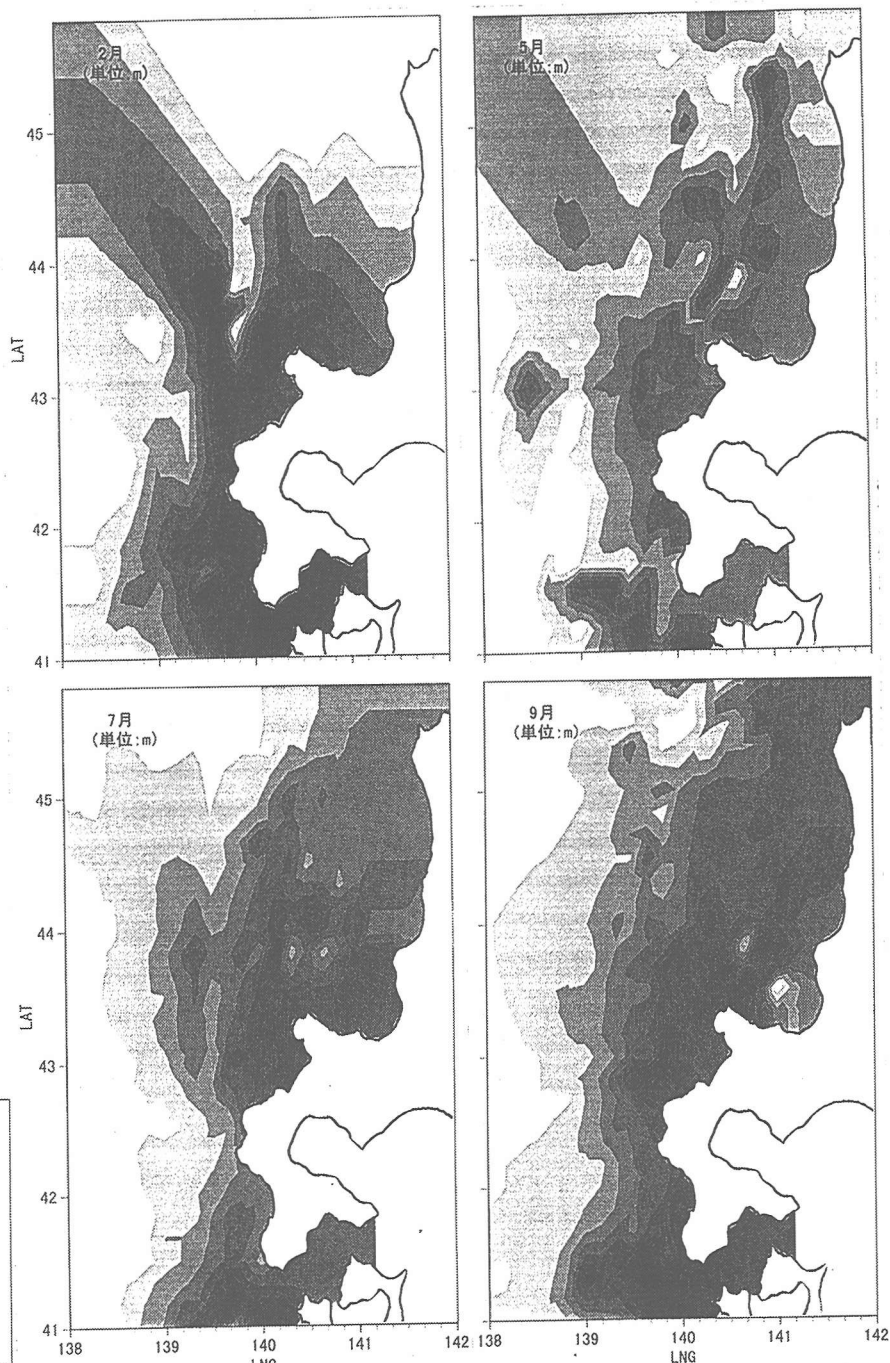


図-9 σ_t 27.0等密度面形成水深の季節変化

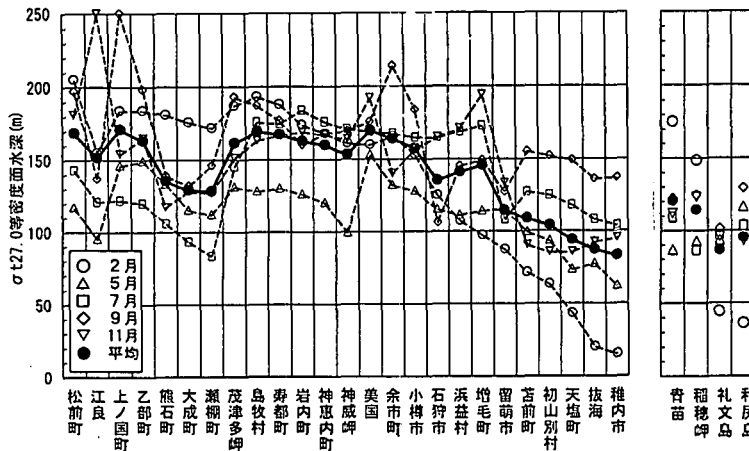


図-10 北海道日本海沿岸域における $\sigma_t 27.0$ 等密度面の存在水深

3. 内部界面波の諸特性

3-1. 相似則の検討

水平 $x-y$ 座標系において、コリオリ力を考慮した内部界面波の下層における運動方程式及び連続の式は各次式で与えられる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -\epsilon g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho h} + f v \quad \dots(1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -\epsilon g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho h} - f u \quad \dots(2)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -(h + \xi) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad \dots(3)$$

ここに、 ξ : 内部波の振幅、 ρ : 下層の海水密度、 $\Delta \rho$: 上下層の海水密度差、 $\epsilon = \Delta \rho / \rho$ 、 τ : 境界面の摩擦抵抗 ($= f_b \rho u (u^2 + v^2)^{0.5}$ 、 f_b : 摩擦係数で成層の強い場合0.001~0.002で与える)、 f : コリオリパラメータ ($= 2\omega \sin \phi$ 、 ω : 地球自転角度、 ϕ : 緯度) である。鉛直方向の長さ単位を d' 、水平方向を l' として歪み模型について検討する。(1)~(3)式を、ダッシュのついた量を単位とし、添字0の付いた量を同単位で測った無次元数として整理すれば

$$\frac{\partial u_0}{\partial t_0} + u_0 \frac{\partial u_0}{\partial x_0} + v_0 \frac{\partial u_0}{\partial y_0} = -\frac{\epsilon' g d'}{v'^2} \frac{\partial \xi_0}{\partial x_0} - \frac{f_b' l'}{d'} u_0 (u_0^2 + v_0^2)^{0.5} + \frac{l' f'}{v'} f_0 v_0 \quad \dots(4)$$

$$\frac{\partial v_0}{\partial t_0} + u_0 \frac{\partial v_0}{\partial x_0} + v_0 \frac{\partial v_0}{\partial y_0} = -\frac{\epsilon' g d'}{v'^2} \frac{\partial \xi_0}{\partial y_0} - \frac{f_b' l'}{d'} v_0 (u_0^2 + v_0^2)^{0.5} - \frac{l' f'}{v'} f_0 u_0 \quad \dots(5)$$

$$\frac{\partial \xi_0}{\partial t_0} = -(h_0 + \xi_0) \left(\frac{\partial u_0}{\partial x_0} + \frac{\partial v_0}{\partial y_0} \right) \quad \dots(6)$$

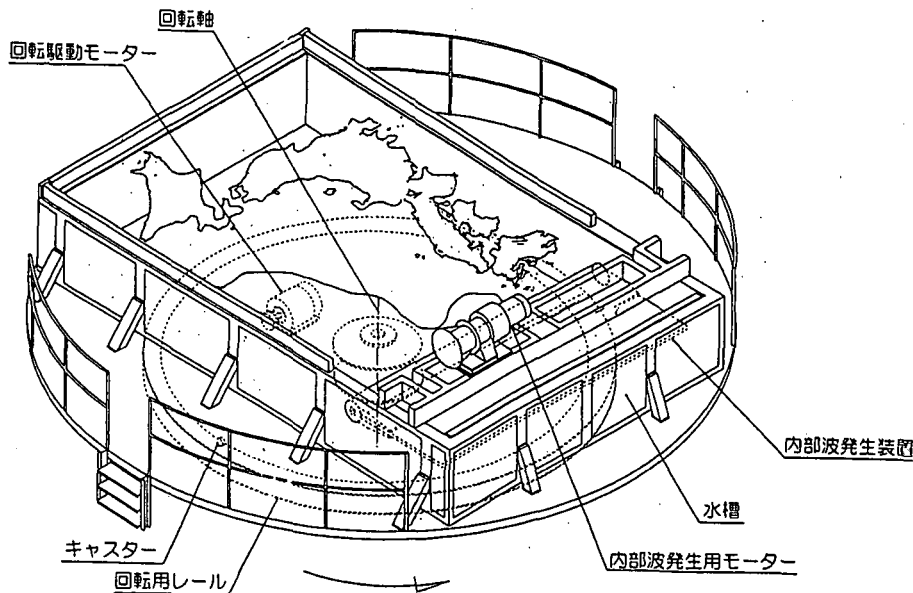
これらの式が実物と模型で等しく成り立つためには、右辺の単位系で構成される無次元数の実物模型比 (添字 r) が1となる条件より

$$v'_r = (\epsilon'_r d'_r)^{0.5}, \quad t'_r = l'_r / v'_r, \quad f_b'_r = d'_r / l'_r, \quad f'_r = \omega'_r \sin \phi'_r = v'_r / l'_r = 1 / t'_r$$

今回、実験に供する北海道地形模型の各パラメータに対する縮尺条件を表-1に示す。水平及び鉛直縮尺は実験水槽の規模より、水平縮尺 $l_r = 1/125000$ 、鉛直縮尺 $d_r = 1/2500$ とした。更に、密度差は夏季の日本海表層及び深層水密度の代表値 (各1.023, 1.027) をもとに、模型の上層密度を0.009~1.000、下層密度を1.002~1.003に設定した。なお、本実験中、境界面の摩擦抵抗については現地観測などの評価されるべきデータがないため、今回の検討から除外し、以後現地データ等が得られた後に再評価することとした。

表－1 実験縮尺条件

諸元	縮尺
l_r	125000
d_r	1/2500
V_r	1/50
t_r	1/2500
f_{br}	50
f_r	2500
ε_r	0.75
ω_r	2854
$\sin\phi_r$	0.876

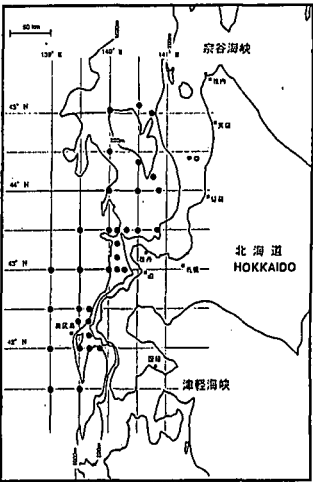


図－11 実験水槽概要図

3-2. 実験方法

実験は福井県立大学海洋生物資源学科所有のコリオリ水槽（回転水槽、縦6.3m、横4.0m、最大水深1.0m）を用いて実施した。供試模型は北海道日本海側を中心に北緯41°～45°40'、東経136°10'～142°20'の位置を再現した。再現に当たり水深は海上保安庁水路部刊行の海図に等深線を記入して、格子点の水深を読みとった。また、模型製作精度を1mmとし、確認にはトランシットを用いた。内部波の波速は下層水深（最大3700m）に比べ表層水深（200m）が十分小さい場合、表層水深に依存することが理論的に導かれるため、水深は表層より500mまでを再現し模型の最大水深を20cmとした。実験水槽概要を図－11に示す。水槽の回転周期は相似則より得られる時間縮尺をもとに33秒で一定とした。

実験では、下層水を躍層相当水深（実物換算で200m）まで注入し水槽を15時間回転させて下層水の安定を確認後、上層水を徐々に注入し界面を作成した。発生波の条件は、津軽海峡の脈動流を起動力として発生する内部波に相当する波条件（周期24時間、津軽海峡周辺で波高200m⁴⁾）とし、水槽に設置された内部波発生装置（水平フラップ式で造波板を、淡水と塩水の境界面に配置）により形成した。また、宗谷海峡の脈動流は往復流発生装置により、最大流速1ノットとなるように、津軽海峡（函館）と宗谷海峡（稚内）の潮時差に配慮しながら振動流量を与えた。内部波の測定は図－12に示す計34定点について内部波波高計を用いて実施した。なお、波高計の台数制限より基準定点（北緯41°30'、東経139°30'）を設けて、他の2～3箇所を、測定点位置を変化させながら計測し基準点の波高時系列の変化をもとに各定点の位相を調整した。



図－12 波高計測位置

3-3. 内部波の波高分布特性

造波板の駆動とともに発生・伝播する内部波は各計測点に到達後、約10波目より安定するが、水槽側面よりの反射の影響等を考慮して、初期発生段階における同位相の波高データを解析に使用した。図－13は奥尻島北部海域(139°40'E, 42°20'N)、及び積丹半島先端海域(140°10'E, 43°30'N)で計測された内部波高の時系列を示したものである。ここに示すように、各計測点毎に波の周波数構成は若干異なっており、奥尻島周辺など地形変化が複雑な海域ほど不規則性を呈するようになる。従って、今回の実験においては各計測点における波高値は、当該域で計測される最大波高値とし、基準点波高で基準した波高比で評価した。図－14は北海道日本海における内部界面波の各計測点における波高比及びこれより計算される等値線を示したものである。図より、奥尻島北部(1.54)、積丹半島先端(1.69)、石狩沖(1.46)、天売・焼尻島周辺(1.29)において内部波高の顕著な増大が認められる。また、礼文島周辺については、大陸棚上で内部波高の測定を試みたが、波高計のセンサー部が海底面に接触してしまい、より深い場所に観測点を移動せざるを得なかった。これより、当該域周辺では内部波が碎波し、上下層が混合していることが考えられるが、更に詳細については今後検討する必要がある。

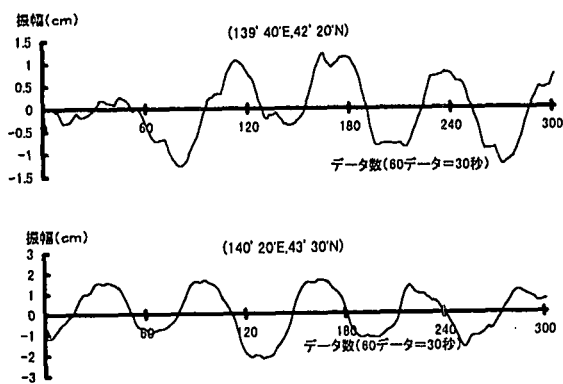


図-13 内部界面波高の経時変化

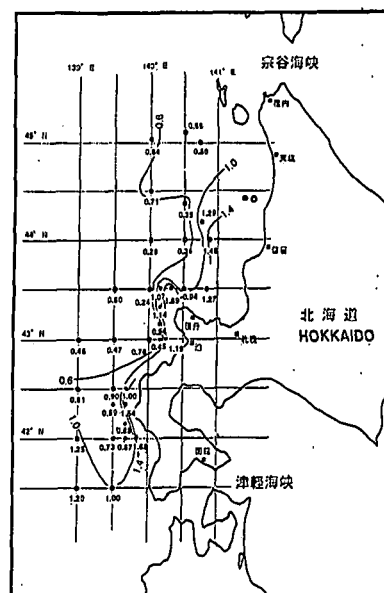


図-14 内部波波高比の平面分布

4. おわりに

海洋観測データの解析結果及び水理模型実験結果の何れにおいても、奥尻海峡周辺、積丹半島先端（神威岬）

海域及び北部日本海周辺は深層水が浅い水深帯まで張り出している。奥尻海峡周辺は、内部波の発生源が近いため大きな減衰なしに内部波が到来し、海峡地形による狭窄が内部波の発達や密度界面上昇を促したと考えられ、これらの波の一部は大陸棚に向かって進行すると推察される。積丹半島先端海域は、内部波の屈折によるエネルギーの集中が波高値の増大を促したものと推察され、同屈折によって内部波は大陸棚に沿って石狩湾内に進入することが考えられる。また、北部日本海海域には大陸棚が張り出しており、かつ $\sigma_t=27.0$ 等密度面の形成水深が浅い海域であることから、今後、水深変化にともなう内部波の浅水変形や、内部砕波による上下層混合の有効性などについて検討してゆく必要がある。

北海道沿岸域における深層水の到達水深は、既存海洋観測データより解析された $\sigma_t=27.0$ 等密度界面の形成水深に、水理模型実験より明らかになった同密度界面上を伝播する内部波の振幅を加算すれば概算的に検討できる。

今回の研究では、内部波の基準点における波高を200mと仮定したが、同値はベルヌイの定理を用いた保存則レベルの理論値であり、詳細な海底地形や脈動流における非常流成分の効果などについては考慮されていない。従って、今後、本解析結果を事業等に反映させ定量的な検討を実施するためには、基準点における波高値を調査船を配するなどして決定するとともに、コリオリ水槽による水理模型実験の妥当性や適用限界等についても更に詳細に検討してゆく必要がある。

参考文献

- 1)Yoshida,K.:Jap.J.Geophys.4,1-75,1967.
- 2)Ryther,J.H.:Science 166,72-76,1969.
- 3)科学技術庁研究開発局：海洋深層水資源の有効利用技術の開発に関する研究成果報告書（第II期），科学技術庁,pp.286,1990（pp.405,1991）.
- 4)大竹臣哉・中村充・糸渕長敬・奥野充一・瀬戸雅文：日本海における内部波の挙動とその特性,日本水産工学会平成8年度学術講演会論文集,29-32,1996.