

9. 噴火湾における濁度分布と水塊構造

三宅 秀 男 (北海道大学水産学部)

1. はじめに

噴火湾では、水温、塩分の特性を異にする親潮系水と津軽暖流水とが、年に一度交互に流入し、湾内でそれぞれ固有の水塊に変質することが知られている(例えば、大谷・木戸, 1980)。これらの外洋水は基礎生産力においても著しい差異があり、また外洋水の流入に伴って sill から高栄養塩濃度の底層水が湾外に流出する(大谷・木戸, 1980) こと等を考慮するとき、濁度が水塊構造の一つの指標になると期待できる。そこでここでは、5月から9月にかけて観測した濁度分布と海洋構造との関係、各水塊に対する消散係数の値、海底付近の高濁層の挙動等について報告する。

2. 観測方法

測定は1975年から1977年にかけての5月から9月に実施した。測定点は図1に示す様に、臼尻沖から森沖にかけての湾口部を縦断する測線と湾内または湾口部を横断する測線を用いた。湾口部の横断測線では3マイル、その他では5マイル間隔に測定点を配置し、主にナンセン

観測(10 m 間隔の観測層)と濁度の鉛直分布の測定を行った。St. 2 と 3 が sill に相当し、その水深はおおよそ 85 m である。

濁度計には、光路長 50 cm、主波長 650 m μ の光束透過率計を用い、濁度は消散係数(Attenuation coefficient; m⁻¹) で表わす(三宅他, 1977)。水柱の静安定度は、 $E=1/\rho_0 (d\rho/dz)$ で表わされる。ここで ρ_0 は平均または基準になる密度である。ここでは $\rho_0=1.0$ とし、 ρ としシグマ-t を用いる。

大谷(1971)によると噴火湾に出現する主な水塊は次の様にまとめられる。

親潮系水; $T < 3 \sim 2^\circ\text{C}$, $32.0 < S < 33.3 \text{ ‰}$

津軽暖流水; $T > 6^\circ\text{C}$, $S > 33.6 \sim 33.8 \text{ ‰}$

夏期噴火湾表層水; $S < 32.0 \text{ ‰}$

冬期噴火湾水; $3 < T < 6^\circ\text{C}$, $S > 33.8 \text{ ‰}$

以下の水塊分析にはこれを参考にする。

3. 濁度分布と水塊構造

湾口部を縦断する測線を用い、親潮系水の滞留する5月、津軽暖流水が湾口に接近する7月、湾内に流入する9月について、海洋構造との関係から調べる。

i) 1976年5月11~12日(図2)

図2に5月中旬の水温、塩分、シグマ-t、消散係数、静安定度の鉛直断面を示す。St. 3 から湾中央にかけての10 m 以浅には、6°C 以上、32‰ 前後の夏期噴火湾水が形成され始め、10~20 m 深に $4 \sim 5 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ 以上の静安定度をもつ層が存在する。

湾内 20~70 m 深には、3~5°C, 32.6~33.3‰ の親潮系起源の水塊、その下を静安定度が $3 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ 以上の第二極大層を境にして、水温逆転を伴った親潮系水と冬期噴火湾水の混合水が占め、中冷三層構造が認められる。sill 上には 1.5°C 以上のステップ状の水温逆転があり、その下では 5°C, 33.6‰, シグマ-t 26.6 以上となっている。この水塊はそれ程変質していない冬期噴火湾水と思われる。湾外の St. 1 では 40 m 以深から 33.4‰ 以上となり、水温も湾内に比べ高い。

この様な水塊構造に対応して、表層 10~20 m 深は消散係数にして 0.5 m^{-1} 以上で、St. 4 の 10 m 深付近では 0.8 m^{-1} を越す。これらの高濁層は静安定度の極大

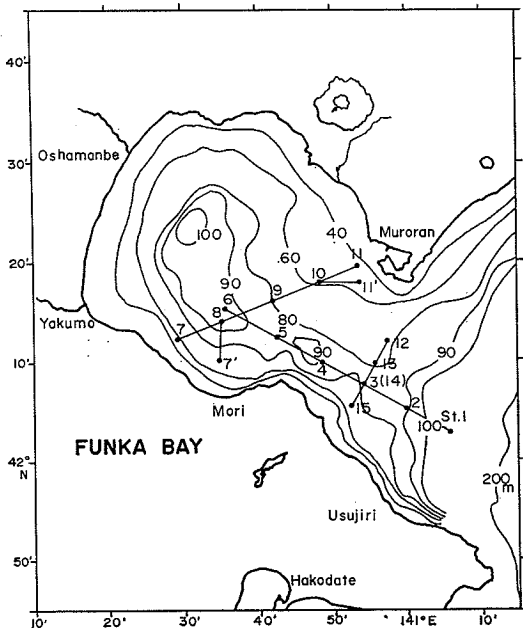
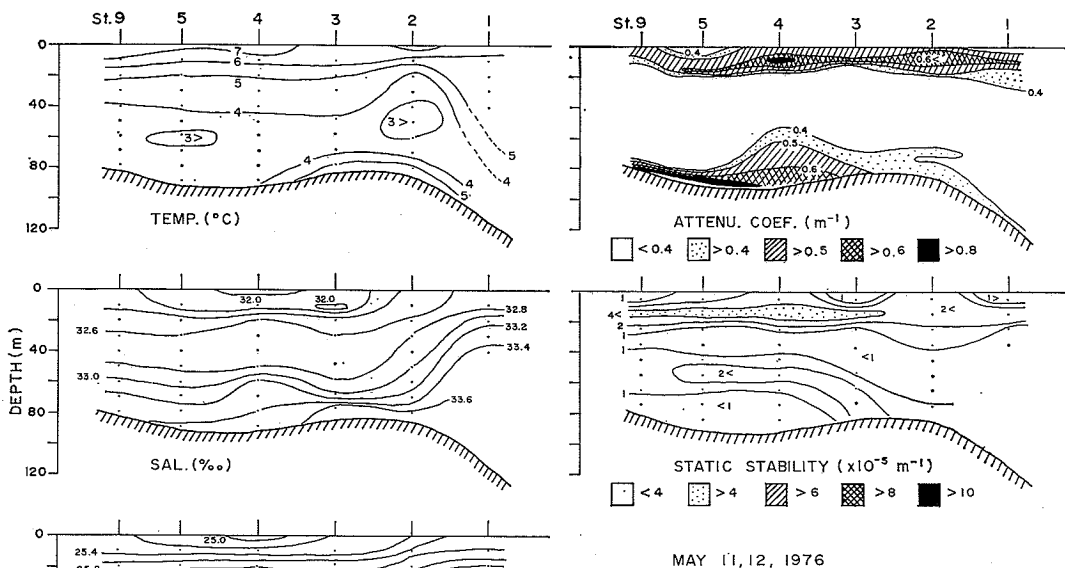
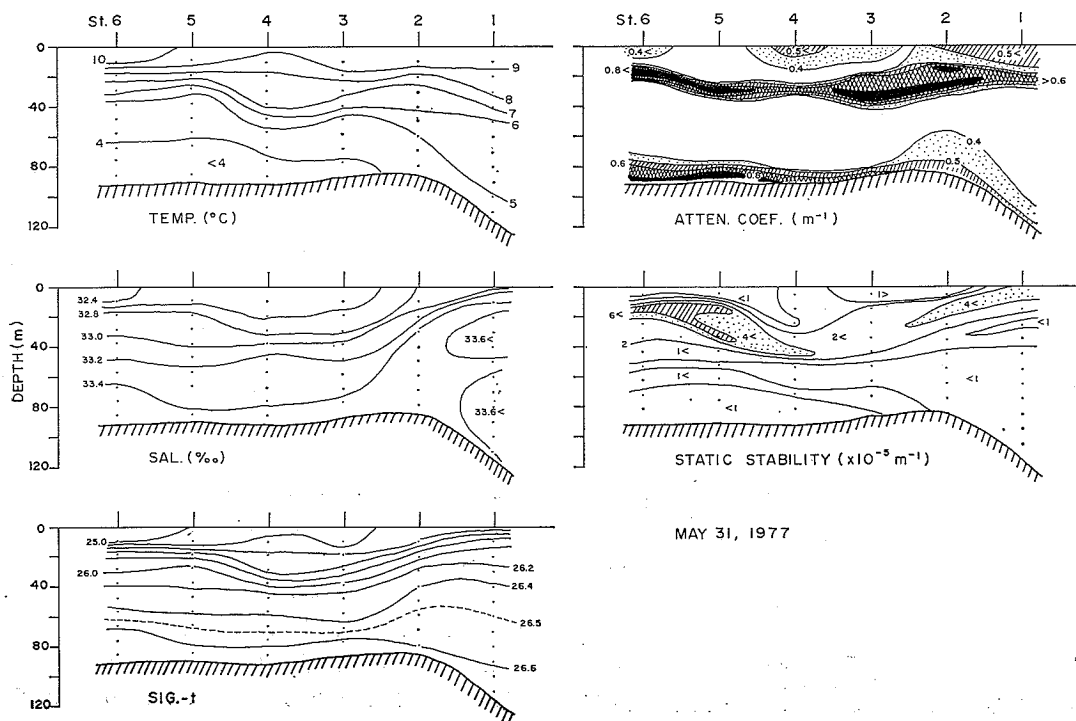


図1 調査海域と観測点



MAY 11, 12, 1976

図2 水温, 塩分, シグマ-t, 消散係数, 静安定度の鉛直断面 (1976年5月11~12日)



MAY 31, 1977

図3 水温, 塩分, シグマ-t, 消散係数, 静安定度の鉛直断面 (1977年5月31日)

層, すなわち密度躍層にはほぼ一致している。

中層の親潮系水に相当する 20~70 m 深では, 変動が少なく, 最も消散係数が小さい 0.4 m^{-1} 以下である。しかし底層の親潮系水と冬期噴火湾水の混合水中では, 26.4 ないしは 26.5 の等密度線に沿って高濁となり, St. 5, 9 の海底上 5~10 m は 0.8 m^{-1} を越す。St. 4 では 0.4 m^{-1} 以上の等値線が 40 m 近くも盛り上がり, そこでの水温逆転はゆるやかである。sill 上の冬期噴火湾水では, $0.4 \sim 0.6 \text{ m}^{-1}$ の消散係数を示し, その厚さは 15 m 以下である。St. 2, 3, 4 では底層より表層の 10 m 深付近の方が高濁である。

ii) 1977年5月31日 (図3)

'77年5月31日には, 湾内の 60~70 m 以浅が親潮系水で占められ, 表層の夏期噴火湾水はいまだ明瞭ではない。湾内の 60~70 m 深にある静安定度の第二極大層を境にして, その下層が親潮系水と冬期噴火湾水の混合水ではあるが, 水温逆転はわずかししか認められない。むしろ St. 2, 3, 6 ではステップ状の水温低下が見られる。St. 1 の 20 m 以深には 33.6~33.7‰ の津軽暖流水系の水が近づいている。

St. 1 から 6 まで連続して, 10~40 m 深の間に最大

1.5 m^{-1} に達する高濁層が形成されている。この層は密度躍層の下部に相当し, 静安定度が $6 \sim 7 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ 以上の St. 5, 6 では薄くて鋭い形を呈する。

中層のおよそ 30~70, 80 m 深では, やはり消散係数は 0.4 m^{-1} 以下で, 変動も小さい。また St. 1 の 30~100 m 深でも 0.4 m^{-1} 以下である。

70~80 m 以深の底層では高濁となり, St. 5, 6 は 0.8 m^{-1} を越すが, 20~40 m 深の高濁層よりも低い。St. 2 では約 60 m 深の 1.5°C のステップ状の水温低下を境にして, 0.4 m^{-1} 以上の高濁水が海底上約 30 m 観測される。この高濁水は, ほぼシグマ-t 26.5 の等値線に沿っている。

以上の様に, 親潮系水の滞留期では, 表層の密度勾配の強い層に, 底層よりも高い濁度の極大値が見られる。一方, 中層では 0.4 m^{-1} 以下の消散係数を示し, 清澄な水となっているが, 約 70 m 以深の底層では再び高濁となり, sill の前後では海底から 30 m 以上も盛り上った分布を示す。

iii) 1976年7月13~14日 (図4)

7月になると津軽暖流水が流入し始めるためやや複雑な海洋構造を示す。St. 4 から湾央の 20 m 以浅は夏期

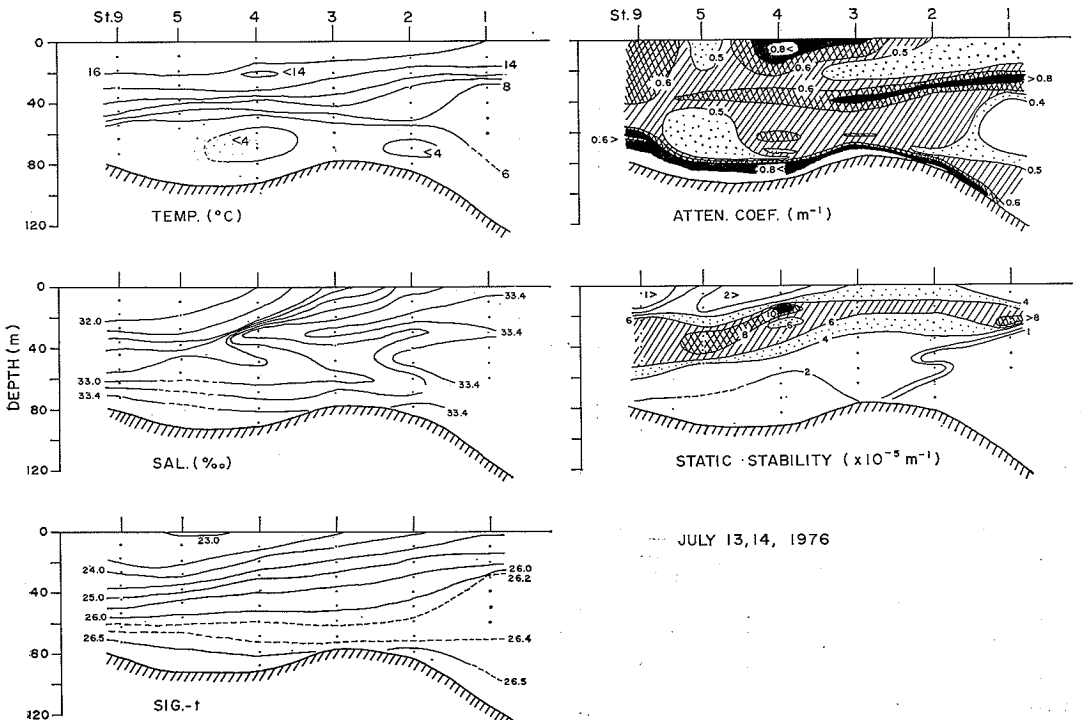


図 4 水温, 塩分, シグマ-t, 消散係数, 静安定度の鉛直断面 (1976年7月13~14日)

噴火湾表層水に変質し、湾中央部の 20~70 m 深の親潮系水も高温化している。この水は、湾外の 33.6‰ に近い津軽暖流水系の高塩舌と相互に貫入構造を形成し、St. 2 の 30 m 層と 60~70 m 層とから湾外に流出している様に見える。St. 2, 4, 9 の最深層の水温、塩分、シグマ- t は、それぞれ 4.39~4.52°C, 33.43~33.54‰, 26.51~26.59 であることから、冬期噴火湾水の影響がまだ残っている。

消散係数の分布をみると、表層では St. 3 付近の塩分フロントの湾中央側で 0.8 m^{-1} 以上を示し、夏期噴火湾水中では $0.4 \sim 0.8 \text{ m}^{-1}$ の値である。St. 1 から 3 の 20~40 m 深では、湾外から流入する 33.2~33.4‰ 以上の高塩な貫入層と湾内の 33.2‰ 以下の親潮系水との境界に 0.8 m^{-1} 以上の極大層が存在する。この高濁層は、静安定度と明白な関係がなく、異種水塊の境界に相当する。

親潮系水中では 0.6 m^{-1} 以下、湾外の津軽暖流水系では 0.5 m^{-1} 以下を示し、フロントや貫入構造と消散係数は良く対応する。底層の高濁層は St. 9 から徐々に厚さを減じながら湾外に流出している様子がわかる。

平川・川村 (1977) によれば、動物プランクトンの橈脚類のある種は、50 m を中心にした親潮系水から津軽

暖流水へと交替していく水塊中に分布の最大があること、また別な種では、夏期噴火湾水から親潮系水へと移行する境界の水塊中に多量に出現する傾向のあること等を報告している。消散係数の分布からもこのことが間接的に支持される。すなわち、異種水塊が接触するフロント域や水平貫入層の上下面には、懸濁物や浮遊生物が高密度に集積している可能性がある。

iv) 1975 年 9 月 25~26 日 (図 5)

9 月になると津軽暖流水が湾内に流入してくる。この時の濁度分布と海洋構造については既に報告した (三宅他, 1977) ので簡単に述べる。

湾口 St. 1, 2 では 20 m 以深に、湾内では 40~80 m 深に津軽暖流水が認められる。表層 10~20 m 付近に顕著な塩分躍層 (鉛直勾配 0.1‰ m^{-1} 以上) が存在し、9 月末であるにも拘らず 10 m 以浅には夏期噴火湾水が明確に識別できる。

50 m 以深では、sill を境にして湾内側は $8 \sim 5^\circ\text{C}$ の低温であるのに対し、湾外では 9°C 以上である。また湾内の 70 m 以深には、相対的に高塩で低温、従って湾内の同深度には見られない密度の大きい水が存在し、シグマ- t 26.4 の等密度線は、St. 2 と 3 の間で鉛直に立

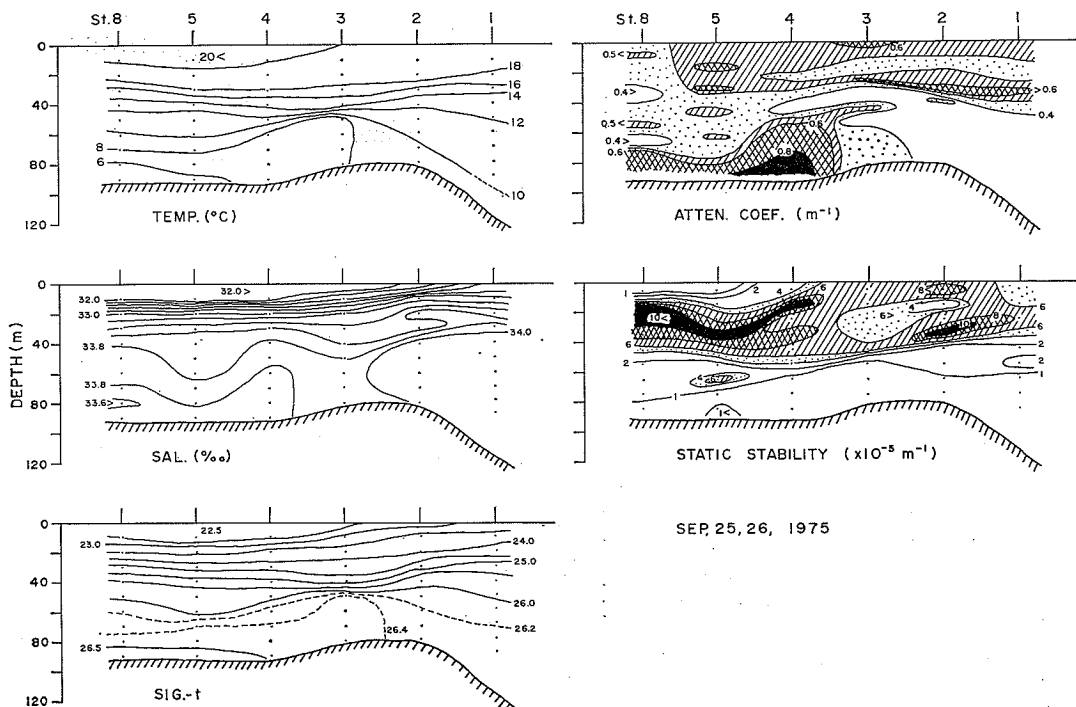


図 5 水温、塩分、シグマ- t 、消散係数、静安定度の鉛直断面 (1975年 9 月 25~26 日)

っている。

湾内の夏期噴火湾水に相当する水は $0.5 \sim 0.6 \text{ m}^{-1}$ の消散係数をもち、湾口部から sill にかけての 30 m 深には、流入する高塩分水の上面に沿う様に消散係数の極大層が見られる。St. 2 では、20 m 層と 40 m 以深の二層に暖流水が認められるが、これらの層は 0.5 m^{-1} 以下の低濁である。33.6‰ の等値線に沿って、津軽暖流水では 0.5 m^{-1} 以下の値である。特に湾外では 0.4 m^{-1} 以下の清澄な水となる。

湾内 60 m 以深では、33.8‰ の等塩分線に沿って、 0.6 m^{-1} 以上の高濁水が拡がり、St. 4 では海底上 30 m 以上にも達する。St. 1, 2 の底層にはこの様な高濁水はなく、あたかも sill でせき止められた様な形をしている。St. 3 の 60~80 m 層は水温、塩分、密度とも極めて均一で、その差はそれぞれ 0.07°C 、0‰、0.01 シグマ-t である。この点ではシグマ-t 26.4 の等値線からも推定される様に、強い鉛直混合を生じさせる力学的機構の存在が示唆される。

v) 1976年9月7~8日(図6)

同じ9月でも1976年には、津軽暖流水は St. 4 の 40 m 深に先端をもつ舌状に拡がり、湾中央部にはまだ達してい

ない。しかし表層はすでに 33‰ 台になり、高塩分水の流入があったことを示している。湾内 20 m 以深は、およそ 33.4~33.6‰ である。

表層では、等密度線が上方に盛り上り、湧昇発散場が示唆される St. 2, 5 では相対的に清澄で、反対に St. 4, 8 ではまわりよりも高濁である。この様に消散係数の分布と水温、塩分から求められる水塊構造には良く対応する。

静安定度の極大層には、濁度の高い値は見られない。St. 8, 5 の 20~80 m 層と湾外の中層は、ほぼ 0.4 m^{-1} 以下の清澄な水で占められるが、St. 3, 4 の 50 m 深付近には、 0.5 m^{-1} 以上のやや高い値が存在する。やはり高塩分水の下部に相当し、潮境である。

底層は高濁で、 6°C あるいはシグマ-t 26.4 に沿って、sill を越えて湾外に流出し、75年9月に見られた様な sill の内側での高濁層の盛り上りはない。

この様に、7月、9月の濁度分布には、水塊の交替に伴って、フロントや貫入層等の異種水塊の接触域に顕著な極大層が生じており、密度躍層とははっきりした関係がない。また底層での消散係数が最も大きい。

4. 海底付近の高濁層の形成と挙動

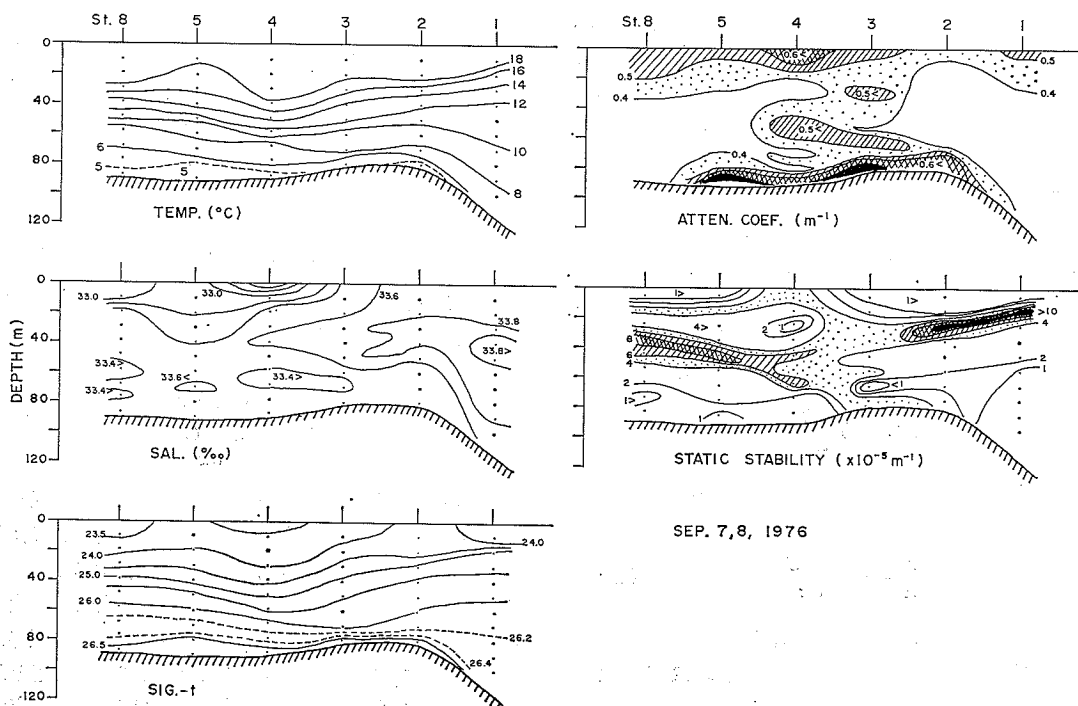


図6 水温、塩分、シグマ-t、消散係数、静安定度の鉛直断面 (1976年9月7~8日)

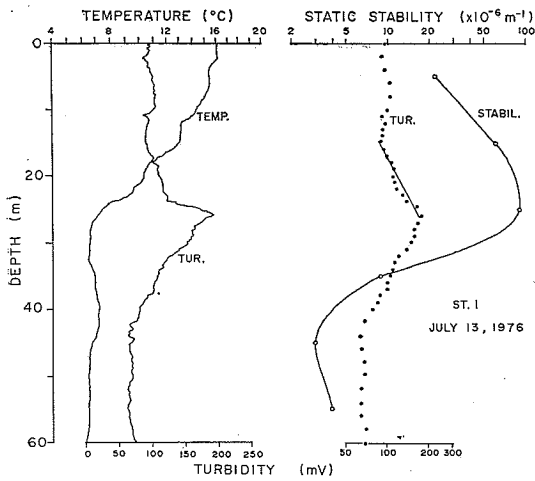


図 7 躍層付近の水溫，濁度，静安定度の鉛直分布。
対数目盛にプロットした濁度分布を右側に示す

i) 高濁層の厚さと鉛直渦動拡散係数

図 7, 8 に示す様に，密度躍層付近や海底直上での濁度分布には，指数関数的な増大が現れる例が多い。躍層では密度の急激な増大によって懸濁粒子の沈降速度が遅くなったり，沈降が止まることによって，また海底では粒子がそれ以深に沈降できないことによって，そこが懸濁物の供給源となり得る。この供給源の上層では，懸濁物質濃度は，沈降と拡散の釣合によって決まると考えられる。実際図 8 に見られる様に，海底付近の高濁層中では均一な水溫分布を示し，鉛直混合が十分発達していると推定される。そこで濁度分布から鉛直渦動拡散係数を見積り，それと高濁層の厚さとを比較する。

今躍層の中心または海底を原点に取り，流れおよび懸濁物濃度 C の水平変化が無視でき，鉛直渦動拡散係数 K_z が考えている層内が一定とすると，定常な場合の鉛直濃度分布は次式で表現できる (本間, 1967)。

$$wC + K_z \frac{dC}{dz} = 0 \quad (1)$$

ただし w は懸濁粒子の沈降速度である。(1) 式を変形して

$$\frac{w}{K_z} = - \frac{d(\ln C)}{dz} \quad (2)$$

が得られる。(2) 式の右辺は，図 7, 8 の直線で示される部分の勾配，すなわち深さに対する濁度の対数の変化量として，鉛直濁度分布から求められる。

KAJIHARA (1971) は，実際の海の懸濁物を実験室に

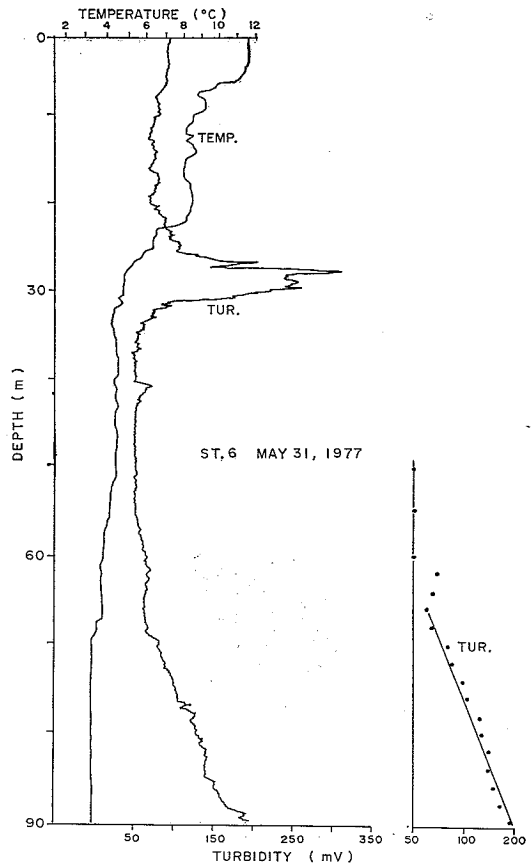


図 8 海底付近の水溫と濁度の鉛直分布。右下は対数目盛にプロットした濁度分布

おいて沈降させ， w と粒径 D の関係

$$w = 0.67 D^{0.57} \quad (3)$$

を； $5 < D < 1000 \mu$ の範囲で得た。(2) と (3) から K_z は粒径と濁度分布の勾配とを用いて次の様に計算できる。

$$K_z = - \frac{0.67 D^{0.57}}{\frac{d(\ln C)}{dz}} \quad (4)$$

次にコーンカウンターによる懸濁粒子の粒径分布を図 9 に示す。躍層付近の 40 m 深では， 4μ と 15μ 付近の 2ヶ所に山をもち，50% 粒径は約 9μ である。このことは実際の海洋では，はるかに大きな粒径をもつ大型凝集粒子としては存在していたものが，測定時の攪拌によって小さな粒子に崩壊した結果を示していると思われる (梶原, 1978)。これに対し海底付近での分布は，約 3μ にモードをもち，50% 粒径は 4μ 付近にある。ここ

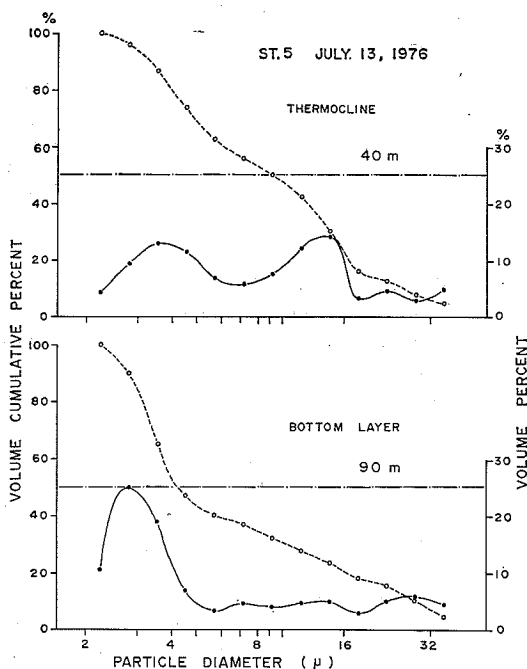


図9 躍層付近(40m深)と海底付近(90m深)のコルターカウンターによる懸濁粒子の粒径分布

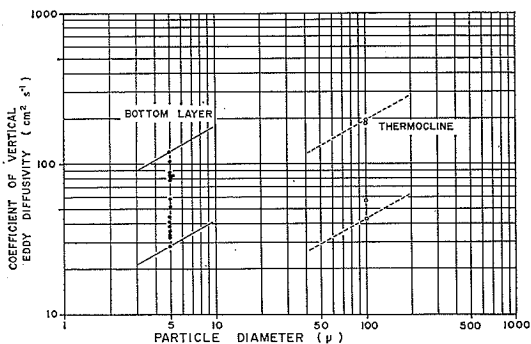


図10 沈降-拡散式から求めた鉛直渦動拡散係数

では、速度シアによる乱れや海底からの再懸濁によって、粒子が自然状態でも比較的小さい粒径で存在していることが示唆される。

そこで、躍層および底層での沈降拡散に関する代表的な粒径として、今仮にそれぞれ 100μ と 5μ とすると、図10に示す様に K_z が求められる。データは濁度分布が対数グラフ上で直線になるものだけを採用した。図中の実線と破線は、種々の粒径範囲に対するそれぞれの層での K_z の上限と下限を表わす。躍層での渦動拡散係

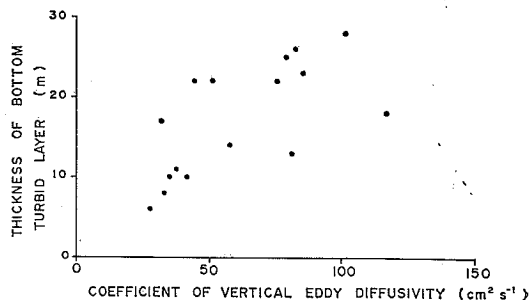
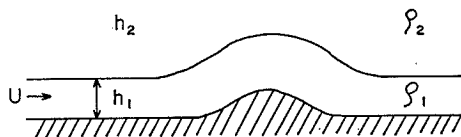


図11 海底付近の高濁層の厚さと鉛直渦動拡散係数

(a)

$$F_i > 1$$



(b)

$$F_i < 1$$

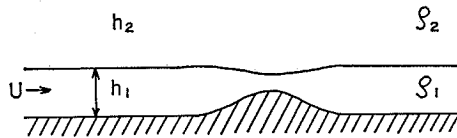


図12 海底に障害物のある場合の二層流体系の振舞

数は $D=100\mu$ として、 $40\sim 200\text{ cm}^2\text{ s}^{-1}$ 、底層では $D=5\mu$ として、 $30\sim 120\text{ cm}^2\text{ s}^{-1}$ の範囲にある。同様の方法によって求めた ICHIE (1966) や EITTREIM and EWING (1972) の結果よりも狭い範囲にある。

得られた K_z と高濁層の厚さを比べると、図11から両者には正の相関が認められ、高濁層の厚さは、鉛直方向の拡散係数の大小によって支配されている可能性を示唆している。躍層についてはデータが少ないので省略するが、ここでは拡散係数は静安定度と強く関係していると思われる。

ii) sill 付近での高濁層の挙動

次にこの様に高濁層の厚さを変化させる機構の一つについて考える。図2, 3, 5に見られる様に、海底付近の高濁層は sill の前後で盛り上ったり、sill によってせき止められた様な形を呈することがある。この現象を海底に障害物のある二層流体系の振舞として説明できないか

検討する。

今図12に示す様に、層厚 h_1 , h_2 , 密度 ρ_1 , ρ_2 をそれぞれもつ二層流体を考え、上層の流体の厚さ h_2 は十分大きく、静止しているとする。このとき海底に障害物 (sill) を与えると、上流で U なる速度をもつ下層流体は、上流での内部フルード数

$$F_i = \frac{U}{\sqrt{g'h_1}} \quad (5)$$

に依存して、以下の様に振舞うことが知られている (TURNER, 1973)。ただし $g' = g(\rho_1 - \rho_2)/\rho_1$ である。

$F_i > 1$ なら障害物上でもとの厚さよりも大きくなり、盛り上がる (図12-a)。他方、 $F_i < 1$ のときには障害物上で薄くなる (図12-b)。さらに $F_i < 1$ で、相対的に下層の厚さが小さいか、障害物の高さが大きいとき、流れはせき止められ、障害物の手前に堆積する。

図2, 3, 5の底層での濁度分布あるいはシグマ- t の分布は、上記の流体力学の理論や実験から得られた、 $F_i < 1$ の場合の下層流体の挙動と良く似ている。実際今回観測した5月, 9月には、静安定度の二次極大層の下に均一な水温をもつ比較的高密度の水が存在することから、二層構造で近似できそうな密度分布を示していた。

$F_i = 1$ となる臨界流速 $U_{crit} = \sqrt{g'h_1}$ を76年5月のSt. 5の密度分布から求める。下層流体の層厚 h_1 を10mとし、下層と上層の平均密度 $\rho_1 = 1.02652 \text{ g cm}^{-3}$, $\rho_2 = 1.02582 \text{ g cm}^{-3}$ と重力加速度 $g = 980 \text{ cm s}^{-2}$ を与えると、 U_{crit} はおよそ 26 cm s^{-1} となる。従ってこの場合下層の流れが 26 cm s^{-1} 以下であれば、 $F_i < 1$ となり図12-bで述べた状態が起こり得る。図12-aの様な例は観測されなかった。

ここで述べたことは、単なる類推にすぎず、今後詳細に検討すべき課題は多くあるが、物理的に興味あるだけでなく、噴火湾の生態系に対しても、栄養塩類や浮遊

生物の上方輸送の面から大きな役割を果たしている可能性が考えられる。

報告を終えるにあたり、いろいろ御教示いただいた福岡二郎教授、梶原昌弘助教授、観測を手伝っていただいた竹田仁技官、藤芳義裕氏、松岡光明氏、北大水産学部うしお丸の元船長坂口延一氏をはじめ乗組員一同の各位に感謝します。

参考文献

- EITREIM, S. and M. EWING (1972): Suspended particulate matter in the deep waters of the North American Basin. In, Studies of physical oceanography. Vol. 2, ed. A. L. GORDON, Gordon and Breach Science Publishers, New York, 123-167.
- 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。北大水産研究班、函館、13-19.
- 本間 仁 (1968): 水理学—技術者のための流体の力学—。丸善、東京、233 pp.
- ICHIE, T. (1966): Turbulent diffusion of suspended particles near the ocean bottom. Deep-Sea Res., 13, 679-685.
- KAJIHARA, M. (1971): Settling velocity and porosity of large suspended particle. J. Oceanogr. Soc. Jap., 27, 158-162.
- 梶原昌弘 (1978): 懸濁物質の凝集。陸水学雑誌, 39, 66-74.
- 三宅秀男・梶原昌弘・藤芳義裕・松岡光明 (1977): 噴火湾における津軽暖流水の流入期の濁度分布。北大水産研究彙報, 28, 154-164.
- 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。北大水産研究彙報, 22, 58-66.
- 大谷清隆・木戸和男 (1980): 噴火湾の海洋構造。北大水産研究彙報, 31, 84-114.
- TURNER, J. S. (1973): Buoyancy effects in fluids. Cambridge Univ. Press, London, 367 pp.