



Title	渡島半島東岸の沿岸湧昇 - 1
Author(s)	大谷, 清隆; 出口, 良二
Citation	北海道大學水産學部研究彙報, 32(1), 77-96
Issue Date	1981-03
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/23745
Type	bulletin (article)
File Information	32(1)_P77-96.pdf



[Instructions for use](#)

渡島半島東岸の沿岸湧昇-1

大谷清隆*・出口良二*

Coastal Upwelling off the Eastern Coast of
the Oshima Peninsula-1

Kiyotaka OHTANI* and Ryoji DEGUCHI*

Abstract

The records of the coastal sea surface temperature along the eastern coast of the Oshima peninsula have revealed that sudden temperature drops have occurred frequently corresponding with the southeasterly wind blow during the warming season. Two months of temperature variations were obtained by the temperature recorders and for one month almost daily observations by bathythermograph at eight stations on a section 4.7 km from the coast during the summer in 1979 are presented.

The results show the small "event time scale" within one or two days, and that the amounts of vertical displacement of the isotherms and isopycnals are 20-30 meters in a few days. These indicate the upwelling velocities of the order of $\times 10^{-2}$ cm/sec.

はじめに

陸岸に平行に吹く風によって生じられる沿岸湧昇は、長期間にわたって大規模に生じる、北米及び南米大陸の西岸やアフリカ大陸の北西岸に見られるものが著名である。近年、これらの海域の湧昇現象は組織的に観測され、湧昇に伴う流れの構造^{1,2,3,4,5)}や湧昇速度^{6,7)}等の多くの知見が得られている。しかし、日本の沿岸では地形と風系が湧昇を生ずるのに不適當な海岸が多いためか、観測例は少なく、わずかに岸^{8,9)}が伊豆半島東岸で観測した例と、蓮沼¹⁰⁾が東京湾の東側で湧昇が認められることを報告しているにすぎない。

本著では、上記の3海域に比較して現象としては小規模であるが、毎年5月から9月初めにかけて明瞭に繰り返し生じる、渡島半島東岸の湧昇現象について、主として1979年夏に実施した観測結果に基づいて概要を報告する。

地 形

北海道南部の地形と、噴火湾を含む渡島半島東岸海域の水深図を第1図に示す。太平洋に面する渡島半島東岸は、南東—北西に伸びるほぼ直線的な海岸線をもち、津軽海峡東口の恵山岬から噴火湾口の砂崎に至る間の直線距離は約53kmある。海岸線は砂崎から円形を描いて噴火湾をめぐり、対岸の室蘭市地球岬に至る。ここから海岸線は北東に向かって直角に折れまがり、苫小牧市を経て弓状に曲

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

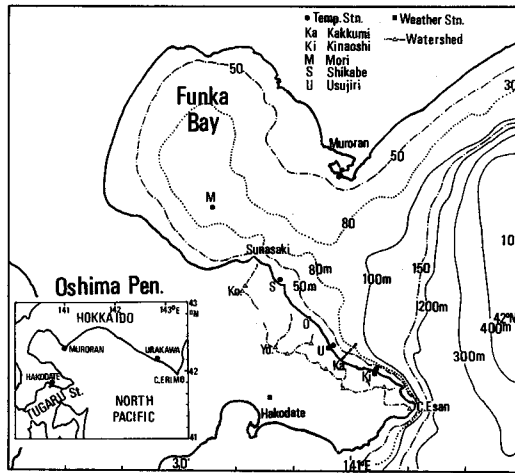


Fig. 1. Map of southern Hokkaido and bathymetry of Funka bay region showing positions of measuring points.

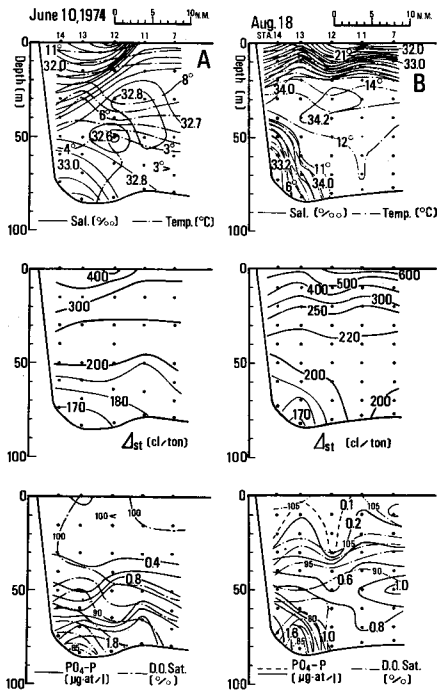


Fig. 2. Typical oceanographic structures and distributions of $PO_4\text{-P}$ and ratio of O_2 saturation on the vertical section across the coast of Ohfuné in June (left) and in August (right), 1974.

がって東南東に伸び、日高海岸を経て襟裳岬に至る。

等深線の示すように、この沿岸は岸深となっているが、沖合は恵山から苦小牧沖に至る陸棚上にあり、陸棚斜面は恵山岬からこの海岸線と交差するように、北北西～北に伸びている。

半島の南東部の山並は海岸にせまってけわしく、標高 400～700m の連山が海岸に並行して続き、半島中央部の標高 1,167m の横津岳に至る。更に噴火湾口部には標高 1,142m の駒ヶ岳火山が孤立してあるので、この沿岸の主風向は海岸線に平行するものが卓越する。

海洋構造

噴火湾及びその沖合海域は親潮系水と津軽暖流水とが、時期を違えて周期的に交替する海域として知られている^{11,12,13,14}。2・3月ころからこの海域を占める親潮系水はその表層にオホーツク海から流出した流氷の融氷水を含んでいるので、襟裳岬を回ってこの海域に至っても、寒冷かつ低塩分な特性を保っている。融雪期にこの表層は陸水によって更に希釈されるので、加熱期に入ってからの昇温は浅くに形成される大きな鉛直塩分傾度のため、表層で大きく、中層以深は長く低温に保たれる。

親潮系水は春早くから盛夏まで、噴火湾内の

ほとんどを占めているが、初夏のころから津軽暖流水が沖合海域に分布範囲を広げ始め、盛夏から秋にかけて噴火湾に入って、湾内にそれまで滞っていた親潮系水と交替する。このとき、噴火湾から流出する親潮系水起源の水は湾口南側から、渡島半島の岸沿いを南東に流れ出るので、沖合に津軽暖流水が接近してあっても、渡島半島東岸の岸沿いの海域は噴火湾を経て鉛直の水温差の大きくなった水に占められることになる。

第2図に、噴火湾内の親潮系水の現存量が最大となった^{15,16)}6月(A)と、沖合に広く津軽暖流水が分布している8月(B)の場合について、大船沖の断面を用いて海洋構造の一例を示す。この例は1974年の観測結果である¹⁷⁾が、水温の極値や津軽暖流水の接近の度合等に差異はあるものの、大要は各年共通して認められている。

6月の場合、岸近くの海面水温は11°Cに上昇しているが、50m深では4°Cと低く、沖合には3°C以下の冷水がある。渡島半島寄りの表層の塩分は沖合に比較して1%程度低く、比容アノマリーの分布から推定されるように、岸寄りの水は噴火湾を経て南東に流出して来たものである。この時期には、噴火湾から流出して来た表層水を含めて、30m深くらいまでの有光層内の栄養塩類は減少している。特に窒素分の減少は著しく、3態窒素の濃度はStn.14では40m深まで0.4 $\mu\text{g-at/l}$ 以下であり、硅酸態硅素も2 $\mu\text{g-at/l}$ 以下である。これと対照的に、50m以深の栄養塩の濃度は急増し、海底直上では $\text{PO}_4\text{-P}>1.8\ \mu\text{g-at/l}$ 、 $\text{Total-N}>10\ \mu\text{g-at/l}$ 、 $\text{SiO}_4\text{-Si}>17\ \mu\text{g-at/l}$ と高濃度に栄養塩類が存在する。酸素飽和度の分布に示されるように、これらの高濃度な栄養塩類は噴火湾内の海底上で再生されたものと考えられ、海底に沿う流出も示唆される。

渡島半島に沿う噴火湾内水の流出パターンは8月の場合はより明瞭である。この時期には海面水温は20°Cを越え、32%以下の低塩分水が広く海面に広がってあるが、20m以深では塩分34%以上となって、沖合を広く津軽暖流水が占めている。しかし、Stns.14,13の深部では塩分はこれより低く、水温も低い、この時期には噴火湾内の深部にしか存在しない、親潮系水が認められる。栄養塩類の分布もこれに対応して、この冷水に相当する範囲で高い濃度を示し、酸素飽和度は低くなっている。表層の栄養塩類は6月に引き続いて低い状態で推移している¹⁷⁾。

上述のように、渡島半島東岸の岸寄りの海域は、夏期を通して、表層とそれ以深との水温差は大きく保たれているので、水の鉛直運動の結果は水温変化として比較的容易に知ることができる。さらに、噴火湾から流出して来る貧栄養状態の表層水に対して、同じく噴火湾から流出して来る底層水が親潮水に匹敵するほどに豊富な栄養塩類をもっているため、鉛直運動に伴う栄養塩類の輸送効果を知ろうと好都合である。

沿岸海面水温の記録

沿岸湧昇を検出する手段として、下方の冷水の上昇による水温低下が一般的に指標として用いられている。しかし主水温躍層が深くにある海域では、前述の3海域のように、長い期間湧昇に適した風が吹き続かなければ、海面水温の低下としては検出され難い。しかし、当海域の場合は5月～9月の期間を通して、前述のように、浅い部分の鉛直水温傾度が大きいので、小さな湧昇でも比較的大きな水温低下として、海面水温記録にあらわれている。

第3図に、この海岸のほぼ中央に位置する南茅部町宇白尻にある白尻漁港の防波堤外側で、北海道大学水産学部白尻水産実験所が毎日09時30分に観測した沿岸海面水温記録を示す。親潮系水が2～3月ころに接岸すると、水温は急下降し、周年の最低水温が記録される。この時期は気温も低いので、低温状態は3月中持続し、水温の変動量も1°～2°C以下と小さい。4月に入って、海面水温は上昇し始め、5月以降の水温上昇率は大きくなる。しかし、このころから大きな水温変動がしばしば現われ、変動幅は5月でも5°Cを越えることは稀でない。水温低下時の極小値は昇温期の1～2か月以前の海面水温に相当する。水温低下は例年、6月中旬～7月中旬、8月中・下旬に頻発しているため、旬平

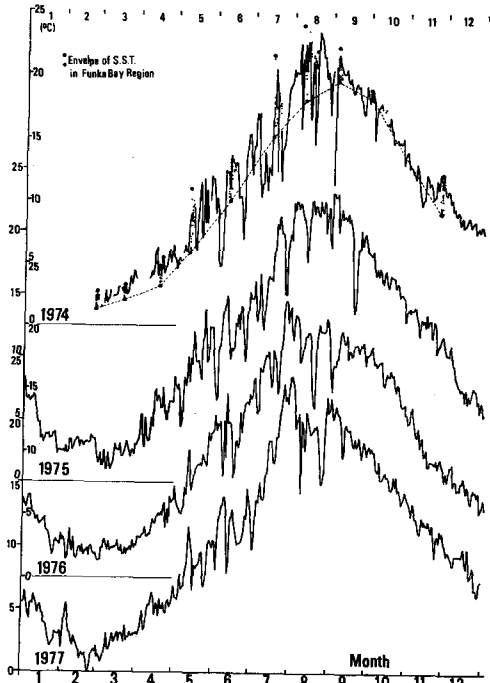


Fig. 3. Variations of daily coastal sea surface temperature at Usujiri, 1974-1977.

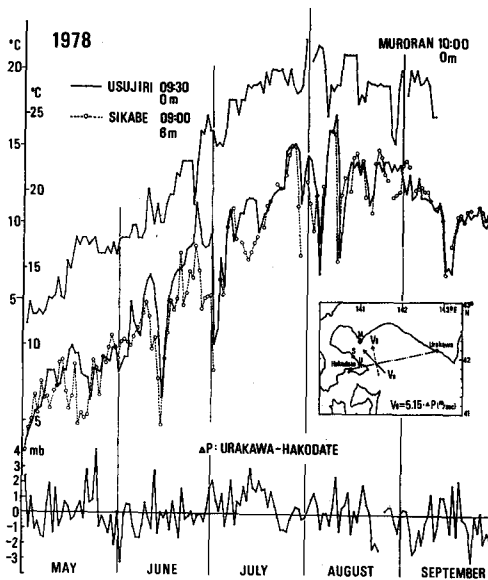


Fig. 4. Variations of daily coastal sea surface temperatures at Usujiri, Shikabe and Muroran, 1978.

均水温値は水温上昇期にあるのにもかかわらず、かえって前旬より1°C以上も低下して推移する場合がしばしばある。

冷却期に入って表層の混合層が深まる9月下旬以降は、中層に比較的高温な津軽暖流水が接岸するためあって、このように大きな水温変動は認められなくなり、小さな変動を繰り返しながら、冷却に応じて水温は低下し、次の親潮系水の接岸時に再び最低水温が記録される。

1974年の記録には、噴火湾内及びその沖合海域の海面水温の値を記入してある。岸から3km以内の地点の値も含まれているが、水温低下時の極小値は沖合の極小値より更に低く、この変動が冷水塊の水平移流によって生じたものでないことは明らかである。急激な水温低下を生じている場合の多くは顕著な低気圧の通過に伴っていて、5・6月と8月に多い。また、水温低下が数日間持続する場合は北海道の北東にオホーツク高気圧が停滞し、本州にある前線上を低気圧が東進する梅雨時に多い。

第4図に北海道立栽培漁業総合センターが鹿部村字本別出来瀬で、海中から取水している飼育用海水(取水口深度約6m)の09時の水温記録と、北海道大学理学部室蘭海藻研究施設が室蘭市チャラツナイ浜で毎日10時に測定した海面水温記録を白尻の水温記録に合わせて示した。下段には風との対応を見るために浦河と函館の日平均気圧の差を示す。この気圧差の正の値は挿図に示すように、地衡風として算出した海上風の湧昇に適した風向成分の大きさに対応するものである。

白尻と鹿部の場合、水温変動はほとんど同時に生じており、測定深度の相違によると思われる小さな変動を除くと、水温低下時の値も同程度であり、この沿岸に共通した現象であることがわかる。水温低下の大きさと、気圧差の大きさには明確な対応があるとは言えないが、水温低下が気圧差の正の値の後、あるいは正の値が数日続いている時に生じている傾向は明らかである。

しかし、室蘭の場合は両地点のように大きな水温変動は認められず、変化傾向にも同一なものはほとんどない。1978年8月の場合などは室蘭と白尻・鹿部の水温の変化傾向が逆向きになっていて、対岸にあたる室蘭側で負の湧昇が生じていることを思わせる。

以上のような沿岸水温記録と気圧配置から、この現象が風による沿岸湧昇であることが予想され、湧昇の頻度も期間中に延べ30~40日を数えるので、1978年8月に白尻で予備観測を行った。その概要は別報¹⁶⁾に述べたので、ここでは1979年に実施した観測結果について報告する。

観 測

1978年の予備観測の結果、風に対する湧昇現象の応答は早く、水温変化は時間当たり 2°C を越える場合もあり、湧昇速度も $1\text{m}/\text{hour}$ と大きかったので、1979年には自記水温計を当該海域に長期間設置することとした。そのため、調査地点を、地先海面の使用に理解を示された、白尻より南東3kmの川汲地先に移した。観測点は海岸から4.7kmの間に8地点を設定し、それぞれの地点にボンデンを設置しライオン自記水温計を海面下1mになるように取り付けた。これに加えてStn.2の地点には10m深と20m深にも同水温計を垂下した。自記水温記録は7月13日から10月末(Stns. 6, 7, 8は8月23日終了)までと、10m深(7月16日~8月31日)について得られた。

7月14日から8月17日までの期間には、地元漁船“北生丸(2.8t)”(木原茂船長)を使用して、各測点のB.T.観測と表面水の採水を延べ28日にわたって行った。このうち7日についてはナンゼン採水器を使用して各層の採水を行った。栄養塩用の試水はポリ瓶にとり帰港直後冷凍保存し、後日解凍のうえ、Strickland & Parsons¹⁸⁾にならって、 $\text{PO}_4\text{-P}$ 、 $\text{NO}_2\text{-N}$ 、 $\text{NO}_3\text{-N}$ の分析を行った。塩分はAuto-Lab サリノメーターを使用した。

川汲地先の観測と並行して、1978年と同様に、白尻港防波堤外側の海面水温の測定と採水を6時間おきに実施し、同時に気象観測を行った。白尻の風の記録は同実験所の自記風向風速計の記録より読み取った。

結 果

水温記録

自記水温計を設置しておいた期間中に7回の湧昇が記録されたが、いずれも持続時間は短く、水温が低下し始めてから、以前の状態に回復するまでの日数は1日間から3~5日間程度であった。第5図に7月13日から9月8日までの間の各地の水温記録と、白尻の風向・風速及び浦河一函館、室蘭一函館の気圧差から地衡風として求めた風速の2乗値を示す。風の記録は沖合の海面状態から推定すると、白尻の実測値は沖合に吹いている風よりも低い値を示していると思われる、風向も地形の影響を受けやや南寄りに偏る傾向がある。地衡風として求めた値は、海面摩擦の影響を考慮に入れていず、それぞれの2点間を横切る成分の大きさだけを示しているため、その絶対値には大きな意味を持たないが、共に正の値をとる場合に適風となる。

上段の水温記録は川汲の2.3km沖のStn.5の1m深の値(K_{51})、0.8km沖のStn.2の10m深の値(K_{210})、白尻の6時間ごとの海面水温(U_0)及び、この海岸線の延長上にあたる噴火湾内の、森港北15kmの地点に財・機械システム振興協会が設置し、試用中の昇降式自動海洋観測装置の1m深の値(M_1)である。

観測期間中は静穏な日が多かったが、南東風あるいは岸を左手に見る風向成分をもつ東~南の風が吹き続けると、第5図に示されるように、各地点の水温は急速に低下する。 K_{51} と U_0 の変化は良く一致していて、変動の大きさや変化の起時も一致している。 M_1 の場合、噴火湾の南西岸から直線距離で13km程度沖合になるが、両地点と同様な変化傾向を示している。ただし、変動の大きさは両地点

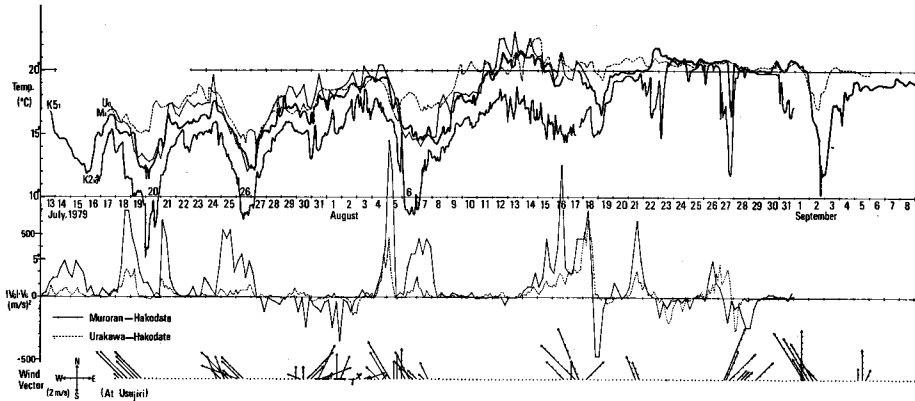


Fig. 5. Variations of temperature obtained by temperature recorders off Kakkumi and Mori, and observed at Usujiri (upper), square number of geostrophic wind vectors calculated from atmospheric pressure gradients between Urakawa and Hakodate, Muroran and Hakodate (middle), and wind vectors observed at Usujiri (lower).

の約1/2ほどと小さく、8月27日のような短時間に終了する変動には対応が見られない。

10m深に設置したK2₁₀の場合、水温躍層上部に位置するので、潮汐振動と思われる短周期の変動が認められるが、海面近くの水温変化と同様な経過をたどっている。しかし、水温躍層に近い位置にあるので、水温の下降は海面近くのものより早くに生じ、変動幅も大きい。水温下降時のK5₁とK2₁₀の値を比較して見ると、K2₁₀の水温に遅れてK5₁の水温が同じ値になるのに約1日～半日を要しているので、海洋構造の変化を考慮しなければ、単純に湧昇速度は9m/day～18m/day程度であることがわかる。

白尻の風の記録に対比して見ると、風の吹き始めと水温低下の起時とは6時間以内で一致しているが、極小水温は白尻の風が止んでも半日以上持続されている。二点間の気圧差から求めた $|Vg| \cdot Vg$ の値を見ると、白尻で風が止んでも、沖合では適風が吹き続けていることが推定され、湧昇現象が海域全体の風に支配されている現象であり、また白尻の風の記録が西から東へ移動する風域全体を必ずしも代表しているとは限らないことが理解される。

湧昇に適した風が止んだ後の回復は、その直後では早く、逆風が吹く場合は8月27日のように、半日以下で回復している。回復時の下降速度を水温変化から単純に求めると、10m深の水温が1m深の極小水温に回復するのに12時間～20時間を要し、逆風のある場合は4～8時間程度で、0.8～0.5m/hourあるいは2～1m/hourとなる。

第4、5図から湧昇現象は渡島半島東岸に沿って広い範囲に生じていることが認められたが、沖合方向での様子を見るために自記水温記録計による1m深水温のIsoplethを第6図に示す。種々の制約のため距岸4.7kmの範囲にしか自記水温計を設置できなかったため、岸に並行する水温前線はこの場合は記録されなかった。

ライアン自記水温計を設置した7月13日の海面水温はStn. 2で16.1°Cとやや低かったが、他の地点では17～18°Cの範囲にあった。1m深の水温はこれより1°Cほど低く、Stn. 6で17°C台であった。13日夜半から沖合では風が吹きはじめたらしく、14日には南東からのうねりが高まり、白尻でも弱い南東風が記録された。それにつれて全地点の水温は下降し、16日には岸よりの地点で12°C以下に低下した(最低水温はStn. 2の11.1°C)。白尻の風が止んでもこの低温状態は半日ほど続き、後に

大谷・出口： 渡島半島東岸の沿岸湧昇-1

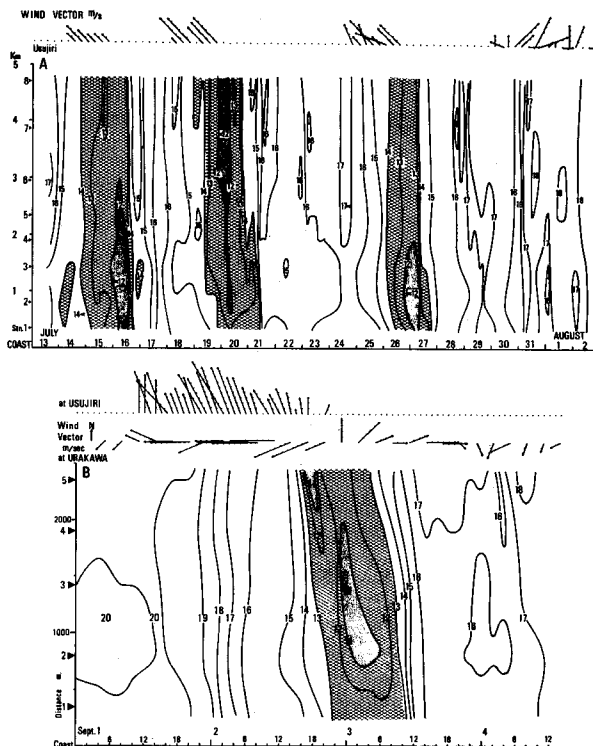


Fig. 6. Off-shore isopleth of temperature at 1 meter depth measured by temperature recorders along the measuring section off Kakkumi. Wind vectors at Usujiri and Urakawa are shown in upper column.

急速に上昇して17日には16°C台に回復した。しかし18日に再びやや強い南東風が吹き始めると、前回同様に水温は下降し、19日夜には Stn. 6 より沖合の地点で12°C以下となった(最低水温は Stn. 6 の11.2°C)。低温状態は同様に、風が止んだ後もしばらく続き、21日午後15~16°C台に回復した。その後静穏な日が続く沖合の地点では17°C台まで水温が上昇したが、24日午後から南南東~東南東の風が吹き始めると、水温は下がり26日夜半に岸寄りの地点で12°C以下となった(最低水温は Stn. 2 の11.2°C)。この後30日までは静穏な日が続く、30日夜半からやや強い南西の風が吹き続いたが、この場合は前3回のような水温低下は生じなかった。この3回の湧昇の場合、後述するように、湧昇は生じているが、主水温躍層(密度躍層)の上面が海面に接した形で終り、水温躍層は破壊されていない。

湧昇時の極小水温は白尻の風の記録によると、風が止んだ後の半日くらい後に記録されているが、実際の海上風の記録は得られていないので、対岸に位置する浦河の風と対比して見る。第6図Bに日本海北部から北海道北部を通過した低気圧に伴う9月初めの湧昇について、3時間ごとの浦河の風と1時間ごとの白尻の風と水温変化を示す。この場合、Stn. 6 より沖合の自記計は撤去してあるので、岸から2.3kmまでの間の記録である。

9月1日に水温は20°C前後であったが、正午ころから白尻では南~南東の風がやや強く吹き始めた。この時、浦河では東寄りの風であり、夕方から2日未明にかけて風が強まっている時点でも、白尻では南南東~南東に対して浦河では東となっている。このころ水温は急速に低下し始め、白尻の風

が弱まって南にかわった時点で Stn. 5 で 10°C 台の極小水温が記録された。しかし浦河では風向はやや逆転して東北東に変わってなお強く、3日0時によく風向は南に変わって後、順転して西寄りになっている。水温は白尻の風が止んでも低下を続け、3日0時ころ極小となって Stn. 3 で 10°C 以下となっている。この後浦河では寒冷前線が通過したらしく、風は西寄りになって水温は急速に上昇し、3日午後には 16°C 台に回復した。

このように、実際の海上風は浦河と白尻との中間の風向を持つと思われる、風速の値も両地点に時間的なずれがあって、海上風の風速値を正しく表わしているとは言い難い。したがって、この報告では風の強さ（応力）と湧昇現象の詳細な点についての論及は避けなければならないが、風に対する水の応答は非常に早く、湧昇現象は日単位よりむしろ、時間単位で考察されなければならない現象と言えそうである。

水温断面

このように、この沿岸では湧昇に伴う水温変動は大きな値を示すが、実際の鉛直運動の大きさを知るために、B, T. を用いて水温断面の観測を行った。その結果を第7図に示す。水温鉛直断面のうち、Nos. 7901-02, 05-06, 11, 19 の断面は第5, 6図に示されるように、湧昇を生じている時点の観測結果である。各図とも、湧昇時にライオン自記水温計で記録された極小水温に相当する 12°C の等温線を指標として、これより高水温の範囲（表層水）を格子で示し、噴火湾から流出して来る親潮起源の冷水の範囲を 4°C の等温線を指標として陰をつけて示す。この冷水と同深度あるいはこれに深にある中暖水は、後述するように、津軽暖流水または津軽暖流水との混合水であり、密度逆転や水平方向の大きな密度変化はこれらの間にはない。

湧昇に適した風が吹き始めた No. 7901（以下 79 を省略）では 13°C~8°C 間の水温躍層が顕著になっていて、12°C 以上の範囲は 10m 以浅に狭まっている。25m 以深には 4°C 以下の冷水が広くあり、Stns. 3~6 の海底近くでは 2.5°C 以下と稀に見る低温となっていた。沖合の Stn. 8 ではこの冷水の下方に 7°C 台の暖水があって、津軽暖流水が接近してあることが推測される。翌 15 日は風が吹き続き、うねりが大きかったため欠測したが、風が止んだ直後の No. 02 では 12°C 以上の範囲は沖合に向かって深まっているが、全体に浅く、4°C 以下の冷水は岸近くで 20m 深にまで上昇している。しかし冷水の範囲は狭まって、Stns. 7, 8 の 20m 深付近には津軽暖流水との混合水と思われる 11°C 台の暖水が現われ、水温逆転がみられる。55m~70 深にかけては 4°C~5°C の中暖水が、下方の噴火湾の底層水と思われる冷水にはさまれてあり、沖合の地点の水温構造は複雑になっている。

湧昇の終わった No. 03 では 12°C の等温線は 20m 深に下がって、海面水温は 16~17°C 台に上昇している。5°C~10°C 間の水温躍層が 30m 深付近にあって鋭く、水温躍層は 2重になっている。35m 以深は広く 5°C 以下の水に占められているが、4°C 以下の範囲は前 2 断面の半分以下に狭まっている。湧昇に適する風が再び吹き始めた直後の No. 04 では Stn. 8 の 25m 深に 10°C 台の暖水の貫入があるが、中深度の冷水の範囲が同一深度に広がって、水温構造は比較的単純になっている。しかし適風の吹き続いた No. 05 では 12°C の等温線は 10m 以浅に上昇し、表層下方には 9°C 台の水温を中心にもつ暖水の貫入が認められ、4°C 以下の冷水の範囲も広まった。適風が 2 日間吹き続き、白尻ではすでに風の止んだ No. 06 では 12°C 以上の範囲は海面近くの数 m 以浅に限られ、岸近くの等温線は全体的に浅くなって、4°C 以下の冷水の厚さも増大している。しかし Stn. 8 では 4 深度に中暖水が現われ、沖合の津軽暖流水が接近したことが示される。

沖合の風も止んだと思われる翌日の No. 07 では、表層の暖水は早くも回復して 12°C の等温線は 20m 深に下がっている。30m 深付近の水温躍層の下方では、津軽暖流水と思われる暖水が岸近くにひろがっていて、4°C 以下の冷水は極度に狭められていて、前日の水温構造ときわだった変化を示している。

大谷・出口： 渡島半島東岸の沿岸湧昇-1

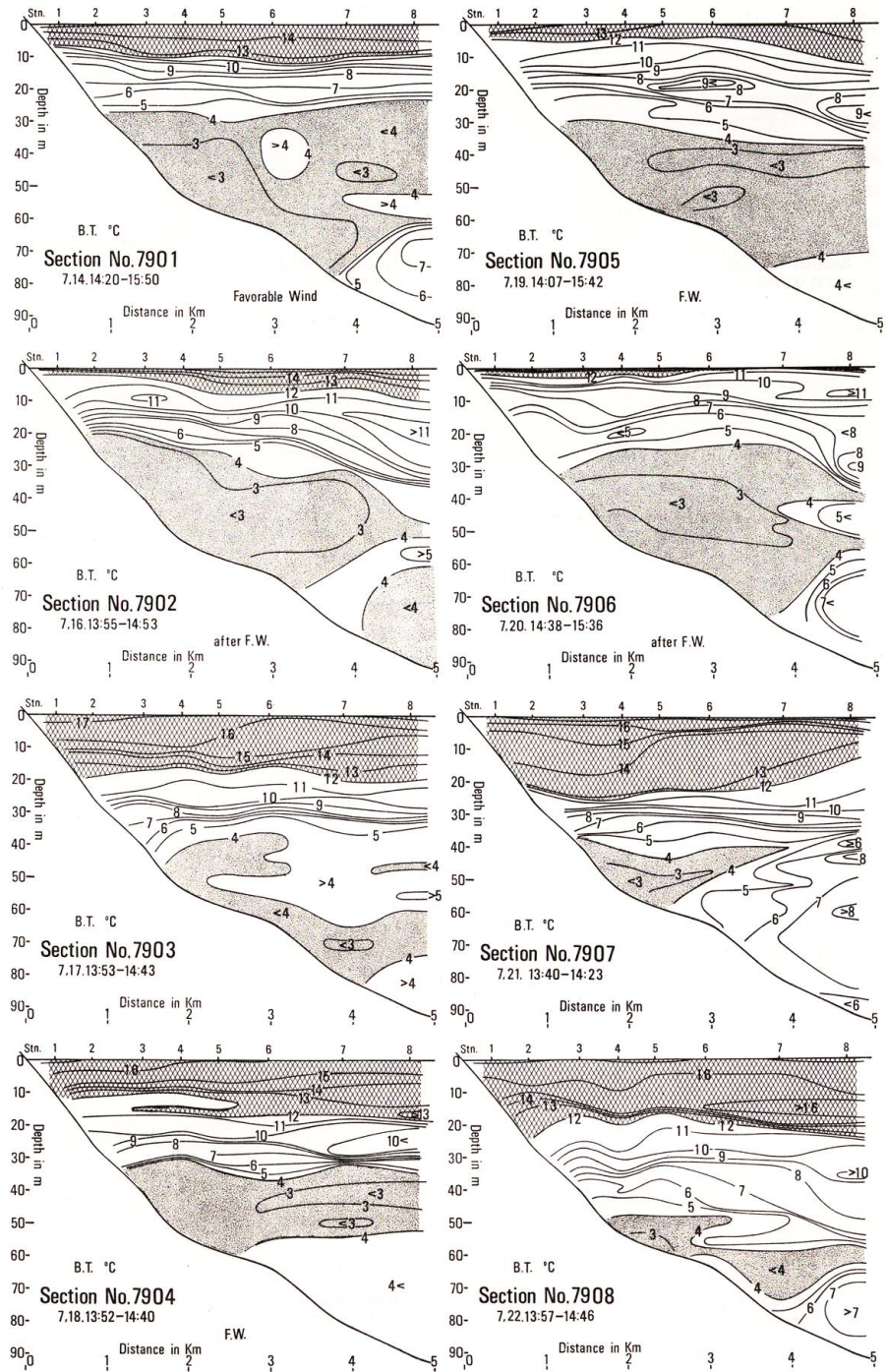


Fig. 7-1

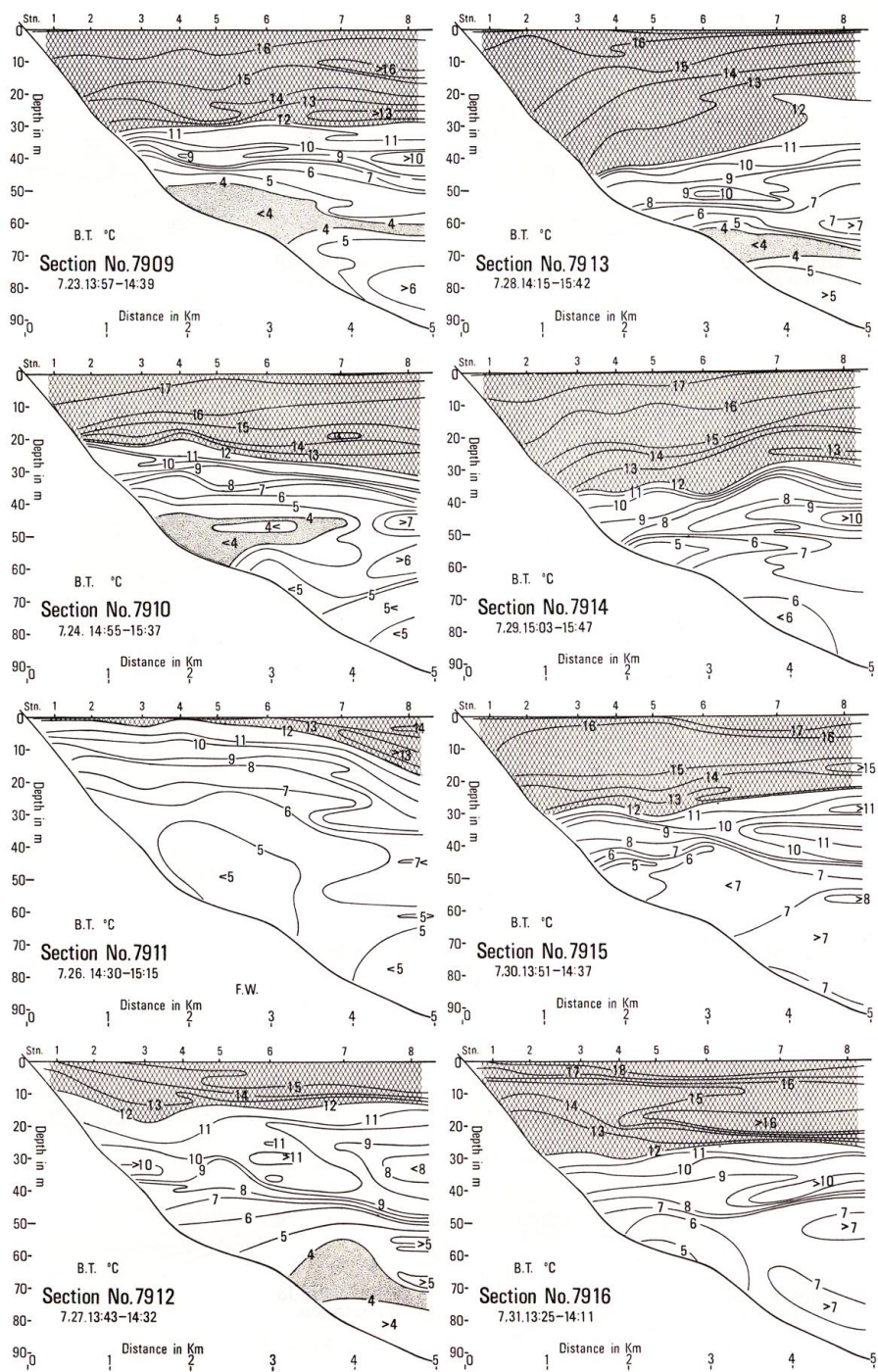


Fig. 7-2

大谷・出口： 渡島半島東岸の沿岸湧昇-1

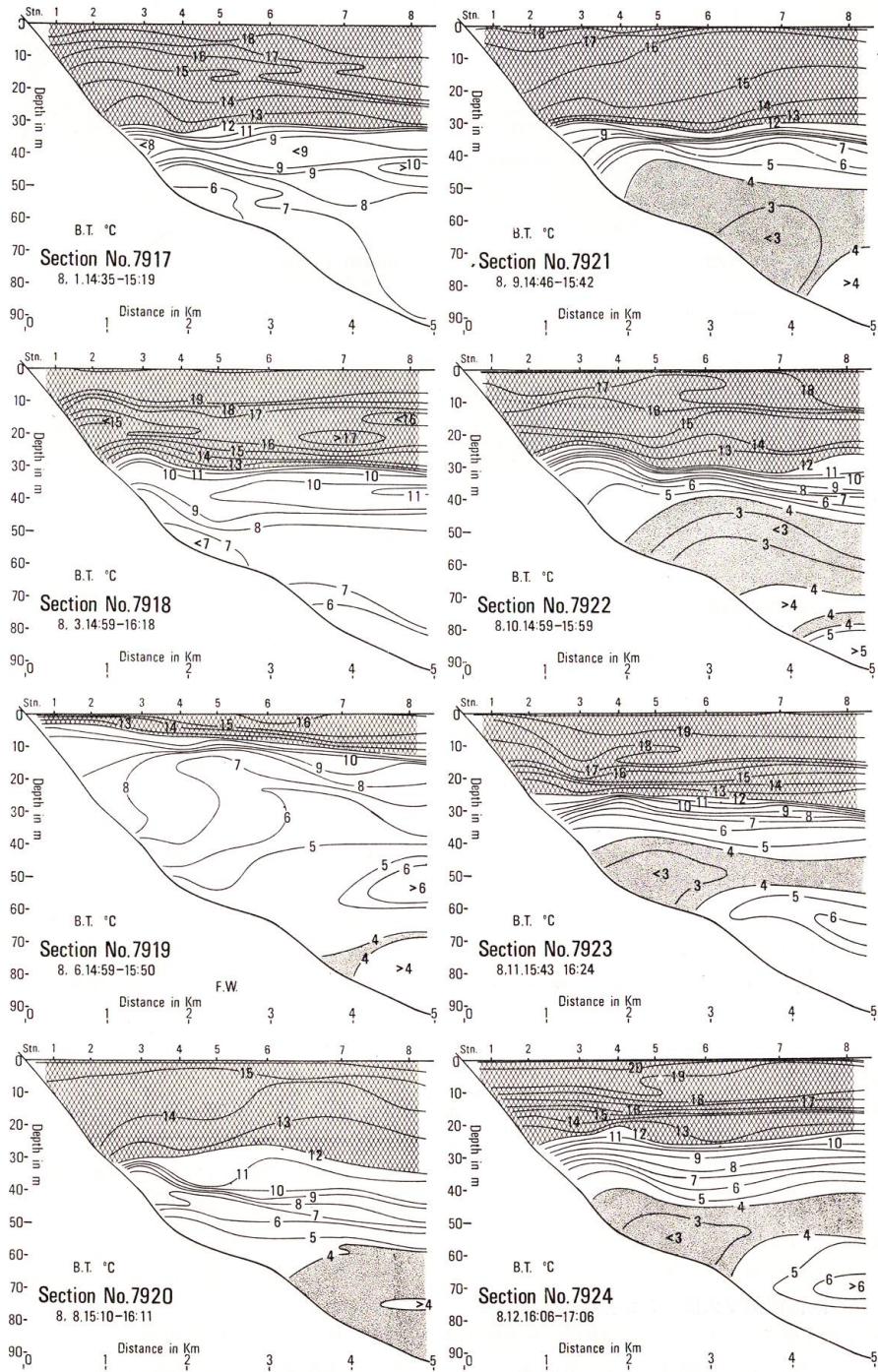


Fig. 7-3

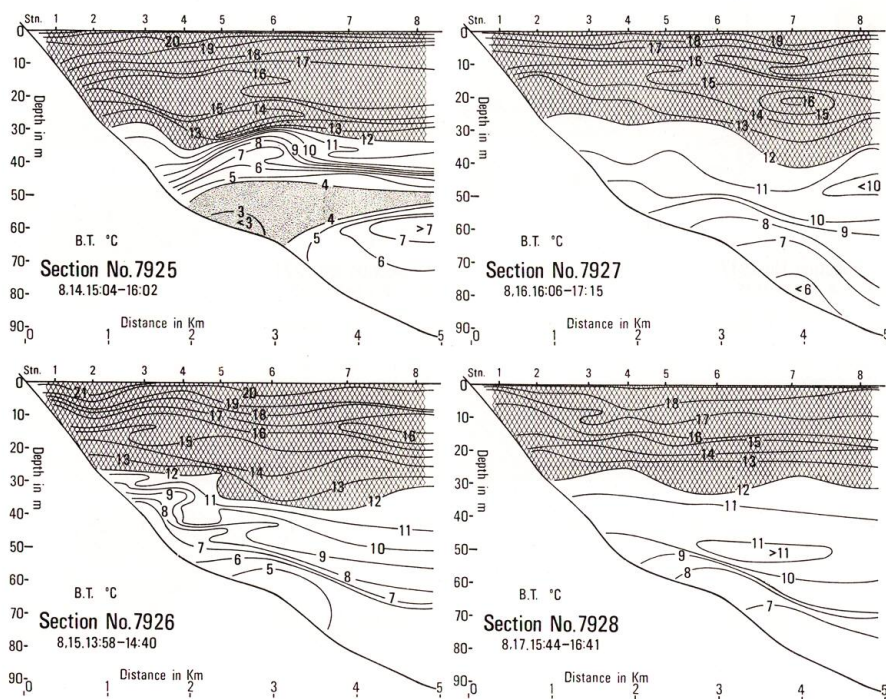


Fig. 7-4

Fig. 7. Daily temperature structures observed by B.T. cast on vertical section. Checked area indicates the upper water, and the cold Oyashio water coming from the lower water of Funka bay is shadowed.

この後、静穏な日が続いたので、Nos. 08, 09, 10 と、類似した水温構造が続いたが、24日午後から適風が吹き始め、25日も吹き続いて26日になると、No. 11のように、表層の暖水は減少し、岸近くでは冷水が浅くまで上昇している。前3断面では中深度に薄くあった4°C以下の冷水は消失しているが、6°C以下の範囲は広がり、津軽暖流水の影響がStn. 7付近まで及んでいる。しかし、この湧昇も翌日には回復を始めNo. 12のように表層の厚さを増している。この下方の水温分布は複雑で、水温逆転などが諸所にみられ、津軽暖流水との混合水が入り組んで存在していると思われる。沖合の地点では6°C~9°C間の水温躍層が明瞭であるが、その下方には、小範囲ではあるが、4°C以下の冷水が再び現われている。

湧昇の終わったNo. 13では、岸寄りの表層水は急に厚さを増し、12°Cの等温線は40m深にも深まっている。同様な水温構造は翌日のNo. 14でも見られ、再び4°C以下の冷水は消失し、6°C以下の範囲も狭まって、中深度の水は水温の高い、これ以前にあった水塊と異なった水塊に置き換わっている。30日以降南西風などが吹いたが、表層の厚さが30m深くらいとやや減少したものの、同様な水温構造が8月3日のNo. 18まで安定して続いている。

西寄りの風が弱まった後、4日から5日にかけて青森県上を低気圧が通過し、やや強い適風が吹き続いた。断面観測は欠測したが第5図に示すように、水温は5日から6日にかけて低下し、10m深では9°Cにも低下している。この時点の水温断面をNo. 19で見ると、12°C等温線は10m以浅に上昇していて、No. 18と比較すると約20m浅くなっている。水温躍層下方の等温線の形は、これまでほぼ水平的に描かれていたのに対して、中深度に大きな逆転が見られ、岸寄りの中深度に沖合側と異質

な水が現われたことがわかる。深部にもわずかながら 4°C 以下の冷水が見られ、湧昇を期に再び水塊の入れ替わりがあったものと思われる。

7日には引き続き東北地方を低気圧が通過し、適風が吹いたが風浪のため断面観測は欠測した。風の止んだ翌8日のNo. 20を見ると、12°Cの等温線は30m以深に深まって、顕著な水温躍層は40m深付近に形成されている。しかし表層は8月3日以前とは異なって、10°~16°Cの範囲の水で占められていて、No. 19に対照すると、湧昇時に中深度を広く占めていた5~10°Cの水は躍層を形作ってしまい範囲に限られていて、4°C以下の冷水もやや範囲を広げ、水温構造からも水塊の交替が生じたことがうかがえる。

8月9日のNo. 21では岸寄りの海面近くにやや高温な水が見られるが、30m深付近に明瞭な水温躍層が形成されて、水温の2重構造が顕著になっている。下方には冷水が広がり、7月22日以来観測されなかった3°C以下の冷水が再び現われ、水温構造は7月中旬ころのものに類似した形になっている。

No. 22も前日と類似した水温構造となっているが、この後、冷水は徐々に範囲を狭めながら中深度に上昇し、これに替わって沖合から6~7°Cを中心とする暖水がこの冷水の下方に増大し、8月15日のNo. 26ではこの冷水は消失している。表層でも沖合から18°C以上の暖水が岸に近ずき、海面水温は20°Cを越えてこの夏の最高水温が記録された。

8月15日以降、水温構造は乱れて明確な水温躍層は消え、中深度以深の水温は急速に上昇した。表層水中でも同様に中暖水や、水温逆転がいくつか生じており、断面観測の最終日となった8月17日のNo. 28では、今回の湧昇の起きる以前の、8月3日ごろの水温構造と類似したものとなっていて、8月15日を境として、また水塊の交替が生じたものと思われる。

以上のような水温構造の変化をまとめて見るために、各観測ごとに水温断面中に占める2°Cおきの等温線にはさまれる面積を求め、観測断面積に対する比(%)を求めた。また観測断面積に対して、海面からある深度までの面積比を求め、100分率に合わせた深度目盛をあわせて、第8図に示す。この図の場合は、12°C以上の水については、表層水と考へて一括して示してある。水温躍層の中心を示す温度指標として10°Cの等温線を選び、これより高い水温を持つ水の範囲に格子をつけ、親潮起源の冷水と考へられる6°C以下の範囲には陰影をつけた。ただし、冷水と同一深度以深にある、津軽暖流水との混合水と思われる中暖水については、深度にかかわりなく一括して最下方に示す。中暖水の8°C以上のものについてはこのような仕分けをしなかったが、後述するように、中暖水の密度はほぼ同一深度に位置する冷水の密度と等しいので、躍層をはさむ水温の2層構造、あるいは密度構造の主要はこの図で示される。

湧昇に適する風の吹いていない場合の水温分布から、この時期の表層の厚さは約30mあり、観測断面の50%を占めていることがわかる。これに対して、Nos. 2, 6, 11, 19のように、湧昇時には表層水

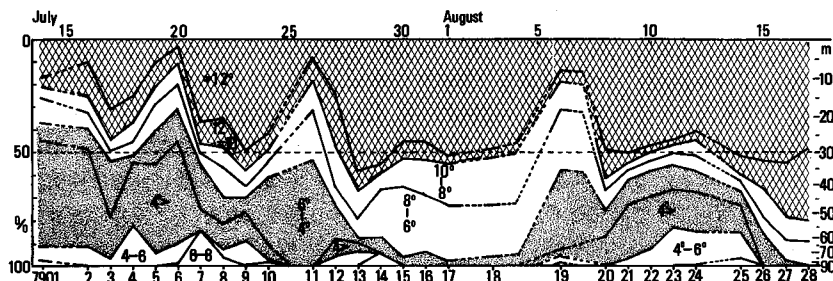


Fig. 8. Variation of temperature structure averaged from daily B.T. sections.

は 10~5% 以下に減少し、その厚さは 10m 以下になっていて、これらの場合の上昇距離は 20~25m 程度である。表層水の厚さは湧昇の回復時に、Nos. 9, 13, 20, のように、一時増大する傾向が見られるがこれが一般的であるかどうかは今後の観測結果を待たねばならない。

躍層下方の水について見ると、表層水の増減に良く対応して冷水も減少・増加を繰り返しているが、その変化は単純ではない。湧昇が生じると冷水が増加していることは共通しているが、終了後は異質の水に替わったり、No. 21 以降のように冷水が終了後一時減少して再び増加し、やがて異質な水と交替する場合などがあって、これらの現象は噴火湾内の水の交替機構とのかかわりで考察されなければならない。

密度と T-S の変化

湧昇に伴って岸と交差する断面で、等温線の上昇・下降が短時間に生じていることは明瞭であるが、この間に中深度以深の水は、この断面に沿う運動としては生じ得ない大きな変化をしている。この時期にこの海域にある水塊は、前述のように、噴火湾内にある親潮系水とこの沿岸沖から湾外に広がってある津軽暖流水であるから、このような変化が密度構造にどのようにあらわれるのか、また噴火湾から流出する冷水の消長は岸に沿う流れの変化を示すことにならうから、ここでは不十分な観測ではあるがふれておく。

観測期間中に 7 回行った採水試料から、塩分、 σ_t 、T-S の分布を第 9 図に示す。図中の A, B は湧昇時、C, E は湧昇終了直後、D, F, G は平常時のものである。この時期は、T-S 図に示すように、一般的に塩分成層が明瞭で表層は、親潮系水がさらに希釈された夏期噴火湾表層水¹⁷⁾に代表される、低塩分水に覆われている。

湧昇時の A, B ではこの表層水の厚さは薄くなっていて、ごく岸近くの部分を除くと、塩分は 32.4‰ 台と高くなっていて、下方との塩分差は沖合の津軽流水の影響を受けている範囲を除くと小さくなっている。

A 図の場合、Stn. 8 の 70m 深に 33.6‰ の高塩分水があるが、これは T-S 図から明らかなように、津軽暖流水起源の水で、下方の冷水とにはさまれて中暖水となっている。これより上方と他の地点では極小水温をもつ典型的な親潮系水で占められている。この親潮系水の極小水温層の密度は σ_t で 26 前後で、深部にある津軽暖流水起源の水より密度は小さい。

B 図の場合、この冷水の上方にも津軽暖流の影響を受けた水が入り込んでいて、Stn. 6 より沖側の塩分分布が複雑になっているが岸側は A 図同様に親潮系水が占めている。このように水塊の分布等に差異を生じているが、等密度線はほぼ平行していて、沖から岸に浅くなるような傾斜は明らかでない。

湧昇の終了した直後の C 図では、表層に低塩分水が増加し、中深度にはやや水温の高い水が入り込んでいるので、塩分分布の基本型は A 図に類似しているが、密度分布には明らかに差異がある。海面近くには鉛直密度傾度の大きい低密度水があって、 $\sigma_t = 25$ 以下の水の範囲が増大している。

時期が進んで気温も上昇した 8 月 3 日の D 図では表層に夏期噴火湾表層水が広がって低塩分となっているのに対し、30m 以深には広く高塩分な津軽暖流水が潜入しているので、この間の塩分躍層は鋭く大きくなっている。このため密度成層も顕著になり、20m 深を中心として鉛直密度傾度が大きくなっている。しかし、この顕著な密度成層もこの後に生じた湧昇の直後では E 図のようにゆるやかになっている。T-S 図に示されるように湧昇を境として、水塊は 7 月 14 日の A 図と同様に噴火湾から流出した親潮系水に替わっていて、津軽暖流水の影響はわずかしら認められない。湧昇のおきまっ後の F 図では、表層には低塩分水がひろがり、E 図では広くあった σ_t 24~25 の範囲はせまくなって、再び表層の鉛直密度傾度は大きくなっている。

8 月 16 日の G 図の場合、海面近くを除いて中深度以深は広く高塩分となって、T-S 図に示されるよ

大谷・出口： 渡島半島東岸の沿岸湧昇-1

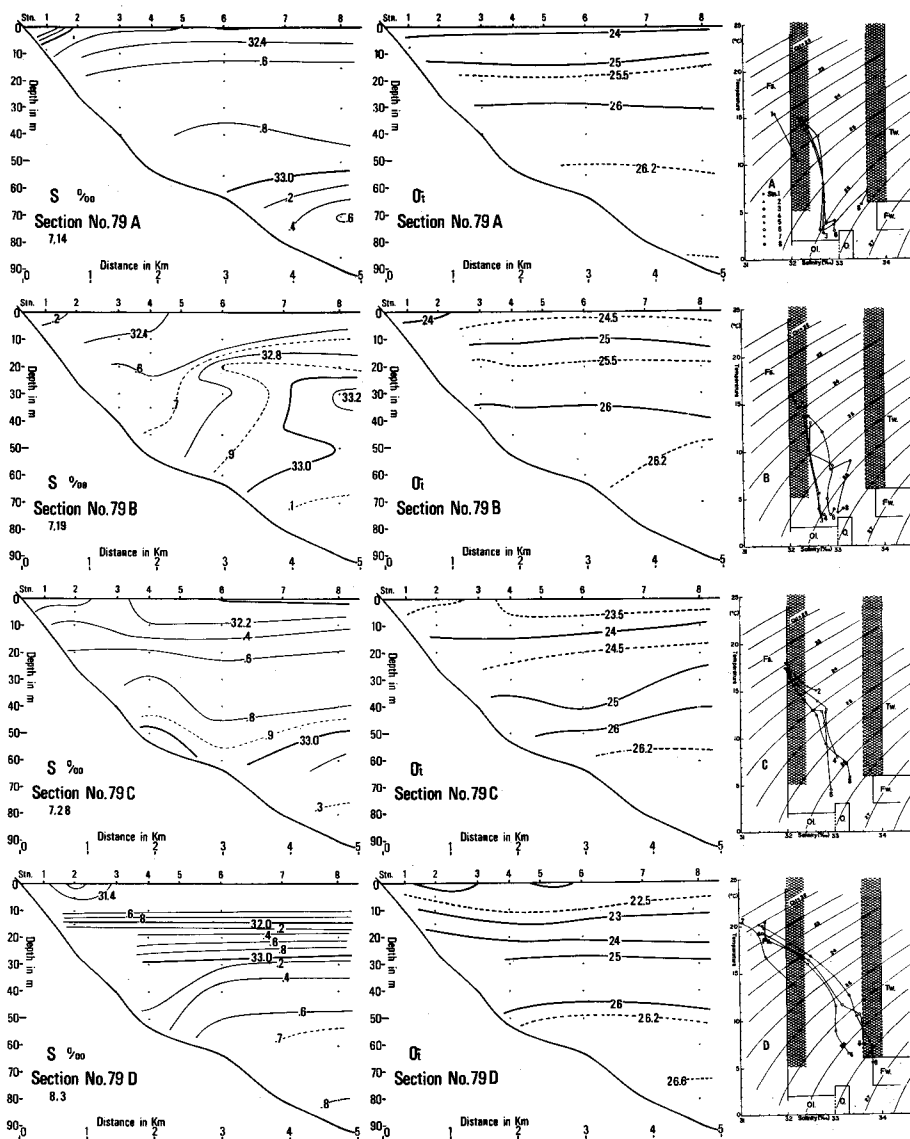


Fig. 9-1

うに、8月3日のD図同様、津軽暖流水におき替わっている。しかしこの場合は、等密度線の傾きに変化はあるが $\sigma_t = 25, 26$ の等密度線の浅深変化は少なく、湧昇現象そのものによる変化とは考えられない。

湧昇現象に伴って、表層の低密度水の消失、等密度線の上昇は明らかに生じているが、この段階では等密度線はほぼ海面に平行して海面を横切るようなものは得られなかった。湧昇の回復時を含めて、水塊の交替あるいは分布の変化が急速に見られるが、異水塊間の密度分布には見るべきほどの差はなく、密度分布の変化を生ずる主要因を湧昇現象に限って見て良いものと考えられる。これは反

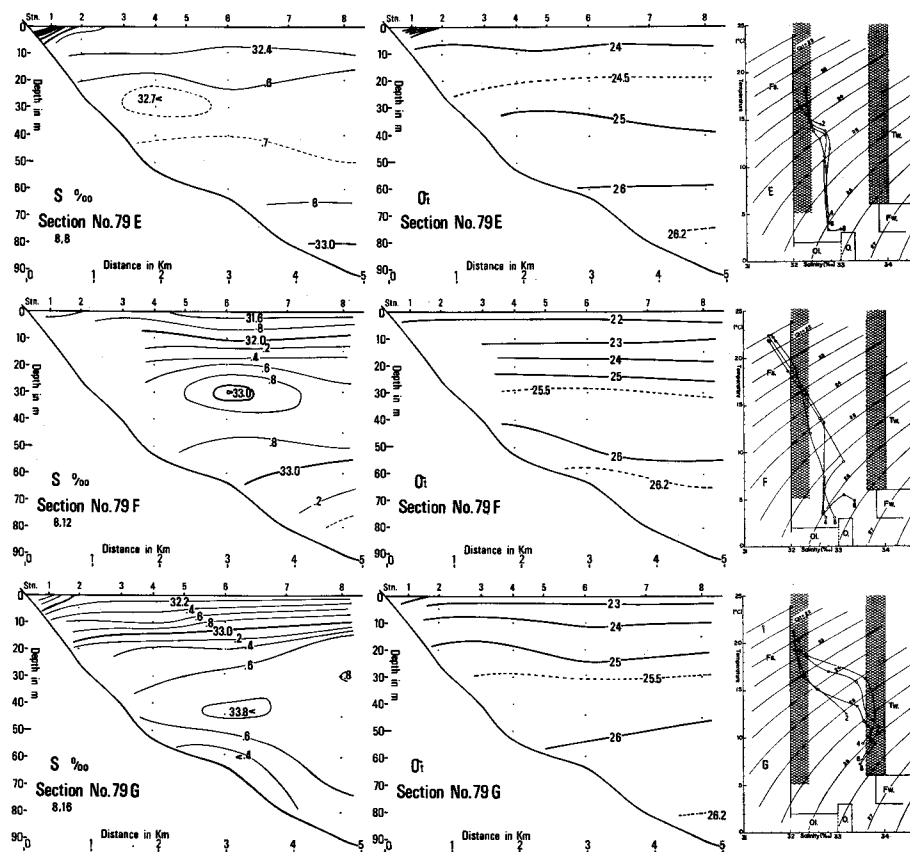


Fig. 9-2

Fig. 9. Salinity and σ_t structures on vertical section and T-S relations obtaining hydrographic casts.

面、水塊の源を考えた場合、密度構造の変化を考慮外において、岸に沿う流れの変化を追跡する指標となり得るもので好都合であろう。

水温構造の変化から等温線を指標として、水の上下運動を直ちに知ることはできないが、ほとんどの場合に等密度線は水平に近いので、親潮系水の極小水温に至る間の水温分布は、その間に他の地点に存在する中暖水を同一深度の親潮系水の水温に置き換えると、密度分布に対応するものといえる。したがって、第8図に示した等温線の浅深変化は水の上下運動を表わしているものと考えて良いだろう。

栄養塩類の補給

湧昇に伴う現象として、下層からの栄養塩類の輸送が生物生産を考えるうえで重要視されている。渡島半島東岸の場合、湧昇の持続時間や下層水の上昇距離等においては小規模と考えられるが、第2図にも示すように、比較的浅い海底付近に高濃度に栄養塩類が蓄積されているので、貧栄養状態にある有光層内への間断的な栄養塩類の補給として期待できそうである。

第10図に1978年8月に白尻で行った観測結果を示す。観測断面は白尻港口より1.7kmの間の岸

近くの範囲であるが、湧昇の生じる前の8月7日では表層に $\sigma_t=23$ 以下の低密度の水があって、20~25m深の密度傾度が大きく、 $\sigma_t=26$ 以上の水はStn.5の40m以深にわずかに存在するのみである。この密度構造に対応して、港口付近を除くと、栄養塩濃度は表層では低く、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 、 $\text{PO}_4\text{-P}$ 共に $0.2\mu\text{g-at/l}$ 以下になっている。しかし、Stn.5の $\sigma_t=26$ 以上の範囲の濃度は高くなっていて、海底近くでは $\text{NO}_3\text{-N}$ は $5\mu\text{g-at/l}$ をこえ、 $\text{PO}_4\text{-P}$ も $1\mu\text{g-at/l}$ をこえている。これらの海底近くの栄養塩濃度は、この海域の有光層内の栄養塩類濃度が高い状態にある冷却期末の濃度に匹敵するものである。

前日から夜半にかけて湧昇が生じた後の8月11日の場合を見ると、 $\sigma_t=23$ 以下の水はStn.5の海面近くにわずかにあるものの、ほとんどはこの断面から消失し、 $\sigma_t=24, 25$ の等密度線も沖合から岸に向かって浅くなり、10m以浅に浮上している。これに応じて $\sigma_t=25$ 以上の範囲は増大し、 $\sigma_t=26$ の等密度線もStn.3の30m以浅に岸寄りに上昇している。栄養塩類の濃度も20m以浅では2~4倍に増加し、これ以深では深部との濃度勾配が減少して、有光層内の濃度は全体的に増加している。1978年の場合は一例にしか過ぎないので量的な検討は控えるが、湧昇に伴う栄養塩類の上方輸送効果の一端を示し得たであろう。

1979年の観測では間歇的な採水しか行っていないので、第10図のような一つの湧昇について引き続いた栄養塩類の分布の変化は示し得ない。しかし、7回の採水のうち2回は湧昇の起き始めにあっているため、平常時との分布の差は認められる。米田¹⁰⁾によれば、夏期の噴火湾海域の栄養塩類の鉛直分布は海水密度の分布と良い対応のあることが知られていて、 $\sigma_t=25.5$ 以上の水の範囲では栄養塩類は急増する。第2, 10図にも示されるように、この沿岸でも同様な傾向が認められるので、第11図に等密度線と $\text{NO}_3\text{-N}$ の $1.0\mu\text{g-at/l}$ 等濃度線の湧昇時と平常時の深度分布を示す。 $\text{NO}_3\text{-N}=1.0\mu\text{g-at/l}$ の等値線に対応する $\text{PO}_4\text{-P}$ の濃度は $0.6\mu\text{g-at/l}$ 前後であって $\sigma_t=26$ 以上の範囲では $1\mu\text{g-at/l}$ を越えている。

等密度線の分布深度を $\sigma_t=25, 26$ の等値線で示す。 $\sigma_t=25$ の値は水温躍層の下部に相当するが、7回の観測例で得られた深度範囲は10mから43m深の間にある。このうち2回の湧昇時の深度平均は12mであって、平常時の深度平均は30mであり、その差は18mである。同様に $\sigma_t=26$ の等密度線については湧昇時33m、平常時50mで、その差は17mとなって、両者の値はほぼ一致する。

$\text{NO}_3\text{-N}=1.0\mu\text{g-at/l}$ の等値線の分布深度は平常時の平均で42mであるが、湧昇時には28mと浅くなっていて等密度線の深淺移動と対応している。しかし、等密度線の移動距離に比して等濃度線の移動距離が小さめにしている。これはこの時期の有光層深度が透明度などから、およそ40m前後と考えられるので、湧昇時の値はすでに消費された栄養塩濃度を測定しているため、見掛上小さな値になっているのかも知れない。

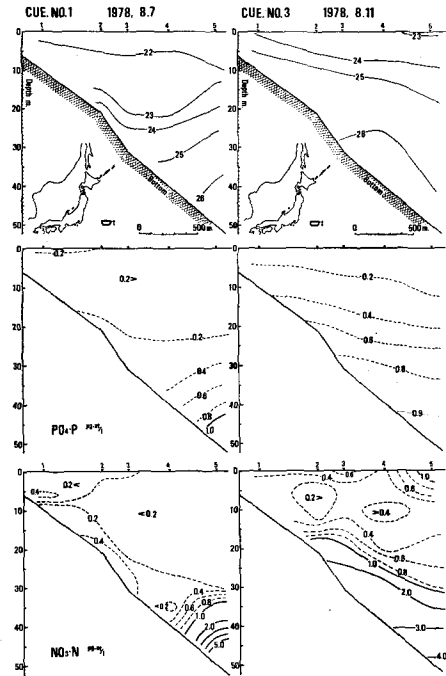


Fig. 10. Changes of σ_t structure, $\text{PO}_4\text{-P}$ and $\text{NO}_3\text{-N}$ concentration before and after upwelling on vertical section off Usujiri observed in August, 1978.

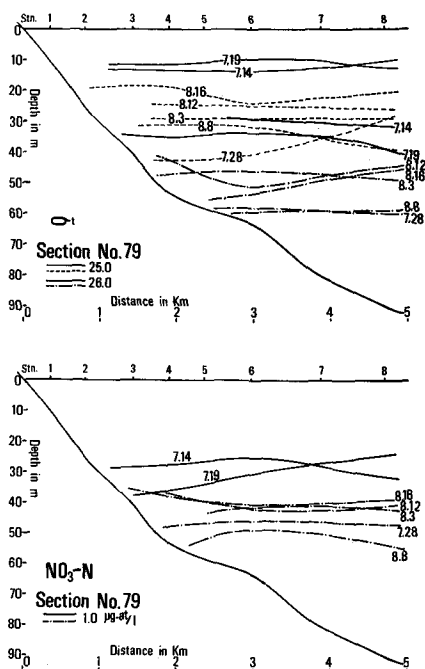


Fig. 11. Depths of isopycnals of $\sigma_t=25.0$ and 26.0 (upper) and of isoline of $\text{NO}_3\text{-N}$ concentration = $1.0 \mu\text{g-at/l}$ (lower) at upwelling and rest time on measuring section.

本著に示した観測例は断片的であるが、例示した範囲内でも、1~2日間の適風で20m前後の湧昇が生じ、これによって貧栄養状態の有光層内に行くばくかの栄養塩類の補給が行われていることは明らかである。この点の詳細は1980年に行った観測結果に基づいて次報に述べる予定である。

考 察

渡島半島東岸の沿岸湧昇の場合、風が吹き始めてからサーモクラインが海面近くに上昇するまでの時間 (event time scale²⁰⁾ は1日から2日くらいと短く、湧昇の持続時間も数日程度と現象の規模としては小さい。しかし、等温線や等密度線の深浅移動から推算された湧昇速度は、 10^{-2}cm/sec 台を示し、上昇量も20~30mに及んでいる。今回の観測の場合、海上風の正確な値は得られていないので、風の応力は求められないが、この海域のスケールをYoshida²¹⁾の理論式

$$W_H \approx \frac{\tau_y}{\sqrt{gH\Delta\rho/\rho}} \cdot \sqrt{\frac{\hat{H}}{D}} \quad (1)$$

に適用すると、重力加速度 g ; 10^8 , 躍層上方の深さ H ; 3×10^3 , 下方の深さ \hat{H} ; 6×10^3 , 水深 D ; 9×10^3 , 平均密度と上下層間の密度差の比

$\Delta\rho/\rho$; 2×10^{-3} として内部境界面上昇速度 W_H は

$$W_H \approx \frac{\tau_y}{\sqrt{10^8 \cdot 3 \times 10^3 \cdot 2 \times 10^{-3}}} \cdot \sqrt{\frac{2}{3}} = 1.05 \cdot \tau_y \times 10^{-2} (\text{cm/sec}) \quad (2)$$

となる。さらに湧昇を生じる沖合の範囲を同じくYoshida²²⁾の理論式

$$Ld = \frac{\tau_y}{Wf} \quad (3)$$

から求めると、観測から得られた湧昇速度が $1.0 \sim 2.1 \times 10^{-2}\text{cm/sec}$ であるので $W = 1.5 \times 10^{-2}\text{cm/sec}$, コリオリのパラメーター f ; 10^{-4} とすると、湧昇の幅 (内部変形半径) Ld は

$$Ld = \frac{\tau_y}{1.5 \times 10^{-2} \cdot 9.75 \times 10^{-6}} = \frac{\tau_y \times 10^6}{1.46} (\text{cm}) \quad (4)$$

となる。(2), (4) 式の風の応力 τ_y を仮に 1 dyne/cm^2 とすると、湧昇速度はオーダーとして良く一致しており、湧昇の幅は6.8kmと今回の観測範囲をこえているが、従来の観測¹⁷⁾から予測された範囲におさまり、吉田の理論は良く現象を表現していると考えられる。

理論値と観測結果から得られる値とは、実際の現場を理論的に構成することは困難であり、観測にも測器等の制約が多いので、完全な一致を得ることはむずかしい。しかし、渡島半島東岸では繰り返し湧昇を生じるので、比較的短い期間内の実測値を用いて、理論を検証する場として利用できるものと考えられる。

この沿岸は 100 m 以浅の大陸棚上に面しており、北西には噴火湾が存在する。噴火湾は湾口部がその内部より浅いこともあって、海底直上に高濃度に栄養塩類が蓄積されていて、夏期の表層水の栄養塩類の酒喝状態と大きな対照が見られる^{17,19,23,24})。この噴火湾の底層水はこの沿岸沿いに間歇的に流出するので²⁵)、湧昇域の海底近くの栄養塩濃度は高く、湧昇に伴って有光層内へ栄養塩類が補給されている。この補給が生物生産にいかほどの効果を与えているかは未知であるが、吉田²⁰)が強調しているように、湧昇に伴う岸に沿う流れの変動が、今回の観測にも現われ、この海域への栄養塩類の補給機構として、岸に沿う流れも重要である。

おわりに

本研究の端緒となったのは、白尻水産実験所、鹿部栽培漁業総合センター及び室蘭海藻研究施設で観測された沿岸海面水温記録の解析からであり、たえ間なく観測に従事された方々に先ずお礼を申し上げる。

また現地観測にあたって、地先海面の使用に理解を示された川汲漁業協同組合元組合長小坂市次郎氏をはじめ、漁船を提供し観測に協力下さった同組合、木原豊茂理事、木原茂船長など組合員諸氏に深く感謝の意を表します。

観測作業には山下和則氏(現沿海調査開発株式会社)をはじめ当講座4年目学生諸氏の協力を得た。また資料分析等については木戸和男修士の協力を得た。以上の方々に合わせてお礼を申し上げる。

文 献

- 1) Huyer, A. (1976). A comparison of upwelling events in two locations: Oregon and Northwest Africa. *Jour. Mar. Res.* **34**, 531-546.
- 2) Johnson, D.R. (1976). Current profiles in the Canary Current upwelling region near Cape Blanc, March and April 1974. *Jour. Geophysical Res.* **81**, 6429-6439.
- 3) Halpern, D., Smith, R.L. and Mittelstaedt, E. (1977). Cross-shelf circulation on the continental shelf off Northwest Africa during upwelling. *Jour. Mar. Res.* **35**, 787-796.
- 4) Barton, E.D., Huyer, A. and Smith, R.L. (1977). Temporal variation observed in the hydrographic regime near Cabo Corveiro in the northwest african upwelling region, February to April 1974. *Deep-Sea Res.* **24**, 7-23.
- 5) Johnson, D.R., Fonseca, T. and Sievers, H. (1980). Upwelling in the Humboldt Coastal Current near Valparaiso, Chile. *Jour. Mar. Res.* **38**, 1-16.
- 6) Johnson, D.R. (1977). Determining vertical velocities during upwelling off the Oregon coast. *Deep-Sea Res.* **24**, 171-180.
- 7) Bryden, H.L. (1978). Mean upwelling velocities on the Oregon continental shelf during summer 1973. *Estuarine Coas. Mar. Sci.* **7**, 311-327.
- 8) Kishi, J.M. (1976). Upwelling along the east coast of the Izu Peninsula (I). *海と空*. **51**, 105-113.
- 9) Kishi, J.M. (1977). Upwelling along the east coast of the Izu Peninsula (II). *海と空*. **52**, 59-66.
- 10) 蓮沼啓一 (1979), 東京湾における流動の特徴. 沿岸海洋研究ノート. **16**, 67-75.
- 11) 小藤英登 (1950), 噴火湾近海海洋観測報告. 噴火湾近海海洋調査報告. 2-62, 室蘭市役所. 室蘭.
- 12) 大谷清隆 (1971), 噴火湾の海況変動の研究 II. 噴火湾に流入・滞留する水の特性, 北大水産彙報. **22**, 58-66.
- 13) 大谷清隆・秋葉芳雄・吉田賢二・大槻知寛 (1971), 同上 III. 親潮系水の流入・滞留期の海況. 同誌. **22**, 129-142.
- 14) 大谷清隆・秋葉芳雄・伊藤悦郎・小野田 勝 (1971), 同上 IV. 津軽暖流水の流入・滞留期の海況. 同誌, **22**, 221-230.
- 15) 大谷清隆・木戸和男 (1977), 噴火湾の海洋構造の年変化と水塊の交替量. 特定研究海洋環境保全.

- 噴火湾の研究中間報告. 3-12, 北大水産研究班, 函館.
- 16) 大谷清隆 (1979), 噴火湾の水塊交替について, 沿岸海洋研究ノート, 17, 50-59.
 - 17) 大谷清隆・木戸和男 (1980), 噴火湾の海洋構造, 北大水産彙報, 31, 84-114.
 - 18) Strickland, J.D.H. and Parsons, T.R. (1972). A Practical Handbook of Seawater Analysis. 2nd Ed. 310p. Fisheries Research Board of Canada, Ottawa.
 - 19) 米田義昭 (1980), 噴火湾における生態系と栄養元素の挙動について, 水産海洋研報, 37, 33-36.
 - 20) 吉田耕造 (1978), 湧昇流研究の展望. 沿岸海洋研究ノート, 15, 96-108.
 - 21) Yoshida, K. (1973). The coastal undercurrent - The baroclinicity of the coastal upwelling processes. 吉田耕造教授論文選集, 382-417, 吉田耕造教授論文選集刊行会, 東京.
 - 22) Yoshida, K. (1955). Coastal upwelling off the California coast. Res. Oceanogr. Wks. Japan, New Ser. 2(2), 8-20.
 - 23) 米田義昭・築田 満・松永勝彦 (1977), 噴火湾における栄養塩類の季節変化, 特定研究海洋環境保全, 噴火湾の研究中間報告. 21-27, 北大水産研究班, 函館.
 - 24) 築田 満 (1978), 噴火湾における栄養成分の挙動に関する研究. 北大水産博士学位論文 (未印刷).
 - 25) Kido, K. and K. Ohtani (1981). Behaviour of the basin water in Funka Bay. 北大水産彙報 32 投稿中.