



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	Modified DKT モデルによる沿岸域表層 混合層の数値実験
Author(s)	金成, 誠一; KANARI, Sei-ichi; 小賀, 百樹 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 46, 53-68
Issue Date	1985-10-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.46.53
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14141
Type	departmental bulletin paper
File Information	46_p53-68.pdf



Modified DKT モデルによる沿岸域表層 混合層の数値実験

金成 誠一・小賀 百樹

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和60年6月27日受理)

A Numerical Simulation of Coastal Mixed Layer by a Modified 1-D DKT Model.

Sei-ichi KANARI and Momoki KOGA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received June 27, 1985)

A modified DKT (Denman, Kraus and Turner) model was applied to the coastal mixed layer 5 km off the Oshoro, in Ishikari Bay, Hokkaido. Modification of the model was made by adding advective effects and wind-depending penetration coefficient of short wave radiation in sea water.

Input data used in the model simulation were obtained by a moored Meteo-oceanographic Spar Buoy with a 11-sensors thermister chain of 20 m long.

Estimate of horizontal advection and vertical flow were based on the Csnady's inertial response model for wind-induced coastal currents.

The advection model with constant horizontal temperature gradient showed that the observed rapid temperature drop was due to coastal upwelling induced by an atmospheric low pressure passing. However, successive rapid SST recovery could not be reproduced by the above constant gradient model. The recovery was attained by assuming a temporal reversal horizontal temperature gradient after passing the low pressure. In this case, standard error of simulated mixed layer temperature was $\pm 0.8^{\circ}\text{C}$ throughout 40 days.

I. ま え が き

海洋表層の水温構造及びその変動は太陽輻射及び大気・海洋間のエネルギー交換、海洋内部での混合、移流等に大きく支配されている。海洋の表層水は太陽輻射による加熱、蒸発散による冷却等により直接温度変化を受けるが、こうした表層に局所的に起る変化は海面上の風のエネル

ギーによる擾乱により下層へ混合拡散され、その結果、海洋表層に比較的溫度一様な混合層が形成される。大気に対する海洋の役割は海面を通しての熱交換における熱及び水蒸気源という点にあるが、この過程は直接混合層溫度に支配されている。したがって、海洋表層水温が地球上の気象強いては気象変動に密接に関わっていることはよく知られた事実である。

本研究は昭和59年7月20日から9月20日までに約2ヵ月にわたって行なわれた北海道余市沿岸混合層変動観測資料を用いて沿岸域の混合層変動過程を明らかにしようとするものであるが、沿岸域という特殊性を考慮し、Denman (1973), Kraus and Turner (1967) の一次元混合層モデルに移流を附加し、更に風速に依存する輻射吸収係数を補足したものをを用いて沿岸域の混合層変動過程のシミュレーションを試みた。移流項の評価に必要な流れの観測は行なわれなかったので Csanady (1982) の慣性応答モデルにより風速データから沿岸流を見積った。

II. 気象並びに水温変動観測結果

観測は昭和59年7月20日から9月20日まで忍路沖5 kmの地点 (Fig. 1のB点) に Fig. 2に示す構造のスーパーバイ・システムを係留して行なわれた。気象要素測定センサーはアーンデラ社製で、風速、風向、気温、日射、大気圧の5要素がスパー先端、海面上3.25 mの高さに取り付けられたセンサー群によって測定される。その他、パイの方位を同定するための方位計及び表層水温 (水面下1 mの水温) 測定のためのセンサーが附加されており、都合7要素のデータが30分毎に自動記録される。

スパーパイの下には、2 m間隔11層の水温が測定できるサーミスタチェーン (アーンデラ社) が吊下され、20 mから40 mまでの水温がやはり30分毎に自動記録される。

スパーパイ並びにサーミスタチェーンの設置状況は Fig. 3に示す。

上記システムによって観測された気象要素並びに水温の測定値時系列を Fig. 4に示す。Fig. 4 (a), (b) は平均風速、最大風速、(c) は風向、(d) 日射量、(e) は気圧、(f) は気温を示す。(g) は水温で温度の高い方から順に表層 (水面下1 m)、20 m、30 m、40 mの各層の水温を抜き出して示したものである。9月1日から6日にかけての欠測及びサーミスタチェーンの9月16日以降の欠測はデータロガー一部の不調によるものである。8月22日から23日にかけてみられる急激な水温低下は積丹沖で熱帯低気圧となった台風10号が観測点近傍を通過したために生じたものであり、低気圧通過後の急激な水温上昇と共にきわめて特徴的な変化を示している。

III. Modified DKT モデル

Kraus and Turner (1967), Denman (1973) は水平に均一な混合層スラブの熱並びに運動エネルギーの保存を考えて一次元混合層モデルを定式化し、また、Denman and Miyake (1973) はこのモデルを北太平洋の Station Papa のデータに適用した。上記のモデル (DKT モデル) では移流を考慮しないが、ここでは混合層及びその下層の移流及び水平温度こう配を考慮し、また、風の吹き寄せに起因する沿岸の湧昇・沈降も混合層水温及び混合層厚さに寄与すると考える。

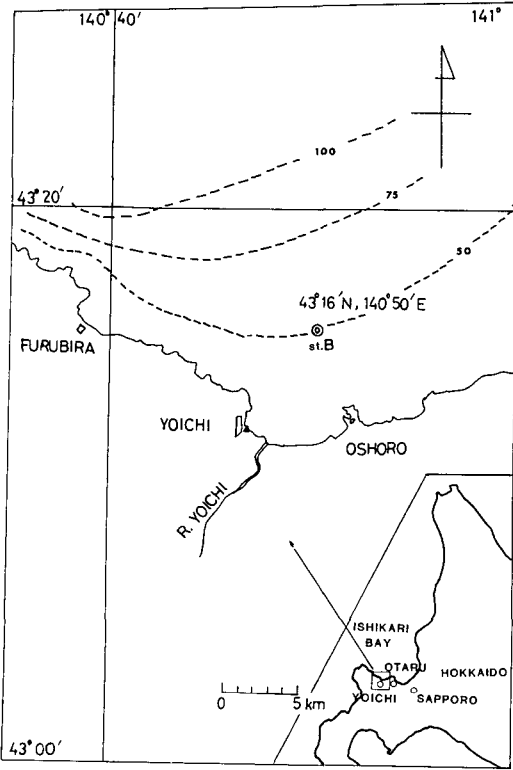


Fig. 1. Location of moored Spar Buoy system.

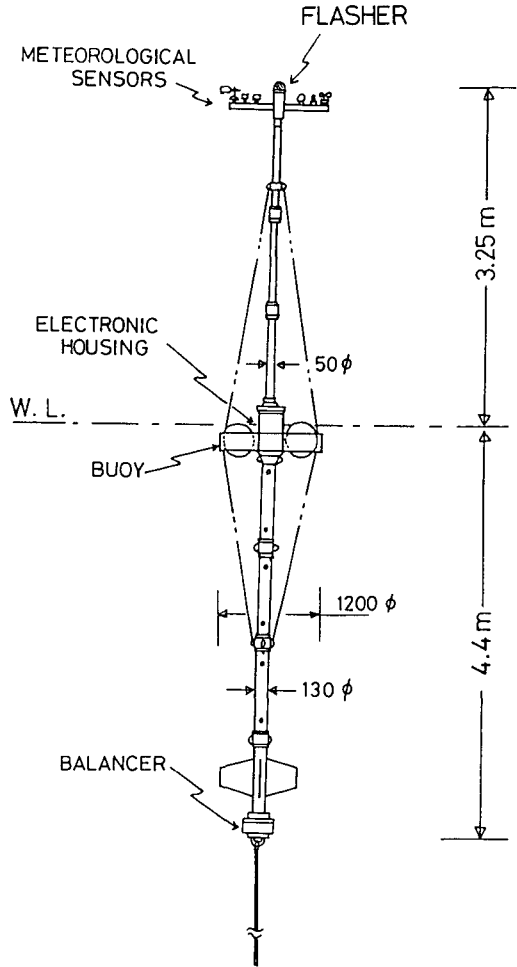


Fig. 2. Spar Buoy system.

東向きに x 軸，北向きに y 軸をとり，鉛直下方に z 軸をとってそれぞれの座標軸方向の流速成分を u , v , w とする。水平移流 u , v 及び鉛直流速 w (下向き正) を考慮した DKT モデルは

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{2}{h^2} \left\{ S \left(h - \frac{1}{\beta} \right) + \frac{S}{\beta} e^{-\beta h} - (G - D) + Rh \right\}$$

$$-\frac{w}{h} (T_b - T_s) - \left(u \frac{\partial T_s}{\partial x} + v \frac{\partial T_s}{\partial y} \right) \dots\dots\dots(1)$$

$$\frac{\partial T_b}{\partial t} = \beta S - \left(w + \frac{\partial h}{\partial t} \right) \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=h} \dots\dots\dots(2)$$

$$L \left(w + \frac{\partial h}{\partial t} \right) = \frac{2}{h(T_s - T_b)} \left\{ (G - D) + \frac{S}{\beta} (1 - e^{-\beta h}) - h(R + S(1 + e^{-\beta h})) \right\} \dots\dots(3)$$

METEO-OCEANOGRAPHIC SPAR BUOY SYSTEM

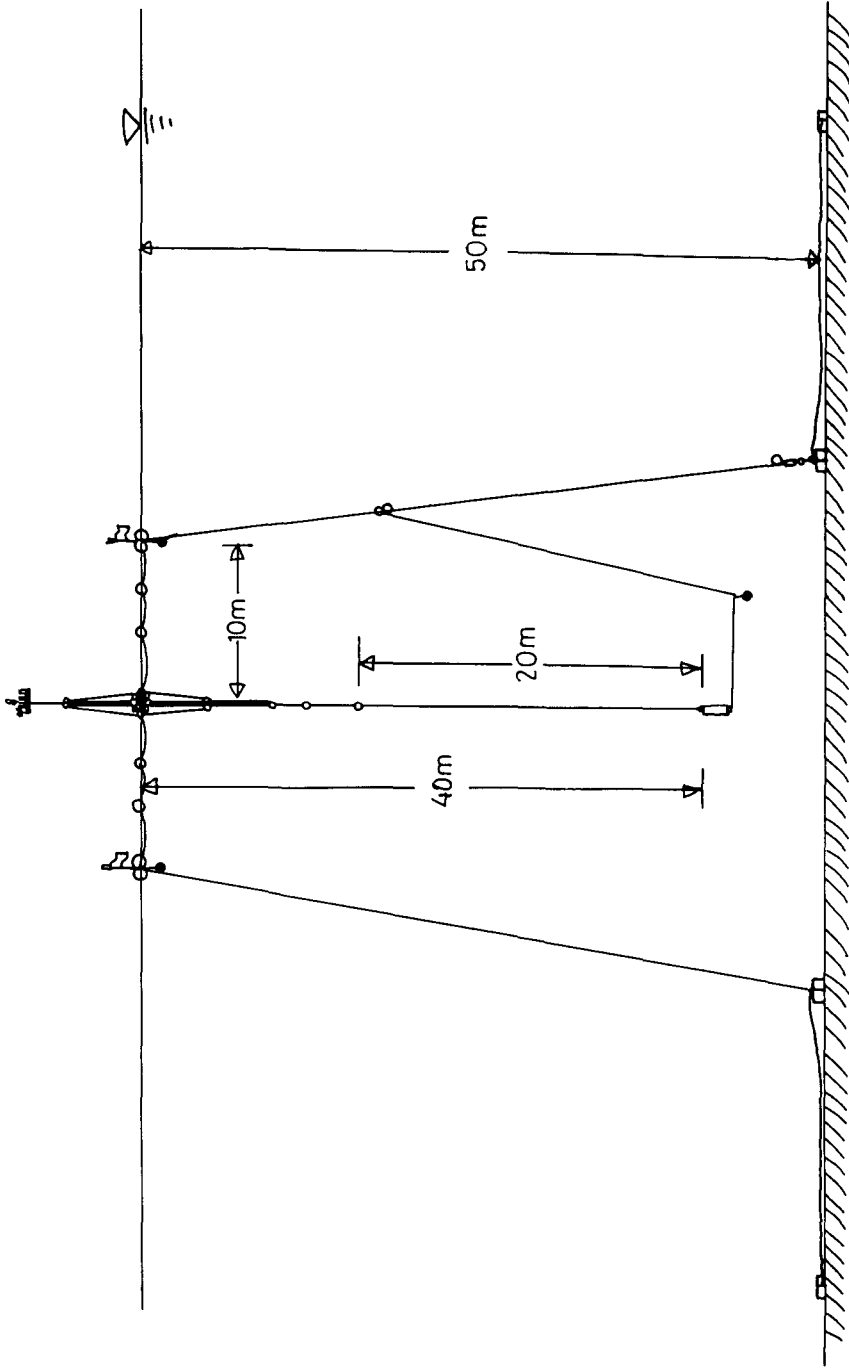


Fig. 3. Plan view of Spar Buoy system with 11-sensors thermister chain.

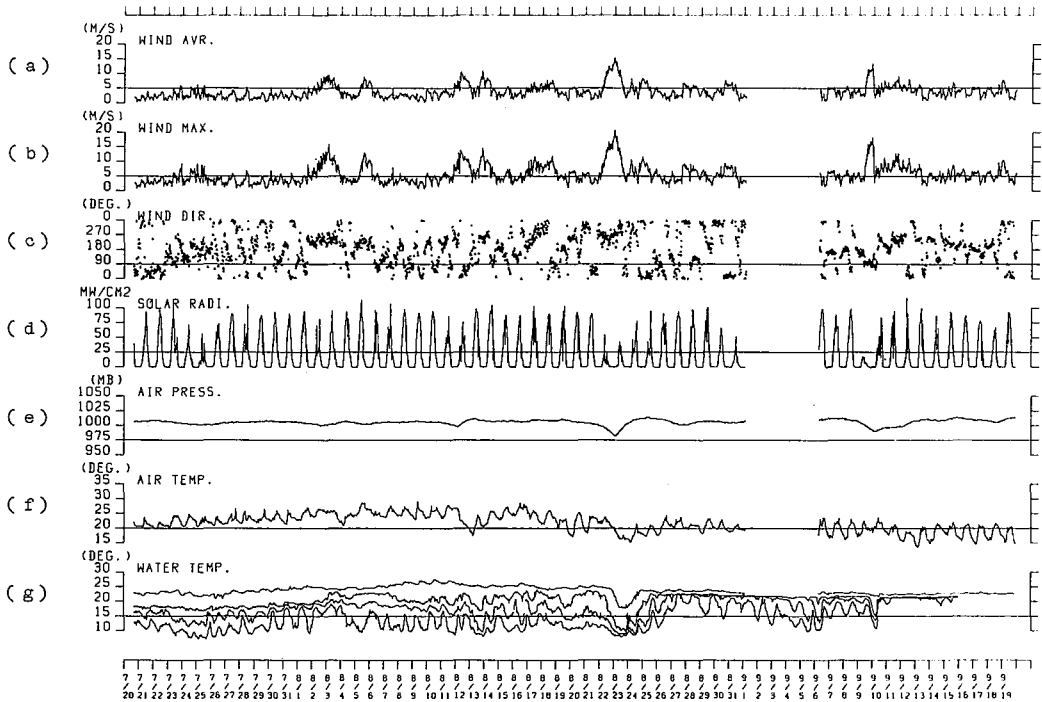


Fig. 4. Meteorological and oceanographic data obtained by the Spar Buoy system. The curves in (g) are selected time serieses of water temperature at 1 m, 20 m, 30 m, 40 m, respectively.

$$\frac{\partial T(z)}{\partial t} = \beta s e^{-\beta z} + K_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \left\{ u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

で与えられる。ここに、 h は混合層厚さ、 T_s は混合層温度、 T_b は水温躍層頂部の温度、 $T(z)$ は水温躍層内の温度分布、 S は太陽輻射エネルギーフラックス、 R は長波放射、蒸発、対流混合等による海面から大気へのエネルギーフラックス（一般に $R < 0$ ）、 G 及び D はそれぞれ風による乱れのエネルギーインプットと粘性逸散で、いずれも風速の3乗に比例すると考えられている。また、第(3)式の左辺の L はヘビサイドの演算子を表わし、表層加熱が優勢ならば $L=0$ とし、この場合の混合層厚さは

$$h = \frac{G - D + \frac{S}{\beta}(1 - e^{-\beta h})}{R + S(1 + e^{-\beta h}) - \frac{w}{2}(T_s - T_b)} \dots\dots\dots (5)$$

で計算する。

β は短波放射の海水による吸収率を表わし、Kraus and Turner (1967)によると $\beta=0.002$ 程度と考えられているがDenman and Miyake (1973)によるとStorm時は0.003程度になる。

本研究の対象海域は水深50mで荒天時に沿岸域のにごりの影響を受けやすいと考えられるので、 β は次式に示すように風速の一次関数として与えた。

$$\beta = 0.002(1 + 0.035 U_{10})^* \dots\dots\dots (6)$$

IV. 海面の熱フラックス

スパーバイでは $0.3 \sim 2.5 \mu\text{m}$ の波長帯で海面に向う放射エネルギーが日射計で測定される。したがって、長波放射及び蒸発による潜熱フラックス、顕熱フラックスについては、バルク公式によって別途見積る必要がある。

(1) 長波放射フラックス

海から大気への長波放射フラックス Q_R は海水を温度 T_0 の黒体と考える時、ステファン・ボルツマンの法則により

$$Q_R = \epsilon \sigma T_0^4 \dots\dots\dots (7)$$

で表わされる。ここに σ はステファン・ボルツマン定数で $\sigma = 1.3608 \times 10^{-12} (\text{cal}/\text{cm}^2 \text{K}^4 \text{sec})$ 、 ϵ は海面の射出率で約 0.98 と考えられている。

長波放射には大気から海への逆放射 Q_B がもうひとつの効果として存在する。これは気温 t_a と大気中の水蒸気量に関係し、(7)式と合わせた放射フラックスは

$$Q_R + Q_B = 0.98 \sigma T_0^4 [0.39 - 5.04 \times 10^{-2} \sqrt{\gamma e_w}] \times 0.0167 (\text{cal}/\text{cm}^2 \text{sec}) \dots\dots\dots (8)$$

で与えられる (Kraus and Rooth, 1961)。ただし e_w はミリバール単位の水蒸気圧、 γ は海面上 10 m の水蒸気圧と飽和蒸気圧の比を表わす。

(2) 潜熱フラックス

海面上の水蒸気量の鉛直フラックスを $\langle w'q' \rangle$ とすると、蒸発による潜熱フラックス Q_E は

$$Q_E = L^* \langle w'q' \rangle$$

で与えられる (Roll, 1965)。ここに L^* は水の蒸発潜熱で $L^* = 580 \text{ cal}/\text{gr}$ である。バルク法では水蒸気の鉛直フラックスを風速と比湿差 Δq を用いて

$$\langle w'q' \rangle = C_E U_{10} \Delta q$$

のように表わす。

ここに C_E はダルトン数、 U_{10} は海面上 10 m の風速、 Δq は海面直上および高度 10 m の比湿の

* 金成・小賀 (1985 a) では $\beta = 0.003 (1 + 0.035 U_{10})$ を用いたが、これは Krauss and Turner (1967), Denman and Miyake (1973) の β よりも若干大き目の値を与える。

差で大気圧 P 、蒸気圧比 γ を用いると

$$\Delta q = \frac{622e_w}{P}(1-\gamma)$$

で近似される。 e_w は海面温度 T_s から見積ることができ、結局 Q_E は

$$Q_E = \frac{622L^*}{P} e_w(1-\gamma) \dots\dots\dots (9)$$

で評価できる。

(3) 顕熱フラックス

海面・大気間の乱流熱フラックスは鉛直温度フラックスを $\langle w'T' \rangle$ とするとき

$$Q_w = \rho_a C_p \langle w'T' \rangle$$

で与えられる (Roll, 1965)。ここに ρ_a は大気密度、 C_p は空気の定圧比熱である。温度フラックスを海面及び海面上 10 m の気温 T_s 、 t_a を用いて表わすと

$$\langle w'T' \rangle = C_s U_{10} (T_s - t_a)$$

故に

$$Q_w = C_T U_{10} (T_s - t_a) \dots\dots\dots (10)$$

ここに $C_T = \rho_a C_p C_s$ はスタントン数である。(8)、(9)式に含まれる C_E 、 C_T などのバルク係数の見積りのために従来種々の型のもが提案されているが、最近、Large and Pond (1982) は注意深い海上での実験観測を行い中立安定時には

$$C_E = 0.036 \sqrt{C_D}$$

$$C_T = 0.0327 \sqrt{C_D}$$

で表わされることを示した。ここに C_D は風のモーメントムによる抵抗係数で

$$C_D = 1.14 \times 10^{-3}; 3 < U_{10} < 10 \text{ m/s}$$

$$= (0.49 + 0.065 U_{10}) \times 10^{-3}; 10 \leq U_{10} \leq 25 \text{ m/s}$$

で与えられる。本研究では 3 m/s 以下でも上記の C_D が有効と仮定して熱フラックスの評価を行った。

V. 潮流及び風による沿岸流の見積り

(1)潮流

従来、本研究の対称海域での潮流観測データは殆んどなく、観測点東方の石狩河口周辺で約1昼夜の潮流観測が報告されている(北海道, 1983)。地点は異なるが対称海域の潮流が石狩湾東部と同様な特性を有すると仮定して潮位-潮流関係を調べた。Fig. 5は M_2 潮に対する潮流の u, v 成分の相関を示したものであるが、若干のバラツキを無視すれば、 u, v 共に沿岸潮位と線型な関係が認められる。潮流成分そのものはさ程大きな値ではないが Fig. 5 の関係から

$$u_T = \frac{10}{15}(z_t - 10), \quad v_T = \frac{10}{15}(z_t - 10) \dots\dots\dots(11)$$

によって潮流成分 u_t, v_t を見積った。

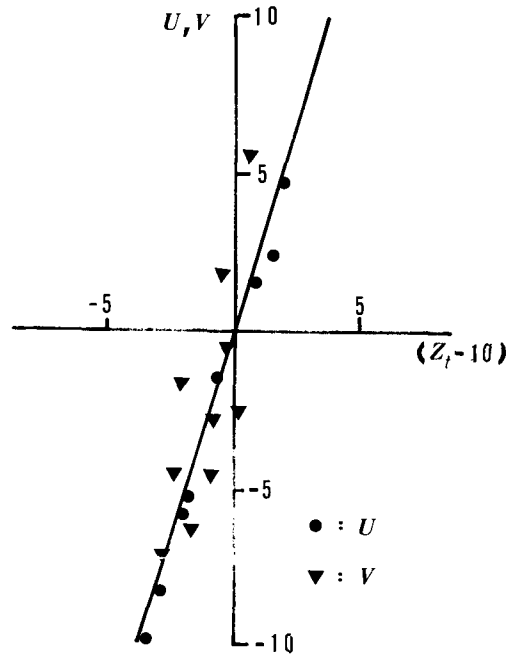


Fig. 5. Correlation between M_2 tidal current components U, V and tidal elevation Z_t .

(2)風による沿岸流

スパーブイの30分毎の風のデータからエクマン輸送量を評価して平均流速を求めるのも一方法である(金成・小賀, 1985(a)ではこの方法を用いた。)が、観測点が岸から数kmの地点であるので風の吹き寄せの効果が無視できない。そこで本研究では *Csanady* の慣性応答2層モデル(*Csanady*, 1982)によって上下2層の流速成分及び湧昇流を評価した。

流れの構造は混合層厚さの変化には直接影響されないと仮定し、ここでは流れに関する上下の境界面を $\frac{1}{2}H$ (H は水深)に固定する。 x 軸に平行な岸を仮定し、岸から距離 y の地点の上下両層の流速分値をそれぞれ u_1, v_1, u_2, v_2 とすると、風の応力 (T_x, T_y) に対するステップ応答は次式で与えられる。

$$\left. \begin{aligned} u_1 &= \frac{T_y}{h_* f} + \frac{1}{H} \left(T_x t - \frac{T_y}{f} \right) \left(e^{-\frac{y}{R_1}} + e^{-\frac{y}{R_2}} \right) \\ v_1 &= -\frac{T_y}{h_* f} \left\{ 1 - \frac{h_*}{H} e^{-\frac{y}{R_1}} - \frac{h_*}{H} e^{-\frac{y}{R_2}} \right\} \\ u_2 &= \frac{1}{H} \left(T_x t - \frac{T_y}{f} \right) \left(e^{-\frac{y}{R_1}} - e^{-\frac{y}{R_2}} \right) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(12)$$

$$v_2 = -\frac{T_x}{fH} \left(e^{-\frac{y}{R_1}} - e^{-\frac{y}{R_2}} \right) \quad \Bigg|$$

また、境界面変位にもとづく鉛直流速は

$$w_2 = \frac{T_x}{\sqrt{H}} e^{-\frac{y}{R_2}} \dots\dots\dots(13)$$

で与えられる。ここに R_1 , R_2 はそれぞれロスビーの外部及び内部変形半径で、密度差を 2×10^{-3} にとると $R_1=300$ km, $R_2=5$ km となる。また $h_* = \frac{1}{2} H$ は各層の厚さである。故に、(12), (13) を Δt 毎の風に対するステップ応答と考えて風による沿岸流を見積ることができる。

VI. その他のパラメータ

(1)水温の水平傾度

DKT モデルでは混合層及び水温躍層の水平傾度の効果は移流項を考慮しないことで間接的に無視されている。本研究では移流効果を考慮する立場から水温の水平傾度をあらかじめ与える必要がある。水温水平傾度の見積りは北海道中央水産試験場（北海道，1983）及び北海道大学水産学部研究報告（1978）の資料をもとにこの海域の夏季の平均的な水平水温分布から決定した。局所的な凹凸を無視すると

$$\frac{\partial T}{\partial x} \sim -1 \times 10^{-7} (^{\circ}\text{C}/\text{cm})$$

$$\frac{\partial T}{\partial y} \sim -2 \times 10^{-7} (^{\circ}\text{C}/\text{cm})$$

で、夏季には岸寄りに水温が若干高くなっている。

(2)鉛直渦動熱拡散係数

混合層下層の水温躍層内の温度分布を計算する(4)式中には、躍層内の鉛直渦動熱拡散項が含まれている。係数 K_z は $0.1 \sim 10 \text{ cm}^2/\text{s}$ と考えられるが、 $K_z=0.1$ の場合と $K_z=10$ の場合でプロファイル上のステップが目立つか目立たないかのちがいがいしくなく、本質的なちがいは見られない。ここでは、 $K_z=0.5 \text{ cm}^2/\text{s}$ にえらんだ。

(3)鉛直流速分布

鉛直流速は境界面の変位速度として (13) 式から計算されるが、(4) 式は各深度毎に計算が行なわれるので右辺の鉛直移流項の w は $w(z)$ の型で与えた方が都合が良い。

$w(z)$ が z の 2 次式で近似できるものと仮定し

$$w(z) = \frac{4z}{H^2} (H-z) \bar{w} \quad ; h_* \leq z \leq H \dots\dots\dots(14)$$

によって (4) 式中の w を代用した。ここに \bar{w} は (13) 式で与えられる鉛直流速である。

(4) G及びD

風によるモーメントフラックスは共に風速の3乗に比例する型で与え DKT では

$$G = m_1 \rho_a C_D U_{10}^3 / \rho_a g \quad (U_{10} \text{は m/s 単位})$$

とし, $m_1 = 0.002$ で与えている. 本研究でもこれにならった. また, 粘性逸散率 D については, 南方定点での観測結果 (Kanari and Koga, 1984) を参考に南方定点よりも若干低目の値を用い, $m_2 = 0.002$ として

$$D = m_2 \cdot h \times 4.3 \times 10^{-6} U_{10}^3 / \rho_a g \quad (U_{10} \text{は m/s 単位})$$

を用いた (Fig. 6).

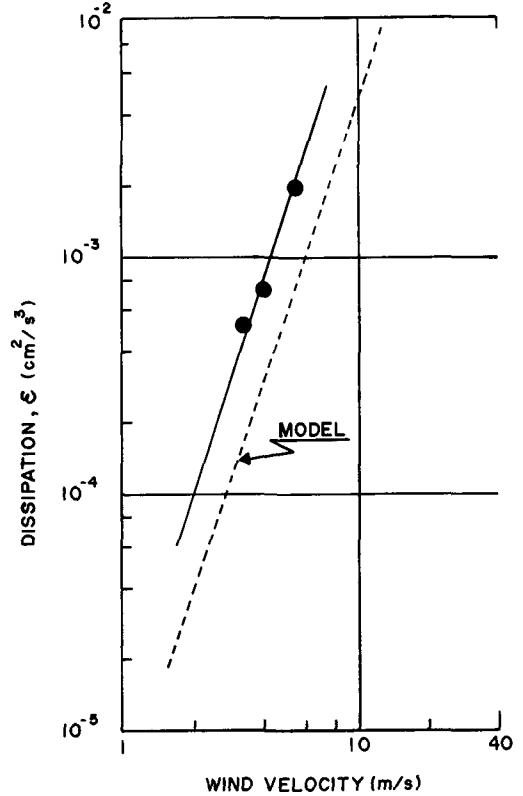


Fig. 6. Assumed magnitude of viscous dissipation rate depending on the wind speed.

VII. 計算結果と考察

計算は7月20日16時の水温プロファイルを初期値とし, 30分毎の放射インプット S 及び海面から大気への熱損失 $R (= Q_R + Q_b + Q_e + Q_w)$, 風の乱流エネルギーインプット G , 粘性逸散 D 及び流速 u_1, v_1, u_2, v_2, w_2 , 等を与え (1) ~ (4) 式を時間積分することにより 30分毎の混合層水温 T_s , 混合層ベース温度 T_b , 水温躍層の温度分布 $T(z)$ 並びに混合層厚さ h が逐次計算される.

Fig. 7 は移流がない場合の計算結果であるが, 7 (a) ~ (c) はスーパーバイデータをそのままプロットしたものであり, (d) は海面からの熱損失 R を示す. 7 (e) の実線は表層 1 m の水温, 破線は非移流モデルによる混合層水温, (f) は表層実測水温とモデル混合層水温の差, (g) は混合層厚さの時間変化を示す. 混合層水温の計算値は低気圧通過の8月22~25日の急激な水温変化には十分追従し得ないが, それ以外ではほぼ 2°C 以内の差で比較的良く実測水温に対応している.

低気圧通過時の急激な水温低下は海面冷却に加えて移流による下層低温水の湧昇によるものと考えられる. そこで, 次に水平温度こう配を一定にした移流を入れて計算した結果を Fig. 8 に示す. Fig. 8 では8月20日から8月27日までの風の x 成分, y 成分上層の沿岸流成分 $u_1, v_1, S,$

R に対し、混合層水温、鉛直流速並びに混合層厚さの変化を対比して示してあるが、明らかに 8 月 22 日から 23 日 10 時頃までの降温が湧昇流 ($w < 0$) によく対応して起っていることがわかる。しかしながら 23 日後半から 25 日にかけての実測水温の回復はモデルでは再現されていない。低気圧通過前後の最低水温は 17°C であり低気圧通過後の実測水温との差は 5°C にも達する。

24 日以後の日射による加熱が 5°C の昇温を有効に生じないとすれば、残る昇温の可能性として (1) の水温計算式の移流項によるものと考えざるを得ない。

そこで、(1) 式中の移流項について若干の考察を試みる。

実測水温が昇温傾向にある 8 月 24 日 0 時から 8 月 26 日 0 時までの表層流 u_1 , v_1 , 及びそれに対応する移流項の変化を Fig. 9 に示す。流速 u_1 はこの期間を通じてほぼ正の値を示している。一

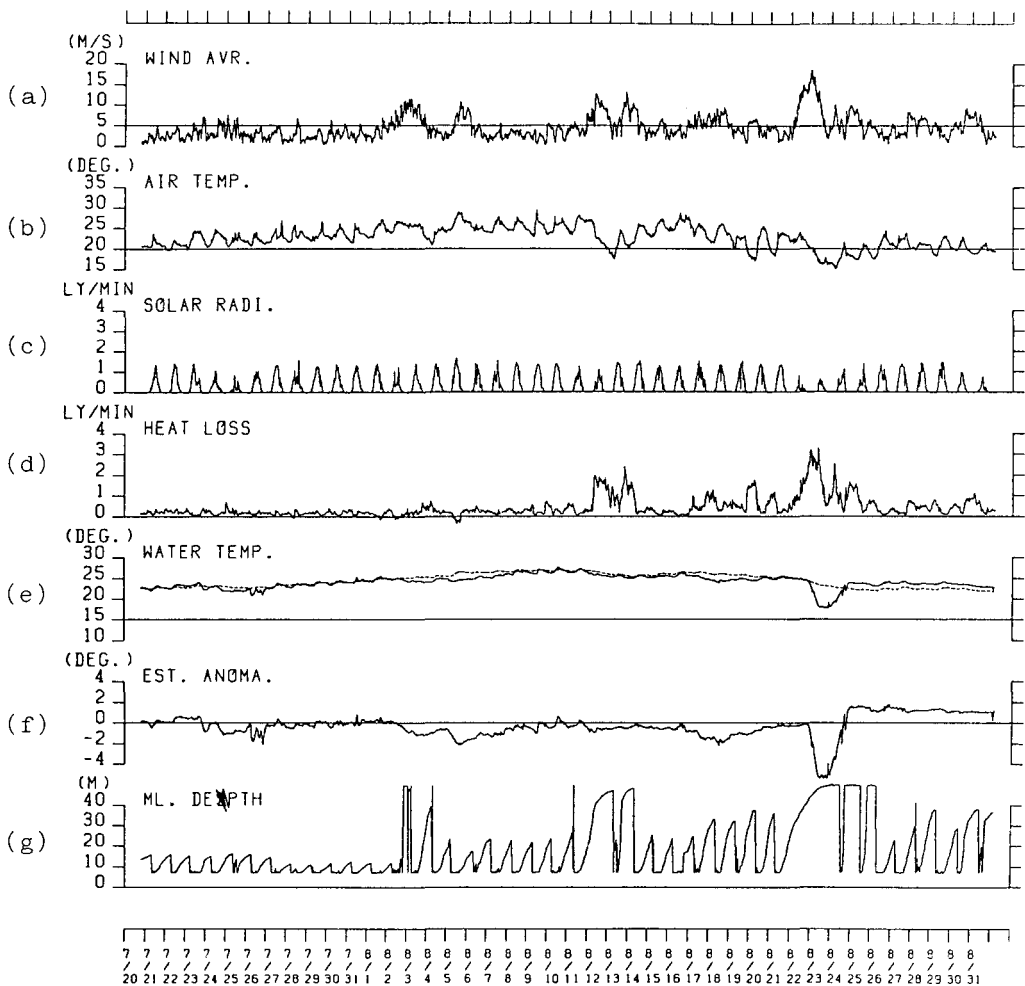


Fig. 7. Mixed layer temperature simulated by no advection model (broken line in (e)), difference between simulated and measured temperature (f), and mixed layer depth (g). (a)~(c) show the raw data taken by Spar Buoy system. (d) shows the estimated total heat loss ($Q_R + Q_B + Q_E + Q_W$).

方, 移流項 $-u\partial T_s/\partial x$ は僅かに正の傾向があるが $-v\partial T_s/\partial y$ は負であり, 移流効果としては降温傾向にある。(1)式の移流項以外は全て実測データから計算されたもので計算方法が正しいとすれば任意調節の余地は殆んどない。したがって $\partial T_s/\partial x$ または $\partial T_s/\partial y$ が一定という仮定が低気圧通過のような強い擾乱の場では決して自然ではないと考えざるを得ない。このモデルでは $\partial T_s/\partial x$, $\partial T_s/\partial y$ 共に負の一定値を仮定しているが, 移流項全体が昇温に寄与するためには $|\partial T_s/\partial x| > |\partial T_s/\partial y|$ すなわち東西方向の水温傾度が一層大きくなるか, または南北方向の水温傾度が低気圧通過後に逆転するかのいずれかであればよい。低気圧通過中に沿岸全域で低温化した直後に前者のケースは考えにくい。沿岸湧昇が岸から有限の幅(恐らく内部変形半径の程度)に限られるとすれば, 湧昇による沿岸域の降温により岸から沖への水温傾度が逆転することは十分考えられる。試みに 23 日 18 時に $\partial T_s/\partial y$ の符号を逆転させて計算を行なった結果を Fig. 10

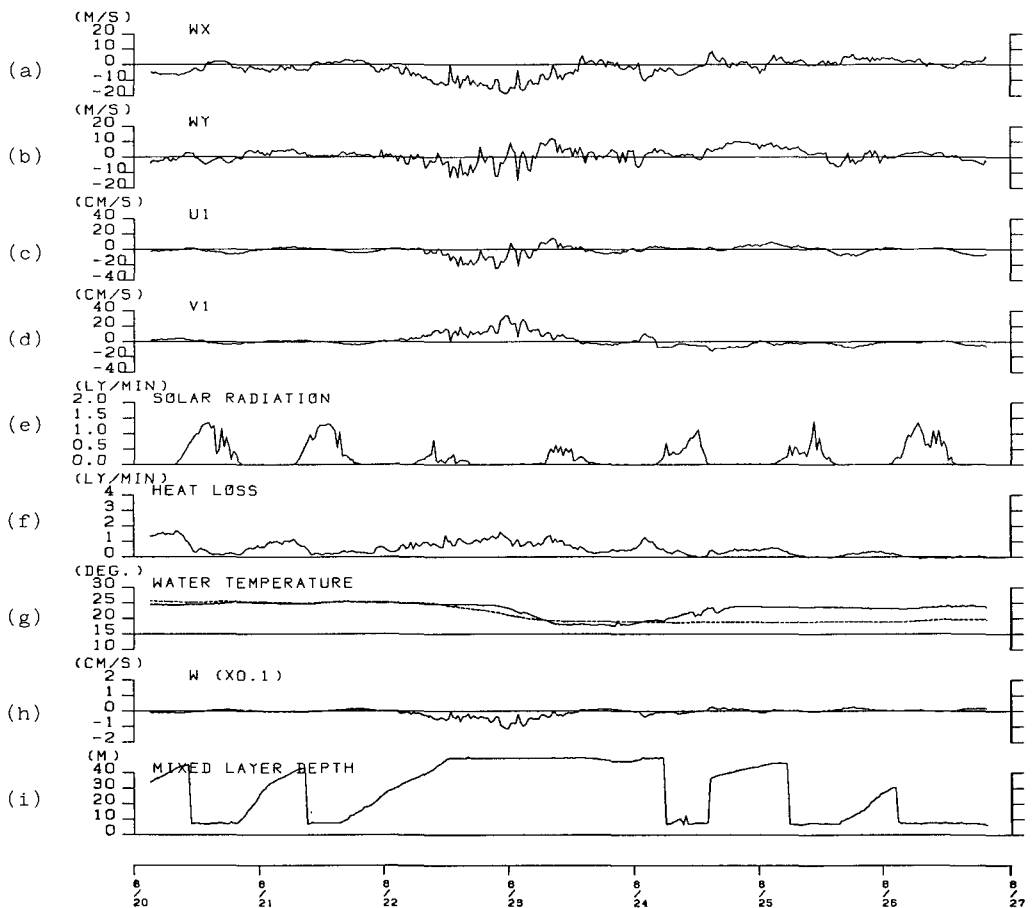


Fig. 8. Simulated results by advective model with constant horizontal temperature gradient. (a) and (b) show the observed alongshore wind component (W_x) and off-shore wind component (W_y) respectively. (c), (d) and (h) show estimated horizontal coastal flow and vertical velocity (downward positive). (g) shows the simulated mixed layer temperature (broken line) and observed surface temperature (solid line).

に示す。このケースでは8月23日18時(時刻 t_0)以降の $\partial T_s/\partial y$ を $+7.0 |\partial T_s/\partial y| \cdot e^{-K(t-t_0)}$ の型で与え、約2慣性時で逆転の影響が消えるように K を調節してある。その結果、実測水温変化との一致は格段に改善されることがわかる。

Fig. 11(a) は水温水平傾度に逆転を与えた場合の7月20日から8月31日までの毎日19時における水温プロファイルを、また Fig. 11(b) は低気圧通過前後の8月22日から8月25日12時までの2時間毎の水温プロファイルの変化を示す。計算上、混合層厚さの上限を $h_{max}=0.98 H$ としているために8月22日~8月24日の底附近の水温プロファイルに急な折れまがりが見られるが、後出のサーミスタチェーンの水温分布から考えて、このような特徴は実際の水温分布にはなさそうである。

表層1 mの水温と20 mから40 m層までの2 m毎のサーミスタチェーン水温値から内挿(2 m~18 m)及び外挿(42 m~50 m)によって求めた等温線深度変化を Fig. 12の(a)に示す。Fig. 12(b)はモデル計算から求めた結果であるが、全般的にモデルの等温線深度は実測値よりも若干深目になっているようである。表層の等温線に関しては実際の特徴を比較的良好に再現しているように思われる。

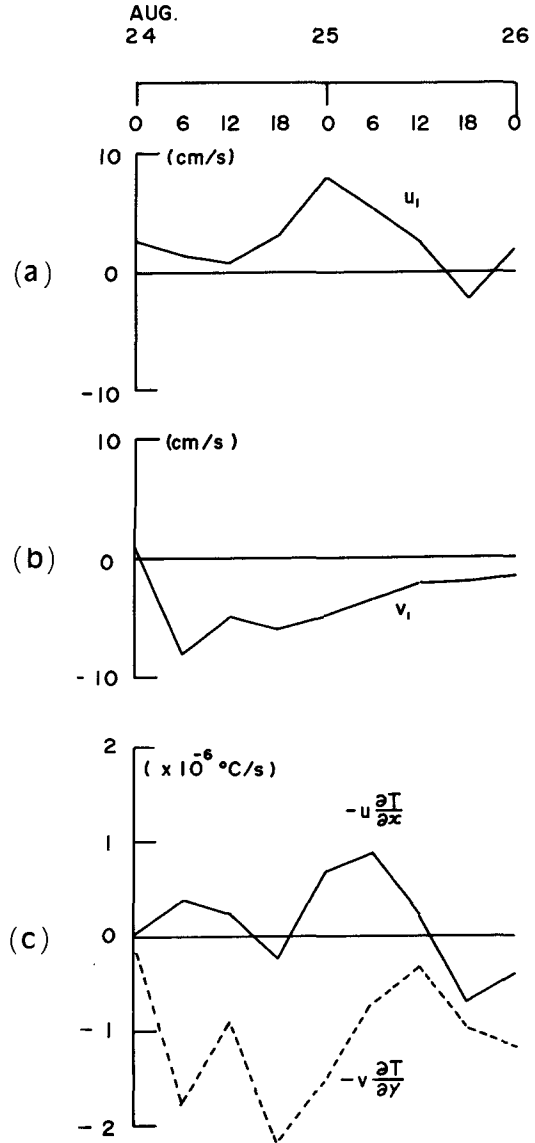


Fig. 9. Horizontal current components (a) and (b) and advection terms in eq. (1) just after the low pressure passing in the case of advective constant gradient model(c).

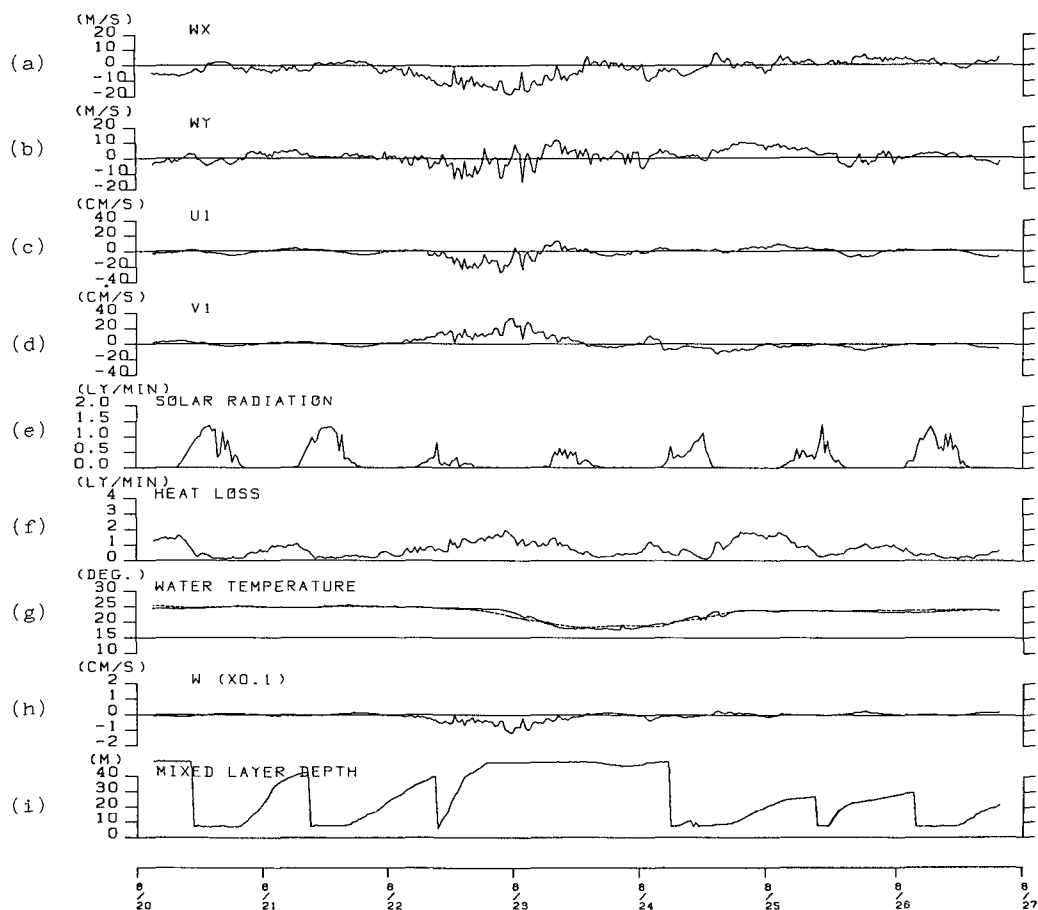


Fig. 10. Simulated results by the advective model with temporally reversed horizontal temperature gradient.

VIII. む す び

スーパーバイとサーミスタチェーンから構成された海象，気象観測システムにより北海道余市沿岸混合層観測を行なった。このデータに基づいて Csanady の慣性応答 2 層モデルによる移流を考慮した混合層一次元モデル (MDKT モデル) の数値実験を試みた。

得られた結果を以下に要約する。

1. 非移流モデルでは低気圧等の強い擾乱がなければ混合層水温と実測水温との一致は比較的良好。しかし、混合層厚さ (MLD) は実測水温分布から予想される MLD よりも極度に大きくなる。
2. 一定の水平温度傾度を仮定した移流モデルでは低気圧通過時の沿岸湧昇に伴う降温が比較的よく再現されるが、低気圧通過後の水温の回復が伴わない。
3. 低気圧通過時の降温に伴う一時的な水平温度傾度の逆転を仮定すると、低気圧通過後の急

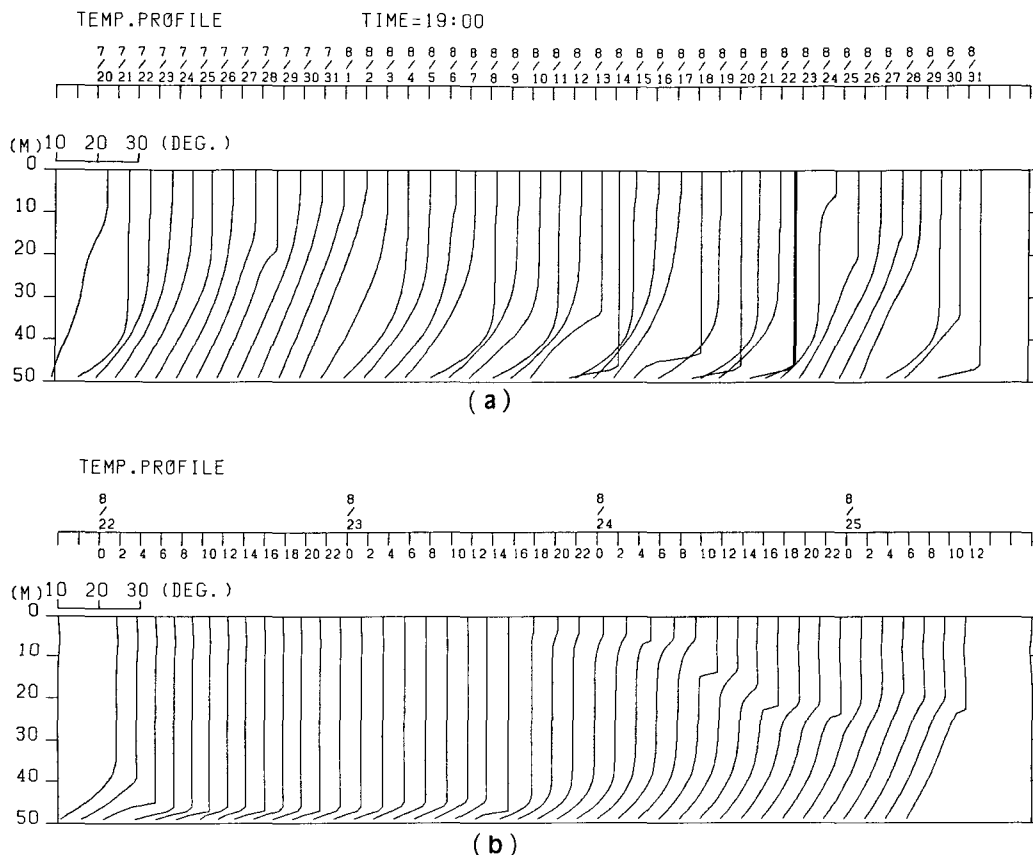


Fig. 11. Simulated vertical temperature profiles at 19,00 hr in every day from July 20 to Aug. 31 (a), and profiles in every two hours intervals from Aug. 22 to 25 (b).

速な水温の回復が再現され、等温線深度の変化も実状とよく一致する。このケースの SST の標準誤差は $\pm 0.8^{\circ}\text{C}$ であった。

4. Thompson (1976) も指摘していることであるが、DKT モデルはやや大き目の MLD となる特徴があるが、今回の実験でもこの傾向は何えた。MLD が大きくなる理由としては、塩分の効果が考慮外であることにありように思われる。DKT モデルでは密度が水温だけで支配されるとしているために、表層冷却による水温の逆転は許されず、逆転が消失するように強制混合が行なわれ、このために MLD が大きく見積られるものと考えられる。

謝辞 本研究の基礎データとなったスパーブイ観測に際しては、当研究室の竹内謙介講師並びに院生諸氏の協力をいただいた。また、海況データに関して北海道中央水産試験場の茄子川都夫氏並びに鹿又一郎氏の御協力をいただいた。ここに併せて謝意を表する。本研究の一部は昭和 59 年度文部省科学研究補助金（一般研究 B）の援助によって行なわれた。またデータ処理並びに数値実験は北海道大学大型計算機センターの M-200 H によって行なわれたものである。

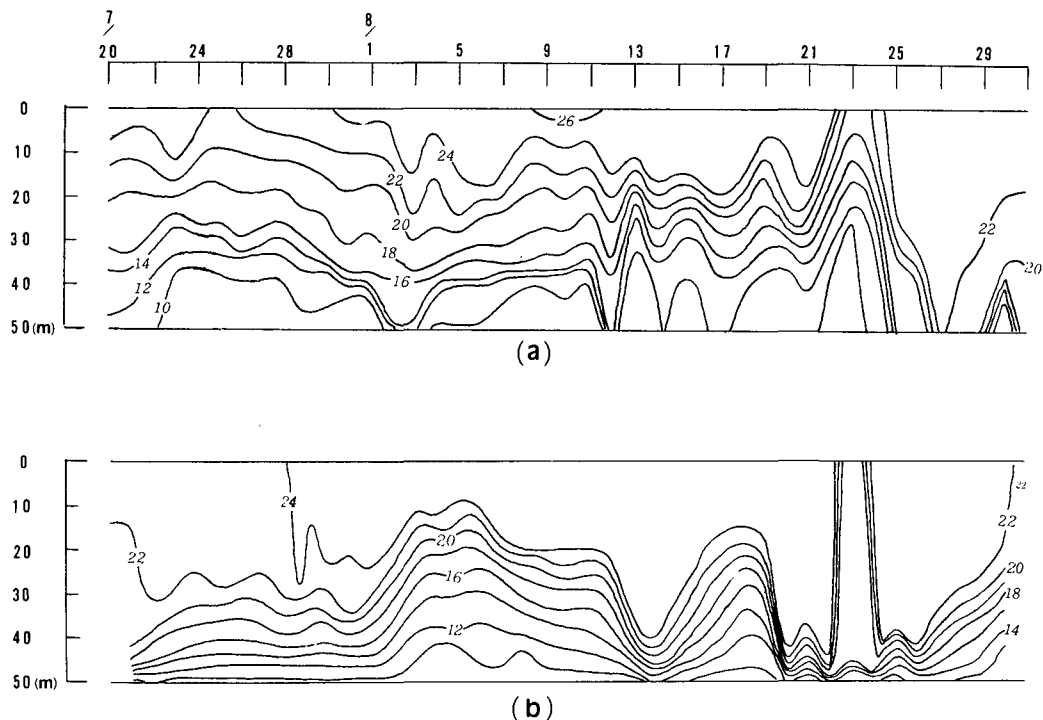


Fig. 12. Variations of isotherm depth observed by Spar Buoy system (a), and simulated result (b).

文 献

- CSASADY G. T., 1982. Circulation in the Coastal Ocean, *D. Reidel Pub. Co., Holland*, 279pp.
- DENMAN K. L., 1973. A time-dependent model of the upper ocean, *J. Physical Oceanography*, **3**, 173-184.
- DENMAN K. L. and M. MIYAKE, 1973. Upper layer modification at ocean station Papa, observation and simulation, *J. Physical Oceanography*, **3**, 185-196.
- 北海道大学水産学部, 1978. 海洋調査漁業試験要報, 第 21 号.
- 北海道立中央水産試験場, 1983. 石狩湾新港海域生態調査報告書.
- LARGE W. G. and S. POND, 1982. Sensible and latent heat flux measurements over the oceanography, **12**, 464-482.
- KANARI S. and M. KOGA, 1984. Surface mixed layer observations using a Meteo-Oceanographic Spar Buoy, XTGP and SEMVP System, *Proc. Ocean surface Symposium, Sendai* (559-564).
- 金成誠一・小賀百樹, 1985 a. 海洋表層のエネルギー逸散率の評価に関する基礎的研究, 昭和 59 年度科学研究補助金 (一般 B) 研究戦果報告書.
- KRAUS E. B. and C. ROOTH, 1961. Temperature and steady state vertical heat flux in the ocean surface layers, *Tellus*, **13**, 231-238.
- KRAUS, E. B. and TURNER, J. S., 1967. A one-dimensional model of the seasonal thermocline : II. The general theory and its consequences, *Tellus*, **19**, 98-106.
- ROLL H. U., 1965. Physics of the marine atmosphere, *Academic Press*, 426pp.
- RORY O. R. Y. THOMPSON, 1976. Climatological numerical models of the surface mixed layer of the ocean, *J. Physical Oceanography*, **6**, 496-503.