北大水産彙報
31(1). 84–114. 1980.

噴火湾の海洋構造

大谷清隆*・木戸和男*

Oceanographic Structure in Funka Bay

Kiyotaka OHTANI* and Kazuo KIDO*

Abstract

The waters of the Oyashio system which have in their upper layer the extremely cold water of the melted drift ice coming from the Okhotsk Sea, flow into Funka Bay from February to June as exchanging with the more saline and denser Winter Funka Bay Water which has transformed from the waters of the Tsugaru Warm Current. Much diatomaceous phytoplankton is produced during the early spring in the area where both waters meet and which contains nutrients of medium concentration. As the nutrients are consumed, the nutrient concentration in the euphotic zone of the bay rapidly decreases.

In late spring the waters of the surface layer are diluted by the water of melted snow from the mountains, and are warmed by the increases of the insolation and the air temperature as summer approaches. A pycnocline with a large vertical gradient is consequently formed between the surface and middle layers, and is maintained throughout the summer until mid autumn. Since this pycnocline prevents the transfer of heat from the surface to the deep and prevents the transfer of nutrients from the bottom layer to the upper, the water below the pycnocline remains cold, and the surface layer continues to lack nutrients until the late summer.

In contrast with the surface layer, the basin water at a level deeper than the sill depth at the entrance of the bay is supplied with nutrients released from the organic sediment on the sea floor which stagnates in the basin. However this enriched bottom water intermittently also flows out of the bay over the sill.

In late summer, waters from the Tsugaru Warm Current come into the bay through the middle layer beneath the upper one. The cold mid water in the bay which originated from the Oyashio waters flows out of the bay along the east coast of Oshima Peninsula bringing the nutrients released in the deep, as the Tsugaru Warm Current waters intrude into the middle layer. Therefore the standing amount of nutrients in Funka Bay is minimized at that time.

The whole of the bay is occupied by the more saline water from the Tsugaru Warm Current in late autumn, and then the stratified structure of salinity and temperature is changed into a homogeneous one with the convectional mixing generated by cooling.

The severe winter cooling makes a cold and dense homogeneous water, and raises the nutrients accumulated in the bottom layer to a shallower depth. This water is called the Winter Funka Bay Water. The euphotic zone consequently

* 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*)

recovers its concentration of nutrients which had been low throughout the stratifying season and until the arrival of the Oyashio waters.

These yearly repeating changes of water masses and oceanographic structure are a characteristic phenomena of Funka Bay.

はじめに

噴火湾は，はるかに隔たった北太平洋西部亜寒帯水と北太平洋西部亜熱帯水とを起源とする二つの外洋水が，半年ごとに交替して流入する特徴ある湾として知られている[1-5]。

亜寒帯水域を起源とする外洋水は，北太平洋亜寒帯水域を反時計回りにめぐる循環の西側の南下流として存在する親潮であるが，北海道東岸に接して南下する親潮は，その表層にオホーツク海から千島列島南部の海峡を通って太平洋に流出した流氷の融氷水を含む，低塩分できわめて低温な特性を持っている。

一方，津軽海峡から噴火湾沖合に流出して来る津軽暖流水は，熱帯・亜熱帯水域を起源とする黒潮から九州西方で分岐し，対馬暖流として日本海東側を北上して来た水であり，高塩分・高温な特性はこの海域まで維持されている[3]。

このように，特性を異にする外洋水が時期を違えて流入するので，噴火湾の特性は外洋水の交替につれ支配的に変化する。しかし，湾内に滞在する間に，外洋水は湾内に特有な変質を受け噴火湾に固有な水が形成される。

この海域で漁獲される漁業対象生物は，サケ・マス・スケトウダラ・タラ・ホッケ等の寒海性種はもとより，イワシ・サバ・サンマ・イカ・マグロ等の回遊性のもの，マンボウ・ウマヅラハギ・カツオ・フクラゲ等の暖海性種も少なくなく，カレイ類やケガニ・エビ等の底棲動物も多い。これらの寒暖性両種は定置網などで同時に漁獲されることもあり，この海域の多様性を象徴している。

1974年2月以来実施して来た一連の調査結果の概要はすでに報告してある[6,7]が，本著ではそれらを包括し，噴火湾海域の特性を海洋構造としてとらえ，その変化を経時的に詳述しようとするものである。さらに海洋における生物生産あるいは物質循環に，海洋構造の変化がどのような関りを持つのかという点について考察を加える。

資　　料

1971年3月に，本学部所属研究調査船“うしお丸 (97.78t)”が竣工して以後，近海の海洋研究は推進されたが，多方面の分野の研究者間のうしお丸の共同運航，資料の相互使用，情報交換及び討論等を目的として，研究対象海域を噴火湾近海とする噴火湾研究グループを1973年に学部内に組織した。1974年度以降，4年間にわたって，文部省科学研究費補助金が特定研究 (II)「北方海域の生態系と化学物質の挙動との相互作用に関する研究」研究班（代表，川村輝良および深瀬茂）に交付されたので，多項目にわたる組織的な調査が実施された。本著に用いた資料の多くはこれら一連の海洋調査のうち，著者らが主として分担して得たものである。

海洋観測はナンゼン採水器と転倒温度計を用いた通常の観測法であるが，測定深度間隔を10～15mごとにとり，各測点10～8層について採水・測温を行い，最下方の測定が海底上2m以内になるよう心掛けた。観測点は渡島半島の海岸線に直交するように11地点，湾口部を横断するように4地点，湾内では3地点が正三角形を形作るように18地点，計33地点を設定した。1974年2月から開始した観測の結果，観測点の位置を修正し，6月以後位置と測点番号を固定し，観測定点とした。この観測定点は1975年以降も継続して使用され，その一部定点の観測は今日まで継続されている。観測定点の配置を図1に示す。

1974年2月から1975年2月までの間に11回実施した観測によって測定された項目は，水温，塩分，

溶存酸素，燐酸態燐，硅酸態硅素，3態窒素，クロロフィルa，その他多くの項目にわたっているが，主要測定結果はタイプ印刷ではあるが公表されている[8]。本著ではこれらのうち，塩分，水温，溶存酸素，無機栄養塩類を代表して燐酸態燐について引用する。

図1に示すように，噴火湾は浅いスープ皿型の地形をしていて，面積約 22.7×10^2 Km^2，容積 $1.34\times10^2 Km^3$，平均水深 59.0 m である。湾口部の最大水深は 85m であり，湾央部はこれより深く 90m 台となっている。等深線の示すように，海盆部から外海に連らなる谷状部は湾の南寄りに偏ってあり，岸深な渡島半島沿岸に続いている。本著では鉛直構造を示すために，渡島半島に直交する湾外の断面 (A) と湾内中央部を横断する断面 (B)，上記二断面と交差し上述の谷状部を湾内から湾外に至る断面 (C) とを用いる。

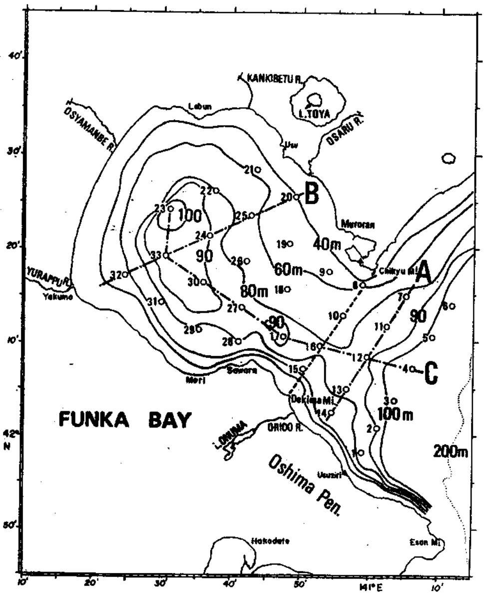

Fig. 1. Positions of hydrographic stations and location of vertical sections used in the following figures. Solid lines indicate the isobaths and the broken line indicates the boundary of Funka Bay.

結　　果

a. 親潮系水の流入

寒候期に，親潮の水は海面からの冷却によって対流混合され，鉛直に均質な上層水を持つようになる。この上層水は通常，水温 1～3°C，塩分 33.0～33.3‰ の範囲にあるが，北海道の太平洋岸に接岸する親潮の表層は 2～3 月ころにオホーツク海から流出して来る流氷の融解の影響を受け，表面から 50m 深くらいまでの間の水の水温・塩分はさらに低下する。襟裳岬を回って日高沖を経て噴火湾に至るこの融氷水を表層に持つ親潮系水の塩分・水温は，その年の流氷量の多寡に影響されて変化するが，塩分 32.6～32.8‰，水温 −1～1°C と極めて低温である。日高から渡島半島に至る海域では，冬期間の冷却による水温低下はこれに較べて小さく，水温の極小値は津軽暖流水域で 5～6°C，親潮水域で 3°C 前後である。そのため，この海域の沿岸では融氷水の接岸時に水温が急下降し，−1～1°C の年間の最低水温が記録される。

北海道大学理学部室蘭海藻研究施設の測定による，噴火湾口の室蘭市チャラツナイ浜の沿岸水温記録によると，図2下段に示すように，融氷水を表層に持つ親潮系水の接岸による水温低下が，前年の12月下旬に生じている早い年や，4月に入って極小水温が認められる遅い年など幅広い変動が認められるが，1948年から1977年までの30年間の平均でみると，図2上段に示すように，親潮系水が噴火湾に入り始める時期は，旬平均水温の30年間の平均値が 3°C 以下に低下する，2月上・中旬ころといえる。この図の場合，永年の平均値で示されているので，融氷水の接岸時の水温低下も緩慢に表わされているが，年ごとの日水温記録では1日で数 °C に及ぶ水温低下があるので，融氷水の接岸を容易に知ることができる。水温低下時の極小値は，浦河では 1°C 以下となり，しばしば (−) の水温が記録され，これより下流に当る室蘭や臼尻でも 2°C 以下となり，しばしば 0°C 台に低下する。

図2下段によると，1974年の場合，親潮系水の流入は2月上旬に始まったと考えられるが，親潮系

水の流入初期の2月下旬の状態を図3と図4に示す。

親潮系水は低温ではあるが塩分が低いので，それまで湾内に滞在していた冬期噴火湾水[3]に比較すると低密度である。図4に示されるように，親潮上層水の比容アノマリー値は夏期の西部亜寒帯水域の上層水下部に相当する 160 cl/ton 台 (σ_t ≒26.4) であり，融氷水はさらに大きく δ_T =180 cl/ton (σ_t≒26.2) 前後である。これに対して，冬期噴火湾水の密度は冷却を受ける期間の長短，言いかえると親潮系水の流入開始時期の遅速によって異なるが，親潮系水より大きく，亜寒帯水域全般に見られる永久的塩分躍層の下部に相当する。図4·C に見られるように，湾内深部の冬期噴火湾水 (T=5°C, S=33.8‰) の比容アノマリーは 135 cl/ton 以下であり，親潮系水は冬期噴火湾水の上方に覆いかぶさるように湾内に流入する。

平面的に見ると，図3·A のように，塩分 32.8‰ 以下，水温 1°C 台の親潮系水が湾口部沖合を北上していて，その一部が湾口北側から湾内に流入している。湾内では，相対的に低塩分・低温な水が湾の周辺部を占めていて，図4·B，中段から推定されるように，親潮系水は湾内を反時計回りに広がって行くものと考えられる。親潮系水の流入初期のこのような状態はこれまでの調査結果[1,4]でも同様に示されている。

この時期の湾内各深度の T-S 値は，湾内の深部に残留している冬期噴火湾水 (T=5°C, S=33.8‰) と湾外の融氷水を含んだ親潮系水 (T=1.5°C, S=32.7‰) とを結ぶ直線上に位置し，両水型の鉛直混合の結果として中深度の水は存在している。しかし，湾外には断面 A の下層および断面 C の下層と湾口部中層に，T=4°C, S=33.3‰ の水があって，これとは一致しない。この水は湾外で冷却した津軽暖流水と親潮上層水との混合の結果としてあるものと考えられる。このような親潮上層水との混合水は融氷水を含む親潮系水が湾内に流入する直前に，前駆的に流入し，浅い部分の冬期噴火湾水と交替する場合もあるようである。

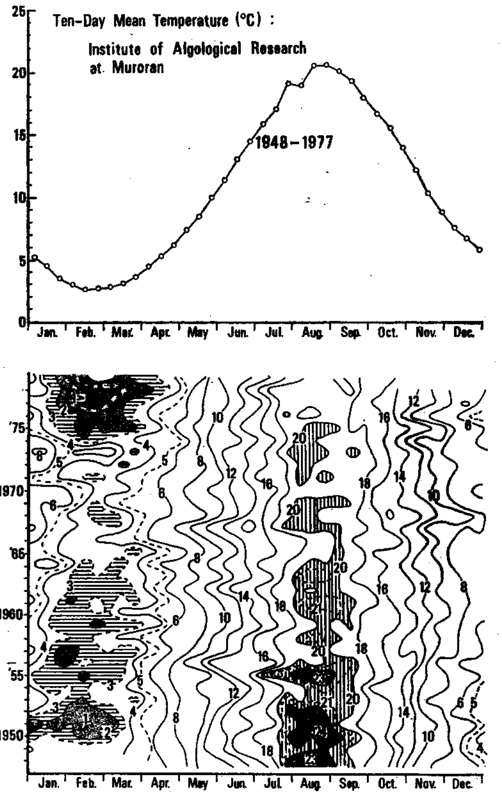

Fig. 2. Ten-day mean sea surface temperature averaged over 30 years at Muroran (upper), and annual changes of ten-day mean sea surface temperature (lower).

親潮系水の流入につれ，湾内にあった冬期噴火湾水は湾口南側から渡島半島沿いに湾外に流出するが，図4·C 中段に見られるように，湾口部を境として湾内外の水の流れが地衡流平衡にある場合，冬期噴火湾水は図 3·B のように海盆部底層に閉塞的に滞留する。

親潮の水の栄養塩類の濃度は，一般には高いものと思われているが，図4下段に示されるように，融氷水の影響を受けた親潮系水では必ずしも高いとは言えない。先に指摘したように，十勝沿岸から噴火湾に至る親潮系水の栄養塩類の濃度は，これより沖合を流れる親潮上層水の約半分にすぎない[9]。

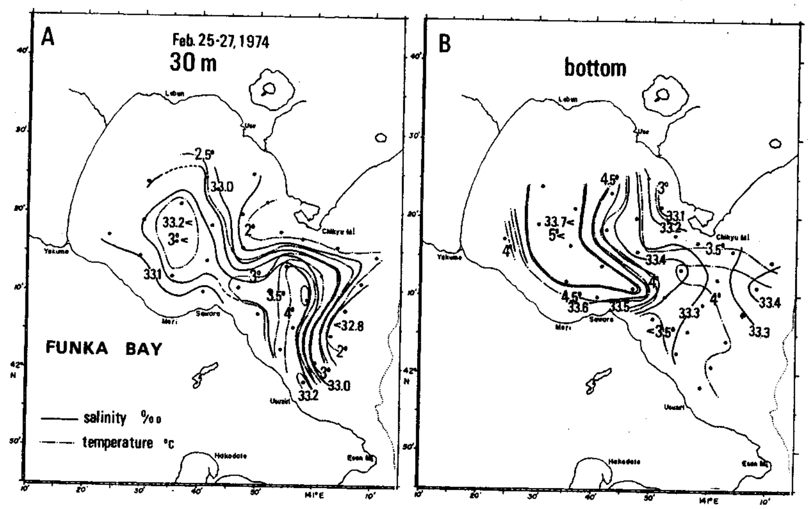

Fig. 3. Horizontal distributions of temperature and salinity at a depth of 30 m (A), and on the bottom (B), in February, 1974.

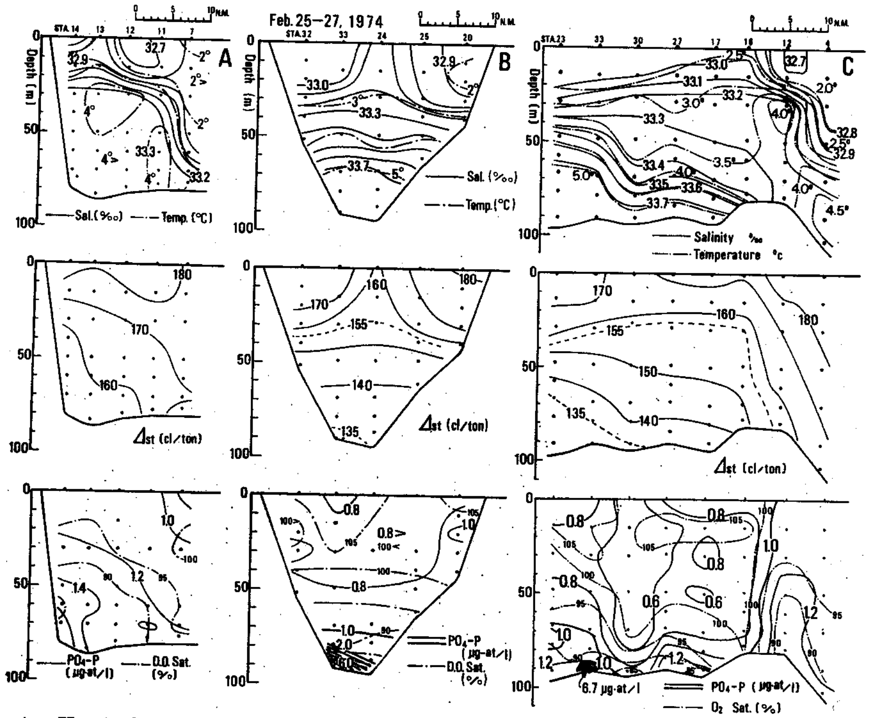

Fig. 4. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the sections shown in Fig. 1, in February, 1974.

一方，冬期噴火湾水は津軽暖流水を起源としているので，冷却期初期には栄養塩類濃度は低い状態にある。しかし，冷却期末に至ると，海底直上に高濃度に蓄積されていた栄養塩類が，対流混合によって上方に運び上げられるので，この時期の親潮系水と同程度に栄養塩類を持つようになる。したがって親潮系水と冬期噴火湾水との交替があっても，そのために生じる栄養塩類の現存量の変化は小さい[10,11]。

図4下段のSt. 33最下層の PO_4-P 濃度は異常に高いが，これは採水時に採水器が着底し泥まじりの濁水を採水したためである。この値を除くと親潮系水との交替初期では，湾内の栄養塩類の分布は下方にやゝ増加しているが，その濃度は中程度で差も小さく，酸素飽和度は海盆部底層でも 80% 以上と高く保たれている。

2月以降も継続して海面から冷却されるので，3月には湾内の 50 m 以浅の水は鉛直に混合され，図5・Aと図6・B，Cに示されるように，水温 3°C 以下，塩分 33.0～33.2‰ とほぼ一様な水に変えられている。この均質層の下方には冬期噴火湾水が2月同様に滞在しているので，この間に明瞭な塩分・水温躍層が形成される。湾内のこの2層構造は，冬期間にベーリング海や北太平洋西部亜寒水域の塩分躍層以浅に見られるもの[12]と等しく，冬期の西部亜寒帯水の海洋構造の典型とも言うべきものである。

図5・Aと図6・Cに示されるように，2月に比較して親潮系水は湾口を離れて北上していて，湾口部中深度と湾内の室蘭西方に，水温 5°C，塩分 33.5‰ の津軽暖流水と親潮上層水との混合水と思われる小暖水塊がある。これは津軽海峡東口から噴火湾沖にかけて存在すると思われる，親潮系水の時計回りの渦流に連れて，津軽暖流水が渦流の外縁に沿って湾内に送り込まれたものと推定され，海水交換の多様さを示すものと言えよう。

湾内に現存する塩分総量の変化から求めた親潮系水と冬期噴火湾水との水塊交替量は[6,7]，2月の観測時で，親潮系水が湾容積の 61% を占めている。3月には先述の津軽暖流水起源の小暖水塊の流入のため親潮系水の交替量は湾容積の 57% と見掛け上減少しているが，冬期噴火湾水の現存量には変化がなく，水温・塩分も2月同様に維持されているので，冬期噴火湾水は図5・Bにも示されるように，海盆部底層にこの間を通して閉塞的に滞留していたものと考えられる。

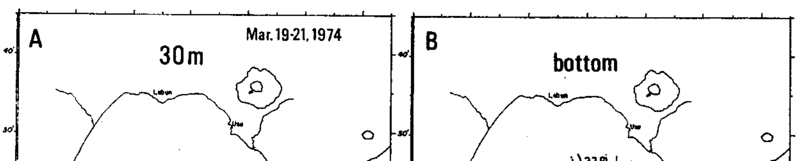

Fig. 5. Horizontal distributions of temperature and salinity at a depth of 30 m (A), and on the bottom (B), in March, 1974.

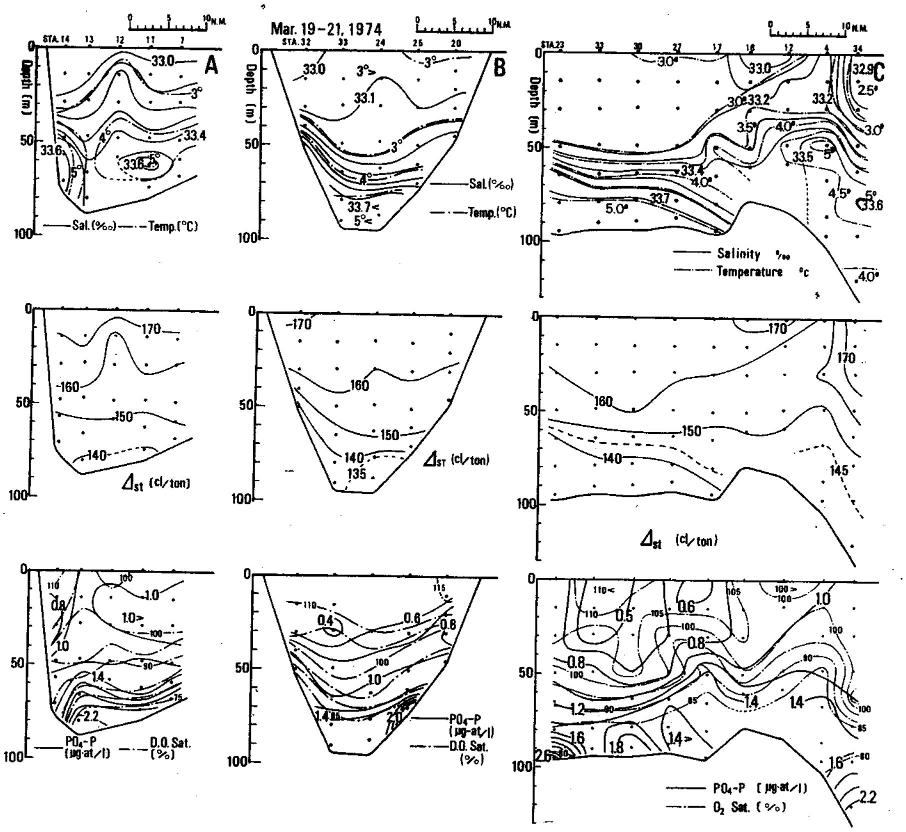

Fig. 6. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the sections shown in Fig. 1, in March, 1974.

図6·Aの渡島半島寄りのSt. 14を除いて，湾外のPO_4-P濃度は1μg-at/l以上と2月と同程度の値を維持し，酸素飽和度も100%あるいは未飽和であるのに対して，湾内上層とSt. 14の上層ではいずれもPO_4-P濃度は2月より減少し，酸素飽和度は100%を越え，これらは湾奥部で著しくなっている。上層の減少と対照的に，躍層以深では全体的にPO_4-P濃度は増加し，酸素飽和度の低い範囲も広まっている。これらの変化は植物プランクトンの生産と有機物の分解等の生物活動が活発化して来たことを意味するものであろう。

3月から4月の間に，親潮系水の交替量は再び増加し，湾容積の81%に及ぶ。このとき，図7·Bに示されるように，冬期噴火湾水は谷状部の海底に沿って湾外に流出する。このため，図8に示されるように，湾内には冬期噴火湾水と親潮系水とが混合した部分だけが残り，ちょうど3月に見られた躍層の下部が海盆部の海底に接した形となる。

気温の上昇と日照の増加につれて，海面近くの水温はこの頃から徐々に上昇しはじめる。陸岸に近い海面付近の塩分も河川からの流出水によって希釈されはじめるので，表面と中深度の水との間に密度差が生じる。親潮系水は図7·Aに示されるように，湾口北側に接近し，3°C以下の冷水を湾内中層に送り込んでいる。このため，湾内外の水温構造は中冷構造となり，湾内でより明瞭である。親潮

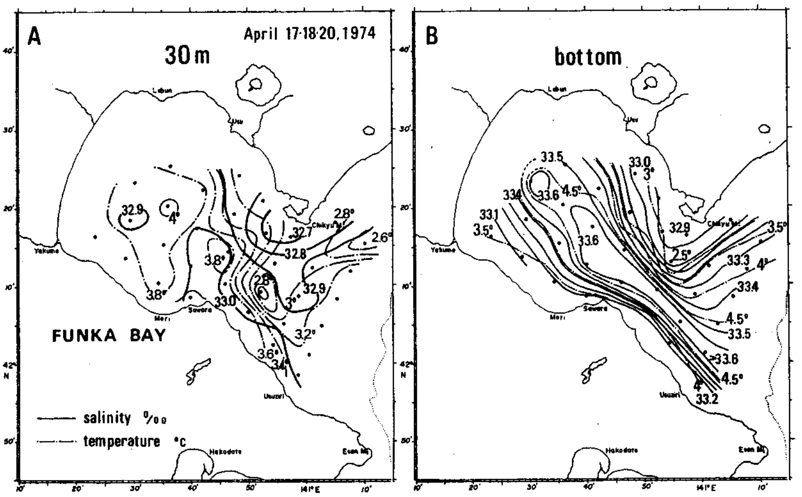

Fig. 7. Horizontal distributions of temperature and salinity at a depth of 30 m (A), and on the bottom (B), in April, 1974.

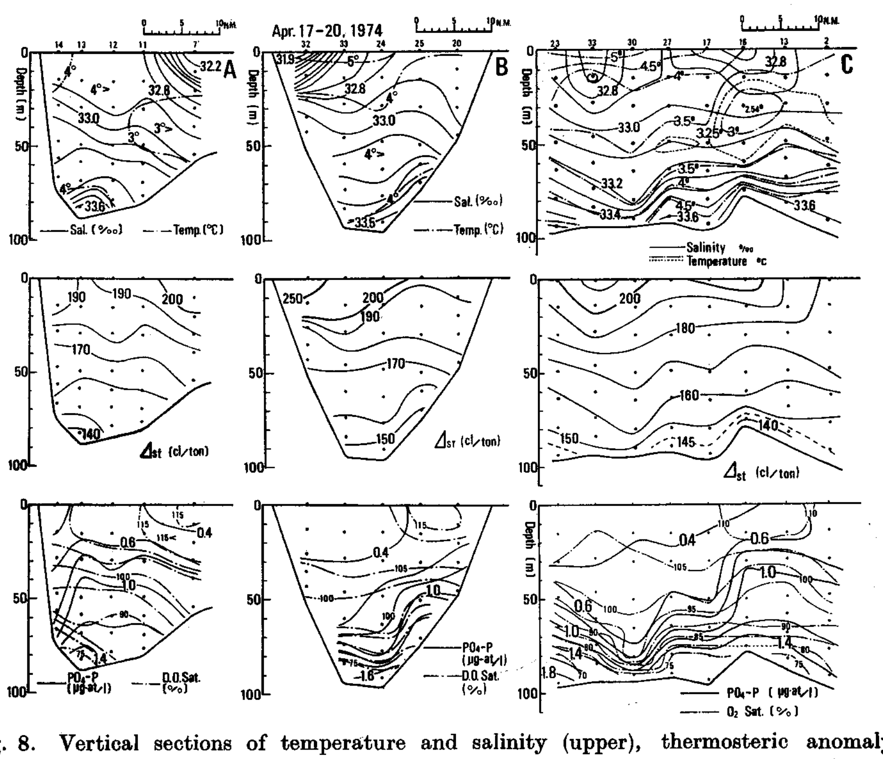

Fig. 8. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the sections shown in Fig. 1, in April, 1974.

系水の増加に伴なって，2·3 月には 50～60 m 深にあった $\delta_T=150$ cl/ton の比容アノマリー線は押し下げられ，海盆部海底に沿って 80 m 以深に位置する。

図 8 下段に示されるように，有光層内の PO_4-P 濃度は 2·3 月に比較して急激に減少していて，特に陸水の影響を受けた海域と湾内では 2 月の 1/2 以下の濃度に低下している。PO_4-P 濃度の低い範囲の酸素飽和度は全域にわたって過飽和となっている。PO_4-P 濃度の 0.4 μg-at/l 以下の範囲について見ると，湾内では 105～110% であるが，湾外の Sts. 7′, 11 では 115% 以上と高い。さらに，PO_4-P 0.4～0.6 μg-at/l の範囲について見ると，Sts. 20, 25 の新たに湾内に流入したと思われる水域と湾外では 110～115% と高い飽和度となっているのに対して，湾内ではこの濃度は中深度に位置し，飽和度も 95～105% の間にある。これはこの時期の植物プランクトンの生産活動の開始が，湾の内外で時間的にずれていることを意味するものだろう。

海底面に接した躍層を境に，3月同様に高い PO_4-P 濃度が海盆部底層に認められるが，その範囲は 3 月より狭まっている。この PO_4-P 濃度の高い水は図 7·A に示されるように，湾口部の Sill を越えて，図 8·A の St. 13 に見られるように，谷状部の海底に沿って湾外に流出している。築田ら[11] は湾内の PO_4-P 現存量を表面から 50 m 深までと，50 m 深から 90 m 深までとの二層にわけ，湾全体の現存量の月別変化を同一資料から求めている。それによるとこの間の PO_4-P 現存量は上下層とも減少し，上層の減少は生物生産による消費に起因し，下層の減少は底層水の湾外への流出によるものとしている。

5 月になると，親潮系水の交替量はわずかに増加し，湾容積の 87% となる。図 9·A に示されるように，湾口部に反時計廻りの小渦流が形成され，これと対をなすように湾内には時計回りの環流を生じる。このため湾内は閉塞的となり，湾内固有の特性を持ち始める。底層水もまた図 9·B にも示されるように，湾外の津軽暖流水との混合水（T>5°C，S>33.6‰）にはばまれ，湾内外の連絡は 4 月より閉ざされている。

図 10·A, B に示されるように，湾内海盆部底層の塩分・水温は 4 月よりさらに低下しているが，表層の塩分希釈が中深度まで影響しているので，この間の塩分躍層は維持されている。この塩分躍層より深い部分の PO_4-P は下方に向かって増加し，濁水を採水している St. 33 の最深層を除いても，

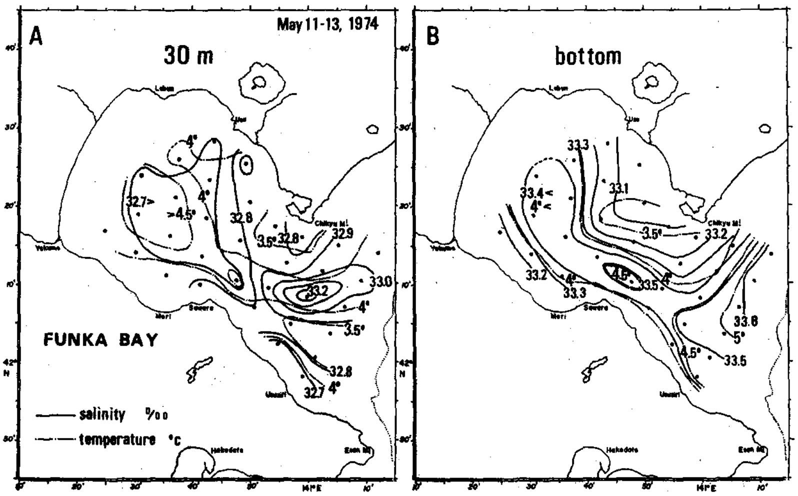

Fig. 9. Horizontal distributions of temperature and salinity at a depth of 30 m (A), and on the bottom (B), in May, 1974

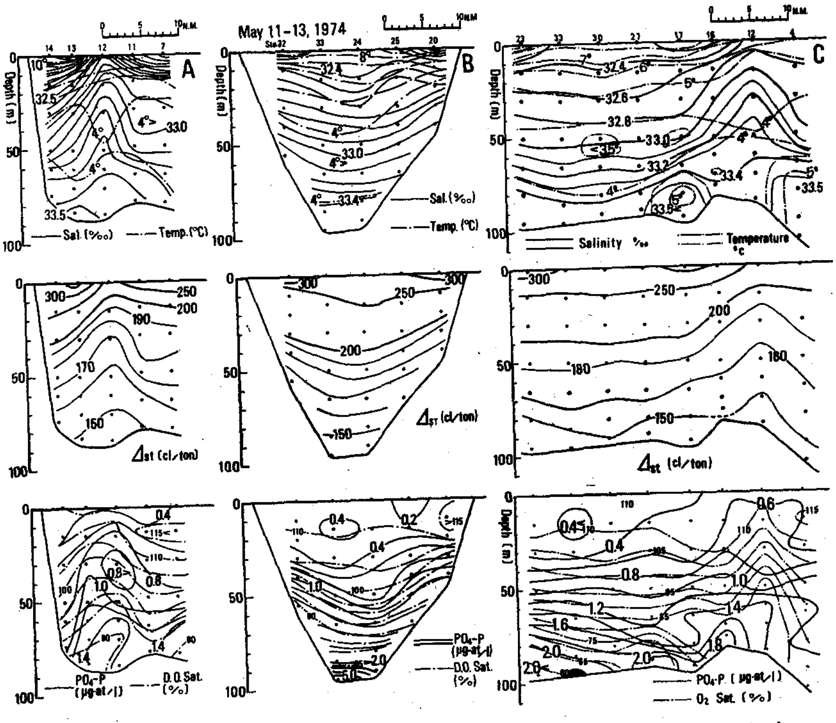

Fig. 10. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the sections shown in Fig. 1, in May, 1974.

湾内海盆部底層の濃度は 1.8 μg-at/l 以上と，湾外では見られないほど高濃度になっている。酸素飽和度もこれに対応して，躍層以深では 100% 以下となり，底層では 60% 台まで低下し，有機物分解に伴なう酸素の消費が海底直上で大きいことがうかがわれる。

底層での PO_4-P 濃度の増加と対照的に，湾内の 30 m 以浅の濃度は 4 月から引き続いて低い。しかし，湾の周辺部と湾口の渦流部中心では，PO_4-P の濃度の高い水が浅くまで達していて，下方の水の湧昇によるものと考えられる。

北海道南部の山岳地帯の融雪は 3 月末に始まって 5 月末まで続くので，降雨量の増加も加わって，噴火湾に注ぐ河川の流量は 4 月以降増大する。そのため 5 月には図 10 に示されるように，湾内の表層は希釈され表面近くの鉛直塩分傾度は増大する。この時期の水温上昇は大きくなく，表面でも 10°C 以下であるが，浅くに作られるこの塩分傾度のため，下方への熱の伝達は小さく，表面近くの水温が早くに上昇する。この比較的水温の高くなった低塩分水の一部は，湾内の環流よりはずれて，図 10·A に示されるように，渡島半島の岸沿いに南東に流れ出る。

6 月には湾口部中層に，図 11·B，図 12·C に示されるように，湾内の親潮系水と沖合の津軽暖流水との間を割り入るように，新たに 2.5°C 以下の極小水温をもつ親潮系水が接近し，その一部を湾内に送り込んでいる。その結果，親潮系水の交替量は噴火湾の 78 m 以浅の容積に相当する，湾容積の 94% に達し，年間の最大となる。海盆部海底直上に残留していた底層水は，このため塩分 33.3‰ 台，水温 4°C 台と，親潮系水との交替が始まって以来の最小値となるが，なお冬期噴火湾水の特性は 1/2 程度に保存されている。

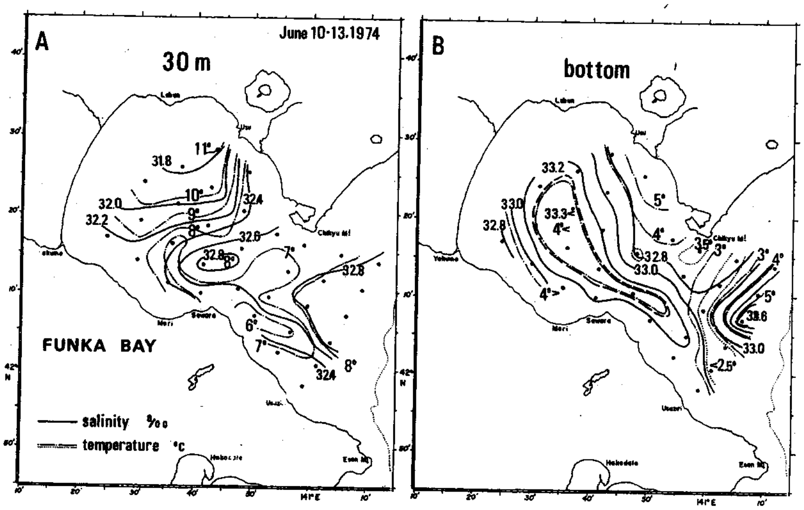

Fig. 11. Horizontal distributions of temperature and salinity at a depth of 30 m (A), and on the bottom (B), in June, 1974.

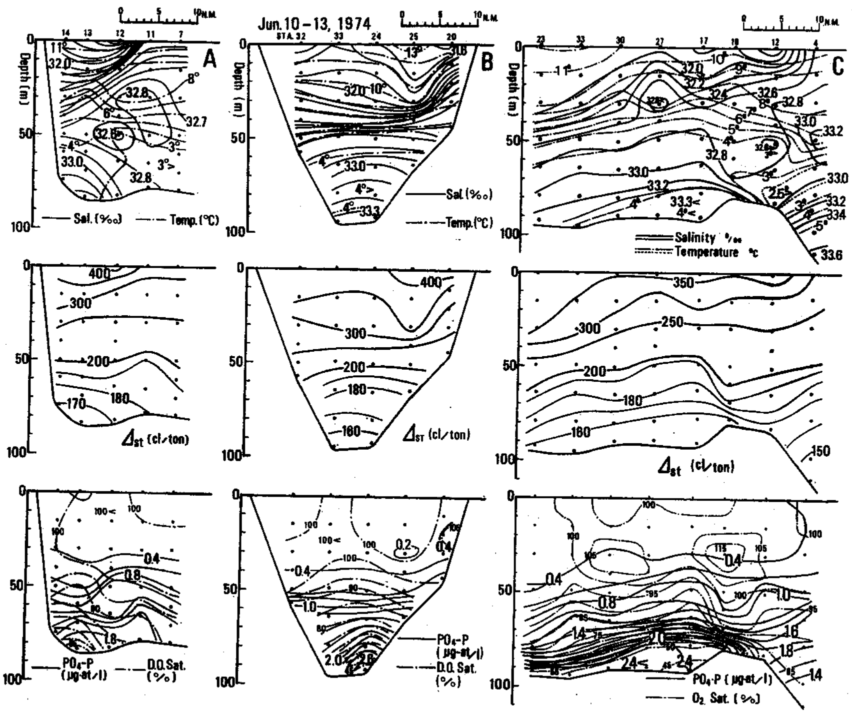

Fig. 12. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the sections shown in Fig. 1, in June, 1974.

図 12・C に見られるように，33.2‰ の等塩分線あるいは 160cl/ton の等比容アノマリー線は湾口部の Sill を境に分断されていて，図 11・B の 33.3‰ の等塩分線と 4°C の等温線の示すように，底層水は再び閉塞されて滞留している。これらの等値線以深の海盆部では一様に PO_4-P 濃度は増加し，これより上方の水との間に大きな濃度勾配を生じている。底層水の PO_4-P 濃度の極値は 2.4～2.6 μg-at/l と大きく，豊富に栄養塩類を持つといわれている親潮水の濃度をはるかに越える値となっている。酸素飽和度もこれに応じて 50% 以下に低下していて，5 月以来引き続いて，海底直上で有機物の分解が進行し，解放された無機塩類が海盆部底層水中に蓄積された結果と考えられる。しかし，解放された栄養塩類の一部は，底層水の塩分・水温が低下したことから推定されるように，渡島半島沿いに湾外にも運び出されている（図 12・A, St. 13）。

b. 夏期噴火湾表層水の形成

前述のように，融雪水等の大量な河川水は 5 月も引き続いて流入するので，表層はさらに希釈され，6 月には湾内の表層塩分は 32‰ 以下に低下する。したがって，湾内の親潮系水は表層にさらに低塩分水を持つことになり，中層との間に，図 12 に見られるような，浅い塩分躍層が形成される。加熱期に入って以後の水温上昇はそのため，塩分躍層以浅で大きく，表層と中層との水温差は増大し，塩分躍層に一致して水温躍層も形成される。その結果，表層の比容アノマリー値が急速に増大するのに対して，中深度の増加は緩慢であるので，この間に 100cl/ton を越える顕著な密度躍層が形成される。

この密度躍層以浅では，図 12 に示されるように，PO_4-P 濃度は 0.4 μg-at/l 以下に低下していて，4・5 月より低濃度の範囲がさらに広がっている。酸素飽和度も湾口部の 30m 深に 115% と高い部分があるが，湾内の躍層以浅では水温が上昇しているのに反して，総じて低下し，飽和点をわずかに前後している。このことは湾内の生物生産活動がこれ以前より低下し，かつ有光層の中深度に生産活動の中心が移行していることを意味しているのだろう。

表層水の希釈は例年，6 月に明瞭となるが，1968 年と 1969 年の場合について図 13 に示す。噴火湾に注ぐ河川は小河川が多く，淡水の供給源としては北東岸に河口をもつ長流川とこれより洞爺湖を経て引水している虻田水力発電所の放出水および貫気別川，北西岸の長万部川，南西角の遊楽部川等が

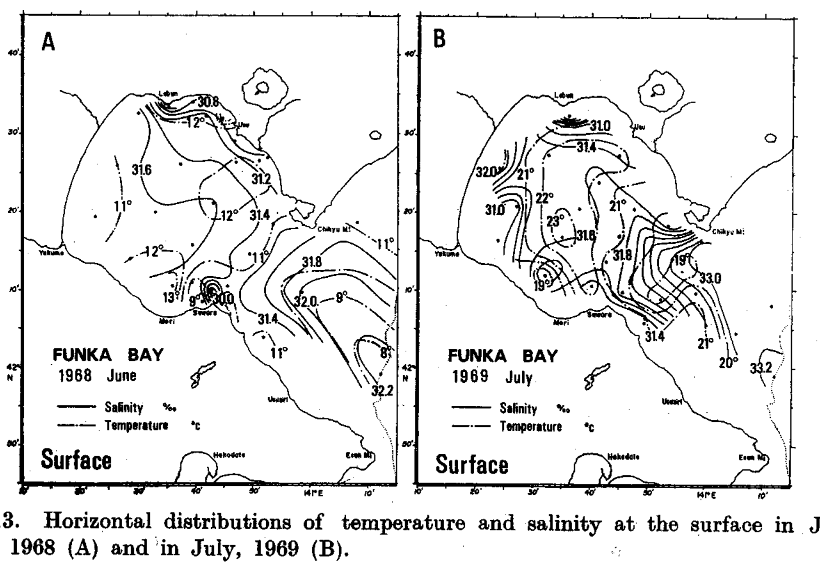

Fig. 13. Horizontal distributions of temperature and salinity at the surface in June, 1968 (A) and in July, 1969 (B).

主要なものである。表層水の塩分低下は図13に見られるように，湾奥の上記河口沖で著しいが，湾全体としては比較的一様になっていて，湾口部に外海水との間の塩分差の大きい不連続域が形成されている。これはこの期間，表層水が湾内を時計回りに循環していて，低塩分水を比較的良く湾内に保存するためと考えられる。この表層水の一部は砂源沖で湾内の環流から外れ，渡島半島の岸近くの表層を南東に流れ出る。渡島半島岸には大沼湖を水源とする折戸川や，横津岳山系から注ぐ小河川があるので，岸近くを南東に流れ去る間に表層水はさらに希釈される。

表層水の塩分値は，冬期間の積雪量や昇温期の降水量に対応して変化するので，年または季節によって差異があるが，河口域や大量な出水の直後を除くと，31～32‰ の範囲にある。淡水の現存量も湾容積の 1% 前後と少く，流入河川の流域面積が湾の面積の 1.05 倍にすぎないことに対応している[13]。

7月以降も，梅雨前線の北上期や，台風の影響を受けた秋雨前線の活動あるいは台風くずれの温帯低気圧の通過等，集中的な降水があるため，後述するように，表層の低塩分水は夏を越して10月ころまで維持される。表層の水温上昇は7月末から顕著になり，表面水温の最高値は8月中旬に記録される。したがって，成層構造は夏期を通じて顕著になり，表面と中層の親潮系水の極小水温層との水温差は 10～15°C にも及ぶ。それにつれて，この間の密度差も増大し，比容アノマリー値の差は 200～300 cl/ton に達する。そのため表層の栄養塩類の濃度は極度に低下し，貧栄養状態が秋半ばまで続く。これらの意味合いで，この表層水を噴火湾内に顕著なものとして，夏期噴火湾表層水（文献3では夏期噴火湾水とした）と名付けた。

c. 津軽暖流水の流入

津軽暖流水は黒潮を起源としているので，日本海や津軽海峡を経る間に変質しているが，なお高塩分・高温な特性を維持して噴火湾に到達する。夏期の津軽暖流水表層はやゝ希釈され，33.6‰ 程度に塩分値は下がっているが，中深度には 34.0～34.2‰ の塩分極大をもっていて，同一深度の湾内水と比較するとはるかに高塩分である。表面水温は両者間に大きな差はないが，中深度以深では津軽暖流水の水温が湾内水より高く，等比容面における両者の差は水温 4～5°C，塩分 0.8～1.2‰ ほどあっ

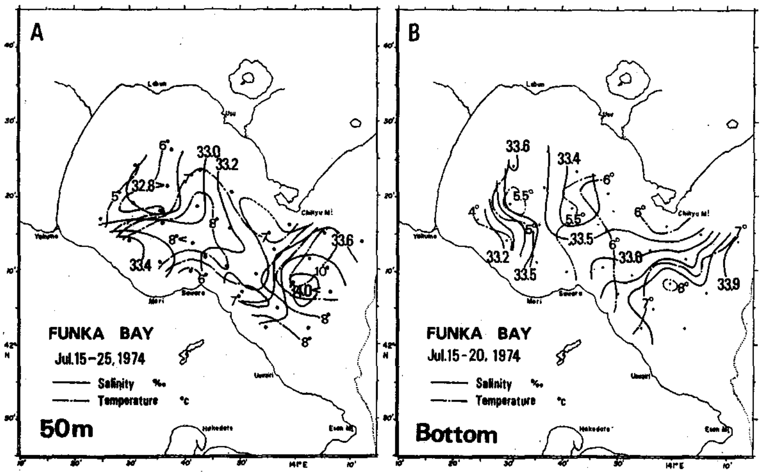

Fig. 14. Horizontal distributions of temperature and salinity at a depth of 50 m (A), and on the bottom (B), in July, 1974.

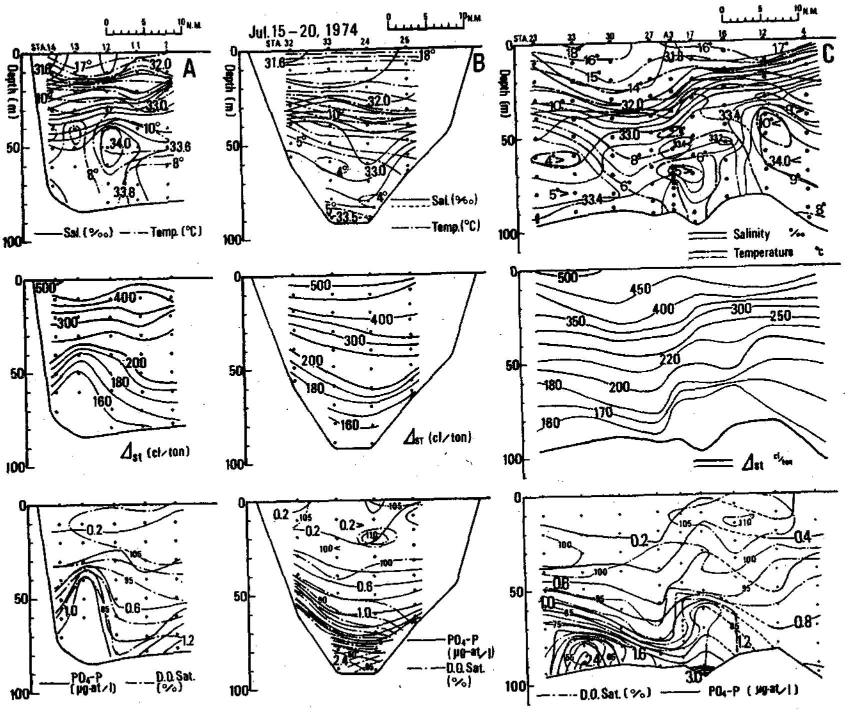

Fig. 15. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the sections shown in Fig. 1, in July, 1974.

ていずれも津軽暖流水が高い。密度で比較すると，津軽暖流水の密度の範囲は夏期噴火湾表層水よりは大きく，海盆部底層水よりわずかに小さく，湾内中層の親潮系水の範囲に相当している。

図 14 に示されるように，7 月になると，これまでと異なって，湾外には親潮系水に替わって津軽暖流水が接近し，底層に沿って高塩分水が湾内に広がり始めている。図 15-C に示されるように，津軽暖流水は夏期噴火湾表層水の下に潜入していて，中層の親潮系水との間の不連続域が湾口部に明瞭に形成されている。湾口付近では親潮系水と津軽暖流水とが相互に上下に貫入して混合し，微細なかつ複雑な鉛直構造が認められる。底層では 33.6‰ の等塩分線が湾内に伸びていて，底層の水温・塩分は上方に親潮系水の低温・低塩分水があるのにも拘らず，全体的に 6 月より上昇している。これは湾口部で混合した津軽暖流水が海底近くの等比容面に沿って拡散して行ったためと考えられる。その結果底層水はいくらか更新され，6 月に高い濃度にあった PO_4-P は一部を除いて減少し，酸素飽和度もわずかながら回復する。湾奥の St. 33 で，酸素飽和度の極小が海底面を離れて海底上 10 数 m にあることは，海盆部底層水の更新にこの場合，水平混合が卓越していることを意味し興味深い現象である。

津軽暖流水の接近があっても，夏期噴火湾表層水の成層構造は破壊されず，表層水温の上昇と塩分低下によってより強固になり，中層との密度差は増大する。このため，表層の PO_4-P 濃度は 0.2 μg-at/l 以下に低下する。津軽暖流水の接近・混合により，下方の水が相対的に上方に持ち上げられた湾口付近では，浅くまで PO_4-P 濃度がわずかに増加している。

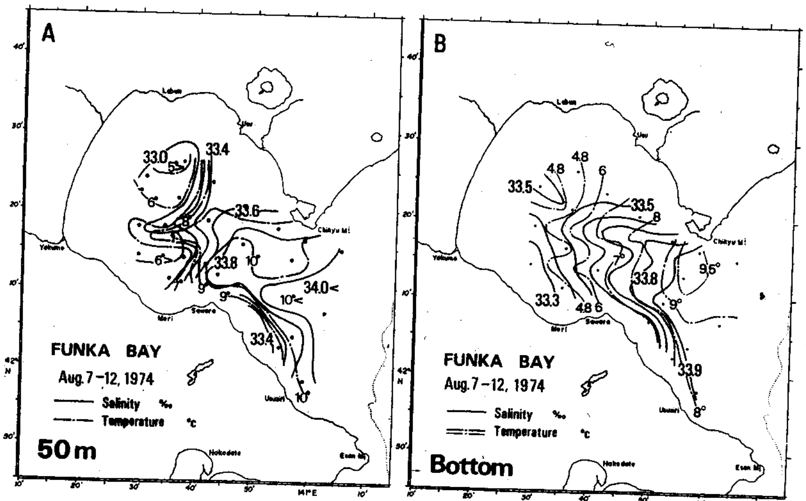

Fig. 16. Horizontal distributions of temperature and salinity at a depth of 50 m (A), and on the bottom (B), in August, 1974.

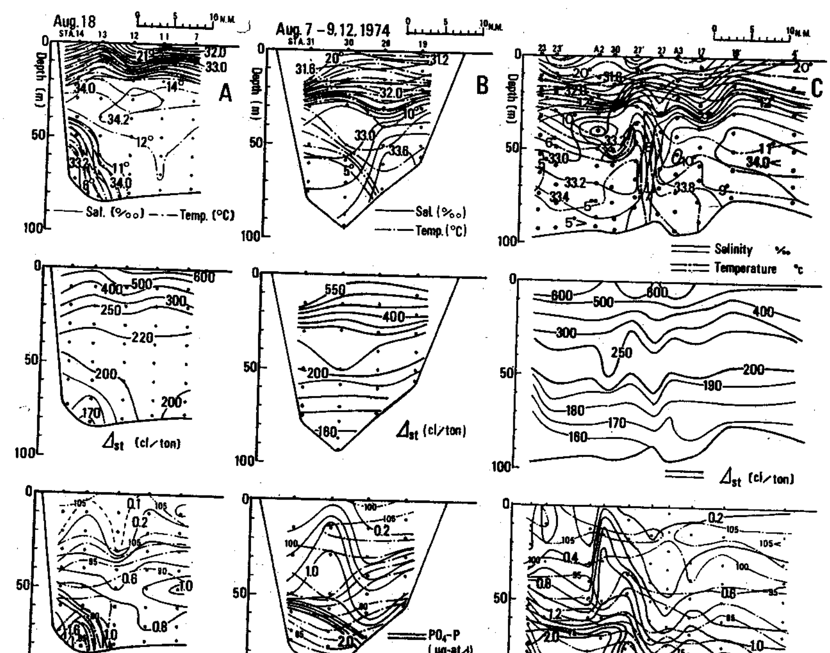

Fig. 17. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the sections shown in Fig. 1, in August, 1974.

湾内に閉込められた形となった中層の親潮系水は，湾奥で6月と同様な構造を保っているが，親潮系水の一部は中層を通って渡島半島沿いに流出している。

津軽暖流水の分布範囲がさらに広がり，湾外一面を占めるようになると，図16, 17に示されるように，湾口部北側の中層から津軽暖流水は湾内に入り始める。それにつれて，中層の親潮系水は湾の北西奥に押し込まれた形となり，一部は図17·Aに見られるように，渡島半島の岸近くの海底に沿って，津軽暖流水の下を通って湾外に流出する。夏期噴火湾表層水の比容アノマリー値は盛夏にあたるので，7月よりさらに増加し，600～300 cl/tonになる。そのため中層との密度躍層は一年を通じて最も顕著になり，中層に津軽暖流水が流入しても夏期噴火湾表層水は7月同様，維持される。ただし躍層の深さは全体に浅くなり，表層水の一部は渡島半島沿いの表層を，中層の親潮系水と同じく，湾外に流出する。

中層以深に入り込んだ津軽暖流水と湾内に滞在していた湾内水の間には，図17·CのSts. 27, 27′の間に見られるように，明瞭な不連続域が作られる。親潮系水は津軽暖流水によって押し上げられた形となって，前述のように，表層の厚さは減少する。表層の PO_4-P 濃度は海面近くで 0.2 μg-at/l 以下の低濃度の部分もあるが，この不連続域の湾奥では，相対的に PO_4-P 濃度の高い水が上昇している。一方，津軽暖流水の領域では PO_4-P 濃度は低く，海盆部底層でも 1.4 μg-at/l と減少している。これと対照的に，湾奥部では 2.0 μg-at/l 以上の高濃度な水が 60～70 m 深まで押し上げられ，津軽暖流水との間に大きな水平濃度勾配を生じている。酸素飽和度も津軽暖流水領域の底層では 70% 以上と高いのに対し，湾奥海底直上で 50% 以下と明瞭な差があって，移流による海盆部底層水の更新過程が明示されている。高濃度な PO_4-P の一部は図17·AのSt. 13に見られるように谷状部海底に沿って流出する親潮系水によって，湾外に運び出されている。

津軽暖流水の交替量は7月の9%から8月の時点で湾容積の22%に増加する。9月になると，この量はさらに増加し46%に及ぶ。図18に示されるように，津軽暖流水の極大塩分値も34.2‰をこえ，その分布領域は中深度では湾の過半を占めるに至る。津軽暖流水の流入につれて湾外に流出する湾内水との間には渡島半島に沿って，1‰を越える顕著な水平塩分差が認められる。図18·AのSt.

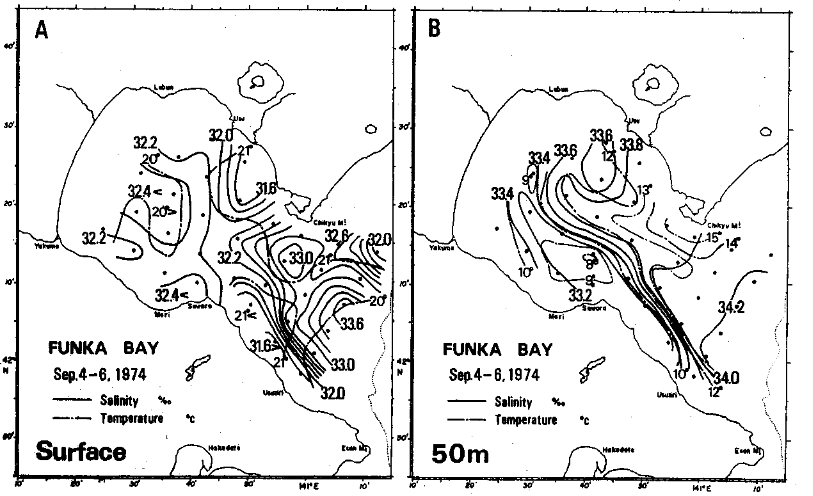

Fig. 18. Hirzontal distributions of temperature and salinity at the surface (A), and at a depth of 50 m (B), in September, 1974.

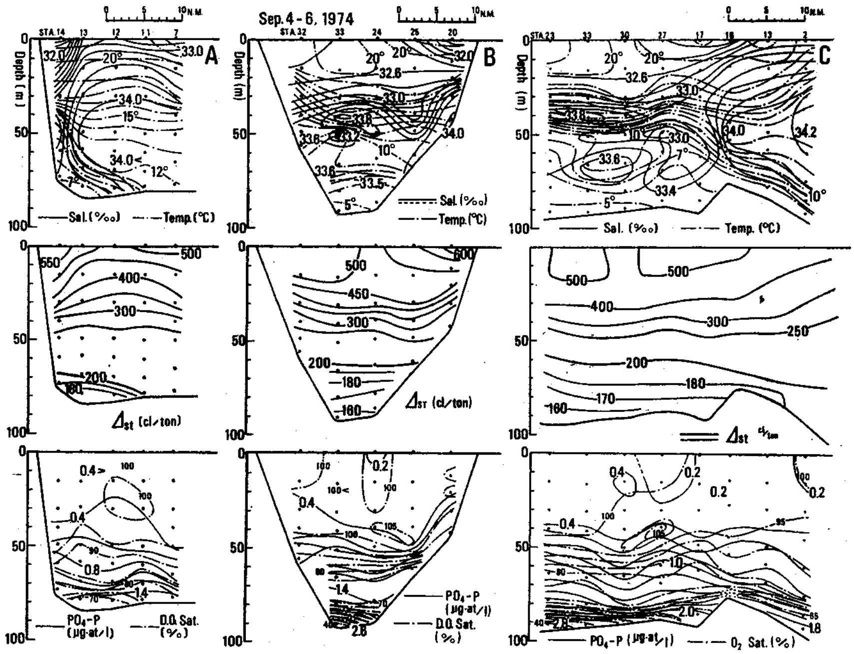

Fig. 19. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the sections shown in Fig. 1, in September, 1974.

4 に見られるように，8 月までは表層下に潜入していた津軽暖流水が，この時点で表面まで現れ，この海域における津軽暖流水の増勢がうかがわれる。

湾内の表層水の塩分は一様に 32‰ をこえて 8 月より上昇し，図 19 に示されるように，気温の低下によってすでに浅い混合層が生じている。しかし，この時点で津軽暖流水の比容アノマリー値は 400〜180 の間にあるので，変質した夏期噴火湾表層水の下方に潜入する。そのため，表層水と中層の津軽暖流水との間の塩分差は 1‰ をこえ，表層の密度躍層は依然として維持される。この密度躍層以浅では，夏期噴火湾表層水及び津軽暖流水領域共，PO_4-P 濃度は 0.4 μg-at/l 以下と低く，酸素飽和度も飽和点前後で，6 月とほぼ似た状態になっている。

8 月の時点で，中層の水温が上昇するため，亜寒帯水域の夏の水温構造に特徴的な中冷構造は，ほぼ消失してしまうが，図 19·C のように，津軽暖流水と湾内水との境界に沿う地域では，津軽暖流水と湾内水とが相互に上下に貫入するように位置するので，いくつかの塩分・水温の極大，極小が鉛直分布に現われ，海洋構造は複雑である。この断面には湾の北東側を広く占めている津軽暖流水の大部分が示されていないが，図 18 や図 19·B に示されているように，津軽暖流水は湾の周辺に沿って中層を反時計回りに分布範囲を広げていくので，湾央部のやや南寄りの海域の交替が遅れることになる。

津軽暖流水の中深度以深の水温はこの時期に最も高くなっているので，湾内の海盆部底層水より密度は小さくなっている。したがって中層の親潮系水と津軽暖流水との交替が過半に及んでも，底層水の海底直上の水は 8 月と変りない水温・塩分を保ちながら，滞留している。そのため，PO_4-P 濃度は海底近くの薄い層で 2.0 μg-at/l を越え，湾奥では 2.8 μg-at/l に達する。酸素飽和度もこれに対応

して，Sill より浅い節囲では 65% 以上であるのに，湾奥では 40% 以下 (D.O. =2.63 ml/l) に低下している。

津軽暖流水の交替量は 10 月初めには湾容積の 68% と増加し，ほぼ湾内中層の全域を占める。10 月初めの観測は荒天のため欠測点が多いが，図 20 に示されるように，湾内中層の塩分は 33.8‰ を越え，表層と底層の低塩分水にはさまれて，中層に塩分極大を持つようになる。津軽暖流水に置き換わった中層以深の地点ではこの時点で周年の最高水温を記録することになる。

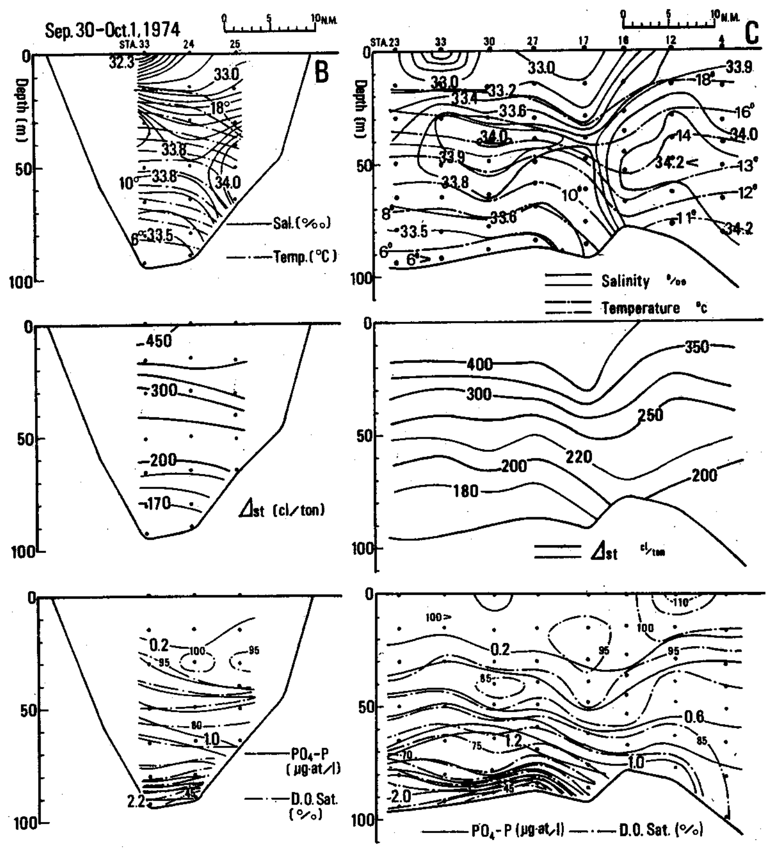

Fig. 20. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the sections shown in Fig. 1, on Sep. 30 and Oct. 1, 1974.

表層の塩分は上昇し，33.0‰ 近くに増加するが，秋雨等の影響もあって，表層下の密度躍層は維持される。このため表層の PO_4-P 濃度は 9 月初めよりさらに低下し，広く 0.2 μg-at/l 以下に低下する。津軽暖流水自体の栄養塩類濃度は親潮系水や冬期噴火湾水に比して低いので，中層の栄養塩類濃度も津軽暖流水の交替量の増加につれて減少する。

底層水はやゝ水温が上昇するものゝ塩分の変化はわずかで，比容アノマリー値も 180 cl/ton と周年の最大になるが，Sill の内側に 9 月同様，閉塞的に滞留している。このため，海盆部海底直上に，

2.0 μg-at/l 以上の PO_4-P 濃度の高い水が認められる。しかし溶存酸素量の極小値は 2.97 ml/l と 9 月より高くなっていて，わずかながら底層水が更新されていることがわかる。

底層水の溶存酸素量は親潮系水の流入以後，海底上に沈積する有機物の分解によって消費され，減少する。親潮系水の交替量の増加に伴い，この低酸素の水は高い栄養塩濃度を保ちながら湾外に間歇的に流出したり，上方から酸素の補給を受けて，わずかに回復するが，常に低い状態にある。1932 年 8 月に実施された海洋気象台の観測結果でも，海盆部底層水の溶存酸素量は広く 4 ml/l 以下となっていて，3.12 ml/l（飽和度 42%）の極小値が記録されている[14]。津軽暖流水が流入を始めた時点で，一時酸素飽和度は回復するが，中層一帯を占めている 9～10 月の期間には，酸素飽和度はこれよりさらに低下し，例年，噴火湾内の溶存酸素量の極小値は海盆部の底層水からこの期間に観測されている。

津軽暖流水の交替量がさらに増大すると，低塩分な表層水は湾外に流出し，11 月下旬には湾容積の 94% に達する。10 月以降，気温は急速に低下して来るので，表層の低塩分水の消失と相まって，冷却に伴なう対流混合層は深さを増して来る。図 20 に見られるように，中層の塩分は底層より大きいので，対流混合の深さが塩分極大層の深さを越えると，急速に対流混合層の深さは増加し，底層水の直上まで均質層が作られる。

11 月末の状態を図 21，22 に示す。この観測は 10 月初めに観測した図 20 から 約 2 カ月を隔ているが，これまでとは全く様相を異にしている。塩分は平面的にも鉛直的にも，33.8～34.0‰ 台とほぼ一様になっていて，中層の塩分極大は消失している。湾外から湾内北東岸にかけて，水温・塩分がわずかに高く，津軽暖流水の流入経路がうかがわれる。湾内の南西側はこれに比較して低く，渡島半島沿いに南東に延び湾内水の流出がうかがわれる。しかし，図 22 中段から推定されるように，流れは相対的に弱くなり，停滞気味になると考えられる。

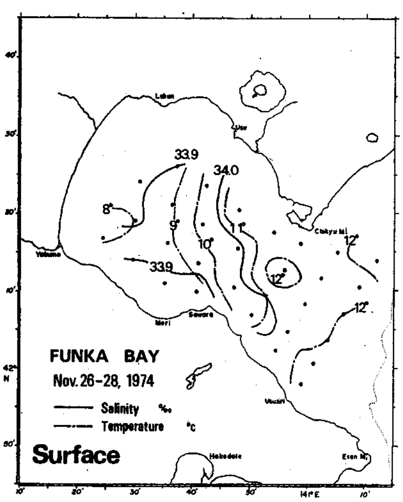

Fig. 21. Horizontal distributions of temperature and salinity at the surface in November, 1974.

湾内の海盆部底層水の水温・塩分も上昇し，水温は周年の最高値となるが，上方よりわずかに低く，それまで滞留していた低温な底層水との混合の結果と認められる。このため底層水の比容アノマリー値は 10 月より再び減少し，上方との密度差は わずかながらも保たれている。対流混合によって底層水からはぎとるように栄養塩類が補給されるので，上層の PO_4-P 濃度は一様に増加し，親潮系水が流入を始めた時点の水準に回復する。しかし，底層水では酸素飽和度が 70% 程度まで回復しているが，対流混合が海盆部海底までは達していないので，PO_4-P 濃度は 1.6 μg-at/l 以上と，なお高く保たれている。これは，海底上での有機物の分解が水温の上昇によって促進された[15]ためと思われる。

対流混合の結果，栄養塩類や酸素もほぼ鉛直的に一様になるが，このころは太陽高度が低くなっているので，生物の生産活動は低くなっていると考えられ，混合層内の酸素飽和度は未飽和となっている。

この時期以後，親潮系水が再び流入するまでの間は，湾内水と湾外の津軽暖流水との交換は小さくなり，津軽暖流水の交替量はこのままで推移するものと思われる。津軽暖流水の交替量の 94% という値は，湾の 78 m 以浅の容積に相当して，126 Km^3 である。2 月初めに親潮系水が噴火湾に入り始めてから，津軽暖流水に交替してしまうのに，約 10 カ月間を経過しているが，この間を単純に平均

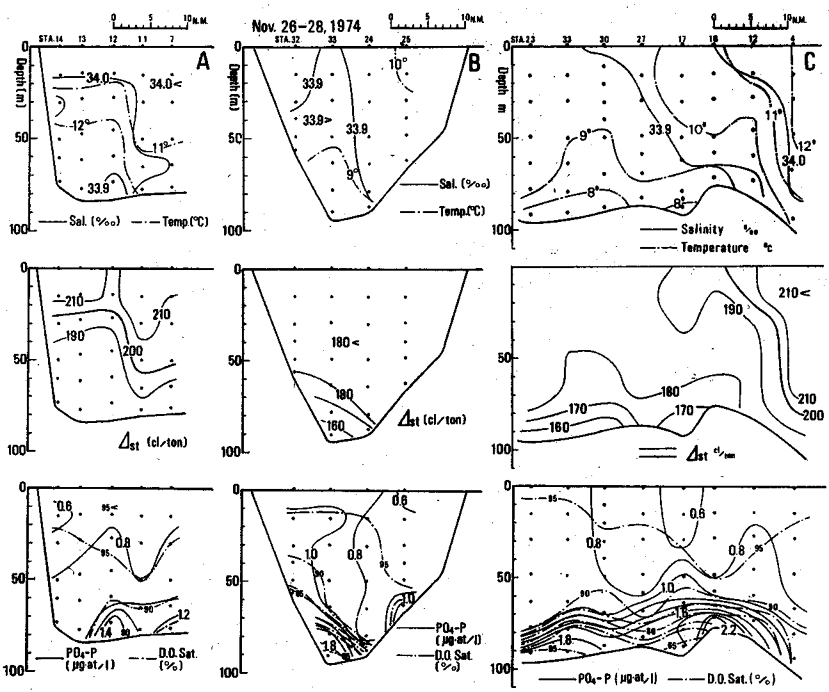

Fig. 22. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the sections shown in Fig. 1, in November, 1974.

すると，1日当り $84\times10^6 m^3$ の水が，水塊交替によって置き換えられていることになる。この値は湾容積の 0.63% にあたるが，各月間の交替量の変化を見ると，2月と 8-9 月の間では1日当りの交替量がこれの4～2倍になり，水塊交替は初期に交替が大きく，間歇的であることがわかる。水塊交替量は計算手法上，同一の水塊が湾を出入りしても計算に含まれないので，外海水との交流とか交換の意味するところとは多少異なる。しかし，湾内水の更新の最小限の値ではあり，実際にも海水交換の値もこれに近いものと考えられる。

d. 冬期噴火湾水の形成

図22に見られるように，11月以降，湾の内外の比容アノマリー値の差は非常に小さく，この間の水の流動はゆるやかになると考えられる。しかし，従来の観測でも，湾外から湾内北東部の海域は湾内南西部より常に水温・塩分値がわずかに高く，冬期間も湾内水の更新はわずかずつ進行していると推定される。しかし湾内水の冷却は，湾外より水深の浅いこともあって，湾外より早くに進行する。

北海道大学水産学部臼尻水産実験所の水温記録と，図2を見ると，11月以降の冷却による水温降下率は，およそ 3°C/月 である。冷却が進み，上層の水温が底層水温まで下降した時点で，鉛直密度差は無くなり，対流混合が海盆部海底まで達することになる。1974-1975年の冬期の観測は荒天のため得られなかったので時間経過は前後するが，1978年12月と同年1月の観測結果を図23に示す。

図23-A は断面Cの一部を欠いているが，12月19-21日の観測結果である。湾の内外共に塩分は 33.80～33.98‰ の範囲にあり，Sts. 30-1, 30-4 の海底直上を除くと，鉛直塩分差は湾内ではいずれ

も 0.01〜0.07‰ であり，湾外でも 0.13‰ にすぎない。水温も湾外の St. 3 で 9.6〜8.6°C とやゝ高いが，他の点では表面を除くと 8.2〜8.7°C の間にあり，鉛直水温差はいずれも 0.1〜0.3°C と小さい。これらに対応して，比容アノマリー値も湾外で 170〜192 cl/ton と湾内の 166〜169 cl/ton の値にくらべてわずかに高いのみで，水平的にも鉛直的にもほぼ均質になっている。St. 30-4 の海底直上ではわずかに比容アノマリー値は低く，酸素飽和度の低い値や，PO_4-P 濃度の高い値から見て，海盆部底層水の名残りと思われる。この点を除くと，酸素飽和度は 90% 台となり，PO_4-P 濃度も 0.8 μg-at/l 前後で，生物活動の不均一さを考慮すると，ほぼ一様な水といって良いだろう。ただし，St. 30-1 の 25 m 深と St. 30-2 の 42 m 深にある PO_4-P の値はこのような過程では理解されず，凍結保存中の試料が途中で解凍したための誤りであるかも知れない。

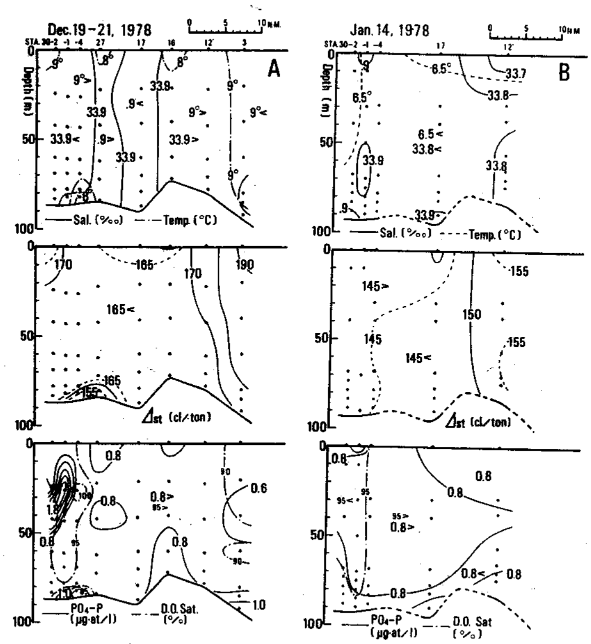

Fig. 23. Vertical sections of temperature and salinity (upper), thermosteric anomaly (middle) and PO_4-P concentration with ratio of dissolved oxygen saturation (lower) along the section C observed in December (A) and in January (B), 1978.

さらに冷却が進み，1月半ばになると，図 23-B のように，水温は単純に低下し，6°C 台になり，比容アノマリー値も 142〜156 cl/ton に低下し，湾内外の差はさらに小さくなる。湾外の表層に塩分のやゝ低い水が見られるが，湾内の塩分は 33.85〜33.91‰ と 11 月以来の値を保っている。酸素飽和度や PO_4-P 濃度もそれぞれ 90% 台，0.8 μg-at/l 前後の値で変りなく，湾全体に均質な水になって，3 月以来，常に海盆部底層に存在した，富栄養で低酸素の底層水は消滅する。冷却がさらに進むと水温は低下し，高塩分・高密度で栄養塩類を中程度に含む噴火湾に固有な冬期噴火湾水が作られる。しかし，親潮系水の流入が早い場合，冷却は上層の親潮系水の中に止まるので，冬期噴火湾水の水温は比較的高く，遅い場合には 1969 年のように 3°C 台に低下し[3]，比容アノマリー値も 108 cl/ton (S= 33.93‰，T=3.62°C，σ_t=26.99) と，親潮の塩分躍層の下方に相当する水が作られる。冬期噴火湾

水の特性の範囲は冷却期末で，水温 6°C 以下，塩分 33.8‰ 以上，PO_4-P 濃度 0.8±0.1 μg-at/l である。

e. 鉛直密度構造と PO_4-P 現存量との周年変化

噴火湾の海洋構造は前述のように，湾内で生じる季節変化と水塊交替に伴なう特性変化とが相乗し，複雑に変化するが，その大要は1年を周期とする循環的なものであり，その規模や程度に年変動はあるが，毎年同様に繰り返されている。ここで，噴火湾の海洋構造の経時変化を模式的に示すため平均操作を加える。通常，経時変化の平均には同一時期の長年の資料が必要であるが，噴火湾の場合，湾全域を一年を通して観測した例はこれを含めて3例にすぎない[1,2,3,4,5]。したがってここでは，1974年の各時期毎の観測値を平均した値を用い，湾の平均的な海洋構造の経時変化を表現する。そのため，水温等の測定値の絶対値は年毎の変動の範囲を代表しているとは必ずしも言えないが，時期的ずれはあっても，海洋構造の経時変化の大要は表現される。

図24に全湾の深度別平均値の経時変化を示す。1月と12月の値は1978年の値を用いているので括弧で示す。噴火湾の海洋構造の変化を経時的にまとめると次のようになる。

冬期間の冷却によって良く混合され均質になった冬期噴火湾水の上に，2月ころからこれよりさらに低温な親潮系水が流入すると，冬期噴火湾水は親潮系水と交替して湾外に流出し，その一部が海盆部底層に残留する。親潮系水の交替量は6月に最大となって，80 m 以浅の湾全域を占める。このとき，親潮系水が到達した深度では周年の最低水温となる。親潮系水の表層は5月ころに，流入する大量な融雪水等によって薄められ，下方との塩分傾度が急増する。この塩分傾度のため，これ以降の加熱は表層に多く止まり，中層との水温・塩分差が増大し，水温分布は中冷構造となる。8月に入って，津軽暖流水が中層に入り始めると，冷い親潮系水がこれと交替して湾外に流出するので，中層の水温・塩分は上昇し中冷構造は解消する。さらに津軽暖流水の交替量が増加し，中層全域を占めた時点で塩分構造は中層に極大を持ち，親潮系水の特性は失われる。夏期噴火湾表層水は津軽暖流水の流入につれ，湾外に流出するが，秋雨等によって表層水の希釈が続くので相対的に塩分値は上昇するが，10月ころまでなお存在する。冷却が進むと，この表層の低塩分水も消滅し，対流混合が深くまで到達し上層は等温・等塩分となる。海盆部底層水は親潮系水と混合し，水温・塩分が低下するが，津軽暖流水の流入によって再び，それらも上昇し，長く存在する。さらに冷却が進んだ12～1月ころには，この底層水も対流混合によって更新され，全湾一様な冬期噴火湾水が作られ，成層構造は解消される。

このような水塊交替と特性の季節変化に対応して，湾内の鉛直密度構造も顕著な周年変化を示す。図24・B は各深度ごとの σ_t の平均値の経時変化である。対流混合の盛んな冷却期には鉛直密度差はほとんどなく一様な密度であり，冷却によって水温が低下するのに応じて単純に密度が増加する。親潮系水が流入しはじめると，上方からわずかに密度が低下し，親潮系水の交替量の増加につれ，その深さが増加する。加熱期に入って，表層が融雪水等によって希釈されはじめると，表層の密度は急速に低下し，その後の水温上昇も加わって，中層との密度差は増大する。この密度差は8月に最大となるが，津軽暖流水の流入があっても解消されず，秋半ばまで維持される。冷却が進むにつれ，混合層は等密度になり，徐々に深さを増して行き，冷却期末には海盆部海底まで混合され，全深度にわたって等密度となる。噴火湾はこのように，親潮系水の流入以後，長い期間にわたって密度成層があり，6月から10月までの期間は特に成層構造が著しい。表層の密度変化に比較して，海盆部底層水の密度は高く保存され，その変動はわずかである。

このように，密度成層の発達している期間中，湾内の有光層内の栄養塩類濃度は極度に低下して推移する。ここで，湾内の PO_4-P の経時変化を湾全体についてまとめて見る。図25・A は PO_4-P の濃度の深度別平均の経時変化である。冬期噴火湾水の PO_4-P 濃度は上下一様で 0.8 μg-at/l 前後であり，親潮系水もこれよりわずかに高いが同程度であるので，冷却期末から親潮系水の流入初期の間の濃度

が周年の最高となっている。親潮系水が湾内に入り始めて後，有光層内の濃度は急減し，4月には2月の1/2の濃度に低下する。5月に一時わずかに回復するが，6月以降10月まではこの低濃度の状態が続き，盛夏から秋口にかけてこれが著しい。このように，噴火湾の有光層内の栄養塩類の濃度は最高の時でも親潮の1/2程度しかなく，富栄養とはいえず，成層構造の発達している期間はむしろ貧栄養状態にある。

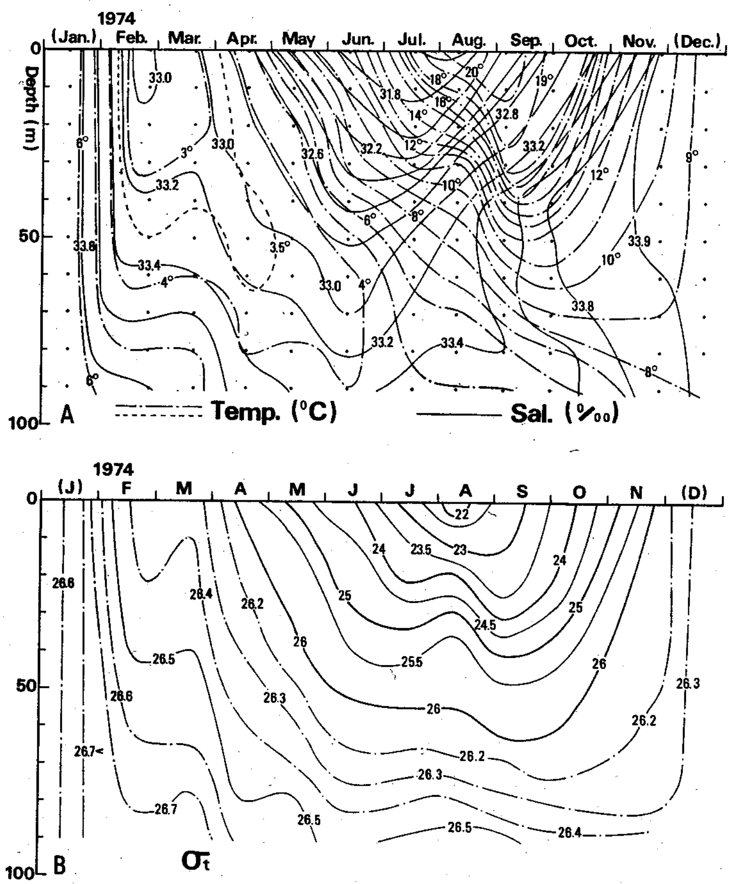

Fig. 24. Isopleth of mean temperature and mean salinity (A) and mean σ_t (B) averaged from monthly observations.

有光層内の PO_4-P 濃度の低下とは対照的に，60 m 以深の濃度は3月以後上昇し，特に海盆部底層水の濃度は5月以降 2.0 μg-at/l を越えて次の対流混合が海底に達するまでの間，長期にわたって高い状態が続く。しかし，その値は時間経過につれて漸増するとは限らず，6月と9月に極大があるが，ほぼ一定の濃度範囲におさまっている。PO_4-P 濃度の極大値は親潮の濃度をはるかに越え，底層水は富栄養状態といえる。

このような栄養塩類の分布状態を量的に把握するために，図 25･B に全湾の PO_4-P 現存量を表面からその深度までの積算量として求め，その経時変化を示す。図の左側の数値は湾容積に対するその深

度までの容積の比率を表わしている。最深部の値は，表面からの積算値であるから，湾全体の PO_4-P の総現存量を表わすことになる。

冷却期末の総現存量は $11 \sim 12 \times 10^7$ g-at で親潮系水の流入があってもこの値はあまり変らない。3月から4月にかけて総現存量は 8.7×10^7 g-at と急減する。5月には表層の現存量は減少しているが，有光層以深の濃度が上昇し，総現存量は2月の水準に回復する。親潮系水の交替量が最大となる6月には，底層水の濃度が 2.5μg-at/l と高濃度になっているにもかかわらず，有光層内の減少が大きく，総現存量は 8.5×10^7 g-at と4月の水準に減少する。7月はこれよりさらに減少し，7.9×10^7 g-at の極小値となる。津軽暖流水が湾内に入り始めた8月には 10×10^7 g-at と回復するが，さらに津軽暖流水の交替量が増加すると，中層以浅の濃度が低下し，10月初めに 7.2×10^7 g-at と総現存量は最少となる。有光層以深では，特に海盆部底層では，PO_4-P 現存量は時により増減が見られるが，有光層内ではこの期間を通じて減少を続け，対流混合が深部に達した11月にはじめて回復し，総現存量も2月の水準に戻る。

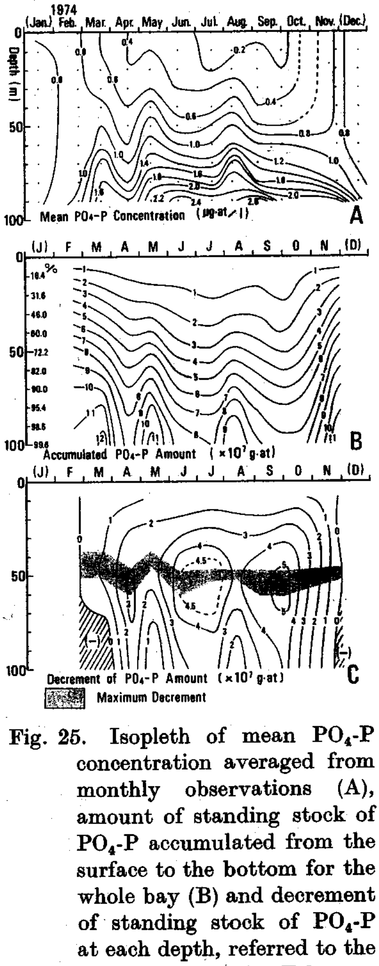

Fig. 25. Isopleth of mean PO_4-P concentration averaged from monthly observations (A), amount of standing stock of PO_4-P accumulated from the surface to the bottom for the whole bay (B) and decrement of standing stock of PO_4-P at each depth, referred to the standing stock in February (C). Shadow indicates the maximum decrements at each time.

湾内の栄養塩類の現存量の変化をもたらす要因として，一次生産者による栄養塩類の消費，有機物の分解による栄養塩類の再生，水塊交替に伴なって輸送される栄養塩類あるいは有機物の収支，回遊魚等の生物体の運動によって湾を出入りする生活代謝物等，が考えられるが，これらは複雑に関わり合っていて，これらを詳細に求めることは困難である。ただし，噴火湾へ陸上から供給される栄養塩類については，港湾等の局所を除くと，河川水に含まれる栄養塩類の濃度は低く，流量も小さいので，噴火湾全体の栄養塩類の収支を考える場合，量的に無視し得る。

ここで PO_4-P 現存量の変化をもたらす主要因として，生産と分解の生物過程と移流・混合等の物理過程を考え，これらのかかわりを概観して見る。総現存量の最大値は冷却期末に得られているので，2月の現存量を基準として，各月の表面からその深さまでの現存量の積算値との差を，PO_4-P 現存量の減少量として正にとり，図25-Cに示す。図の影の部分は現存量の減少量の極大値を結んだものであり，その値は2月以来，有光層内で消費された PO_4-P 量を反映するものであり，この値と最深部の値との差は分解によって再生された量を反映する。また各月間の現存量の増減は海水の運動状態を反映する。

3月の減少量は 40m 深までで 1.0×10^7 g-at であり，70m 以深では2月より現存量がわずかに増えている。4月には 50m 深までの間で 3.2×10^7 g-at と大きく，70m 以深の再生量は 0.5×10^7 g-at と小さい。50m 深までの PO_4-P の大きな減少は，硅藻類を主体とする植物プランクトンの春季大増

殖によって消費されたためと解釈されるが，これ以深での再生量は3月に比較して 1.3×10^7 g-at も少く，この間の再生を考慮すると，大量の PO_4-P が再生層内で消失したことになる。この消失分は図8に示されるように，親潮系水の交替量の増加に伴なって底層水が湾外に流出する時に，湾外に運び出されたものと考えられる。

5月の40m深までの減少量は4月より小さく，再生量も 2.5×10^7 g-at と大きい。これは春季増殖によって生産されたプランクトンが大量に沈降し分解されたためと考えられ，この間の交替量もわずかであるので，湾内下層に多く PO_4-P が蓄積された結果と考えられる。この一時回復した PO_4-P も，日照の強まる6, 7月には再び減少し，50m深までの減少量は6月で 4.5×10^7 g-at, 7月で 5.0×10^7 g-at と極大となる。再生量は5月より小さくなって7月では 1.6×10^7 g-at にすぎず，図25·B に示されるように，この間の現存量の減少は生産による消費と，これに付加して，水塊交替によって再生層内に蓄積された PO_4-P が湾外に運び出されることによると考えられる。

津軽暖流水が湾内中層に入り始めると，親潮系水の一部は貫入する津軽暖流水によって上方に持ち上げられ，図24に示されるように，密度躍層も浅くなる。このため夏期噴火湾表層水の下方の水温は8月に入って，かえって低下し，これと同時に下方の PO_4-P 濃度の高い水が上方に押し上げられることになり，有光層内の PO_4-P 現存量はやゝ増加する。これより下方では 2.5×10^7 g-at の PO_4-P が再生されているが，減少量が 3.9×10^7 g-at と大きいので2月の水準には及ばない。

津軽暖流水の交替量がさらに増加すると，50m深までの減少量は再び増加し，10月初めには 5.3×10^7 g-at に達する。この値は2月の50m深までの現存量の66% に相当し，周年の最低値である。これより下方での再生量も9月で 1.5×10^7 g-at, 10月初めで 1.2×10^7 g-at と小さく，10月の総現存量は2月の64% に減少する。この時期の湾内表層の酸素飽和度は，図19, 20に示されるように，未飽和かわずかに飽和点を越えているにすぎず，生産活動がそれまでの時期のように活ぱつであるとは考えられない。さらに減少量の大きい範囲は深くまで及んでいるので，この時期の減少量の増加は生物生産による消費と同時に，PO_4-P 濃度の低い津軽暖流水が湾内中層の PO_4-P 濃度の高い親潮系水と交替するため，PO_4-P の収支が湾内で負となることによるものと考えられる。

噴火湾の中深度以深の水温は表層の大きな密度躍層によって長期間低温に保たれている。図24·A に示されるように，津軽暖流水の流入があると，この冷水は湾外に流出し，水温は急昇する。底層水の水温は津軽暖流水の流入によって，わずかに上昇するが，冷却期末の対流混合が深くに達した時点で周年の最高となる。海中での有機物の分解速度はその場の水温の指数関数として表わされる[15]ので，海底上に沈積している有機物の分解は，噴火湾の場合，底層水温が最も高くなる晩秋に最も大きいものと推定される。

11月の減少量は50m深で 0.4×10^7 g-at と一気に回復し，底層ではこれを補って余り，総現存量は 11.7×10^7 g-at と2月の水準に回復している。この現存量の増加は有機物の分解による再生量が生産による消費を上回るためであり，対流混合によって沈積していた有機物から再生された PO_4-P が上方に輸送されることによると考えられる。この後の冷却期間中は水温は徐々に低下し，太陽高度も低く，鉛直混合が盛んに行われるので，消費と再生が平衡し，栄養塩類の現存量は次の親潮系水の流入開始時まで，一定の水準に保たれる。

このように，噴火湾内の有光層の栄養塩類の濃度は日照量の少い期間に高く，春季の大増殖で消費された後は，中・底層で栄養塩類が再生されても容易には上方に輸送されず，日照量が多く水温も高まる期間を通じて長く低濃度の状態が続く。栄養塩類の上方への輸送を妨げているのは図24·B に示される，表層と中深度の間に生じる大きな密度差によるものである。そこで，この間の密度差について，図24·B の平均 σ_t 値を書き換えて整理して見る。

図26·A に表面，表層の下部に当たる30m深，最大の有光層深度に相当する50m深，底層水の上部と下部に当たる80m深と90m深について，平均 σ_t の経時変化を示す。親潮系水が入り始める直

前は上下一様な密度であるので一点に集中しているが，入り始めた直後の2月では親潮系水の密度は $\sigma_t=26.31\sim26.53$ と冬期噴火湾水よりわずかに小さい。引き続く冷却によって，0, 30m の密度はやや増加するが 50m 以深では2月と同様である。4月に入って昇温と希釈の影響があらわれ始め，50m 以浅の密度は減少する。底層でも冬期噴火湾水が流出するため親潮系水の下部の値に近付いて減少する。

表面の密度は5月以降 1×10^{-3} g/cm^3/月 の割合で急速に減少し，8月には $\sigma_t=22$ 以下に低下する。30m 深でも初めは同様な経過をたどるが，津軽暖流水が流入し始める8月には相対的に下方にあった水が持ち上げられるので，密度が増加し，津軽暖流水の交替量が増大する9月に極小値となる。冷却期に入ると，表面の密度は増加し始め，30m 深ではこれに遅れて増加する。

50m 深では上方の密度変化に比較すると変化の幅は小さいが，30m 深と似た密度変化がある。底層ではこれより上方とは異なって，密度変化の巾は非常に小さい。80m 深では親潮系水の交替量が最大となった6月に $\sigma_t=26.39$ と極小になるが，津軽暖流水との混合によって再びわずかに密度が増し，10月に極小となる。90m 深では4月以降ごくわずかずつ減少を続け，10月に $\sigma_t=26.4$ の極小値になり，その後は再び上昇しながら対流混合の深まるにつれ，全深度一様な密度となり，その後の冷却の度合に応じて密度は増大して行く。

このように，噴火湾は水深 100m に満たない浅い湾であるが，表層の密度の大きな経時変化とは対照的に中深度以深では経時変化は小さく，周年にわたって高密度に保たれている。したがって加熱期から冷却期に至る期間に，有光層内の鉛直密度差は極めて大きく，底層と中層との間の密度差も大きい。ここで各深度間の密度差の大きさを鉛直安定度，$E'=\partial\sigma_t/\partial z$[16] として表わし，その経時変化を図26・B に示す。

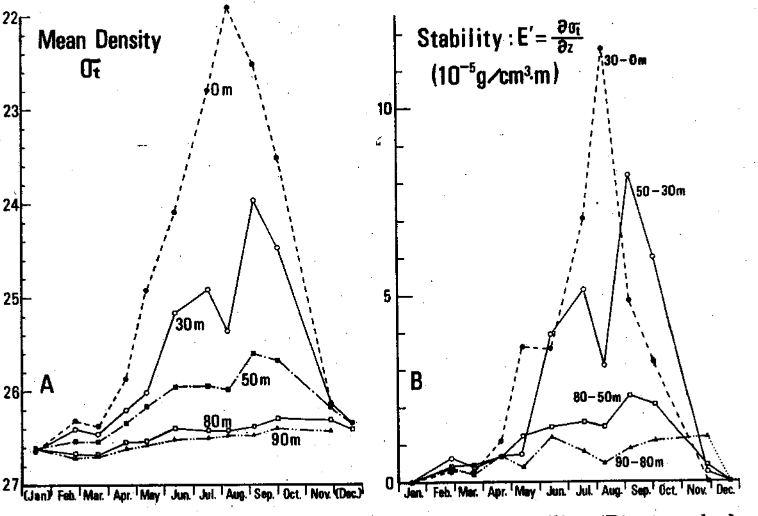

Fig. 26. Changes in time of mean σ_t (A) and mean stability (B) at each depth.

冷却による対流混合が進行している期間は当然のことながら鉛直安定度は一様に小さく，各深度間の値も同程度である。しかし，加熱期に入り，5月になると 0～30m 間の値は $E'=3.62\times10^{-5}$ g/cm^3/m と大きくなり，6月には 30～50m 間の値も $E'=3.95\times10^{-5}$ g/cm^3/m と増大する。0～30m 間の値は表層の水温上昇と塩分低下につれて急速に増大し，8月には $E'=11.56\times10^{-5}$ g/cm^3/m と外

海域では通常観測されない大きな値となる。その後，気温の低下につれ，表層に浅い混合層がつくられるので，この値は急速に減少し，11 月末には安定度は 0 となる。30～50 m 間の鉛直安定度は津軽暖流水が入り始めた 8 月に，一時減少するが値は大きく，9 月には $E'=8.20\times10^{-5}$ g/cm³/m と極大になる。その後冷却期の進むにつれ，0～30 m 間に遅れて安定度は減少する。これらの高い鉛直安定度の値は，河口域を除くと外洋では，オホーツク海やベーリング海で，夏期の陸棚上の 20～30 m 深で観測されるが，噴火湾の場合は鉛直密度差の絶対値も大きく，これらをはるかにしのぐものである。

50～80 m 間ではこれ以浅の鉛直安定度よりは小さいが，5 月以降徐々に増大し，9 月に $E'=2.30\times10^{-5}$ g/cm³/m と極大になる。底層でも 6 月で $E'=1.20\times10^{-5}$ g/cm³/m, 10 月以降 $1.1\sim1.2\times10^{-5}$ g/cm³/m と比較的鉛直安定度は大きくなり，冷却期末に至って初めて安定度は 0 となる。

溶存物質の鉛直輸送の大きさと鉛直安定度との関係は一義的には求められないが，鉛直安定度の大きい海域では下方からの物質輸送が相対的に小さいことは理解される。噴火湾の場合，長い期間にわたって海盆部底層に高濃度に栄養塩類が再生され蓄積されているが，底層水の塩分濃度の変化から推定されるように，日照量の大きい期間に発達する鉛直安定度の大きい密度躍層のため，栄養塩類の上方輸送は小さく抑えられ，表層での正味の一次生産量がこの期間にかえって小さくなるという特徴を持つ。

本著では栄養塩として PO_4-P についてのみ記述したが，他の栄養塩類についても大要同様な経時変化をすることが知られており，夏期表層の栄養塩の涸渇状態は窒素分で著しいと言われている[10,17,18]。

考　　察

沿岸域あるいは内湾に現存する生物は，その生涯を通じてこの海域に依存する割合の大きさから，次の 3 つに大別されよう。その 1 はコンブやホタテ貝などのように，生殖から成長までの全生涯をその水域でおえるもの。2. スケトウダラやサケのように，生殖と稚仔期の，生涯の一部ではあるが生物にとって重要な成長段階を過ごすもの。3. 他の多くの回遊魚のように，成長期の一時期にこの水域を通過するもの，である。

1 の生物にとって栄養塩類の現存量や一次生産の大きさは，ただちに内湾に生存し得るこれらの生物量の大きさを規制する要因として反映し，2 の生物にとって一次生産の質と量と時期が，稚仔の生残率に関わって来るだろう。3 の生物にとっては，内湾の生産力はこれ等を誘引し，通過させるに足る条件を満たしていれば良いだろう。

噴火湾はこれまで述べて来たように，1 年に 2 回の水塊交替があり，少くとも湾容積の 2 倍に相当する外海水が湾を出入りしている。水塊交替に伴なって湾を出入りするプランクトンや有機物の収支も湾内に生活する生物を支える糧として重要であるが，基本的には水塊が湾内に滞在している間に間断なく生産し得る一次生産の量が湾内の生物量を支えるものとしてより重要であろう。

流氷の融解水を表層にもつ親潮系水の栄養塩類濃度は，この海域で春季増殖が始まる以前にすでに，沖合の親潮の 1/2 程度に低下している。これは McRoy and Goering[19] がベーリング海で，Saito and Taniguchi[20] が北極海において，さらに星合[21] が南極海とオホーツク海で，海氷下や海氷の融解水の範囲内である種の硅藻類が早くに大量に増殖していることを報告しているように，オホーツク海から流氷が流出・南下する間に，海氷域に特有な硅藻類の増殖によって，栄養塩類が消費されるためと思われる。

西浜ら[17]，箕田・岩崎[22]，西浜・川真田[23]は噴火湾の数地点でクロロフィル a 現存量の経時変化を調べ，この親潮系水が湾内に入り始める 2・3 月ころに，クロロフィル a 現存量が急増し，日照量の多い期間の 5～10 倍に相当するピークのあることを報告している。この硅藻類を主とする春季大増殖は水の色が褐色を呈するので目視でも観察される場合もあり，透明度も通常の 1/3～1/4 に低下し 5 m 程

度となる。大増殖が始まると，海中の栄養塩濃度はクロロフィル a 現存量に逆比例して減少し，4月にはそれ以前の 1/5～1/10 の濃度に低下する[17]。

箕田・岩崎[22] はこの時期に，親潮系植物プランクトンを冬期噴火湾水，親潮系水，これらの混合水の3種の海水を用いて培養し，8種中6種のプランクトンの増殖が冬期噴火湾水で良い結果を得，親潮系水と冬期噴火湾水の接触が春季増殖の始まりに重要な意味を持つものと推定している。

噴火湾はスケトウダラの産卵場として知られているが，前田ら[24,25] によれば，産卵された浮遊卵は親潮系水と冬期噴火湾水との境界域に高い密度で分布し，親潮系水が湾内に流入するにつれ浮遊卵も湾内に移送される。平川[26] は橈脚類のノープリウス群が親潮系水の流入に伴なって湾内に出現し，湾内で成長する事を報告しているが，前田ら[25] はスケトウダラの産卵期に時期を同じくして出現する，大量な硅藻類や動物プランクトンの卵等が，スケトウダラ稚仔の初期餌料として有効に利用されているだろうことを述べている。

スケトウダラ稚魚は6月ころから渡島半島沿岸の定置網に乗網し，湾外に移動し始めたことが知れるが，それまでの期間，噴火湾はスケトウダラ稚仔の哺育場として利用されている。成長を続ける稚仔魚にとって餌生物が成長段階に応じた大きさで充分な密度にあることが，哺育場としての第1条件であろうが，噴火湾内の非生物的環境条件が，例えば水温のように，この期間を通じて安定していることも，これらが生育する場の条件として見逃せない一面である。

春季大増殖がおえると，湾内のクロロフィル a 現存量は急減し，日照量の多い期間を通して現存量は低い状態で推移する。米田・築田[27] が ^{14}C 法によって，湾内の基礎生産力を測定し，6・7月に2・3月を上回る基礎生産力のある結果を得ていて，一見，クロロフィル a 現存量の低い状態と矛盾する。しかし，彼等は水温とアミノ酸の同化速度との実験結果[28] から，表層水温の高い同時期には，植物プランクトンの循環速度は早く，生産と同時に多くの有機物分解が表層中で行われていることを指摘し，夏期間の高い生産力は正味の一次生産量の増加にあまり寄与していないことを述べている。

硅藻類の春季大増殖の後，湾内の植物プランクトンは硅藻類に替わって *μ-flagellates* が優占種となることを箕田・岩崎は明らかにし，表層の栄養塩濃度の低いこの期間には，増殖速度が早く，栄養塩要求の低いこれらのプランクトンが一次生産を担っていることを指摘している。

田村[29] はすでに，秋口に入って津軽暖流水の交替量が増加するにつれ，それまで湾内にいた寒海性動・植物プランクトンは消滅し，これに替わって暖海性種が出現することを報告している。さらに平川・川村[30] は成育段階の途中にある橈脚類が，水塊交替に伴なって湾内に出現し，そして消失する過程を明らかにし，海流の生物輸送の一端を示した。

以上，ここに述べた事例は噴火湾の生物生産過程の一部分を示すにすぎないが，海流の生物あるいは物質輸送の一面と，海氷等の特定な非生物的環境の相違による生物種の遷移，海洋構造の変化やこれに伴なう栄養塩類濃度の変化等に対応する卓越種と増殖パターンの変化，等々の物理・化学的条件と生物間の関り，あるいは一次生産者と高次生産者との関りに介在する海洋条件についての諸問題解明に緒を与えるものといえよう。

築田[31] は著者らに同乗して得た観測資料とその他を用いて，一次生産，有機物の沈降・分解，水塊交替による有機物・栄養塩類の輸送等，生物・化学・物理的諸過程を考慮し，噴火湾の一年間を通じての栄養塩類の収支を模型的に推算した。計算にはいくつかの仮定を含み，測定値の普遍性に不充分な点があるが，このような大型の湾で諸過程を考慮に入れて求めた試みとして評価し得る。それによると，無機栄養塩類としての収支は，水塊交替によって外海から湾内に運び込まれる量よりも，底層水の流出につれて湾外に運び出される量が多く，湾内で負となる。この負の部分は海底上に沈積している有機物から再生された栄養塩類によって補われるが，湾内の一次生産量が再生される有機物量より少いことから，懸濁態あるいは生体として輸送される有機物の収支と，生物自身の運動によって湾

内に運び込まれる魚卵や排泄物等の有機物が，噴火湾の栄養塩類収支に大きく関与していると推定されている。

春季大増殖によって生産される一次生産量は，クロロフィル a 現存量の大きさや，図 25・C に見られるように，有光層内の 7 月の PO_4-P 減少量 5×10^7 g-at に対して 4 月の減少量が 3.2×10^7 g-at と大きいことから，正味の年間生産量の過半に及ぶものと推定される。このように短期間に大量に生産された植物プランクトンは，二次生産者によって一時に食べ尽されることはなく，大部分は沈降して海底上に沈積すると考えられる。事実，この時期に行ったプランクトンネットの水平曳きで，水深 80 m の地点の 40 m 深の中層からバケツ一杯になるほど大量な硅藻類が採取されたり，この時期以降 5 月ころまでの間，漁業者の底刺網に粘稠性を帯びた繊維状物質（俗称"ぬた"）がしばしば網一面に付着し漁獲を皆無にすることで古くから知られている現象などで，この推定は裏付けられる。近年，試作した海底直上採水器[32] による採水試料でも，噴火湾深部の海底直上には比較的長期にわたって，沈積物があることが知られている（未発表）。

TANOUE and HANDA[33] は夏期のベーリング海東部陸棚上の海域で，懸濁態有機物の測定を行い，陸棚上には海盆部海域の数倍の濃度で懸濁態有機物が存在し，2 層となった海洋構造の下層に POC/CHL・a 比の大きな懸濁態有機物が多いことを報告している。噴火湾に共通するこの事実は，夏期に成層構造を持つ亜寒帯水域の一次生産過程と，一時に大量に生産された一次生産物の海底上への集積及び冷水中での貯蔵という，亜寒帯水域の浅海域に特有な物質循環の一過程を示すものと考えられる。

一次生産物が海底上に長期間有機物として貯蔵されるとすれば，これらは底棲動物やその他の餌料として有効に利用されるだろうし，さらに底棲動物やその他は有用動物に餌として取り込まれるであろうから，その海域の一次生産物は，分解され再循環を経ることなく，有機物のまゝ効率良く高次生産者に移行することになる。このような亜寒帯水域の浅海域に特有な海洋構造と一次生産過程とが，高緯度に位置しながら高い生産性にある，北太平洋亜寒帯水域の漁業生産を支える一因となっているものと考える。

ま と め

噴火湾の特性は基本的には親潮系水と津軽暖流水との 2 つの水塊交替に伴なって変化するが，これらの水塊が湾内に滞在する間に季節的変化を受け，海洋構造は顕著な経時変化をする。親潮系水が滞在する春先から初秋までは成層構造が発達し，浅い密度躍層の下方は低温に保たれる。この密度躍層のため下方で再生された栄養塩類は表層に輸送され難く，春季大増殖をおえた後，噴火湾の一次生産は低い水準で推移する。盛夏の頃から中層に津軽暖流水が入り始めると，中層の水温・塩分は急速に高まるが，この密度躍層は解消しない。晩秋に至って冷却が進むと，対流混合が海底に達し，冬期を経て全深度一様な高密度な水がつくられる。このとき底層に蓄積されていた栄養塩類は上方に運び上げられ，親潮系水との接触に始まる次の春季大増殖に備えられる。

一時に大量に生産される一次生産物は，この時期に孵化するスケトウダラや動物プランクトンの稚仔に効率良く利用されるだろうし，残余のものは低温な海底上に貯蔵され，生産の低い期間の不足を補うだろう。このような海洋構造の変化と一次生産過程は北太平洋亜寒帯水域の浅海域に共通するものであり，噴火湾内の一次生産物も効率良く高次生産者に利用され，基礎生産力の大きさに比較して噴火湾が高い生産性をもつ一因であろうことを述べた。

お わ り に

本研究は著者らに協力して厳しい海上作業に従事した"うしお丸"の乗員ならびに，噴火湾研究グループの学部・大学院学生諸氏の労に負う所大である。化学成分の分析等は海洋化学講座，米田義昭

博士，簗田満博士（現在函館市役所勤務），分析化学講座の諸氏によるものである。プランクトンに関しては浮遊生物学講座，箕田嵩教授をはじめ，大学院生諸氏に教えを頂いた。
沿岸水温記録は理学部室蘭海藻研究施設，水産学部臼尻水産実験所から提供を受けた。

稿をおえるにあたって，上記の方々に心からのお礼を申し述べます。

文 献

1) 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.
2) 大谷清隆・秋葉芳雄 (1970). 噴火湾の海況変動の研究 I. 湾水の周年変化. 北大水産彙報 **20**, 303–312.
3) 大谷清隆 (1971). 同上 II. 噴火湾に流入・滞留する水の特性. 同誌 **22**, 58–66.
4) 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.
5) 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.
6) 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.
7) 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.
8) The Group of Funka Bay Studies (1974, 1975). Data Report of Funka Bay Studies (K. OHTANI ed.) Nos. 1–3. Hakodate.
9) 大谷清隆 (1972). 北方海域における温排水処理についての提案. 沿岸海洋研究ノート **10**, 24–30.
10) 米田義昭・簗田 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.
11) 簗田 満・米田義昭・深瀬 茂 (1976). 噴火湾における無機リンの周年変化とその変化に影響を与える要因. 北大水産彙報 **27**, 160–171.
12) Ohtani, K. (1973). Oceanographic structure in the Bering Sea, *Mem. Fac. Fish. Hokkaido Univ.*, **21**, 65–106.
13) 木戸和男 (1976). 噴火湾の水塊交替と底層水の滞留・流出，北大水産修士学位論文（未印刷）
14) 海洋気象台 (1934). 噴火湾海洋観測報告. 海洋時報 **6**, 209–239, 図版 **78**.
15) Maita, Y. and M. Yanada (1978) Particulate protein in coastal waters, with special reference to seasonal variation, Marine Biology, **44**, 329–336.
16) Sverdrup, H.U., M. Johnson and R.H. Fleming (1942) *The Oceans*, 1087p, Prentice-Hall, New York.
17) 西浜雄二・岩崎良教・金子 実・広海十朗 (1976). 噴火湾鹿部沖における海洋条件および動植物プランクトンの季節変化. 北水試月報 **33**, 1–22.
18) 北海道開発局 (1971). 栽培漁業開発調査資料，197 p. 北海道開発局局長官房，札幌.
19) McRoy, C.P. and J.J. Goering (1974) The influence of ice on the primary productivity of the Bering Sea. *Oceanography of the Bering Sea*. D.W. Hood and E.J. Kelley Ed., 623p, Inst. Marine Science, Univ. Alaska, Fairbanks.
20) Saito, K. and A. Taniguchi (1978) Phytoplankton communities in the Bering Sea and adjacent seas. II. Spring and summer communities in seasonally ice-covered areas. *Astarte*, **11**, 27–35.
21) 星合孝男 (1979). 海氷と生物群. 沿岸海洋研究ノート **17**, 25–32.
22) 箕田 嵩・岩崎 順 (1978). 噴火湾における植物プランクトンの季節的消長―とくに春季増殖とその盛衰. 海洋環境保全の基礎的研究，第4回総合シンポジユウム要旨集，45–46. 特定研究総合班，東京.
23) 西浜雄二・川真田憲治 (1979). 噴火湾の一次生産. 水産海洋研報 **34**, 71–74.
24) 前田辰昭・高橋豊美・伊地知誠・平川英人・上野元一 (1976). 噴火湾周辺海域におけるスケトウダラの漁場学的研究–II 産卵期. 日水誌 **42**, 1213–1222.

25) 前田辰昭・中谷敏邦・高橋豊美・上野元一 (1979). スケトウダラ稚仔の沿岸水域での生活, 水産海洋研報. **34**, 81–85.

26) 平川和正(1976). 北海道噴火湾における北方外洋性橈脚類 *Eucalanus bungii bungii* Johnson の個体群構造の季節的推移. 北大水産彙報 **27**, 71–77.

27) 米田義昭・簗田 満 (1977). 噴火湾における懸濁性有機物の挙動. 特定研究海洋環境保全. 噴火湾の研究中間報告, 27–34. 北大水産研究班, 函館.

28) Maita, Y., M. Yanada and A. Rikuta (1974) Rates of net assimilation and respiration of amino acids by marine bacteria. *Journ. Oceangor. Soc. Japan*, **30**, 1–9.

29) 田村 正 (1950). 室蘭近海に出現するプランクトンの周年変化. 噴火湾近海海洋調査報告. 63–83. 室蘭市役所. 室蘭.

30) 平川和正・川村輝良 (1977). 噴火湾における動物プランクトン, 特に橈脚類の季節的遷移, 特定研究海洋環境保全. 噴火湾の研究中間報告. 13–19. 北大水産研究班, 函館.

31) 簗田 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)

32) 大谷清隆 (1979). 海底直上採水器の試作, 1979年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, III, 海洋学会. 東京.

33) Tanoue, E. and N. Handa (1979) Distribution of particulate organic carbon and nitrogen in the Bering Sea and northern North Pacific Ocean. *Journ. Oceanogr. Soc. Japan*, **35**, 47–62.