

## 気候変動に果たす黒潮の役割

市川 洋

### 1. はじめに

私たちが日常、何気なく使っている「天気」とは、「ある瞬間の時刻の大気の状態」のことをいい、例えば、快晴、曇などの表現がこれに当たる。また、「天候」とは「1週間～数カ月の時間で平均した大気の状態」のことをいい、例えば、暖冬、冷夏などの表現がこれに当たるだろう。これに対し、「気候」とは、十分に長い時間（30年間）で平均した大気の状態のことをいい、天気・天候を数値的に表現する気温・風速・雨量等の測定値（気象要素）を地域別・月／季節別に30年間について平均したものを、「気候値（平年値）」と呼んでいる（花輪，1991）。現在の地球環境科学は、電子計算機の制約を克服するための種々のゴマカシを施した後で、ようやく現在の

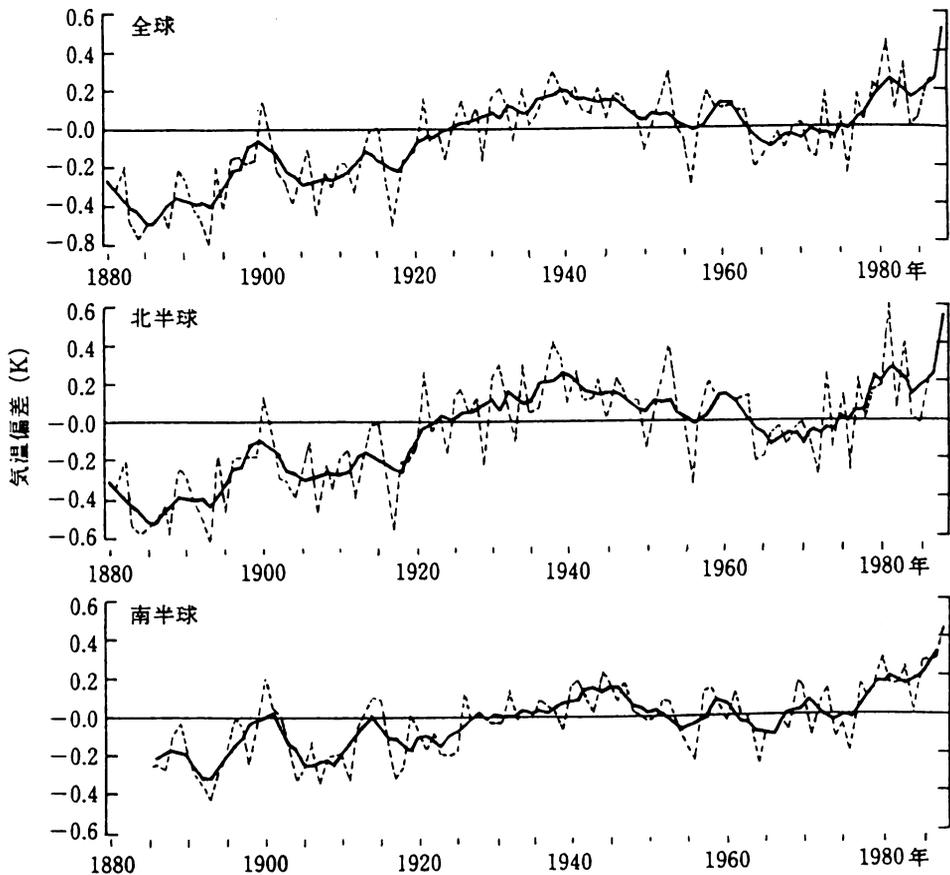


図1 最近100年間の全世界および南北両半球それぞれの平均地上気温の変化（浅井，1991）。破線は年平均値，実線は5年移動平均値。

大気内部または海洋内部における気候値を、外部の条件のみから数値モデル計算で再現できるようになったところであって、気候値が決定される仕組みが完全に解明されている訳ではない。

いまから1万年前に最終氷期から抜け出した地球は、その後、数回、地球的規模の寒暖を経ながら今日に至っている（浅井，1991）。図1に最近100年間の全地球および南北両半球の平均地上気温の変化を示す。地上平均気温の長期変化には、地域的多様性の他に、年々の変動もあれば、20～30年周期の変動も含まれているが、最近100年間では約0.5 K（K：ケルビン，絶対温度差の単位。1 K = 1℃）上昇していることがわかる。「気候変動」とは、このような、気候値の長期間の継続した変化傾向または周期変動を意味している。最近の千年間に限ってみると、9～13世紀は「小気候最適期」と呼ばれる温暖な時代であり、16世紀から19世紀には「小氷期」と呼ばれるような低温期があったことが知られている（浅井，1991）。我々が近年、頻繁に経験している「異常気象」は、ある月/季節の気象要素の平均値が気候値と大きく異なる場合をいい、短期的な現象である。この「異常気象」は「気候変動」と何らかの関係はあると考えざるを得ないが、その機構は未だに解明されていない。

私たちが暮らしている地球は、太陽から大量の熱を受けている。太陽から単位面積当たりの地表が受ける熱量は、太陽直下では多いが、太陽光が斜めに入射する所では少ない。このため、太陽から地表面への熱供給量の年平均値は、赤道域で最大であり、極域で最小となっている。このような太陽からの加熱の不均一性を、大気の運動だけで解消しようとする、地表は暴風雨にさらされることになる。地上が今のような穏やかな気候であるのは、水蒸気を含んだ空気の移動（大気大循環）のみならず、地球の表面の7割を占める海を流れる海水の運動（海洋大循環）が熱の再配分に大きな役割を果たしているためであると考えられている。逆に言えば、大気と海洋の運動は、基本的には、熱が太陽から均一に供給されないことによって駆動される熱機関（熱エネルギーを原動力とする運動）であると見なすことができる（鳥羽，1991a）。

赤道域と極域の間を常に循環している海流が、大気大循環と同じ程度の熱量を赤道域から極域へ輸送していると考えられているが、その量はまだ正確に測定されていない。鹿児島海を流れている黒潮は、世界有数の海流であり、北太平洋の熱帯域と亜寒帯域を結ぶ海洋大循環の一部を構成している。この黒潮が世界の気候とその変動に果たす役割について、現在、私たちがどの程度理解しているのかについて以下に述べよう。

## 2. 気候を支配する要因

地球の環境が今のような穏やかな状態であるのは、どうしてであろうか？ 本章では、地球の気候を支配している主な要因の説明を通して、この疑問に答えることを試みよう。

### 2.1 太陽からの日射

太陽から地球大気の上縁に到達するエネルギーは、太陽常数と呼ばれている。この値は、太陽表

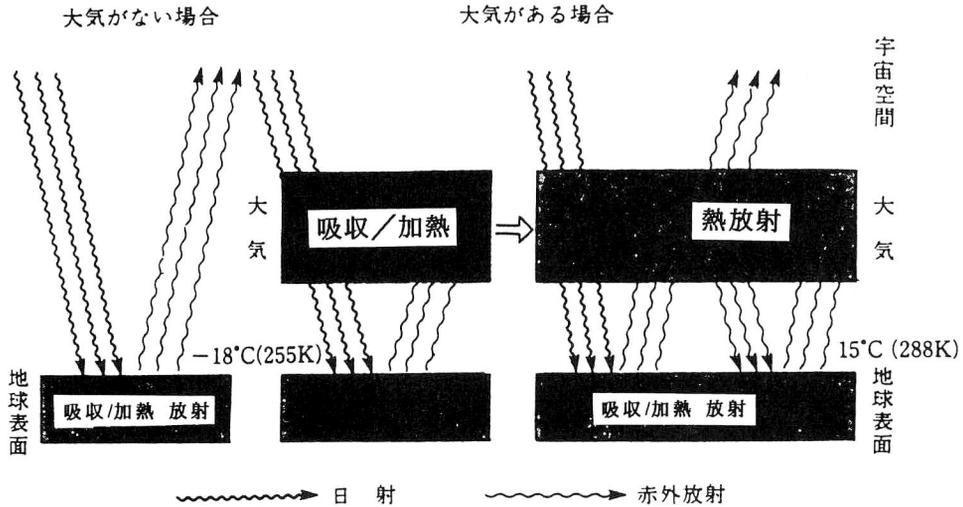


図2 温室効果による地上気温上昇の機構. 浅井 (1991) の一部を変更.

面温度と太陽・地球間距離から推定されており,

$$1.37\text{kW/m}^2 \quad (1.96 \text{ cal/cm}^2/\text{min})$$

である。地球に達した太陽放射は、全体として、その約30%が反射され、残りは大気・海洋・陸面に吸収される。地球の温度がほとんど一定であるためには、地球は太陽から吸収したエネルギーと同じ量のエネルギーを宇宙空間へ放射していなければならない。地球からの放射エネルギーが入射エネルギーと釣り合うために必要な地表面温度（放射平衡温度）を推定すると、それは $-18^\circ\text{C}$ となる。ところが、現実の地表付近の平均温度は約 $15^\circ\text{C}$ である（図2参照）。この温度差は次節に述べる温室効果のためである。

## 2.2 温室効果

大気中にわずかに含まれる水蒸気、二酸化炭素、オゾン、エアロゾル（浮遊微粒子）などは太陽から入射した日射（短波）をほとんど吸収しないで透過させるが、地球から放出される赤外線（長波）を非常によく吸収する。この性質によって、地表面は大洋から直接入射したエネルギーの他に、大気からの放射エネルギーを受け取ることになる。このような温室効果（図2）のために、現実の地表付近の平均温度は、放射平衡温度よりも高温となっているのである。即ち、基本的には、大気中の温室効果物質、特に水蒸気と二酸化炭素ガスの存在によって、地球の平均気温は水の融点よりもわずかに高温となって、生命の維持に必要な環境が成立している。

近年、話題となっている「地球温暖化」についての議論は、最近100年間の気温上昇が人間活動に伴う温室効果気体の濃度増加に起因するのか、また、人間活動が気候に今後どのように影響を及

はずであろうかという問題である（浅井，1991）。海洋は，二酸化炭素などの温室効果気体の大気との交換を通して，気候変化に関与することが最近の研究で示されている（角皆，1991）。

### 2.3 水の特性と全球平均放射熱収支

地表付近の平均温度が，放射平衡温度の $-18^{\circ}\text{C}$ ではなくて，約 $15^{\circ}\text{C}$ であることによって，地表の大部分が，融けた水に覆われ，生命が維持されている。この水の性質の特殊性を，表1（鳥羽，1991a）に示す。これらの特殊性のなかで，特に比熱が大きいことが，海の貯熱量を膨大なものと

表1 水の性質の特殊性（鳥羽，1991a）

性質	他の物質との比較	自然界における意義
沸点・融点 比熱	第6族元素の水素化合物中特別高い 液体NH <sub>3</sub> を除いて最大	常温で液体として存在する 地表温度の変化を小さくしている 水の循環による熱輸送量が大きい 体温を一定に保つ
融解の潜熱	NH <sub>3</sub> を除いて最大	0℃付近でサーモスタット効果として作用する
蒸発の潜熱	すべての物質中最大	大気-海洋系における熱の交換・輸送に重要
赤外線の吸収 熱膨脹率 圧縮率 表面張力	波長のほとんど全域にわたって強い 非常に小さい 非常に小さい すべての液体中最大	大気-海洋系における熱過程に重要 海水の密度変化が小さいため，流れが強くない 細胞の生理，雲，雨の生成の現象に重要
解離力	非常に大きい	海は元素の貯蔵庫

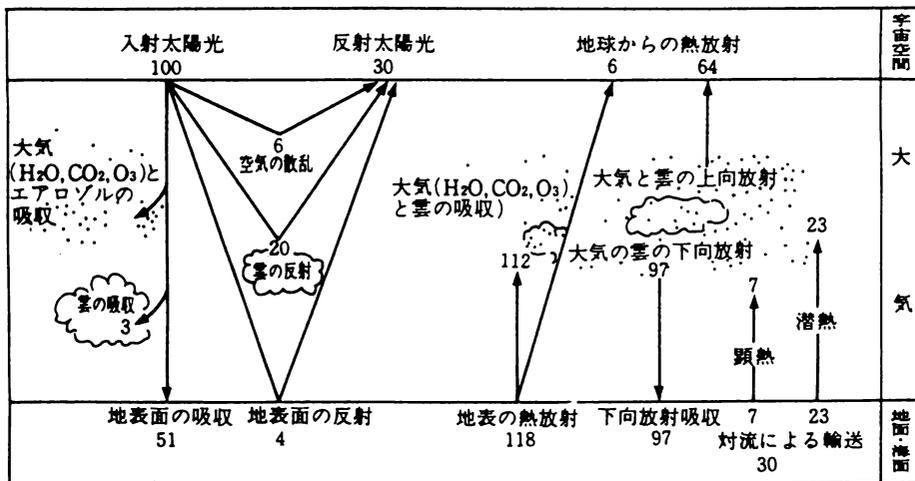


図3 大気上縁での日射量を100とした場合の地球全体を平均した放射熱収支（柳，1988）

している点で重要である。このことを通して、水の存在が地表温度の変化を小さくしている。また、「蒸発の潜熱」が大きいこと、即ち、水が蒸発するためには多量の熱を必要とすることが、海面での水の蒸発による海から大気への熱の放出を大きくすること、および大気中で水蒸気が雨滴となる際に多量の熱を放出することを通して、水は地球環境の維持に重要な役割を果たしている。このことは、図3（柳，1988）に示す地球全体を平均した放射熱収支でも明らかであろう。

図3は、入射太陽光のエネルギーを100とした場合の、大気・地表間のエネルギーの流れを表している。大気上面では、太陽からの入射（100）が、空気の散乱+雲の反射+地表面の反射の総和（30）と地表からの放射（6）と大気及び雲の上向放射（64）の和に等しい、すなわち大気上面を通じた熱の総和は零である（総和が正であると、地球の温度が徐々に上昇することになってしまうので）。また、大気下面では、太陽光の地表面での吸収（51）と雲からの下向放射の吸収（97）の総和が、地表からの熱放射と潜熱及び顕熱の和（148）に等しい、すなわち大気上面を通じた熱の総和は零である（総和が正であると、地表面と海面の温度が徐々に上昇することになってしまうので）。太陽から入射したエネルギーの一部（19）、地表から放射されたエネルギーの大部分（112）と地表からの潜熱及び顕熱（30）の総和（161）が大気から上への放射（64）と下への放射（97）の総和に等しい（総和が正であると、大気温度が徐々に上昇することになってしまうので）。このように、全体での収支は零であるが、入射・反射・吸収・放射が複雑に関係しながら、エネルギーは地球の大気・海洋・陸面の間を移動している。

図中の顕熱と潜熱による地表から大気への熱輸送は、主として海洋表面で行われている。すなわち、通常、海面水温は海面気温より高いので、熱伝導の形（顕熱）で熱が海洋から大気へ伝えられる。また、水が蒸発する際に、大量の気化熱（潜熱）を海洋から奪うことによって、熱を大気へ輸送している。このように、海洋は大気の大きな熱源となっている。

## 2.4 大気大循環と海洋大循環

地球全体を平均した放射熱収支は図3のように釣りあっている。しかし、地球は丸いから、太陽から地球へ入射するエネルギー量は低緯度に多く、高緯度に少ない。また、地球から放射されるエネルギー量も地球表面の温度が高緯度で低く、低緯度で高いことに対応して、低緯度に多く、高緯度に少ない。実際には、図4（鳥羽，1991a）に示すように、低緯度では地表面で太陽から受け取る熱量（破線）が地球が失う熱量（実線）より大きく、高緯度では逆に失う熱量が得る熱量より大きいことが人工衛星による観測によって知られている。この図の縦軸は熱量の移動する割合を示しており、単位は $W/m^2$ である。この状態を、大気と海水の運動を考慮しない放射平衡のみで成立させるためには、赤道域の気温を $20^{\circ}C$ 上昇させ、極域の気温を $50^{\circ}C$ 降下させなければならない。すなわち、実際の地球では、大気と海洋の大循環による熱の再配分によって、低緯度域と高緯度域における熱収支の不均衡が解消され、地表面温度の差も非常に小さいものとなっている。図5に、太陽から地球へ入射するエネルギー量は低緯度に多く、高緯度に少ないことに対応した、大気大循環に

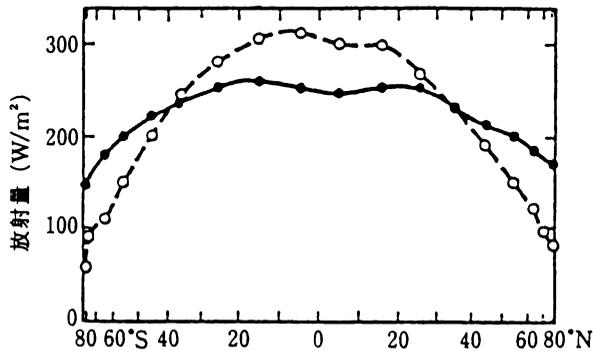


図4 人工衛星観測で得られた、地球に太陽から入射する放射エネルギー（破線）と地球から外向きに出ている放射エネルギー（実線）の緯度別分布（鳥羽, 1991a）

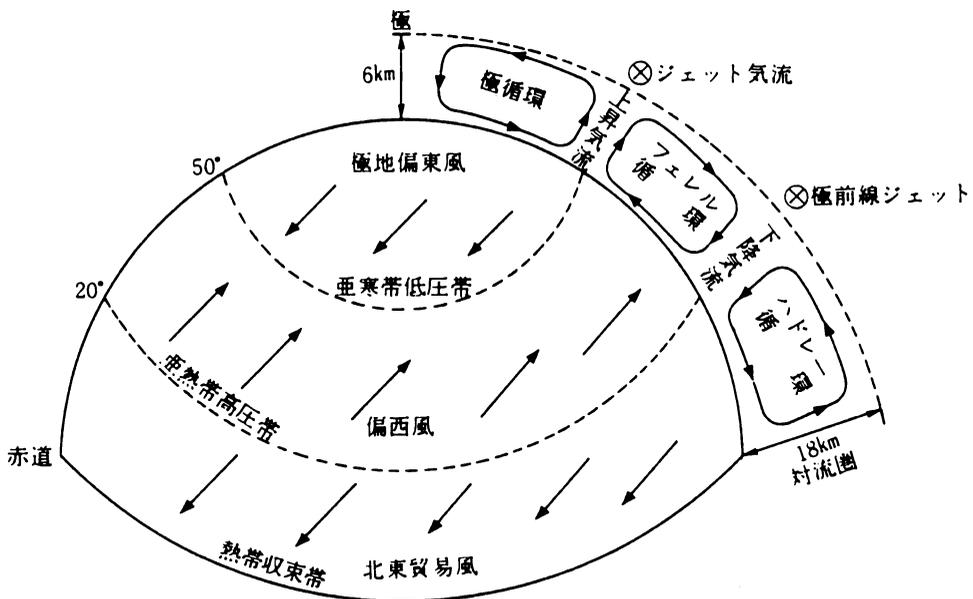
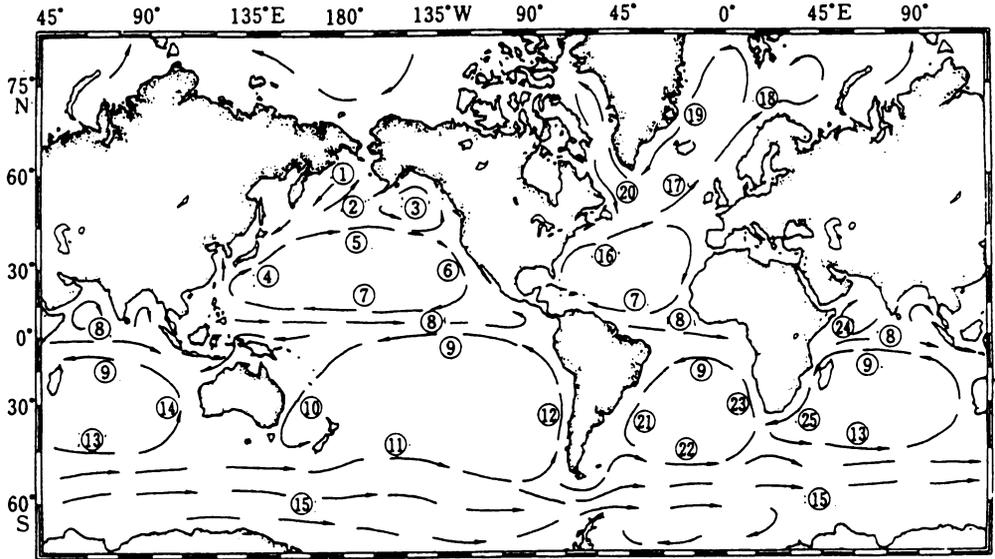


図5 大気大循環の模式図（柳, 1988）

ついでに古典的な模式図（柳, 1988）を示す。また、図6に世界の海洋表層の主要な海流分布を示す（柳, 1988）。

私たちは日常生活で地球が自転していることをあまり意識していない。しかし、大気と海水の運動は、以下に述べるように、地球の自転運動に起因する偏向力の影響を強く受けている。

図5において、赤道域で熱せられて上昇した気流は、対流圏上層で極方向へ向かいながら、放射冷却によって重くなって、緯度20度付近で沈降する。ここから地表付近を赤道へ向かう気流は地球の偏向力の影響を受けて、北半球では西向きに偏向して「北東貿易風」になる。極付近で冷却され



- ①親潮, ②ベーリング海流, ③アラスカ海流, ④黒潮, ⑤北太平洋海流, ⑥カリフォルニア海流, ⑦北赤道海流, ⑧赤道反流, ⑨南赤道海流, ⑩東オーストラリア海流, ⑪南太平洋海流, ⑫ペルー海流, ⑬南インド洋海流, ⑭西オーストラリア海流, ⑮南極周極海流, ⑯メキシコ湾流, ⑰北大西洋海流, ⑱ノルウェー海流, ⑲東グリーンランド海流, ⑳ラブラドル海流, ㉑ブラジル海流, ㉒南大西洋海流, ㉓ベンゲラ海流, ㉔ソマリ海流, ㉕アグラス海流

図6 世界の海洋表層の主要な海流分布 (柳, 1988)

て重くなった気流は、赤道方向へ向かいながら温められて、緯度50度付近で上昇する。これらの2つの子午面循環に挟まれた中緯度付近には別の子午面循環が形成され、この循環に伴う地表面付近の極向きの気流は地球の転向力の影響を受けて、北半球では東向きに偏向して「偏西風」になる。緯度20度付近の下降気流は「亜熱帯高圧帯」を形成し、この付近は乾燥地帯となる。また、赤道域の上昇気流は「熱帯収束帯」を形成し、ここでは気象擾乱が発達する。

海面付近の西向きの風（北東貿易風）によって引きずられる表層の海水は、地球の転向力の影響を受けて、北半球では北へ移動する。また、海面付近の東向きの風（偏西風）によって引きずられる表層の海水は、地球の転向力の影響を受けて、北半球では南へ移動する。このため、上に述べた貿易風帯と偏西風帯の境界付近に海水が集められる。この様にして集積した海水に伴う海面の高さの違いに対応して、地球の転向力の影響を受けて、北半球では海面の高い方を右手に見る向きに、表層の海水は流れる。その結果として、海洋表層には亜熱帯循環流と言われる一連の海流が形成される。図6に示された世界の海洋表層の主要な海流分布図より、風の分布に対応して、海流は赤道を挟んで南北にほぼ対称であること、亜熱帯地域に大きな循環流が存在していることがわかる。なお、強い海流は全て大洋の西岸を流れており、これらは西岸境界流と呼ばれている。黒潮は、海水

が1周するのに約6年を要するといわれている北太平洋亜熱帯循環流の西岸境界流を形成している。

なぜ各大洋の西岸で、風は強くないのに海流は強いのだろうか？この解答は1948年に、当時28才の米国の天才海洋学者によって、地球の転向力の影響が高緯度程大きいことが原因であることが示された (Stommel, 1948)。日常生活であまり意識しない地球の自転運動に起因する転向力の影響の緯度変化という非常に小さな量が、黒潮を支配しているのである。

図6は海洋の表層1000m程度の深さまでの海流分布（海洋表層大循環）である。この循環の駆動力は風の力（風応力）であり、上に述べたような「風成大循環理論」で説明される。海洋大循環の駆動力としては、風の他に、海面を通しての熱・水収支の地域差があり、これに起因する循環は「熱塩循環」と呼ばれ、海洋深層大循環を駆動している。

海洋の上層100m～1000m層の水温はその下層と大きく異なっており、水温主躍層と呼ばれている。熱は高温域から低温域へ拡散する。したがって、海洋が全く静止しているとすると、この水温主躍層は時間とともに消滅するはずである。しかし、水温主躍層は常に存在している。このことを説明するためには、水温主躍層の下から上へ向かう冷たい海水の流れが常に存在しなければならない。また、海水に溶けている酸素量濃度は表層で最も高く、深くなるにしたがって少なくなるが、1000m以深からは徐々に増加している。酸素は海面で海水に溶けた後は、海中で生物によって消費される。したがって、古い水ほど酸素量は少ないはずである。しかし、深層の海水の酸素量は中層の海水よりも多い。このことは、深層の水は、中層の水よりも新しいことを示している。これらの事実は、図7に示す深層海洋大循環によって説明される（柳, 1988）。地球の転向力の影響の緯度

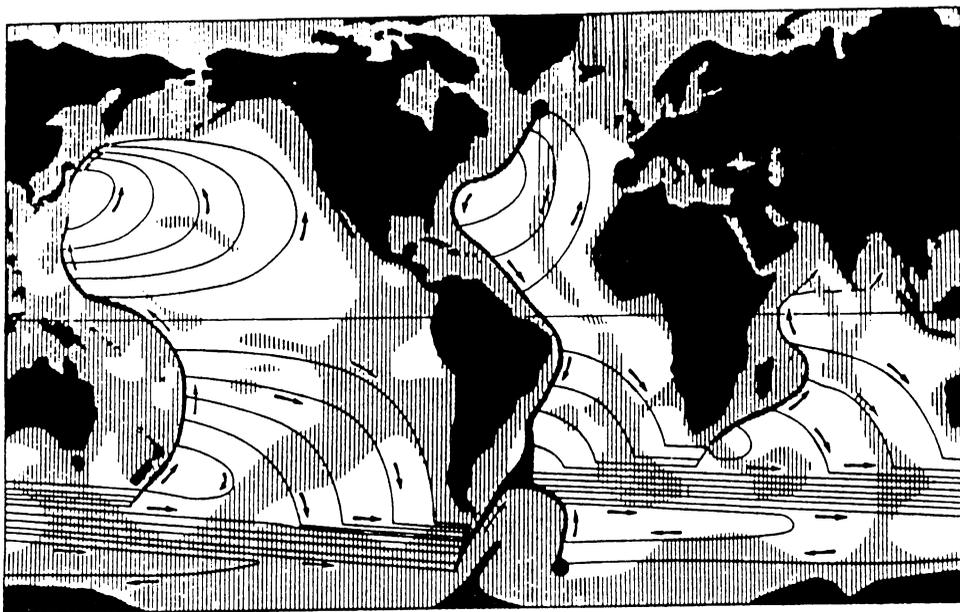


図7 深層大循環の模式図（柳, 1988）

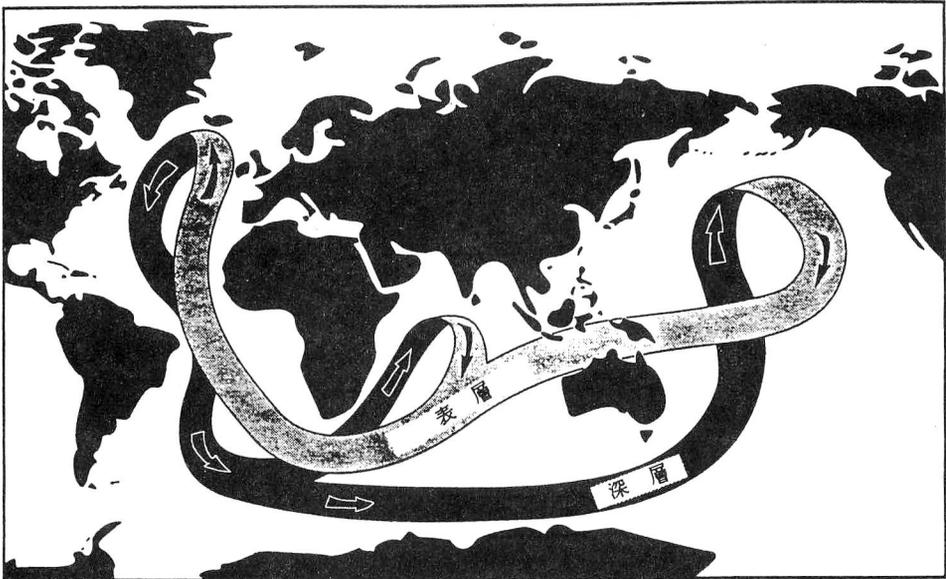


図8 世界の海洋にまたがる循環の模式図（杉ノ原，1991）

変化のために、深層水が極向きに流れている場合には中層で流れは上向きとなる。したがって、水温主躍層を維持するための湧昇流が世界のいたるところで存在するためには、深層での流れは極向きでなければならない。この極向きの流れによって運ばれる海水を補うために、海底の西端には強い赤道向きの流れがなければならない（Stommel, 1958）。世界の海洋の深層水は、グリーンランド沖及びウェデル海（図7中の黒丸の点）で塩分の特に高い表層水が海面冷却によって冷やされて重くなって、海底まで沈降し、各大洋底層の西端の流れと南極周極流によって、世界中の海の深層に広がったものである。グリーンランド沖から南米大陸南端を経て、ニュージーランド東方を通過し、北太平洋北部に達するのに約1500年を要すると見積もられている（杉ノ原，1991）。

現在の世界の海洋にまたがる3次元的な循環は、グリーンランド沖を発した深層水が南極環海で再冷却を受けながら、インド洋と太平洋に流入する。そこで表層・中層へ湧昇した海水は、表層を通過してアフリカ大陸南端から大西洋を北上し、出発点に戻るという図8（杉ノ原，1991）のようなコンベア・ベルトにたとえられる。

## 2.5 熱の南北輸送と大気・海洋間の相互作用

それでは、大気大循環と海洋大循環のどちらが熱の再配分に大きく寄与しているのだろうか？  
 実は、大気大循環と海洋大循環の各々が熱の南北輸送の変動に果たす役割は、未だ十分に分離して解明されてはいない。図9に北半球の北向きの熱輸送量の緯度分布の推定例を示す（鳥羽，1991b）。  
 実線は人工衛星観測による北半球の北向きの全輸送量、破線はそのうちの大気の観測から求めた輸

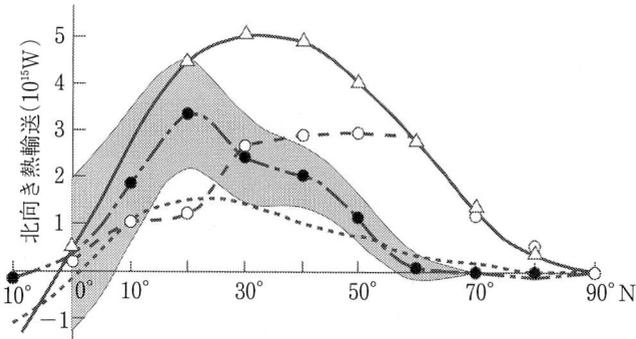


図9 北半球の北向きの熱輸送量の緯度分布の推定例（鳥羽，1991b）．実線は人工衛星観測による全輸送量，破線は大気による輸送量の観測値，点線は海面熱フラックスから求めた海洋熱輸送量の推定値，鎖線は実線と破線の差から推定した海洋熱輸送量の推定値．

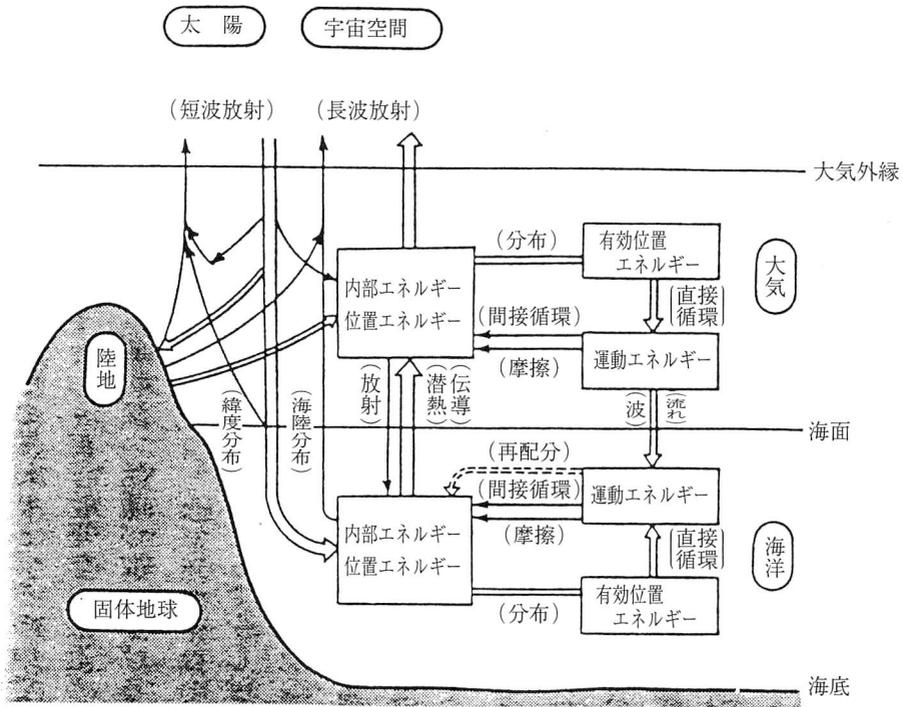


図10 大気・海洋系のエネルギーの主要な流れを表す模式図（鳥羽，1991a）

送量，鎖線は実線と破線の差として推定した海洋による輸送量である．また，点線は海面を通した熱交換量から求めた海洋熱輸送量である．なお，鎖線を挟んだ影部は誤差範囲を表している．実線，破線，点線の各量が正確であるならば，鎖線と点線は一致しなければならない．図の結果は，得られた各輸送量は完全ではないことを示している．このように，不十分な原因は，大気と海洋が複雑に関連しながら変動しているためである．

大気大循環と海洋大循環の各々が気候の維持と変動に果たす役割を解明する際には、エネルギーが大気と海洋の間を何度も出入りしていることに注目する必要がある。図10に大気・海洋系のエネルギーの主要な流れを表す模式図を示す（鳥羽，1991a）。太陽から入射したエネルギーの多くは大気を透過して、主として地表の7割を占める海洋に吸収される。海に吸収された熱は海流によって運ばれ、再分配された後、大気を下から温める。温められた大気は大規模な風系をつくる。大規模な風系は海に海流をつくり、海流は熱を運び、再び大気を温める。このように、大気大循環と海洋大循環とは密接に関連しあっている。

海洋の質量と熱容量は大気に比べて格段に大きい。したがって、気候の長期変動機構において、海洋の役割は本質的である。海のことわからなければ気候変動はわからないといえる（鳥羽，1991a）。また、大気と海洋との間での運動量（風が海面に及ぼす力）、熱量、水や二酸化炭素などの物質が出入りする割合を定量的に見積もることは、大規模な大気と海洋の循環を結合させたモデル（大気海洋結合モデル）を含む気候変動のモデルを完成するために重要である。

### 3. 黒潮と気候変動

前章では、地球の現在の気候を支配する要因の概略を紹介し、特に、海洋大循環と、海面での熱量などの交換過程が重要な役割を担っていることを述べた。それでは、鹿児島県民に馴染みの深い黒潮は、世界の気候とその変動とどのような関わりがあるのだろうか？ 以下では、このことについて述べよう。

#### 3.1 黒潮

黒潮と気候との関連を紹介する前に、ここで黒潮の概略を述べよう。黒潮という名前は、その色に由来している。海の色は、表層の海水に含まれている粒子、プランクトンからの反射光の性質によって異なる。沿岸系で栄養塩（窒素化合物、リン化合物）が豊富な海水にはプランクトンが多く、太陽光線の内の赤色を吸収した残りの多くを反射するために海の色は緑系である。これに対し、黒潮が運ぶ栄養塩の少ない海水にはプランクトンも少なく、太陽光線の多くが海水に吸収されるために海の色は黒色系となるのである。

黒潮とは、北太平洋亜熱帯循環の西岸境界流であって、北赤道海流がフィリピン東方で南へ向かうミンダナオ海流と北へ向かう流れに分かれるところを源として、房総沖合いで本州沿岸を離れるまでの一連の流れを指し、本州から離岸した後の黒潮続流とは区別されている（増田，1991）。フィリピン東方を北上して、台湾の東から東シナ海に流入した黒潮は、大陸棚斜面に沿って、北東に進み、屋久島西方で向きを南東へ変え、トカラ海峡を通過して、太平洋へ流入する。図11に1972年に提出された東シナ海の海流の模式図を示す（Nitani, 1972）。この図では対馬暖流が屋久島西方で黒潮から分岐している。また、大隅海峡には、黒潮から枝分かれした流れ（大隅分枝流）が記載されている。しかし、最近の研究によって明らかにされたこれらの流れの様相はこの図とは

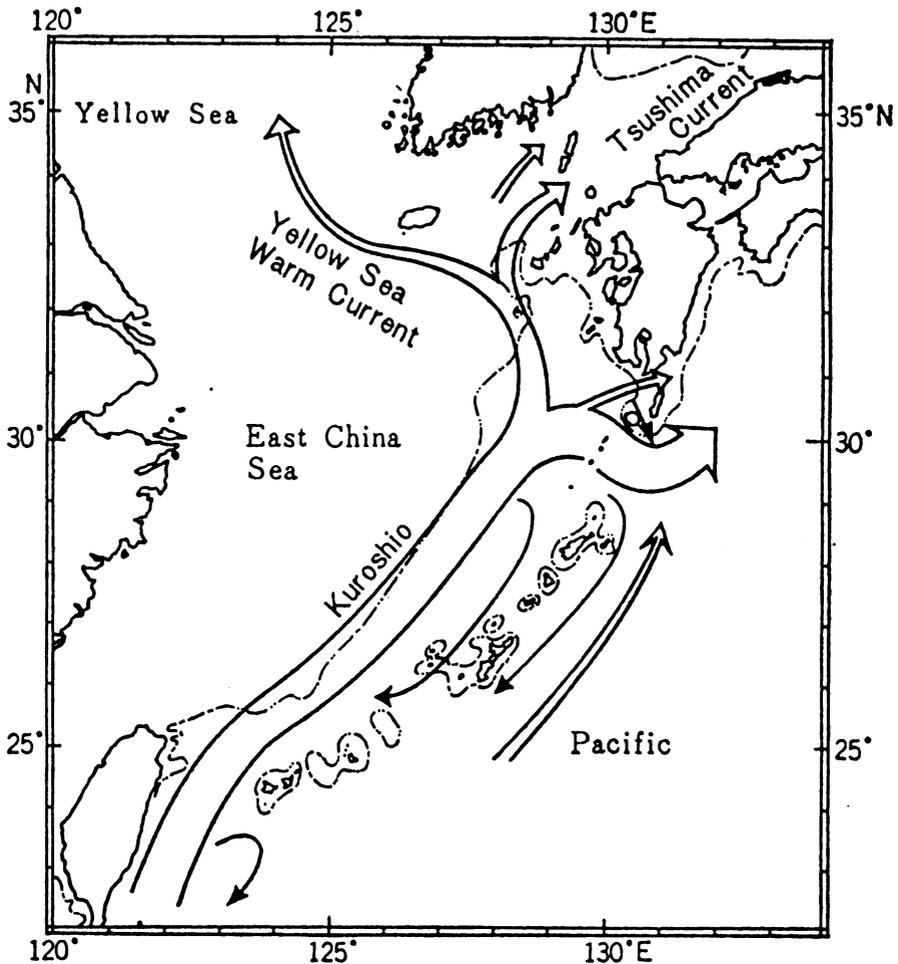


図11 東シナ海の海流の模式図 (Nitani, 1972)

異なっている。対馬暖流は図のように黒潮と匹敵するほどには明瞭ではなく、水深が100m~200mの大陸棚上をゆっくりと北進しているらしいことが人工衛星による漂流ブイの追跡結果から報告されている (Lie and Cho, 1994)。また、大隅分枝流はトカラ海峡を20日~30日周期で南北に移動し、時には佐多岬南端にまで達する黒潮の一端をとらえている可能性が強い (市川, 1990)。

黒潮は、種子島南方で向きを北東に変えた後、九州東岸、四国南方を岸に沿って進む。本州南方での黒潮の流路は大きく2つに分類される。1つは直進流路と呼ばれ、紀伊半島南端から岸沿いに直進して房総沖に達する経路であり、他の1つは大蛇行流路と呼ばれ、紀伊水道南方から南東に向きを変え、遠州灘のはるか南の沖合いを迂回した後に、再度北上して房総沖に達する経路である。図12に直進期 (a) と大蛇行期 (b) のいろいろな時期に観測された流路を重ねて示す。1970年代までは、大蛇行流路は「黒潮異常」として研究が進められてきた。しかし、その後の研究で、どち

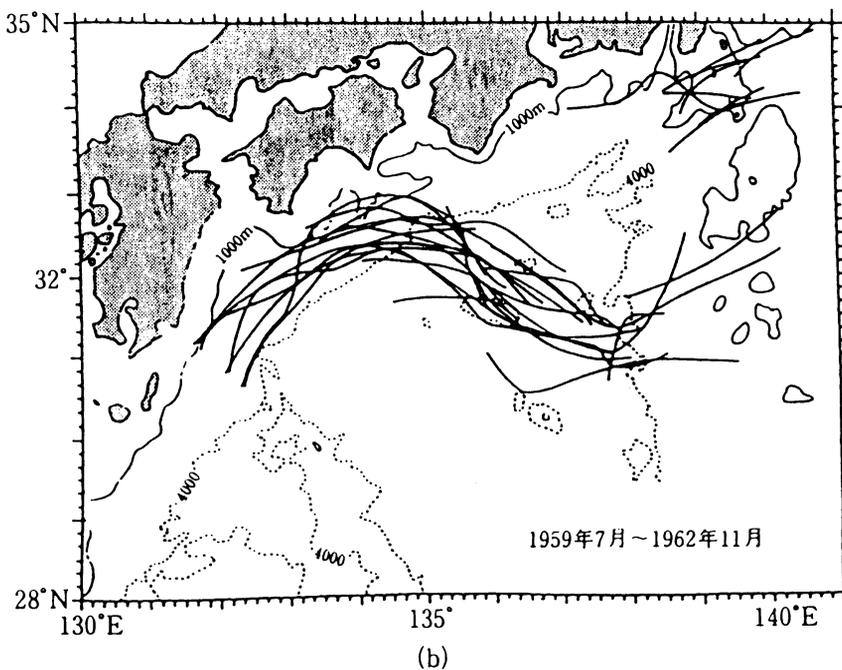
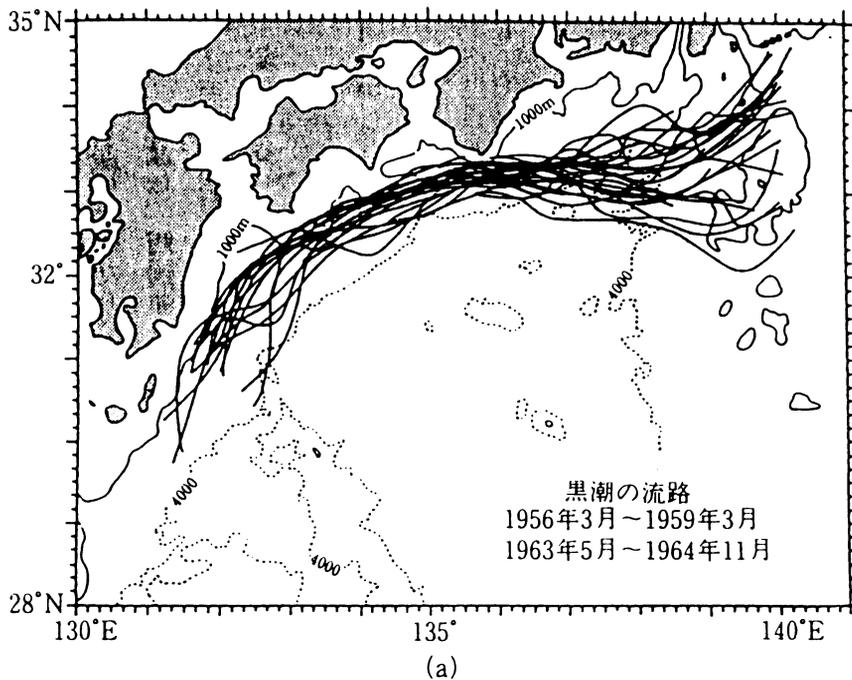


図12 直進期 (a) と大蛇行期 (b) の流路 (増田, 1991)

らの流路も数年以上継続し、同じくらいの期間を占めており、流路の交代に要する時間が短いことから、2つの流路はそれぞれ準安定な定常流路と見て良いとされるようになった。すなわち、大蛇行流路は異常状態ではなく、日本南岸における黒潮の普通の姿の一方なのである。このことを「黒潮流路の二重性」という。大蛇行の発生・消滅は漁業活動に大きな影響を与えるため、黒潮の流路が、なぜ、どのような仕組みで変化するのかを解明し、いつ変化するのかを予測することが海洋物理学の大きな問題の1つとなっている。黒潮は北太平洋亜熱帯循環の西岸境界流であり、北太平洋全体の海況を集約したものであるとともに、大蛇行は局所的な現象である。したがって、大蛇行の予測を行うためには、太平洋または地球規模の現象との関係を調べるとともに、流路変動のきっかけとなる種々の局所的な現象との関係についても調べる必要のあることが指摘されている（増田，1991）。

黒潮の観測は、気象庁・海上保安庁水路部・水産庁・各県水産試験場によって精力的に調べられている。これらの観測結果から、黒潮の最大流速は200cm/sec程度、幅は100km程度、厚さは500m程度であるといわれている。また、東シナ海の黒潮が運ぶ海水の量（流量）は毎秒2500万トン程度であるが、20日～30日の周期で大きく変動している（Ichikawa and Beardsley, 1993）。

### 3.2 黒潮の役割

図13に海洋が世界の海面を通して大気から獲得する正味の熱量の年平均値の分布を示す（鳥羽，

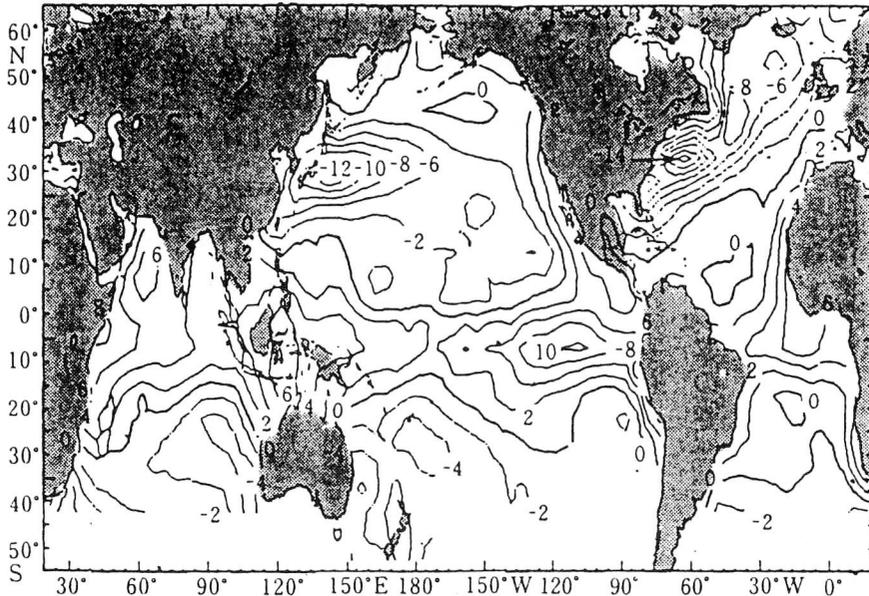


図13 世界の海面での正味の熱獲得量の年平均値の分布（鳥羽，1991b）。単位は $0.1 \text{ W/m}^2$ 。正は大気から海へ入る量、負は海から大気へ出る量。

1991b). 図中の数字の単位は $0.1W/m^2$ であり、正の数字は熱獲得量を、負の数字は熱放出量を表している。この図より、北大西洋西部海域と並んで、日本東方海域が、海洋から大気への熱放出量が多い、世界有数の海域であることがわかる。なぜ、日本東方海域ではこのように熱放出量が多いのだろうか？ 海洋から大気への熱の放出は、潜熱と顕熱が担っている。潜熱は海面水温と気温の差と風速が大きいほど大きい。また、顕熱は海面水温と気温の差が大きいほど大きい。したがって、日本東方海域では、海面水温と気温の差と風速が他の海域よりも大きいために熱放出量が多いと考えられる。日本東方海域で、海面水温と気温の差と風速が他の海域よりも大きいのは、簡単に書くと、黒潮によって暖水が運び込まれていること、大陸から冷たい風が吹き出しているためである。

さて、年々の海洋表層の水温は大きく変化しないから、図13で海面から大気への熱放出があるところでは、大気への放出量と同じ量の熱が海流によって運ばれてきていなければならない。この海流の役割を日本東方海域では黒潮が担っているのである。図9の点線で示された量は、この水平分布を説明するために必要な、海流によって運ばれるべき熱量として、緯度別に推定されたものである。

海面での熱交換量の地理的な分布を示す図13から、黒潮が暖水を南から日本東方海域へ運んでいることが推定された。以下では、逆に、海洋内の海水の運動および水温・塩分の観測から黒潮が運ぶ熱量を評価した例を紹介しよう（市川，1993）。

北太平洋亜熱帯循環が運ぶ正味の熱の南北輸送量を評価するために、東シナ海で黒潮横断を含めた北緯24度線に沿った太平洋を横断する観測線上の216点において、米国の研究船によって、海底または深度6300mまでの水温と塩分の分布を調べる海洋観測が、1985年3月から6月の67日間に行われた。Bryden et al. (1991)はこの資料を種々の工夫の基に解析して、以下の結果を得ている。

### 1) 表層の吹送流による北向きの熱輸送量

$$\begin{aligned} &= \text{北向きの吹送流の流量} \times (\text{表層平均水温} - \text{南下流領域平均水温}) \\ &= 0.37 \times 10^{15} \text{ W} \end{aligned}$$

### 2) 黒潮による北向きの熱輸送量

$$\begin{aligned} &= \text{黒潮の流量} \times (\text{黒潮平均水温} - \text{南下流領域平均水温}) \\ &= 0.39 \times 10^{15} \text{ W} \end{aligned}$$

### 3) 正味の北向きの熱輸送量の和

$$\begin{aligned} &= 0.37 \times 10^{15} \text{ W} + 0.39 \times 10^{15} \text{ W} \\ &= 0.76 \times 10^{15} \text{ W} \end{aligned}$$

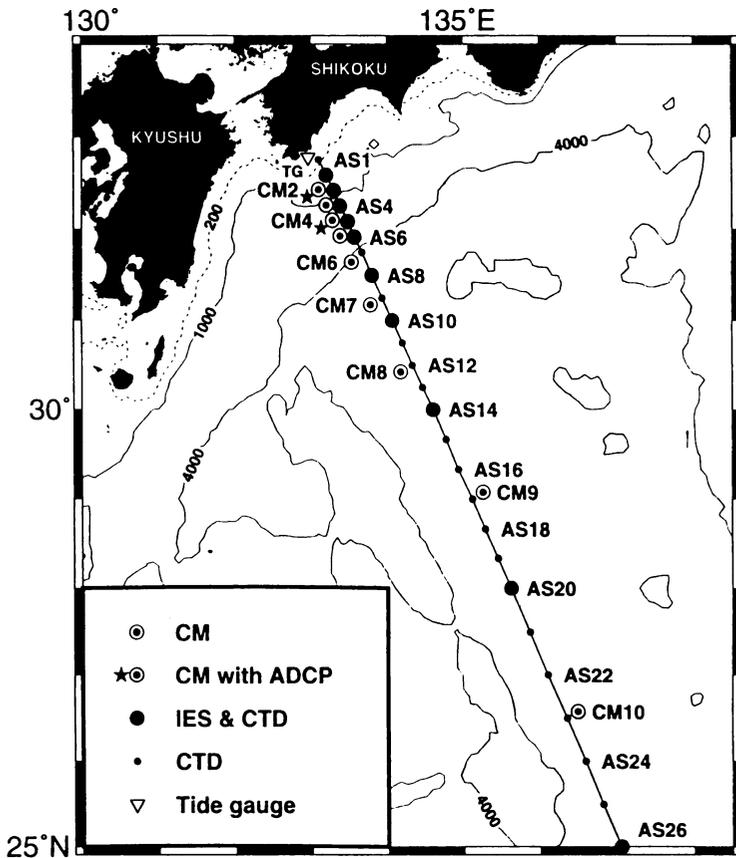


図14 足摺岬沖黒潮協同 (ASUKA) 観測線 (Imawaki et al., 1997)

この結果と、既存の大西洋北緯24度線の南北熱輸送量 ( $1.22 \times 10^{15}$  W) とを合わせると、海洋が北緯24度線を横切って北向きに運ぶ熱量は約  $2.0 \times 10^{15}$  W となり、大気が北向きに運ぶ熱量 (約  $1.7 \times 10^{15}$  W) よりも大きくなる。また、今回新たに得た大気と海洋が北向きに運ぶ熱量の合計 (約  $3.7 \times 10^{15}$  W) は、大気圏直上での太陽からの放射熱量の南北収支から見積もられた大気と海洋の合計南北輸送量 (約  $4.0 \times 10^{15}$  とほぼ一致している (図9参照)。ただし、最近、人工衛星資料から見積もられた合計南北輸送量の値 (約  $5.3 \times 10^{15}$  W) に比べて30%程小さい。

彼らの結果は、黒潮は、北太平洋亜熱帯循環西岸境界流として、北太平洋中緯度において海洋が運ぶ熱の南北輸送量の約50%を担っており、北緯24度線を横切って全球の大気と海洋が運ぶ合計南北輸送量の約20%を担っていることを示している。ただし、この結果は、ただ1度だけの太平洋横断観測結果から導き出したものであって、気候値としての意味を持ってはいない。このため、その時間的な代表性は不明である。

九州大学応用力学研究所の今脇資郎教授を代表とする研究グループ (足摺岬沖黒潮協同観測

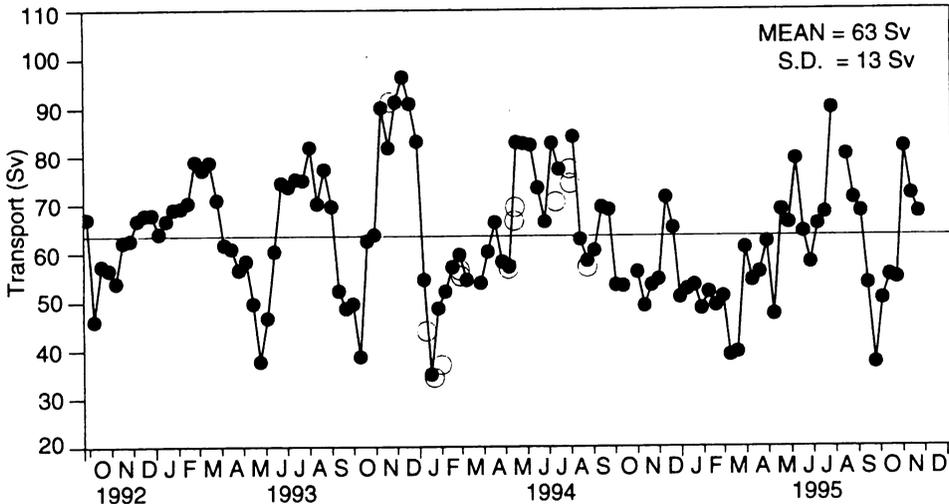


図15 人工衛星海面高度計データから得た足摺岬沖黒潮協同観測線の北緯30度より北側の1000m以浅の上層で東向きに流れる海水の量（流量）の変動 (Imawaki et al., 1997). 図中の白丸は係留流速計観測と海洋観測資料から得た流量.

(ASUKA) グループ：九州大学，鹿児島大学，東京大学，三重大学，東海大学，海上保安庁，気象庁，水産庁他の各機関所属の研究者で構成）は，世界海洋循環実験計画（World Ocean Circulation Experiment, 略称 WOCE）および国際協同海洋観測（Global Ocean Observing System, 略称 GOOS）の一環として，1993年秋に水産学部練習船「敬天丸」によって，足摺岬から南方沖の北緯25度までの観測線（図14）上の9点に，合計35台の流速計を設置した．1995年秋までの2年間の流速計係留観測期間中に，この観測線上で合計約50回の海洋観測が，ASUKA グループによって行われた．また，1993年～1994年には北緯30度線上を日本から米国まで太平洋を横断する観測が，海上保安庁，水産庁，東海大学によって行われた（深澤他，1995）．

黒潮による熱の南北輸送量とその変動を評価するために，これらの資料と人工衛星による観測資料とを合わせた統合的な解析が現在進められている．得られた結果の一例として，北緯30度より北側の1000m以浅の上層で東向きに流れる海水の量（流量）の1992年10月～1995年12月の期間中の変動を図15に示す (Imawaki et al., 1997)．渦の通過に伴って，黒潮流量は卓越した季節変動成分を持たないで，40～100 Sv (1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/sec) の範囲で絶えず変動を繰り返していることをこの図は示している．

#### 4. おわりに

本講義では，最初に，地球の気候を支配している主な要因の説明を通して，地球の環境が今のよ様な穏やかな状態である理由を述べ，特に，海洋大循環と，海面での熱量などの交換過程が重要な役割を担っていることを述べた．次に，黒潮と世界の気候動との関わりについて，現在，私たちが

どの程度理解しているのかを紹介した。

海のことがわからなければ気候変動はわからないといえる程に、海洋は気候の長期変動と密接に関連している。しかしながら、現象の複雑さと観測の困難さのために、海に関する諸問題および大気海洋相互作用に関する諸問題の多くは、未だに十分に解明されていない。かけがえのない地球の環境を守るためには、大気と海洋における複雑な現象のカラクリの解明を急がねばならない。そのために、私たちは、今こそ、「旺盛な探求心」と「繊細で緻密な考察力」と「大胆な発想」を必要としている。

受講者の皆さんが、本講義を通して、南太平洋海域を源として、我々に身近な鹿児島海を流れている黒潮が現在の全世界の気候の維持に非常に重要な役割を果たしていることを知り、地球環境を取り巻く太陽と大気と海洋の営みの不思議さに興味を抱く契機となれば幸いである。

本文を作成するにあたり、鹿児島大学水産学部茶園正明教授より貴重な意見を戴いた。記して謝意を表す。なお、本資料は1995年7月22日に開催された鹿児島大学水産学部公開講座「鹿児島の海」で用いられた資料の一部を改編したものであることを付記する。

#### 引用文献

- 浅井富雄 (1991) : 地球温暖化と海水位の上昇。海と地球環境－海洋学の最前線－, 日本海洋学会編, 東京大学出版会, p. 48-60.
- Bryden, H., D. Roemmich and J. Church (1991) : Ocean heat transport across 24 N in the Pacific. Deep-sea Research, Vol. 38, p. 297-324.
- 深澤理郎・水谷倫也・杉森康宏・奥田邦明・安田一郎・板東保・寄高博行・岩永義幸・今脇資郎・久保田雅久 (1995) : 北緯30度を通過する熱・塩分フラックスの推算 (速報). 月刊海洋, 号外 No. 9, p. 41-51.
- 花輪公雄 (1991) : テレコネクション。海と地球環境－海洋学の最前線－, 日本海洋学会編, 東京大学出版会, p. 31-40.
- 市川洋 (1990) : 第32章 薩南諸島周辺海域 II 物理。続・日本全国沿岸海洋誌 (総説編・増補編), 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, 東海大学出版会, p. 642-653.
- 市川洋 (1993) : 熱の南北輸送量の観測。月刊海洋, 号外 No. 4, p. 92-97.
- Ichikawa, H. and R. C. Beardsley (1993) : Temporal and Spatial Variability of Volume Transport of the Kuroshio in the East China Sea. Deep-Sea Res., Vol. 40, No. 3, p. 583-605.
- Imawaki, S., H. Ichikawa, M. Fukasawa, S. Umatani and ASUKA Group (1997) : Time Series of the Kuroshio Transport Derived from Field Observations and Altimetry Data. Internatinal WOCE Newsletter, No. 25, p. 15-18.

- Lie, H.-J. and C.-H. Cho (1994) : Origin of the Tsushima Warm Current. *J. Geophysical Res.*, Vol. 99, pp-25, 081-25, 091.
- 増田章 (1991) : 黒潮大蛇行の謎. 海と地球環境－海洋学の最前線－, 日本海洋学会編, 東京大学出版会, p. 75-87.
- Nitani, H. (1972) : Beginning of the Kuroshio. in *Kuroshio*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, University of Washington Press, Seattle, p. 129-163.
- 杉ノ原伸夫 (1991) : 世界の海の水の循環. 海と地球環境－海洋学の最前線－, 日本海洋学会編, 東京大学出版会, p. 62-74.
- Stommel, H. (1948) : The westward intensification of wind-driven currents. *Transactions, American Geophysical Union*, Vol.29, 2202-206.
- Stommel, H. (1958) : The abyssal circulation. *Deep-sea Research*, Vol. 8, p. 80-82.
- 鳥羽良明 (1991a) : 大洋と地球の海と空. 海と地球環境－海洋学の最前線－, 日本海洋学会編, 東京大学出版会, p. 2-11.
- 鳥羽良明 (1991b) : 風と波. 海と地球環境－海洋学の最前線－, 日本海洋学会編, 東京大学出版会, p. 11-21.
- 角皆静男 (1991) : 地球温暖化の鍵を握る海洋. 海と地球環境－海洋学の最前線－, 日本海洋学会編, 東京大学出版会, p. 225-231.
- 柳哲雄 (1988) : 海の科学－海洋学入門－, 恒星社厚生閣, pp. 126.

#### 参考図書

本文で述べた内容をさらに詳細に学びたい人に、本文の作成に当たって参考にした以下の単行本を推奨する。

日本海洋学会 (編) 『海と地球環境－海洋学の最前線－』 東京大学出版会, 1991

柳 哲雄 『海の科学－海洋学入門－』 恒星社厚生閣, 1988