

わが国の気候変動研究計画 (WCRP)*

5. 海洋観測**

世界気候小委員会

1. はじめに

気候にじかに関与する海の状態量は表面水温だから、CRP の海洋研究の目標は、(1) 表面水温の分布の実態としくみを理解すること、および、(2) 気候研究の目標は正しい大気・海洋結合(気候)モデルを作ることだろうから、その部分品として使用できる、表面水温を正しく予報できる海洋大循環モデルを作ること、である。いろいろな空間・時間規模の現象が表面水温の分布に含まれているが、CRP は当面、空間については1,000 km以上、時間については季節変化ないし数10年に及ぶ規模を考えている。これらは気候、つまり大気現象の規模である。これらの規模に対応する海の規模はどうなるのかはつきりわからないが、いちおう大気の規模と同じくらいであると考えてことにした。

海洋作業グループは、1979年8月23日に設置され、1981年1月24日までに14回の会合を重ねた。また、日本海洋学会の大会の際に、「CRP の海洋研究計画」についての集会を3回開いた。そのほか、関係者たちが小さな会合を数回開いて計画を検討してきた。

国際協力のもとに世界じゅうで進められる CRP の中で、日本の海洋研究者が能力・技術・経費などの制約のもとで、しかも5年程度の期間で気候の理解に役立つ高い成果を得るためには、日本の地理上の位置の特徴をじゅうぶんに生かすことが望ましい。日本は北太平洋の西側に面している。北大西洋の西側と同じく、北太平洋の西側では、海が海面を通して失う熱量はほかのどの海域よりも大きい(おおよそ $60\sim 120 \text{ Kcal/cm}^2/\text{year}$, $85\sim 170 \text{ W/m}^2$)。つまり、北太平洋と北大西洋の西の縁は、海がもっとも強く大気を暖めている海域であり、海中での熱の動きがもっとも激しい海域であるといえよ

う。海の観測については北太平洋のこの海域に重点をおき、つぎの2つについて計画を立てた。

(1) 熱輸送の測定

海が緯度線を横切って南北方向に運ぶ熱量は、表面水温の大局分布と密接なかわりがある。しかし、その大きさはまだよくわかっていないので、ここで測定を試みる。

(2) 表層混合層の精密モニタリングと集中観測

表面水温の大局分布は熱輸送と密接なかわりがあるにしても、季節変化程度の時間規模では、表層混合層から大気へ出てゆく熱や大気から表層混合層に送りこまれ貯えられる熱が、表面水温の変動に強く利いているはずである。そこで、表層混合層の時間・空間変動の実態をつかむための精密モニタリングと、変動のしくみをよく理解するための集中観測を行う。

これらの観測は容易ではないけれども技術の上では実行可能であり、海洋モデリングの当面の課題——表層混合層の働きを正しく海洋大循環モデルに含めること、南北方向に運ぶ熱量を正しく再現する海洋大循環モデルを作ること——を解決するためには欠くことができない観測である。

2. 熱輸送——海が運ぶ熱量

2.1. 目的

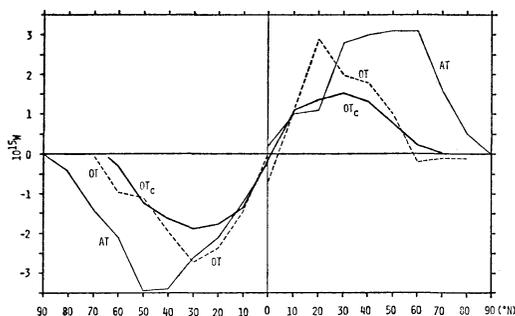
北太平洋の 30°N 線を横切って海が北に運ぶ熱量を測定すること、そして、気候モデル(大気・海洋結合モデル)の部分品として使える海洋大循環モデルを作ること役に立ること。

2.2. 背景

大気と海洋が低緯度帯から高緯度帯に運ぶ熱量は、広域の気候・地球気候の維持・変動の大きな鍵の1つである。10年ほど前までは、海が運ぶ熱量は大気が運ぶ熱量よりもずっと小さいと考えられていた。しかし、人工衛星

* World Climate Research Programme in Japan.

** Marine Observations, (執筆) 高野健三(世界気候小委員会, 海洋観測作業委員会主査).



第1図 北向きに運ばれる熱量。ATは大気，OTは海による。OT_cは海洋大循環モデルによる値 (Oort と Vonder Haar, 1976; Trenberth, 1979; Takano ら, 1973)。

による放射観測などによると、大ざっぱにいえば——陸にくらべて海が狭い高緯度帯は別として——海も大気も同じ程度の量を運んでいるらしい (Vonder Haar · Oort, 1973; Oort · Vonder Haar, 1976; Trenberth, 1979)。第1図は、大気と海洋が緯度線を横切って運んでいる熱量の観測値を AT と OT で示している (OT_cはあとで述べるように、大循環の数値モデルによる値である)。AT と OT の値が赤道で不連続なのはデータ源がちがうからである。近年、太平洋、大西洋、印度洋などの海洋観測データにもとずいて、それぞれの海での熱輸送量が見つもられているが (Bennett, 1978; Bryden · Hall, 1980; Fu, 1981; Hastenrath, 1980; Hastenrath · Lamb, 1980; Wunsch, 1980 など)、データの種別や計算法によって結果がいちじるしくちがうことが多い (第1表)。

いっぽうでは、これまでいくつかの海洋大循環モデルが作られている。第2図 a はあるモデルで計算された8月の表面気温 (Takano *et al.*, 1973) であり、第2図 b は観測値 (NCAR の SST テープからの作図) である。モデルの格子は水平方向には 2.5° (緯度) × 4° (経度) であり、観測値は 2.5° × 2.5° なので分解度がちがうが、両者はかなりよく似ている。しかし、もうすこし定量的に、たとえば緯度線を横切って北向きに運ぶ熱量を計算すると、第1図の OT_c のようになって、観測値の半分くらいにしかならない。ほかのモデルでの値はさらに小さい (Takano, 1979)*。その理由は明らかではないが、現在の

* Kim · Gates (1980) だけが大きい値——大きすぎる値——を出しているが、積分時間がわずか2年にすぎないことが利いていると思う。

第1表 海が北向きに運ぶ熱量 (PW)。

海域	直接法*	熱収支法**
北太平洋 32°N	-1.2 (Bryan, 1962)	1.1 (30°N)
全南半球 30°S	1.2~2.3 (Bennett, 1978) 0.5~1.0 (Fu, 1981)	-1.3
北大西洋 25°N	1.1 (Bryden · Hall, 1980)	1.6

* 海のデータだけから求める方法の総称

** 大気データと海データとから海面を通る熱量を計算し、その緯度分布から海の中を通る熱量を求める方法。ここにあげた数字は、Hastenrath (1980) による。

第2表 世界じゅうの海水の大循環モデルによる熱輸送 (PW)。(30°N線を通して北へ運ばれる熱量の年平均値)

Bryan <i>et al.</i> (1975)	0.8
Bryan · Lewis (1979)	1.0
Takano <i>et al.</i> (1973)	1.6
Takano (1976)	1.6
Kim · Gates (1980)	4.6
Vonder Harr · Oort (1973)*	2.5
Oort · Vonder Haar (1976)*	2.0

* 人工衛星データなどによる。

第一世代の海洋大循環モデルは、南北方向の熱輸送という、気候にとって重要な点で成功していないようである (観測値が正しいとしての話であるが)。つまり、気候モデル (大気・海洋結合モデル) の部分品として使える段階ではないということになる。参考までにモデルによる熱輸送量を第2表に示した。

モデルを検証し改良してゆくためには、信頼できる観測が必要である。正しい大循環モデルを使って熱輸送のしくみのある程度は洞察できるようになることは、熱輸送の直接観測 (それがこの研究の目的であるが) が一般には容易ではないだけに、気候のしくみを理解する上でも大いに役立つだろう。

太平洋の 30°N 線をえらぶのはつぎの理由による。

(1) Vonder Haar と Oort によれば、北半球全体の海が運ぶ熱量は 20°N あたりで最大となるが、30°N での値も最大値の 3/4 くらいでまだかなり大きい。小さな量よりも大きな量のほうが測りやすいという点で、30°N は最良ではないにしても、悪くはない。(2) 30°N 線は日本に近いので観測しやすい。またあとで述べる太平洋横断観測については、緯度が高くなるほど太平洋の東西幅が狭くなり、観測がやさしくなる。(3) Bryan と Lewis の

AUGUST 15 YEAR 30

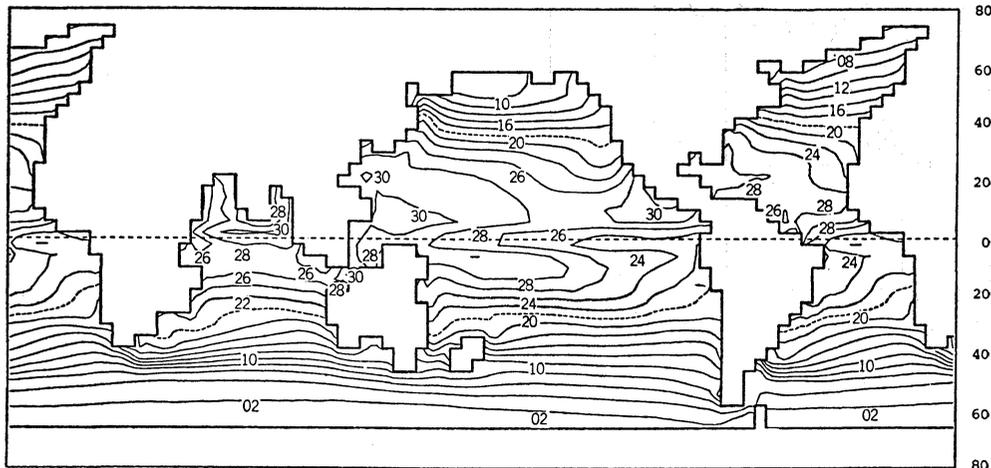
ATH DATA SET 23

DAY = 10664.8

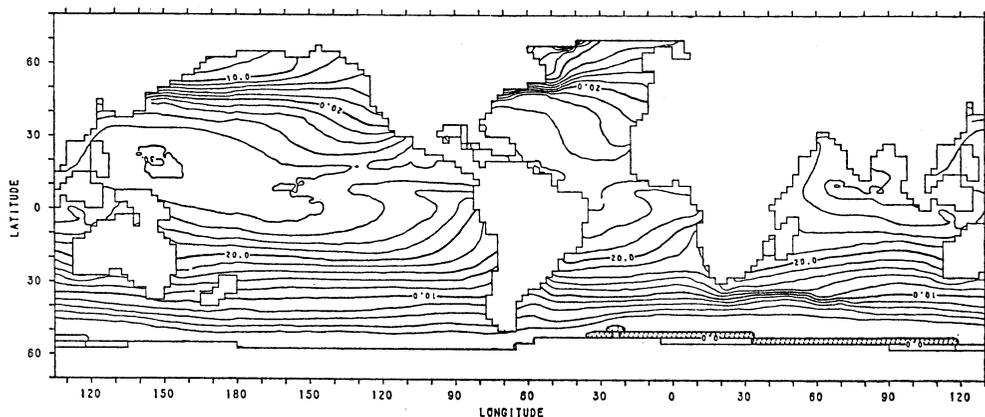
TEMPERATURE AT LEVEL 1 (DEG CENT)

CONTOUR INTERVAL = 2.0

DASHED LINE = 20.0



第2図 a 大循環モデルによる8月の表面水温 (Takano ら, 1973).



第2図 b 観測による8月の表面水温 (NCAR のテープによる).

モデル(1979)によると、太平洋と大西洋とは熱輸送の季節変化のようすがいちじるしくちがう。年較差は太平洋のほうがずっと大きい。太平洋の年較差は赤道海域でもっとも大きい、30°Nでも0.6PW(1PW=1 Petawatts=10¹⁵W)もある。大西洋では最大年較差は0.2PWくらいにしかならない。この計画を作っているときに、大西洋ではアメリカを中心として、海の熱輸送測定を含む“CAGE”というはるかに大がかりな計画が作られようとしていた。その後、CAGEの検討は続けられているようであるが(JSC/CCCO, 1981)、太平洋と大西洋とは今述べたように現象がかなりちがうので、CAGEほど大がかりではないにしても、太平

洋で、そして30°N線に沿って熱輸送を測ることの意義は高い*。

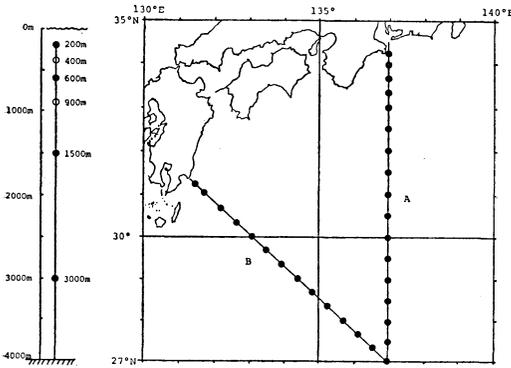
2.3. 仕事の内容

観測はつぎのように行われる。

- (1) 西側境界層およびその近くで流速と水温の連続

* アメリカの研究者からは「やはり25°Nが望ましい」という意見が寄せられている。25°Nで太平洋を横断すると、30°Nの場合にくらべて距離は18%弱長くなる。

また、太平洋のCAGEとならんでPacific CAGEの検討がアメリカを中心として始められている。



第3図 測点の配置(右)と各測点での流速・水温計の配置(左, 黒丸が標準型, 白丸は強流帯での追加ぶん)。

測定を1カ年にわたって行う。第3図が示す2つの測線AとBに配置された30点で、深さ200m, 600m, 1500m, 3000mに計測器群を展開する。強流帯ではさらに400mと900mとも測る。計測深度は測点によって多少変わってもよい。測点の間隔は中規模攪乱(渦)の波長を400km程度と仮定してきめられている。流速(測線に直角な成分)と温位の積を測線鉛直断面にわたって積分する。ちなみに、Pullen(1977)によると、黒潮の熱流量は2.7PW, 季節変化の幅は0.5PW程度である。

(2) 測線AとBに沿って、なるべくひんぱんに水温と塩分を測る。年に4回測れば1週間におよぶ。気象庁・海上保安庁・水産庁の観測への期待が大きい。また、つぎの頁に述べる「精密モニタリング」も役に立つ。

(3) 30°N線に沿って太平洋横断の水温・塩分観測Transpacificを行う。アメリカ・ソ連などとの共同観測としたいが、国際共同が実現しないときには日本だけの実施をはかる。それも実現しないときには、過去の全データを収集してこれにかえる。西側境界層を北に流れる水量と、境界層の東側を南に流れる水量とが等しくなるように、境界層東側の基準面の深さをきめ、地衡流計算によって流速を求め、流速と温位の積を測線鉛直断面にわたって積分する。地衡流計算の精度を高めるために、30°N線に沿って多数点に保留線を設け、流速と水温の連続測定を行う。

(4) エクマン吹送流が30°N線を横切って北へ運ぶ熱量を、風の応力(の東向き成分)から見つめる。その際、吹送流が北向きに運ぶ水量が西側境界層と下層を南に向かうと考える。

(5) 上の(1), (2), (3), (4)の結果を組み合わせ、

30°N線を通して北向きに運ばれる総熱量を求める。

なお、補足として、

(6) 西側境界層では地衡流計算の結果と実測熱流量をくらべることができるので、これまでの「地衡流近似にもとづく熱流量の計算」がどの程度に正しいか検討する。

2.4. 精度

測定精度はつぎのように見つめられている。

(1) 海面から深さ200mまでの層の熱輸送の見つもあり、強流帯ではこの層の熱流量(正確には流速と温位(°C)の積の断面積分)が海面から海底までの全積分量の60%くらいになりそうである。深さ200mでの流速測定値をそのまま海面まで単純に外挿して熱流量を計算すると、全積分量の80%くらいになる。つまり正しい値を20%下まわる(誤差が20%)。ここでは、海面から深さ200mまでの流速・水温の鉛直分布の外挿の精度を、表層の数点での測定値、モニタリング(第597頁)で得られるデータ、および過去のデータを使って、高める。もし200m以深の測定値の精度が高ければ、この外挿によって熱流量の測定値の誤差を±10%の範囲に収めることができるだろう。

(2) 現実には200m以深の測定値にも誤差がある。流速測定精度を強流帯では±5cm/s, ほかでは±1cm/sとして、測線鉛直断面での熱流量の最終精度は±0.9PWくらいになる。黒潮全体の熱輸送量の年平均をかりに2.7PW(Pullen, 1977)とすれば、±0.9PWの誤差は30%あまりに相当する。

(3) 紀伊水道・豊後水道を通して瀬戸内海との水交換量は年平均で 2×10^{13} g/s(速水と宇野木, 1970), 熱交換量は0.003PWくらい(村上, 私信)らしいから、この三角海域での水収支と熱収支への影響は無視できる(測線A, Bを通して流れる水量は 10^{13} g/sの桁である。).

(4) 測線A, Bと本州でかこまれた三角海域の気象・海洋データから、バルク法によって海面を通る熱量を計算する。この三角海域の海面から大気側へ抜ける熱量は年平均で0.01~0.02PW(Budyko, 1963; Schutz・Gates, 1971, 1972, 1973, 1974; Wyrтки, 1965)くらいらしいから、2つの測線で測る熱流量の誤差よりも小さいはずである。これをたしかめる。

(5) 対馬海峡や津軽海峡を通して北太平洋北部に抜けてゆく熱量も測定する必要があるかどうかを過去のデータを解析してしらべ、この熱量がもし無視できないのなら海峡にも数本の保留線を設ける。日本・アメリカ・

中国・韓国などの研究者によって共同研究 JECSS (Japan and East China Seas Study, Ichiye, 1981) が発足したので、海峡での測定は CRP と JECSS の双方に有益である。

(6) 測線 A と B を通る水量は等しいはずであるが、もし測定値に大きな差が出たらなんらかの補正を加える。

2.5. 参考事項

(1) 強流帯での係留線の確保・測定の問題点は1985年までに解決する。これについての研究は数年前から続けられている(小寺山ら, 1980; 田村ら, 1980; 淵, 1980, 1981; 田代ら, 1982; 石井ら, 1982; 長浜ら, 1982; 篠崎ら, 1982, など)。

(2) 技術開発の結果によっては、表層の流速測定も数点で行う。

(3) 人工衛星が追跡する漂流うき、倒立音響測深器、自由落下電磁流速計など新しい計測器の開発と活用も検討する。

2.6. 実施

本観測(30点での1カ年の連続測定)に先立ち、短期の予備観測を1回行い、計測器、係留線的设计、測点の配置などについて最終点検を行う。予備観測を1985年から1986年に、本観測を1986年から1987年から1カ年にわたって行いたい。今のところ、筑波大学、気象研究所、東海大学、京都大学、九州大学の研究者が担当する予定である。

なお、この研究 OHTEX (Ocean Heat Transport Experiment) は海上の観測だけではなく、陸上での研究——おもに大循環数値モデルによる熱輸送の研究——も含んでいるが、数値研究についてはモニタリングのグループが一括して扱うので、ここではふれなかった。

3. 表層混合層

3.1. 目的

表面水温が気候と密接なかかわりがあることはすでに明らかである(たとえば、Namias, 1959; Bjerkness, 1969; Rowntree, 1972)。

3.1.1. 精密モニタリング

表面水温および表層混合層の変動の実態を理解するために、精密モニタリングを行ってデータの蓄積をはかる。「気候の診断」でも海のモニタリングは扱われている。診断でのモニタリングは数1,000 km から10,000 km 程度のひろがりをもつ広い海を対象にしているだけに、

時間・空間についてまばらなモニタリングになるのは止むを得ない。ここで述べようとするモニタリングは、数1000 km 以下の狭い海域を対象として、時間・空間について密な観測を行う、いわば実験・研究ふうのモニタリングであって、表層混合層変動の研究の出発点になる仕事である。従来は、モニタリングといえははっきりとした目標もなくいつまでもダラダラと続けることくらいにしか考えられていなかったフシもあるが、地球表面の70%あまりをおおう海の表層水温の分布・変動を精密に測ることはぜひとも必要である。このモニタリングはつぎの2つの目的をもつ。

(1) 「診断」のモニタリングにくらべれば狭い海域で精密なデータを得ること。

(2) 将来、さらに広い海域でも精密なデータを得るための方法・手段を開発すること。

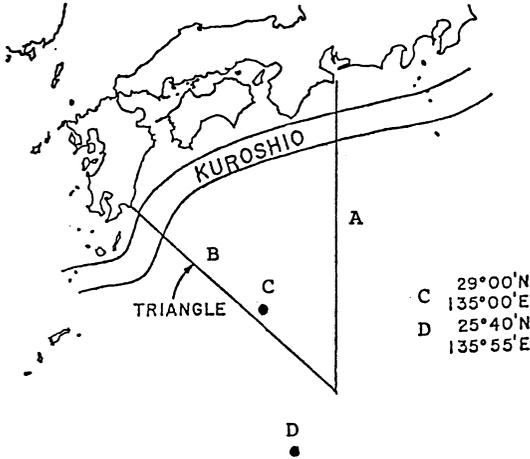
3.1.2. 集中観測

CRP が目ざしている大きな空間規模の現象は、海のある1点での水温がどのように変わろうとほとんど影響を受けないだろう。その意味では点または狭い海域での精緻な水温測定は意味がないが、広い海域での表層混合層のしくみを正しく理解するためには、狭い海域での混合層の働きをよく観察し、理解しておかなければならない。このため、本州南方の狭い海域で、短期ではあるが、混合層の実験観測を行う。

SCOR/JOC/IOC (1980) も、モニタリングの重要性、狭い海域を対象として作られた混合層理論の(広い海域への)適用性の検討や水温の鉛直変化の研究などの重要性を指摘している。

3.2. 過去の研究

混合層の研究は Ekman (1905) に始まるが、1970年代になってたいへん活発になった(たとえば、Niiler, 1975; De Szoeke と Rhines, 1976)。その状況については Garwood (1979) の紹介がある。3.1.1. 節でめざしている精密モニタリングは、これまでどこでも行われていない。3.1.2. 節に述べた集中観測については、混合層変動過程にも主眼をおいた最近の観測として、MILE (Mixed Layer Experiment) と JASIN (Joint Air-Sea Interaction, Pollard, 1978) がある。MILE は、アメリカとカナダの研究者が中心となって50°N, 145°W (Papa と呼ばれる定点観測点) の近くで1977年8月から約1カ月にわたって実施された。JASIN はアイルランド北方の59°N, 13°W を中心として1978年5月から約2カ月にわたって実施され、ともに立派な成果をあげた。



第4図 表層混合層の観測海域。測線AとBは第3図のA, Bと同じ。Cは南方定点, Dは気象庁ブイの位置を示す。

Tully (1964) にならって, 表面水温, 混合層の厚さ, 蒸発・降水量などの長期平均値にもとづいた分類を行うと, MILE や JASIN の海域は亜寒帯域に属する。これに対し, 本州南方海域は亜熱帯域と熱輸送域にあり, 日本の気候研究にとって意義の高い海域である。

3.3. 内容

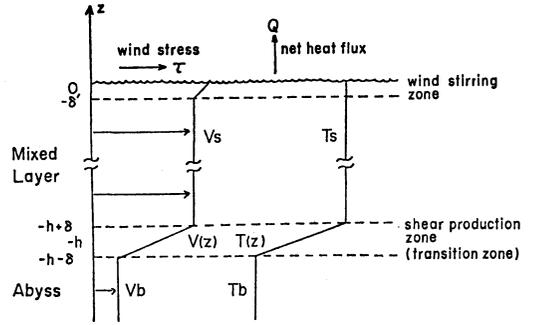
(1) 精密モニタリング

本州南方海域でつぎの手段による。(イ) 定期航路船や漁船に表面水温自記装置と自動測位装置をとりつけて航行中に連続データをとる。(ロ) いろいろな船からXBTを投入して表層水温データを集める。(ハ) サーミスタチオンをとりつけた定置ブイを本州南方海域を中心として日本近海に配置する。(ニ) サーミスタつき漂流ブイにも期待する。(ホ) 気象庁・海上保安庁などの通常の観測データも使う。(ヘ) 海上気象については, 気象庁のブイロボットにも期待する。

人工衛星の放射計によって得られる表面水温データの精度は, それだけでは気候研究に使えるほどに高くない。精度の向上はこの研究だけでは望めないが, 上の(イ)~(ヘ)のデータなども使って, 衛星データの処理法の改良をはかる。また, もし人工衛星の高度計によって海面の高さの変化がわかるようになれば, 地衡流を介して, 表層混合層の水温変化を予測することに役立つかも知れない。

(2) 集中観測

「2. 熱輸送」の章で示した2本の測線AとBでかこま



第5図 混合層スラブモデルでの鉛直構造の模式図。

れた海域(第4図)を実験海域とする。季節を変えて数回, それぞれ20日間程度にわたって, 流速・水温・塩分・水圧などの計測器を数台とサーミスタチオンをとりつけた海面係留系を数基使い, 流速などの状態量の鉛直・水平分布の変動を測る。

同時に, 観測船からつぎの観測を行う。(イ) XBT, CTDの投入。(ロ) 流速プロファイラーの投入。(ハ) 海上気象要素の測定。(ニ) 混合層深度を音波によって測ること。また, 観測船の近くにスパー型ブイを放って, 海上気象観測を行う。

これらのデータをあわせて, 海面を出入する熱や運動量に対して, 表層混合層がどのように応答するかを調べる。

この種の表層観測の技術・方法にはまだ確立されていないのもあるので, その取得・開発も重要な課題である。

3.4. 集中観測計画の吟味

鉛直構造が第5図によって示される混合層バルクモデルを水平方向の変化をも含むように拡張したモデルによって, 混合層の水温および混合層の厚さの変化を支配する物理過程を定式化すると, 次式のようになる(Hanawa・Toba, 1981)。すなわち, 混合層の厚さの時間変化は, 空間に固定した単位表面積の水柱について,

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -w_e - h \nabla \cdot \bar{V}_s - \bar{V}_s \cdot \nabla h. \quad (1)$$

(1-1) (1-2) (1-3) (1-4)

ただし, w_e は混合層下端(躍層)でのエントレインメントによる混合層深さの変化率をある時間で平均した量であり, h は w_e を考える程度の時間スケールでの混合層の厚さの平均値である。混合層内の水平流速 \bar{V}_s や混合層の水温 T_s については, 平均量と変動量とに分けて, $\bar{V}_s = \bar{V}_s + V_s'$, $T_s = \bar{T}_s + T_s'$ とするが, h について

は変動量 h' を考えないモデルである。混合層の平均水温 \bar{T}_s の時間変化は、

$$\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial t} = h^{-1} [-(\rho_0 C_p)^{-1} \bar{Q} + (\bar{T}_s - \bar{T}_b) w_e - h \bar{V}_s \cdot \nabla \bar{T}_s - \nabla \cdot h \bar{V}_s / T_s] \quad (2)$$

(2-1) (2-2) (2-3)

(2-4) (2-5)

で表わされる。ここに、 \bar{Q} は放射を含む海面での熱フラックスの平均量 (上向き正)、 ρ_0 と C_p は海水の密度と比熱、 \bar{T}_b は下層の平均水温である。各項の意味を第6図にまとめて示す。

なお、(1)、(2) の空間平均を考えると、空間平均量に対する (1)、(2) の各項のほか、空間変動量同士の相関の項がいくつか現われる。しかしながら、それらの項は渦などが準定常的に存在するような場合を除き小さいと考えられる。その場合には、(1)、(2) 式をある時間・空間スケールでの平均量に対する式とみなすことができよう。

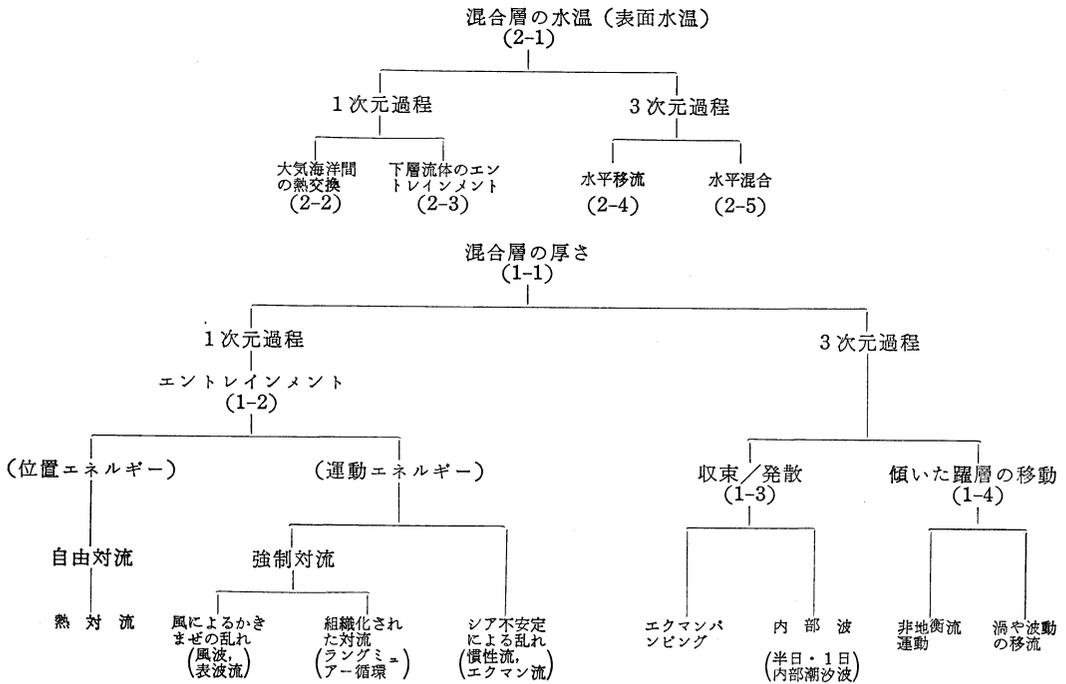
この式では考えている時・空間スケールは任意であるが、いま、100 km と 10 日 (synoptic scale)、1000 km と 100 日 (regional sea scale) という 2 つの異なるスケールについて考える。前者のスケールは、気象じょう

乱、比較的小規模の渦、慣性波動による変動がある程度平均化されるスケールであり、後者のスケールは、海域ごとの平均の季節変化のパターンに対応するものである。日本南方の実験海域について、これらのスケールの各項をあたってみると、前者のスケールでは表面水温の時間変化には Q と w_e と移流の項が、後者のスケールでは Q と w_e と水平混合の項が重要であろうという予想が得られる (Hanawa・Toba, 1981)。

混合層1次元モデルでは、(1) 式では (1-1) と (1-2) の項、(2) 式では (2-1)、(2-2)、(2-3) の項のみを考える。実測では (1-1)、(2-1)、(2-2) 項および T_s 、 T_b がわかるから、(1) 式では (1-2)、(2) 式では (2-3) 項より別々に w_e が求まる。この2つの w_e の値がどれくらい合致するかは、1次元性の仮定がどの程度に正しいかによる。

また、 w_e の値について、現在のモデルでは、 U を風速として $w_e = f_n(U, h)$ のような形の経験式が用いられている。この経験式に含まれる係数はこれまで室内実験でのみ決められてきたが、海での観測でこの値の当否を調べることができる。

上述の1次元性の検査に加えて、3本の保留線で得ら



第6図 混合層変動の物理過程の分類。項目の下のカッコ内の数字は本文中の方程式 (1) と (2) の各項に対応している。

れる測定値を統計的に処理することによって、測定点の代表性の吟味ができる。

また、(2-5)項は水平混合の係数 K_H を用いて $K_H \cdot \rho^2 T_s$ と表わされるが、精密モニタリングによる 1000 km のスケールの資料から、この項についての何らかの吟味が可能であろう。

観測は南方定点のまわりに重点がおかれるが、南方定点でこれまでに得られたデータについては、熱収支解析が行われている(花輪ら, 1981; 倉沢ら, 1981; とともに未発表)。それによると、この海域は莫大な熱量を大気へ供給しており、表面水温維持には海中での熱の収束効果が大きい。また、表層の温度変化を詳しく調べると、空間規模の小さい前線を伴う水塊が存在しているらしいことがわかる。

3.5. 混合層研究の効果

第3.3.節の項目(1), (2)——精密モニタリングと集中観測——が実施されれば、海の表層の貯熱量の変動や混合層の形成過程などがある程度はわかり、気候変動予測に必要な基礎資料が得られる。また、混合層についてのかんたんな鉛直一次元モデルが広い海域に対してどの程度に使えるかわかるだろう。

南方定点のまわりでの観測は短期間にすぎないが、海面での運動量・熱量束に対して混合層がどのように対応するか、そして異常水温がどのようなしくみで現われるか、という問題の解決に役立つだろう。

また、はじめに述べた「熱輸送——海が運ぶ熱量」とほぼ同じ海域をえらんでいるので、測定データを相互に利用することができる。

今のところ、北海道大学、東北大学、東京大学、気象研究所、東京水産大学、東海大学、鳥羽商船高専、九州大学、鹿児島大学の研究者が担当する予定になっている。

4. おわりに

上で述べたように、海洋観測は、太平洋全体という広い空間を対象とする「熱輸送」、本州南方の 1000 km × 1000 km 程度の広さの海域を中心とする「精密モニタリング」、1点とそのまわりのごく狭い海域に限られる「集中観測」、とによって構成されている。あとの2つは表面水温および表層混合層を直接の目標とする研究である。

現在の海洋研究体制水準は——日本に限らずどの国でも事情は似ているかも知れないが——これらの観測をら

くらくと実施できる段階に達していないだろうが、気候問題の重要性・緊急性に目ざめて意を決し、あえてこれらの難事に挑む野心を抱くこととした。

文献

- Adamec, D., R.L. Elsberry, R.W. Garwood, Jr. and R.L. Haney, 1981: An embedded mixed-layer-ocean circulation model, *Dyn. Atmos. Oceans*, 6, 69-96.
- Bennett, A.F., 1978: Poleward heat fluxes in Southern Hemisphere oceans, *J. Phys. Oceanog.*, 8, 785-798.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.
- Bryan, K., 1962: Measurements of meridional heat transport by ocean currents, *J. Geophys. Res.*, 67, 3403-3413.
- , 1980: Seasonal variation of poleward heat transport, *Ocean Modelling*, No. 33, 1-3. (unpublished)
- and L.J. Lewis, 1979: A water mass model of the world ocean, *J. Geophys. Res.*, 84, 2503-2517.
- , S. Manabe and R. C. Pacanowski, 1975: A global ocean-atmosphere climate model; Part II, The oceanic circulation, *J. Phys. Oceanog.*, 5, 30-46.
- Bryden, H.L. and M.M. Hall, 1980: Heat transport by current across 25°N latitude in the Atlantic Ocean, *Science*, 207, 884-886.
- Budyko, M.I., 1963: Atlas of the heat balance of the Earth. *Globnaia Geofiz. Observ.*, Moscow, 69 pp.
- De Szoeke, R.A. and P.B. Rhines, 1976: Asymptotic regimes in mixed layer deepening, *J. Mar. Res.*, 34, 111-116.
- Ekman, V.W., 1905: On the influence of the earth's rotation on ocean current, *Ark. Met. Astr. Fys.*, 2, 1-52.
- Fu, Lee-Lueng, 1981: The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse methods, *Jour. Phys. Oceanog.*, 11, 1171-1193.
- 淵 秀隆, 1980: 西表島沖における定置ブイ観測結果(第2報). 黒潮の開発利用の調査研究成果報告書(その3), 科技庁, 125-144.
- , 1981: トカラ海域における定置ブイ観測結果, 黒潮の開発利用の調査研究成果報告書(その4), 科技庁, 441-454.
- Garwood, R.W., 1979: Air-sea interaction and dynamics of the surface mixed layer, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 17, 1507-1524.

- Hanawa, K. and Y. Toba, 1981: Terms governing oceanic mixed-layer temperature and thickness and their estimates for sea area south of Japan. *Tohoku Geophys. Journ. (Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 5)*, 28, 161-173.
- Hastenrath, S., 1980: Heat budget of tropical ocean and atmosphere, *J. Phys. Oceanog.*, 10, 159-170.
- _____, and P. J. Lamb, 1980: On the heat budget of hydrosphere and atmosphere in the Indian Ocean. *J. Phys. Oceanog.*, 10, 694-708.
- 速水頌一郎, 宇野木早苗, 1970: 瀬戸内海における海水の交流と物質の拡散(土木学会), 未発表.
- Ichie, T., 1981: The first JECSS Workshop, *La mer*, 20, 37-39.
- 石井秀夫 他5名, 1982: 海流計測用海中ブイの設計及び取扱いに関する覚書, 九大応力研所報, 56, 101-120.
- JSC/CCCO, 1981: Report of the meeting on the coordination of plans for future satellite observing systems and ocean experiments to be organized within the WCRP, 3-6.
- Kim, J.-W. and W.L. Gates, 1980: Simulation of the seasonal fluctuation of the upper ocean by a global circulation model with an imbedded mixed layer, Rept. 11, *Climate Res. Inst., OSU*, 60 pp.
- 小寺山 亘, 長浜智基, 石井秀夫, 1980: 海洋計測用ブイの運動の数値計算法について, 九大応力研所報, 53, 19-36.
- 長浜智基 他5名, 1982: 海流計測システムに用いる信号ブイの試作, 九大応力研所報, 56, 91-99.
- Namias, J., 1959: Recent seasonal interactions between the North Pacific water and the overlying atmospheric circulations. *J. Geophys. Res.*, 64, 631-646.
- Niiler, P.P., 1975: Deepening of the wind-mixed layer, *J. Mar. Res.*, 33, 405-422.
- Oort, A.H. and T.H. Vonder Harr, 1976: On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere, *J. Phys. Oceanog.*, 6, 781-800.
- Pollard, R.T., 1978: The Joint Air-Sea Interaction program-JASIN 1978, *Bull. AMS.*, 59, 1310-1318.
- Pullen P., 1977: Ocean heat flux variations related to the Kuroshio (1956-1964), *J. Geophys. Res.*, 82, 4915-4920.
- Rowntree, P.R., 1972: The influence of tropical east Pacific Ocean temperatures on the atmosphere, *O.J.R. Met. Soc.*, 98, 290-321.
- Schutz, C. and W.L. Gates, 1971: Global climatic data for surface, 800 mb, 400 mb: January. Rept. R-915-ARPA, Rand Corp., 173 pp.
- _____, 1972: Global climatic data for surface, 800 mb, 400 mb: July. Rept. R-1029-ARPA, Rand Corp., 180 pp.
- _____, 1973: Global climatic data for surface, 800 mb, 400 mb: April. Rept. R-1317-ARPA, Rand Corp., 192 pp.
- _____, 1974: Global climatic data for surface, 800 mb, 400 mb: October. Rept. R-1425-ARPA, Rand Corp., 192 pp.
- SCOR, JOC and IOC, 1980: Report of the Pilot Ocean Monitoring Study planning meeting (Miami 1-5 October 1979).
- 篠崎高茂 他5名, 1982: 単点係留式海中ブイの二次元静的計算法. 九大応力研所報, 56, 121-132.
- Takano, K., 1976: A possible baroclinic world ocean circulation of 65 million years B.P. *La mer*, 14, 75-84.
- _____, 1979: Comments on global models of the oceanic general circulation, *Dyn. Atm. Oceans*, 3, 339-343.
- _____, Y. Mintz and Y.-J. Han, 1973: Numerical simulation of the world ocean circulation, 2nd Conf. Num. Prediction, AMS., Oct. 1973.
- 田才福造 他12名, 1980: 総合ブイシステムによる海洋計測法の開発研究(第1報), 九大応力研所報, 52, 29-98.
- 田代昭正 他5名, 1982: 角型串団子式錨の試作, 九大応力研所報, 56, 133-137.
- Trenberth, K.E., 1979: Mean annual poleward energy transports by the oceans in the southern hemisphere, *Dyn. Atmos. Oceans*, 4, 57-64.
- Tully, J. P., 1964: Oceanographic regions and process in the seasonal zone of the North Pacific Ocean, in "Studies on Oceanography", ed. by K. Yoshida, University of Tokyo Press, 64-84.
- Vonder Haar, T.H. and A.H. Oort, 1973: New estimate of annual poleward energy transport by northern hemisphere oceans, *J. Phys. Oceanog.*, 2, 169-172.
- Wunsch, C., 1980: Meridional heat flux of the North Atlantic Ocean, *Proc. U.S. National Acad. Sciences*, 77, 5043-5047.
- Wyrтки, K., 1965: The average annual heat balance of the North Pacific Ocean and its relation to ocean circulation, *J. Geophys. Res.*, 70, 4547-4559.