

数値シミュレーションによる 海洋深層水放水技術の検討

The study on the Deep Ocean Water Discharge Technology Using
a Numerical Simulation

小松 雅之

Masayuki KOMATSU

Abstract

Recently, the deep ocean water is drawing attention as a recyclable resource.

The author made models explain relations between methods on discharging of the deep ocean water and enrich shallow sea using a numerical simulation as an experiment. The author used a 3-D general-purpose heat flow analysis program for calculation of these models. The behavior of the discharge plume was observed with method of tracing particles. The author tried to evaluate quantitatively the difference among discharge methods, the sea-bottom shape, influence of subsurface structure and several factors including the distribution of salinity. In this study, 6 cases of discharging into stilling basin were calculated. This calculation was carried out without taking any forcing except for the buoyancy into consideration to simplify it.

The study on the behavior of the plume under various forces is a future subject.

Key Words: Deep ocean water, discharge technology, a numerical simulation

1. 緒 言

海洋深層水は、循環型の資源として注目されており、多段利用システムが検討されている。汲上げられた海洋深層水は陸上で多段利用された後でもまだ利用可能な栄養塩を残しておりこれらを利用して海域肥沃化を図ることができる。海域肥沃化の規模と形態の違いにより陸上生産型、浅海底生産型、海域基礎生産型の肥沃化技術が提案されている。(中島・豊田(1989))¹⁾。深層水利用による海域肥沃化の規模と形態はその放水規模に対応して異なる。陸上生産型は多段利用を含めた多くの研究が行われているのでここでは言及しない。浅海底生産型は多段利用後の深層水に残る栄養塩類を海草藻類の成長促進に利用し、藻場の育成や造成を計ろうとするもので、一日あたりの取水量数千トンから数万トン規模の施

設における放水技術を検討する必要がある。この規模での放水技術においては、放水深層水の還流域を肥沃化対象海域に安定して形成する必要がある。また、深層水放水方式を設計するためには放水プルームの挙動を把握し、放水方式毎の還流域形成の違いを評価することが必要となる。

沿岸の浅海底における水温塩分の分布は季節により大きく変動するが、放水される深層水は放水海域に比べて相対的に低温かつ高塩分であり、大きな密度をもっている。

本論ではこれらの特性を考慮して放水方式の概念モデルを構成するために単純化した諸条件のもとで汎用熱流体解析プログラムを利用して実際に数値シミュレーションを行った結果を評価する。

海域基礎生産型は深層水の放水により新たに湧昇域を出現させたり、既存の小規模な湧昇域を拡大して

総合的に海域の基礎生産力を増加させることを意図するものであり、浅海底生産型に較べてその放水量はより大きなものとなるだろう。

従って、放水された深層水が形成する還流域と放流海域との相互作用を考慮して還流域自体の安定性を検討する他、外洋系水との相互作用や、中・深層循環との関わりを長期間、広域にわたって検討してゆかねばならない。

この点については考察の項で論ずる。

2. 方 法

浅海底生産型肥沃化技術検討のためのシミュレーション対象を高知県海洋深層水研究所あるいは同等規模の取・放水を行う施設に設定した。高知県海洋深層水研究所における長期観測結果から、汲み上げられた深層水の栄養塩濃度は周辺表層水の約 10 倍であることが報告されている（豊田ほか，1996）²⁾。高知県海洋深層水研究所の深層水取・放水量を 1,000 t/day とした場合、簡単な希釈倍率の計算から、拡散による 1/10 希釈距離は約 20 m となる。

放水規模、地先の地形を考慮して沖合 20 m で水深が 2 m となる緩傾斜の海底をもつ浅海域を計算領域とする数値モデルを作成し、放水プルームの挙動を計算した。特に、放水方式や付属構造物の影響を評価し易い様に配慮した。

海域の肥沃化や藻場造成を考慮した深層水の放水方式について、次の 5 種 6 方式の概念モデルが提案されている（海洋科学技術センターほか，1999）³⁾。

a. 自然流下方式

海底の傾斜に沿って密度差によって深層水を流下させる方式。原型は緩傾斜の平坦な海底のみの場合であり、この派生方式は離岸堤を沖合いに設置することにより深層水の滞留を促進しようと意図したものである。

b. 海底噴射方式

海底面から水面に向けて、ノズル等から噴射させる方式。噴射にエネルギーが必要である。藻場造成基盤付近に深層水を供給したい場合に有効と考えられる。ただし、深層水を噴射させるためにポンプ等の設備が必要となる。

c. 保水型放水方式

海底面の放水口に保水構造物を設置し、深層水の滞留を促進し、その周辺から藻場造成を行う（森野ほか，1996）⁴⁾。

d. 海面散水方式

海面に漏出部あるいは散水部を浮遊させ、深層水を放出し、海面から海底までの海域全体の肥沃化に利用する。設備自体の係留の他、放水のためにポンプ等により圧力をかける必要がある。

e. 礫間処理型放水方式

深層水は多面的に利用され、これを浄化して放出する必要がある。

この浄化の出来るだけエネルギーを費やさない方式として、放水部に礫間処理区域を設けて放水する。数値モデル化にあたっては、礫間処理型を除く自然流下方式、海底噴射方式、保水型放水方式および海面散水方式の 4 種の放水方式について検討した。

自然流下方式については、潜堤と潜筋が存在する場合、潜堤のみが存在する場合を加えて比較検討した。放水方式のイメージ例を Fig. 1 に、モデルの計算領域を Fig. 2 に示した。また、数値モデルと各放水方式の対応を Table 1 にまとめた。

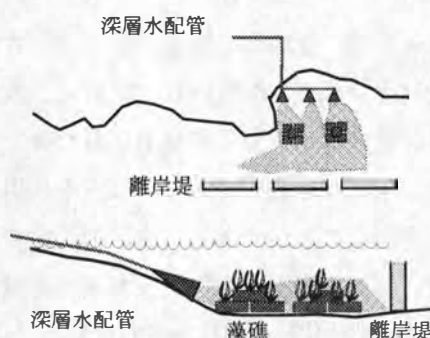


Fig. 1 自然流下方式・潜堤併用（イメージ例）

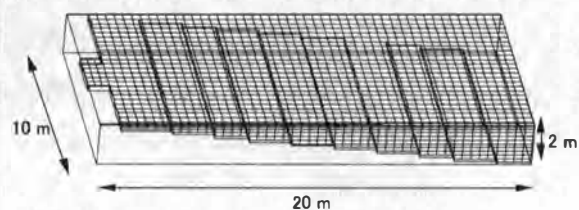


Fig. 2 数値モデル計算領域

Table-1 数値モデルと放水方式の対応

数値モデル	放水方式	放水口	放水初速	潜堤	滯筋
A	自然流下方式	0.1×2.0 m×1	5.79 cm/s	無	無
A-1	自然流下方式 1	0.1×2.0 m×1	5.79 cm/s	有	無
A-2	自然流下方式 2	0.1×2.0 m×1	5.79 cm/s	有	有
B	海底噴射方式	0.4×0.4 m×4	1.81 cm/s	—	—
C	保水型放水方式	(2.8×2.8 m)	0.15 cm/s	—	—
D	海面散水方式	(2.8×2.8 m)	-0.15 cm/s	—	—

静水域に放水された深層水プルームの 3 次元空間での流動、水温、塩分の変動について各放水方式相互の違いや、海底地形等の影響による挙動の違いを定量的に評価することを試みた。各モデル毎に、静水域へ止水状態から放水し始めて計算諸量の変動幅が十分小さく準定常的とみなせる変動状態に達するまで非定常計算を行い、計算打ち切り時の水温、塩分の分布について検討した。

放水プルームの挙動を直接観察できるように粒子追跡法を用いて流れを可視化した。ただし、計算過程の安定性を高めるために運動量、熱、塩の分子拡散速度の違いは特に考慮していない。放水海域を水温 30℃、塩分 34 psu に設定し、深層水には水温 20℃、塩分 35 psu を与えた。また、塩分の渦動拡散係数を 10 m²/s のオーダーに設定した。この点については考察の項で論ずる。

ソルバーとしては 3 次元熱流体解析プログラム (STREAM 非圧縮性版) ソフトウェアクレイドル) を使用し、乱流解析には k-ε 方程式を用いた。同プログラムでは浮力は温度の関数として取り扱われるが、非圧縮性計算では密度は一定値となり、塩分による密度場の変化を再現できないため、計算ステップ毎に各格子点における水温、塩分の計算値を用いて新国際海水状態方程式 1980 により密度を再計算し、浮力計算に直接かわる平均密度常数を修正するプログラムをユーザープログラムの一部として追加した。その他のパラメータについては、同プログラムが標準としている値を変更せずにそのまま利用

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0$$

$$\frac{\partial \rho u_i}{\partial t} + \frac{\partial u_j \rho u_i}{\partial x_j} = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\mu \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) - \rho g \beta (T - T_0)$$

$$\frac{\partial \rho C_p T}{\partial t} + \frac{\partial u_j \rho C_p T}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(K \frac{\partial T}{\partial x_j} \right)$$

$$\frac{\partial \rho k}{\partial t} + \frac{\partial u_j \rho k}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\mu}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial x_i} \right) + G_s + G_r - \rho \epsilon$$

$$\frac{\partial \rho \epsilon}{\partial t} + \frac{\partial u_j \rho \epsilon}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\mu}{\sigma_\epsilon} \frac{\partial \epsilon}{\partial x_i} \right) + C_1 \frac{\epsilon}{k} (G_s + G_r) (1 + C_2 R_f) - C_2 \frac{\rho \epsilon^2}{k}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial u_j S}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(D_m \frac{\partial S}{\partial x_j} \right)$$

$$\rho = F(S, T, p)$$

$$G_s = \mu_i \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \frac{\partial u_i}{\partial x_j}$$

$$G_r = g \beta \frac{\mu_i}{\sigma_i} \frac{\partial T}{\partial x_i}$$

$$R_f = -\frac{G_r}{G_s + G_r}$$

$$i, j = 1 \sim 3$$

x_i : 位置座標 u_i : x_i 方向の流速 t : 時間 ρ : 海水密度
 p : 圧力 μ : 粘性係数 g : 重力加速度 β : 体膨張率
 T : 水温 T_0 : 基準水温 C_p : 定圧比熱 K : 熱伝導率
 k : 乱流エネルギー ϵ : 乱流消失率 S : 塩分濃度
 D_m : 拡散係数 $F(\cdot)$: 状態方程式 μ_t : 渦粘性係数
 σ_i : 乱流プラントル数

Fig.-3 数値モデル方程式系

した。

数値モデル方程式系は Fig.-3 に示した。

3. 結 果

各モデルの塩分鉛直断面分布を Fig.-4~Fig.-9 に示した。鉛直方向の変化を見やすくするために鉛直方向のスケールを 5 倍して表示した。また、深層水の影響を受けていると考えられる 34.1 psu 以上の領域に影を付けた。

自然流下方式では放水口近傍で最も高い塩分がみられ、放水された深層水が周辺水と混合する前の性質を保ったまま滞留している。これは深層水の密度が周辺よりはるかに大きいため鉛直方向の運動が優勢になることを示している。

この自然流下方式においては A-2 (Fig.-5) に見られるように離岸堤などの海中構造物の影響を強く受けている。放水深層水が主にどこに分布するか各モデルにおける塩分の鉛直断面分布をみると自然



Fig. -4 塩分鉛直断面分布 (モデル A)



Fig. -5 塩分鉛直断面分布 (モデル A-1)



Fig. -6 塩分鉛直断面分布 (モデル A-2)

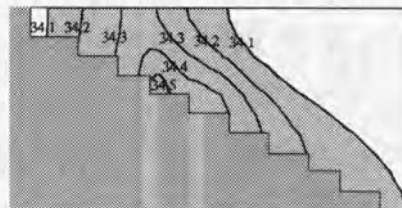


Fig. -7 塩分鉛直断面分布 (モデル B)

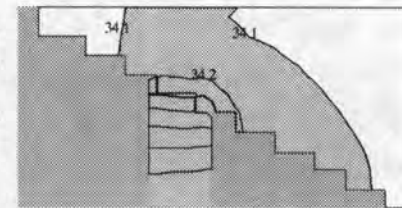


Fig. -8 塩分鉛直断面分布 (モデル C)



Fig. -9 塩分鉛直断面分布 (モデル D)

流下方式では放水口前で最も塩分が高く、海底に達したあとは沖へ向けて海底を滑りながら表層沖合いへ拡散してゆく。

緩傾斜海底のみを持つモデル A (Fig.-4) の場合は海底に沿って高塩分の分布がみられ等塩分面は、放水口近傍を除いた沖合いでは海底にほぼ平行に分布している。

岸に平行な長い潜堤を持つモデル A-1 (Fig.-5) では高塩分の分布は潜堤を越えずに潜堤上部で留まっており、激しく混合拡散しているため潜堤より沖側では深層水の痕跡はほとんど認められない。

潜堤と濡筋を併せて持つモデル A-2 (Fig.-6) ではモデル A と A-1 の中間の分布が見られる他に濡筋に沿った速やかな移流拡散が認められる。

海底噴射方式のモデル B (Fig.-7) では放水管付近で局所的に高塩分の分布する様子が観察される。複数の放水管からの放水を行うとこれらの相互作用により深層水の分散は小さく抑えられ、結果的に高塩分の領域を維持しやすくなっている。

保水型放水方式のモデル C (Fig.-8) は保水プール内の混合で塩分濃度はやや低下するが、表層部への拡散は抑制され、放水影響は保水プール周辺から海底に沿って沖側へ分布する様子が認められる。

海面散水方式のモデル D (Fig.-9) は放水領域を中心として沖側のみでなく岸側にも広がりをもち、表層から海底に達する高塩分の水柱の形成が認められる。

深層水の性質を受け継いだ還流域を 34.1 psu 以上の塩分を持つ領域と定義してその容積を求め、還流域規模の推定として Table-2 にまとめた。

ただし、各モデルでの刻み時間間隔が自動処理されているため積分時間が同一ではないので容積指標は計算領域全体 (200) に対するおよその目安であ

Table-2 還流域規模の推定

数値モデル	塩分>34.1の容積指標	分散特性指標
A (基本型)	86	0.20
A-1 (タイプ1)	76	0.20
A-2 (タイプ2)	74	0.19
B	116	0.11
C	38	0.06
D	52	0.06

る。また塩分の鉛直断面における標準偏差を計算領域全体で平均して分散特性の指標とした。

還流域の規模は海底噴射方式によるものが最も大きく、次いで自然流下方式、海面散水方式、保水型放水方式の順になる。

この還流域の統計的特性としてモデル別水温、塩分の平均値と標準偏差値の比較をそれぞれ Fig. 10～Fig. 13 に示した。

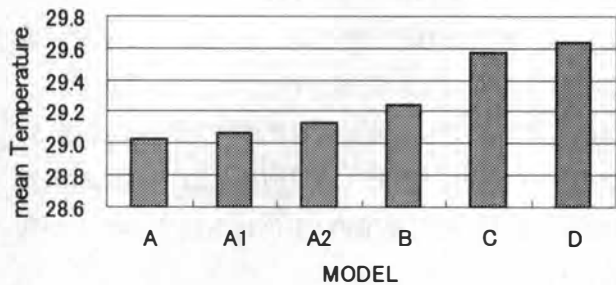


Fig. 10 モデル別平均水温の比較

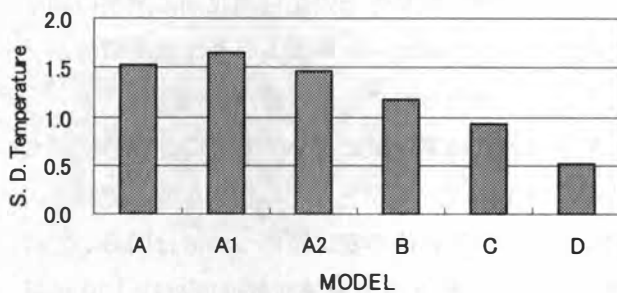


Fig. 11 モデル別水温標準偏差の比較

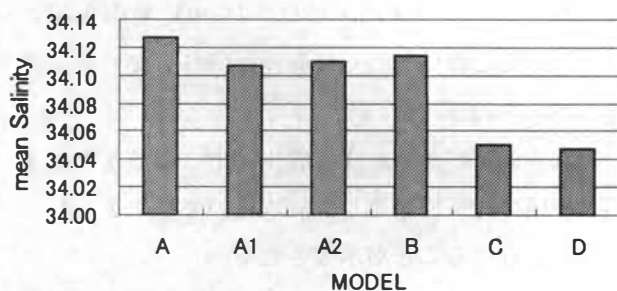


Fig. 12 モデル別平均塩分の比較

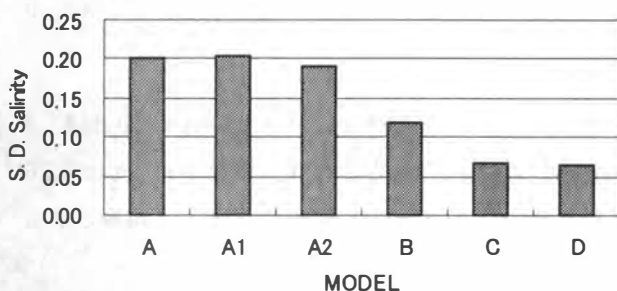


Fig. 13 モデル別塩分標準偏差の比較

4. まとめ

塩分分布等の検討結果から各モデルの特性を評価して Table-3 にまとめた。

深層水の還流域である放水前面海域の平均塩分を極力高く維持したい場合は自然流下方式が最適となる。分散特性は海底性状によって影響を受けると考えられる。すなわち海岸線に沿った長い潜堤を持つケースが最も分散は大きく、塩分も低めになる。

潜堤と滯筋をもつケースで分散はやや抑えられて塩分もやや高めになる。前面海域の平均塩分は高くなくても、分散を極力抑えたい場合は保水型放水方式もしくは海面散水方式が有効となる。

深層水還流域の可視化を意図した計算結果表示例を Fig. 14 と Fig. 15 に示す。これらは準定常的とみなせる状態から粒子追跡を開始し、初期に投入した粒子が計算領域外に去るまで追跡した。なお粒子の投入は、間欠的に行っている。これらの連続した出力をアニメーションにしてプルームの挙動を観察することができる。

Table-3 各モデルの特性の評価

数値モデル	特 性 の 評 価
A (基本型)	平均塩分も高くその分散も大きい。放水ブルームは放水口前面で沈降し最も塩分の高い領域を形成する。その後は海底に沿った移流拡散が主となる。
A-1 (タイプ1) (潜堤)	(基本型)とほぼ同じ平均塩分、分散特性をもつが、海底に沿った移流拡散は潜堤で止められる。潜堤直上では鉛直断面での渦流がみられ急激な混合拡散が起きている。
A-2 (タイプ2) (潜堤、滯筋)	(基本型)と(タイプ1)の中間の特性を示し、潜堤直上での渦流のほか滯筋での移流拡散が卓越している。
B	分散特性は放水管の直上では大きい複数の放水管の間では放水ブルーム同士が干渉しあい拡散が抑えられる。
C	高塩分に保たれる領域は最も狭い。放水の初速は小さいため移流拡散にほとんど影響せず、海底に沿った渦動拡散のみとなる。
D	高塩分に保たれる領域は狭い。散水された深層水が一旦沈降し海面から海底に達する比較的塩分の高い水柱を形成する。その後の拡散は渦動拡散が主となるが放水地点より浅い岸側にも拡散する。

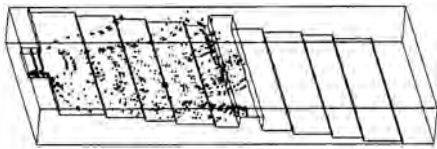


Fig. 14 粒子追跡の俯瞰表示例

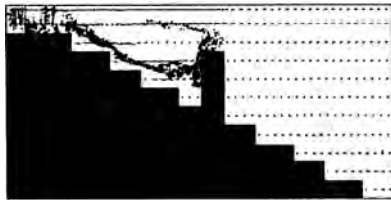


Fig. 15 粒子追跡の鉛直断面表示例

5. 考 察

沿岸浅海での密度構造は水温と塩分の水平分布に従って鉛直方向にほぼ一様か、弱い密度成層している。このような沿岸海域へ外洋や河川からの浮力の流入（低密度水の流入）があると密度流を発生させることが知られている。

一方、深層水は高塩分かつ低温で放水周辺海域の密度よりも大きい。陸上での多段利用後昇温したとしても、依然として高塩分であろうから、河川と違って浮力の流出（負の浮力分布）を放水海域に与えることになる。

深層水の表層への放水により成層状態を崩された密度場は鉛直不安定となり、上下混合の結果、乱流状態となる。この様な不安定は流体の持つ非線形の性質を如実に示し、その挙動予測は困難になる。

また、海底まで達した深層水は依然として高塩分を保っているだろうから、水柱全体の鉛直安定度は増加する。ここで用いた数値モデルでは重力以外の外力は考慮しておらず、また、やや非現実的ではあるが、分子粘性係数と熱の分子拡散係数を同程度のオーダーに調整したため、比較的安定した状態に速やかに到達し、緩傾斜海底や海中構造物に対する放水プルームの挙動評価が容易に行えた。

実海域では地形の複雑さに加えて評価しなければならない外力の実態は極めて複雑である。外力としては潮流、波浪を伴う沿岸流、風波や吹送流などが

考えられるがこれらを現地観測データから統計的に評価しておく必要がある。

ここで検討した各放水モデルにおける放水深層水が還流域を形成する際の海底地形影響等は簡易なモデルでも評価できたが、還流域の規模や安定性については、明確な解答は得られていない。

沿岸や内湾域への河川水等による浮力の流入は表層で流出し下層で流入する鉛直循環流すなわち重力循環と呼ばれる密度流を形成することはよく知られている。放水された深層水還流域が安定して密度流を形成するならば、放水された深層水の流量をはるかに凌ぐ規模をもつ還流域を形成する可能性がある。宇野木（1998）⁵⁾によれば三河湾では冬季に鉛直循環流の流量は河川流量の21倍にも達することが報告されている。

また、表層の密度が下層のそれよりも高くなる冬の三陸海岸河口域や冬季の琵琶湖北湖と南湖の湖水交換等では下層流出・上層流入の逆鉛直循環流が見られることが知られている（柳，1989）⁶⁾。

放水深層水の還流域においてもその高塩分性のため逆鉛直循環流を伴うと考えられるが放水流量との関係や鉛直循環自体の安定性については明らかではない。実際、熱と塩の分子拡散速度は約100倍ほど異なっていることから、下層に達した放水深層水は二重拡散対流（吉田・長島，1990）⁷⁾を引き起こし、還流域の維持もしくは発達に関与している可能性が考えられる。

これらの考察から、浅海底生産型と海域基礎生産型の規模の違いは必ずしも放水量の多寡によらない場合がありうることが示唆される。

沿岸湧昇海域で観測されるフロントに伴う二重構造の循環の存在がよく知られているが、陸岸側で沈降する逆鉛直循環がフロントを挟んで沖側の湧昇と密接に関連している。

MATSUNO, TAKEUCHI and SUGINOHARA（1978）⁸⁾によりこれらの発達、維持の過程が理論的に検討され、二次元の数値モデルとして再現されている。

これらの知見に基づけば、還流域の安定性の検討は海域基礎生産型の肥沃化を想定した放水技術につ

いて重要な部分を占めることになる。

また、深層水の取水および放水が日本の太平洋岸で行われる場合は、北太平洋中層水等の中・深層水循環との関連も検討すべき課題となろう。

この北太平洋中層水は、Reid (1965)⁹⁾によって 125 cl/ton ($\sigma_\theta = 26.8$) の比容を持つ水塊として定義され、その分布が北太平洋の亜熱帯循環全域に及ぶことが示された。この水塊の起源、形成過程、移流等については不明な点が多いが、日本の太平洋沿岸では水深 400 m 付近で実際に観測される。

海洋深層水を循環型資源として捉えて放水技術を検討して行く場合にこのような地球規模での大循環との関連も重要な検討項目の一つとなろう。

謝辞：本研究のもととなった共同研究海洋深層水放水技術に関するフィジビリティ・スタディー（平成 9～10 年度）に関係された各位に並びにこの執筆の機会を与えていただいた研究発表企画委員の方々に心より謝意を申し上げます。

参考文献

1) 中島敏光・豊田孝義：深層水人工湧昇－海洋生物生産

への応用－，月刊海洋，21，618-625，1989。

- 2) 豊田孝義・中島敏光・池田知司：深層水水質の変動特性に関する研究.共同研究深層水の効率的利用法に関する研究（平成 5 年度～8 年度）成果報告書，248pp，1996。
- 3) 海洋科学技術センター・高知県海洋深層水研究所・清水建設株式会社・株式会社関西総合環境センター：共同研究 海洋深層水放水技術に関するフィジビリティ・スタディー（平成 9～10 年度）成果報告書，112pp，1999。
- 4) 森野仁夫・辰巳 勲・清水勝公：深層水放水技術に関する研究：156-174，共同研究深層水の効率的利用法に関する研究（平成 5 年度～8 年度）成果報告書，248 pp，1996。
- 5) 宇野木早苗：内湾の鉛直循環流量と河川流量の関係，海の研究，7，5，283-292，1998。
- 6) 柳 哲雄：沿岸海洋学－海の中でもものはどう動くか，恒星社厚生閣，154pp，1989。
- 7) 吉田次郎・長島秀樹：海洋中の二重拡散対流，ながれ，9，93-114，1990。
- 8) MATSUNO, K., TAKEUCHI, K. and SUGINOHARA, N.: Upwelling Front and Two-cell Circulation in a Two-dimensional Model, J. Oceanogr. Soc. Japan, 34, 217-221, 1978。
- 9) Reid, J.: Intermediate waters of the Pacific Ocean, *Johns Hopk. Oceanogr. Stud.*, 2, 85pp, 1965。

(2000. 2. 29 受付)