

# 海洋大循環と気候変動

花 輪 公 雄\*

## Ocean General Circulation and Climate Change

Kimio HANAWA\*

### Abstract

The oceans play important roles in the formation of the earth's climate, and in climatic variations and change. One of these important roles is meridional heat transport due to oceanic general circulation, especially three-dimensional thermohaline circulation through the entire water column. The oceans transport a huge amount of heat-as much as that of the atmosphere. Accordingly, the north-south gradient of surface air temperature is greatly mitigated. Corresponding to global warming due to increases of greenhouse gasses, the oceanic heat content has increased sharply. Global warming might cause a weakening of the strength of thermohaline circulation.

**Key words** : general circulation, thermohaline circulation, meridional heat transport, heat content, global warming

**キーワード** : 海洋大循環, 熱塩循環, 南北熱輸送, 気候変動, 地球温暖化

### I. はじめに

海洋は、地球の気候の成り立ちにも、その変動や変化にも大きく関与している。1970年代後半から始まったWCRP(世界気候研究計画)のサブプログラムとして、海洋の大循環に焦点を当てたWOCE(World Ocean Circulation Experiment:世界海洋循環実験;ウォースと発音)計画が実行されたのも、気候変動のより深い理解には、海洋のさらなる理解なくしてはありえない、との認識の現われであった。

気候の形成と変動における海洋の役割、とりわけその大循環の役割は極めて大きい。ここで大循環とは、絶え間なく揺れ動いている海洋の流れの場を、広い空間で、かつ長い時間にわたり平均し

たときに現われる海水の循環のことである。海洋にも、大気の高・低気圧と同じような渦が充満しているが、大循環ではこれらの中規模現象は平滑化されて現われない。また、このような平均を施しても、強い流れが、帯状になって現れるところがある。これが海流であり、日本周辺には黒潮や親潮が流れている。

本稿は、この海洋大循環が地球の気候の形成と変動や変化とに、どのような働きをしているのかを述べ、地球温暖化が顕在化するなか、将来どのような変化が起ころうとしているのかについての知見を紹介する。

### II. 南北熱輸送における海洋の役割

もし、地球が大気や海洋という流体の層をもっ

\* 東北大学大学院理学研究科

\* Graduate School of Science, Tohoku University

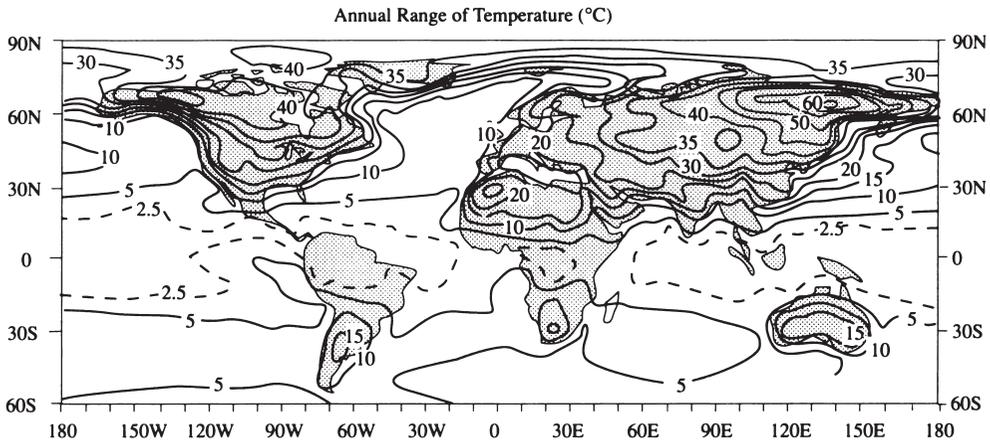


図 1 地上気温の年較差（年変化の振幅）の分布。  
Hartmann (1994) より引用。(原図は Shea, 1986 による)

Fig. 1 Map of the annual range of surface air temperature. Cited from Hartmann (1994) (original figure was drawn by Shea, 1986)

ていなかったら、どのような気候になるのだろうか。太陽からは可視域にエネルギー強度の中心をもつ太陽放射（短波放射）が地球に降り注いでいる。流体の層をまとっていない固体地球では、直接このエネルギーを地面が受けることになる。土壌、砂、岩石などは熱を伝えにくい物質なので、外部からの熱をその内部に貯えることができず、表面近くだけが暖まってしまう。したがって、入射した熱エネルギーは貯えられることなく、すぐに宇宙空間へと再放出されることになる。

地球は、回転軸を公転軌道面に対し 23.5 度傾け、約 24 時間で 1 回転し、約 365 日で太陽の周りを一周している。したがって、地球上のある地点に入射する太陽放射量は、1 日の時間スケールでも、1 年の時間スケールでも変動することになる。入射した太陽放射は、地面を加熱する。暖まった地面は、今度は赤外線として宇宙空間に熱エネルギーを放射する（地球放射または長波放射）。このような熱エネルギーのバランスから、地面の温度は、大きな南北差が生ずることに加え、大きな日較差や年較差という時間変化を示すであろうことは容易に想像できる。

実際、大気と海洋という流体の層をまとった現実の地球でも、地上気温の年較差が大陸上で大き

いことが観察できる。図 1 は、地表面気温の年較差の分布である。ユーラシア大陸など、特に大きな大陸内部では、海洋に比べ格段に大きな気温の年較差を持っていることがわかる。

地球の年平均した緯度ごとの放射収支を、図 2 に示す。容易に想像できるように、地球に吸収される短波放射は低緯度域で多く、高緯度域で少ない。いっぽう、地球が宇宙空間に放出する長波放射は、低緯度域で多く高緯度域で少ないという短波放射と同じ傾向をもつものの、その差は短波放射の差に比べてずっと小さい。すなわち、低緯度域では、その場で失う放射よりも過剰に短波放射を得ており、逆に高緯度域では、その場で得る放射よりも過剰に長波放射を出しているのである。しかしながら、低緯度域で年々気温や海水の温度が上昇し、高緯度域では年々気温や海水の温度が下降することはない。これは、流体である大気や海水が、その運動により、低緯度域の過剰な熱エネルギーを、不足している高緯度域に輸送しているからである。これを南北熱輸送、あるいは子午面熱輸送と呼ぶ。

図 3 は、大気と海洋による南北熱輸送量の緯度分布を示したものである。南北両半球で、緯度 30 度から 45 度付近が輸送量の最大で、北半球で

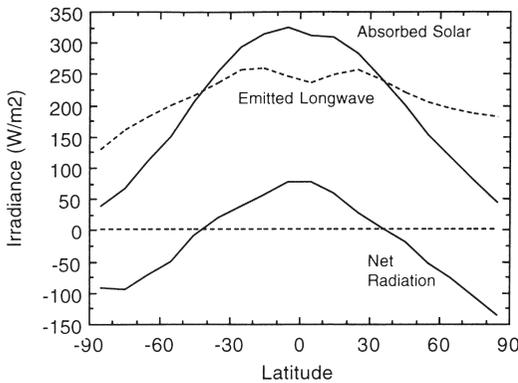


図2 地球が正味受け取る太陽からの短波放射(太陽放射, 実線: 上)と, 地球が宇宙空間に放出する長波放射(地球放射, 破線), および正味の放射(それらの差, 実線: 下)の緯度分布。(Hartmann, 1994より引用)

Fig. 2 Graphs of annual-mean absorbed solar radiation (upper solid line), outgoing long-wave radiation (broken line), and net radiation (lower solid line) averaged around latitude circle. (Cited from Hartman, 1994)

は北極向き, 南半球では南極向きに輸送されている。その大きさは, おおよそ6ペタワット(1ペタワットは10の15乗ワット)である。北半球における大気と海洋の熱輸送量はほぼ同じ大きさで, 海洋は中でも低緯度側で大きな輸送を担っている。

従来, 海洋の熱輸送は, 大気の熱輸送に比べかなり小さいという認識であった。これは, 図2に示した放射収支の全球的な分布も不確かで, ラジオゾンデによる大気の高層観測網も不十分だったので, 放射収支と大気の熱輸送から残差として求めた海洋の熱輸送の評価には, 大きな誤差が含まれていたためである。実際, 1960年代までは, 海洋の熱輸送は大気の熱輸送の半分にも達しないという評価であった。図3のような海洋の大きな熱輸送量の描像が得られたのは, 人工衛星による全球の放射観測が可能となり, 大気の高層観測網が整備され, 大気の熱輸送がより正確に評価できるようになった1970年代にはいつてからのことである。その後, 海中の流れと水温を計測し, 海洋の熱輸送量を直接評価することが重要課題と

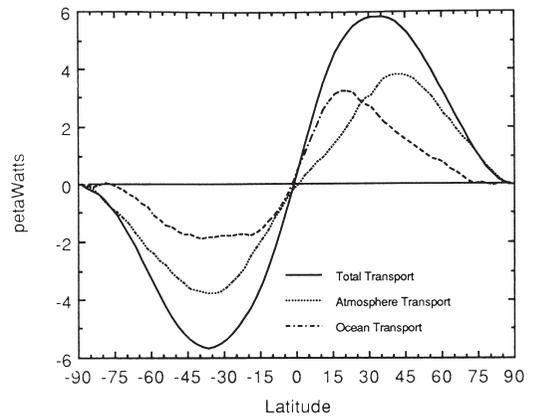


図3 熱の南北輸送量の緯度分布。北向き正。大気(点線), 海洋(破線), およびその和(実線)。(Hartmann, 1994より引用)

Fig. 3 Latitudinal distribution of annual mean meridional heat transports: atmosphere (dotted line), ocean (broken line) and total transport (solid line). (Cited from Hartmann, 1994)

なった。この評価を目的の一つに掲げた国際的な研究計画が, 1990年から2002年まで行われたWOCE計画である。このWOCE計画では, 各大洋の多くの緯度帯で海洋の南北熱輸送量が評価されるとともに, その時間変動も評価された。

以上述べてきたように, 大気とともに海洋は, 低緯度の熱を高緯度に輸送することで, 地球の南北気温差を大きく緩和しているのである。海洋の気候形成における大きな役割の一つが, この南北熱輸送といえる。

### III. 海洋大循環と熱輸送

海洋で熱輸送を担っている実体は海水の運動, とりわけ大規模なスケールでの循環である。海洋は, 大別すると水深数百メートル付近に存在する主水温躍層を境に, 上部の暖水層と, 下部の冷水層に分けることができる。上部の暖水層の運動の主な駆動力は大気の花応力であり, この風応力で駆動された表層循環を風成循環(wind driven circulation)と呼ぶ。いっぽう, 下部の冷水層の運動は地球規模の対流の現われである。すなわち, 駆動力は海面における加熱と冷却, 降水と蒸

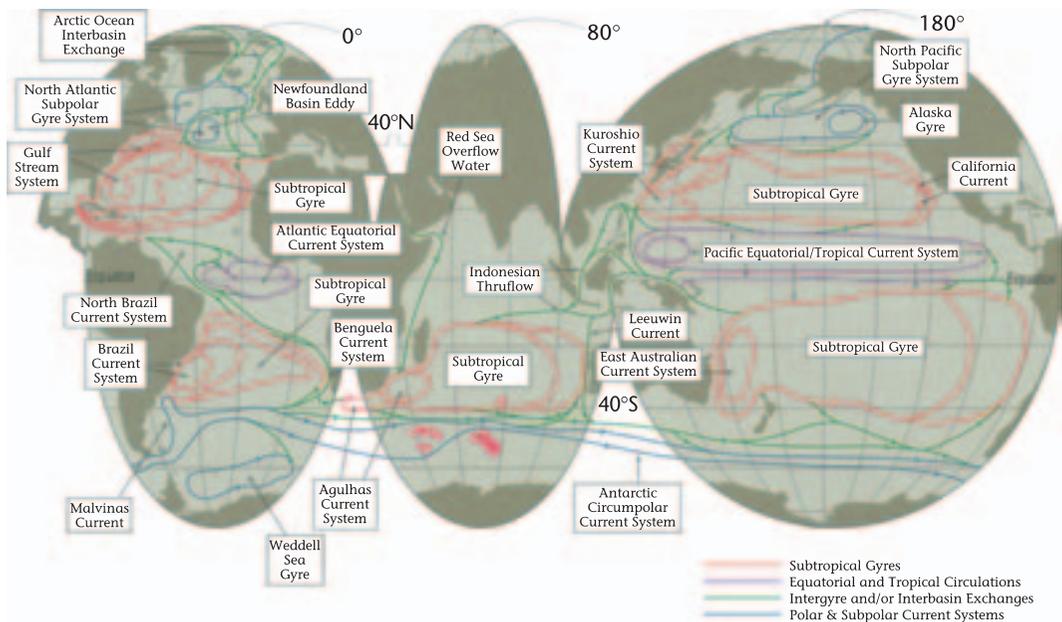


図 4 主要表層循環の模式図。(Schmitz, 1996a より引用)

Arctic Interbasin Exchange : 北極海盆間交換, North Atlantic Subpolar Gyre System : 北大西洋亜寒帯循環系, Gulf Stream System : 湾流系, North Brazil Current System : 北ブラジル海流系, Malvinas Current : 亜熱帯循環, Atlantic Equatorial Current System : 大西洋赤道海流系, Benguela Current System : ベンゲラ海流系, Agulhas Current System : アグラハス海流系, Weddell Sea Gyre : ウェッデル海循環, Red Sea Overflow Water : 紅海流出水, Indonesian Thruflow : インドネシア通過流, Kuroshio Current System : 黒潮海流系, Leeuwin Current : ルーウィン海流, East Australian Current System, 東オーストラリア海流系, Antarctic Circumpolar Current System : 南極周極海流系, Pacific Equatorial/Tropical Current System : 太平洋赤道/熱帯海流系, North Pacific Subpolar Gyre System : 北太平洋亜寒帯循環系, Alaska Gyre : アラスカ循環, California Current : カリフォルニア海流.

線の表示は以下の通り. Subtropical Gyres : 亜熱帯循環, Equatorial and Tropical Circulations : 赤道および熱帯循環, Intergyre and/or Interbasin Exchanges : 循環間および、または海盆間交換, Polar and Subpolar Current Systems : 極および亜寒帯海流系

Fig. 4 A global map schematically identifying the location and nomenclature for most major upper ocean flow pattern and the connections between these current systems. ( Cited from Schmitz, 1996a )

発による海水の密度の空間的变化, すなわち密度差であり, この深層循環を熱塩循環 (thermohaline circulation) と呼ぶ。表層水は冷却されて重くなり, 幾つかの特定海域で沈み込んで, 深層水となる。沈み込んだ深層水は, 大陸西岸に沿って海洋を巡りつつ, 内部領域へと侵入する。そして深層水は緩やかに上昇し (これを湧昇と呼ぶ), ついには表層に取り込まれ, 表層循環を経て深層水の形成海域へと回帰する。このような大規模で 3 次元的な循環が熱塩循環である。

図 4 は, 表層循環の模式図である。各海盆の中緯度域西部には極向きに流れる強い海流 (西岸境界流) が存在し, 北 (南) 半球では (反) 時計回りの循環流が存在する。これを亜熱帯循環系と呼ぶが, その高緯度側には亜寒帯循環系が存在する。また, おおよそ南緯 40 度以南の南大洋は, 唯一大陸が存在しない海洋であり, 世界の海洋で最大の海流である南極周極海流が存在する。

1980 年代半ば, 表層循環と深層循環を結び付ける海洋の 3 次元循環の模式図が描かれた。図 5

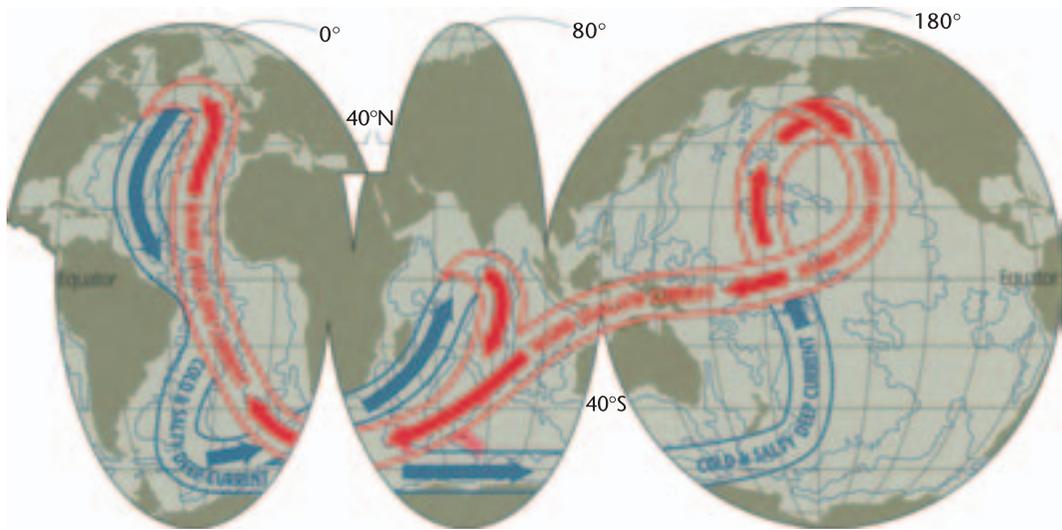


図 5 ブロッカーのコンベアベルト。海洋の深層・表層循環に伴う海水の3次元的な移動を大胆に簡略化して示したもの。Broecker (1987) の原図をもとに Schmitz (1995) が書き直した。  
Warm Shallow Current : 高温浅層流, Cold & Salty Deep Current : 低温高塩深層流

Fig. 5 A two-layer thermohaline conveyor belt summary taken schematically from Broecker (1987). (Cited from Schmitz, 1995)

にこれを示す (Schmitz, 1995)。大規模な循環が、ベルト状に描かれたので、提案者の名前を冠して「ブロッカーのコンベアベルト」と呼ばれている (Broecker, 1987)。北大西洋北部ノルウェー海で形成された冷たく、高塩分の深層水 (この水を北大西洋深層水と呼ぶ) が、インド洋、太平洋を巡りつつ表層に湧昇し、表層循環系を経て暖かい水となって、再び沈降域である北大西洋北部に回帰するという描像である。この大循環に要する時間スケールはおおよそ 2000 年程度と見積もられている。図 5 は、現実の姿を極度に単純化した描像であるが、3次元的な海洋循環の本質を示した像として、広くこの図が用いられることになった。

その後、より精密にこの3次元循環を描く試みが、多くの研究者によってなされている。たとえば、図 6 はそのような試みの一つであり、海洋を上層水、中層水、深層水、底層水と4層に分けた場合の循環像を示している (Schmitz, 1996a)。図中、流路に付された数字は、海水の体積輸送量である。単位は Sv (スベルドラップ) で、1Sv は毎秒百万立方メートルのことである。

この図には、図 5 に示された循環とは比較にならないほどの複雑な循環が描かれている。なお、この図には、北太平洋に一本の流路しか示されていない。これは、北太平洋が単純な循環であることを意味しているのではなく、まだ十分な研究がなされておらず、他の海洋のような詳細な流路が描けないことが理由である。また、図 7 は、図 6 に示した水平循環を、鉛直方向の循環に焼き直して描いたものである。表層の水が北大西洋と南大洋で沈降し、海盆を巡り表層へと回帰している鉛直循環が描かれている。鉛直循環では、沈降した水は徐々に水質を変化させながら表層に最終的に回帰するので、この過程を「オーバーターン (overturn)」と呼ぶこともある。

海洋は大気と匹敵する熱輸送を担っていることを述べたが、その大半はここに示した熱塩循環によってなされている。すなわち、大局的にみれば、高緯度でできた冷たい深層水が低緯度側に移動し、低緯度で加熱された暖かい表層水が高緯度側に移動することで、正味、熱が高緯度側へと運ばれているのである。

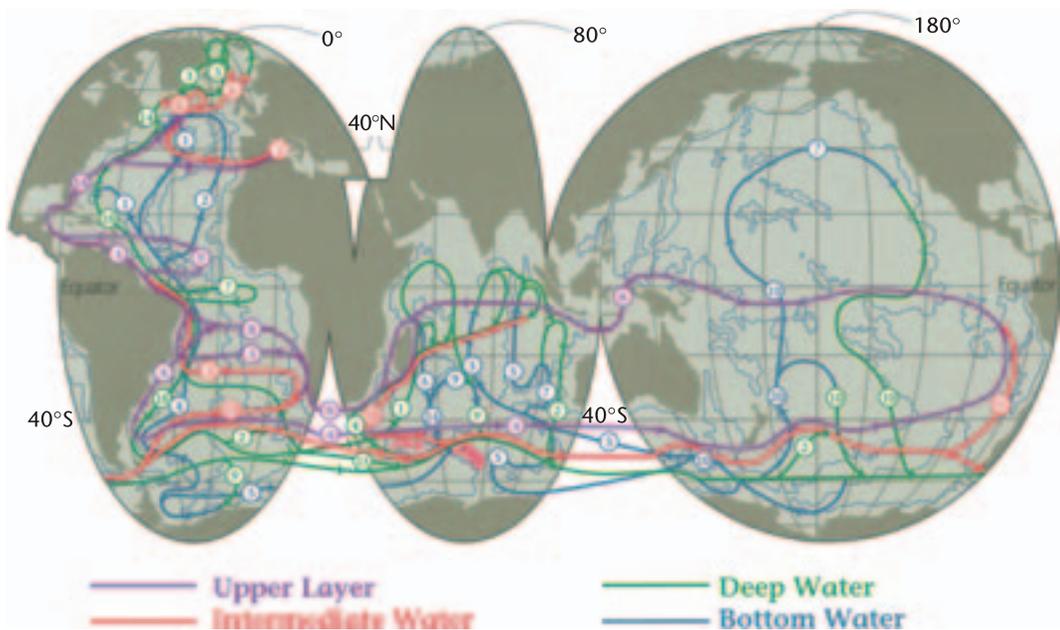


図 6 海水を底層水（青色の線）、深層水（緑色の線）、中層水（赤色の線）、上層水（紫色の線）と四つに分けたときの循環像。流路に付けられた数字は体積輸送量。単位は Sv（スベルドラップ）。1Sv は、毎秒 10 の 6 乗（百万）立方メートル。（Schmitz, 1996a より引用）

Fig. 6 A four-layer version of the deep and abyssal global thermohaline circulation and its upper level compensation flows. Volume transport estimates (in Sverdrups) are in circles associated with the key path segments. (Cited from Schmitz, 1996a)

#### IV．熱塩循環のオン・オフと気候変動

日本よりも高緯度に位置するヨーロッパの気候が温暖であるのは、その沖合に湾流の続流である北大西洋海流が低緯度から暖水を運んでいるからであると説明される。これは前の節で述べたように、深層水の形成場所であるノルウェー海へと表層水が運ばれていることによる。

もし何らかの理由で、ノルウェー海における深層水の形成が止まったらどうなるであろうか。実際、数値モデルでこのような実験が行われた。ノルウェー海の表層に人為的に淡水を与えた実験によると、表層水の密度が軽くなり、冬季に冷却されても重くならず、深層水の形成がストップする。そして図 5 に示されたようなコンベアベルトが、たった数十年で停止してしまっただのである (Bryan, 1986)。

この数値実験は人為的にノルウェー海における表層水の密度を変えたものであるが、自然現象としても同じようなことが起こった、あるいは今後もし起こりえると考えられている。最終(ヴェルム)氷期から現在の間氷期に移った後、今から 1 万 1 千年前を中心とする約 1 千年間、地球は再び寒冷化した。この寒冷な時期を、ヤンガー・ドライアス期と呼ぶ。海底堆積物などの解析から、この期間、コンベアベルトが停止したと考えられている。この理由は、北米大陸上の氷河が温暖化のために北大西洋へと崩落し、それらが溶けることで淡水が付加され、ノルウェー海の表層水の密度を軽くしたためと考えられている (Broecker *et al.*, 1990)。すなわち、コンベアベルトのスイッチがオンであるのか、オフであるのかが、温暖な地球か、寒冷な地球かを定める鍵と考えられているのである。

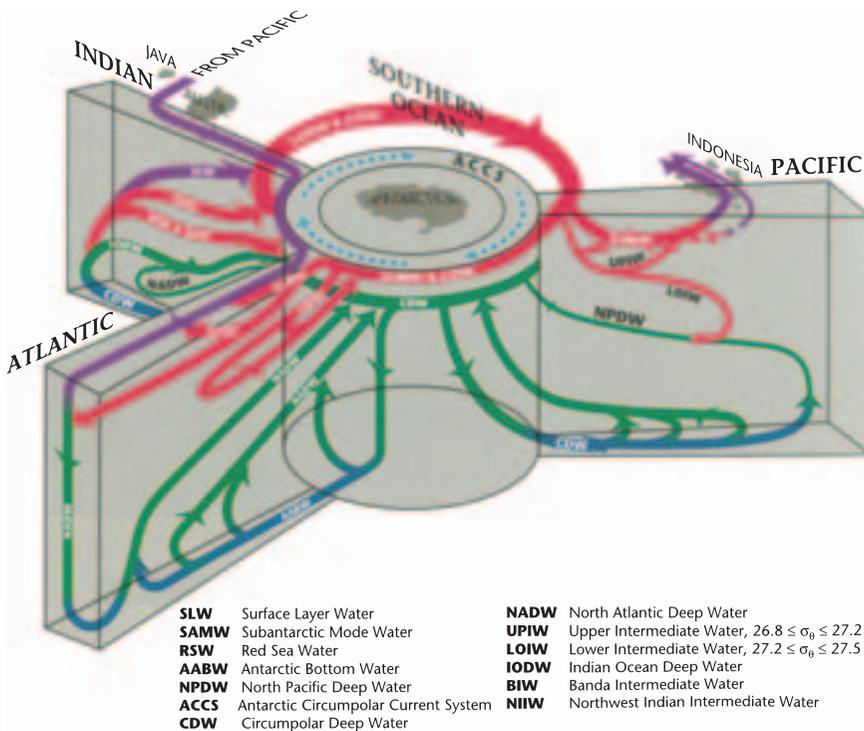


図 7 世界の海洋を巡る海水の3次元循環の模式図。

大西洋，太平洋，インド洋の3大洋の海水は，南極周極海流を通して結ばれている。また，太平洋の表層水は，インドネシアの海峡を通してインド洋にはいる。(Schmitz, 1996b より引用)

SLW：表層水，SAMW：亜南極モード水，RSW：紅海水，NPDW：北太平洋底層水，ACCS：南極周極流系，CDW：周極底層水，NADW：北大西洋底層水，UPIW：上部中層水，LOIW：下部中層水，IODW：インド洋底層水，BIW バンダ海中層水，NIW：北西インド洋中層水

Fig. 7 A three-dimensional interbasin flow schematic with typical meridional-vertical sections for the indicated oceans, and their horizontal connections in the Southern Ocean and the Indonesian Passages. (Cited from Schmitz, 1996b)

## V. 地球温暖化と海洋

産業革命以来の人間活動による化石燃料の大量消費により，二酸化炭素やメタンなどの温室効果気体濃度が急激に上昇している。「気候変動に関する政府間パネル (IPCC)」の第3次評価報告書 (IPCC, 2001) によれば，この増加に伴って，地球は温暖化し，20世紀期間中，地上気温は約0.6 上昇した。さて，海洋はこの地球温暖化に対し，二つの大きな役割を担っている。一つは，温室効果気体の吸収である。1990年代の平均で

は，化石燃料の消費等で毎年6.3ギガトン（1ギガトンは10の9乗トン）の炭素が放出され，そのうちの3.2ギガトンが大気中に残留した。残りの3.1ギガトンのうち，海洋が1.7ギガトンを，陸上生態系が1.4ギガトンを吸収した (IPCC, 2001)。すなわち，海洋は全放出量の27%を吸収していることで，温暖化を抑制しているのである。

もう一つの海洋の役割は，熱の吸収である。海水の比熱は  $4200 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$  であり，液体窒素を除いて，物質中最大の比熱をもつ。すなわち，莫

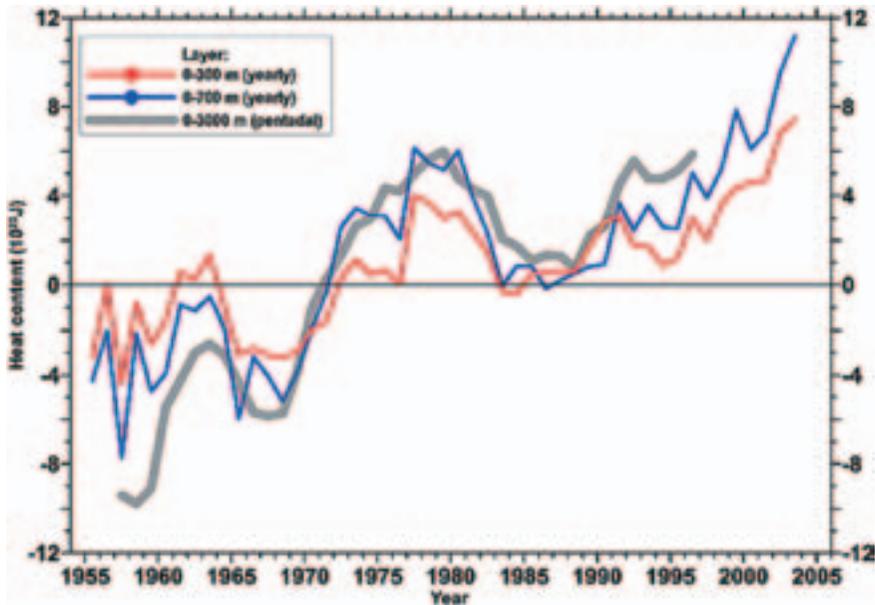


図 8 1955 年以降の海洋貯熱量の変化。

海面から 300 メートル、海面から 700 メートル、海面から 3000 メートルまでの三つの時系列。(Levitus *et al.*, 2005 より引用)

Fig. 8 Time series of ocean heat content for 0 300, 0 700 and 0 3000 m, for 1955 2003. (Cited from Levitus *et al.*, 2005)

大な熱量を、ごくわずかに温度を変化させるだけで貯えることができる。地球温暖化に伴う気温上昇は、同時に海洋への熱の移動を伴っており、実際海洋は昇温している。図 8 は、過去約 50 年間の海洋の貯熱量の変化を示している (Levitus *et al.*, 2005)。この研究では、20 世紀半ばからの 50 年間で、海面から 3000 m 深までの海洋は、 $14.5 \times 10^{22}$  乗ジュール分の熱を吸収したと見積もられた。しかし、海面から 3000 m 深まで平均した水温の上昇は、この間たった 0.037 である。仮にこの海洋が吸収した熱量で大気を加熱させたとすると、全球の大気は 35 も高くなると見積もられる。このように、海洋は温室効果気体の吸収と、熱の吸収という二つの点で、地球温暖化を緩和しているのである。

地球表面の約 71% は海洋に覆われているが、大陸は北半球に偏在している。実際、北半球の大陸と海洋はそれぞれ 39% と 71% であるが、南半球は 19% と 81% と、ほとんどが海洋である。こ

のため、地球温暖化に際しても、南北半球には応答に差異が生ずることが予想されている。図 9 は、二酸化炭素を年率 1% で増加、あるいは減少させたときの数値モデルによる温暖化実験の結果を示している (Manabe *et al.*, 1991)。二酸化炭素の増加 (減少) により、地上気温は上昇 (下降) するが、北半球に比して南半球で遅れて上昇 (下降) することがわかる。すなわち、海洋は「熱的慣性 (変わりにくさ)」が非常に大きい系なのである。

## VI. 地球温暖化と熱塩循環

地球温暖化に伴い、海洋の大循環、とりわけ熱塩循環はどうなるのであろうか。IPCC では、大気と海洋のモデルを結合させた「気候モデル」による温暖化実験結果をまとめている。将来のもっともらしい二酸化炭素の排出シナリオを与えたときの、気候変化を調べるのが目的であるが、一つの注目点は、温暖化に伴い海洋の熱塩循環がどの

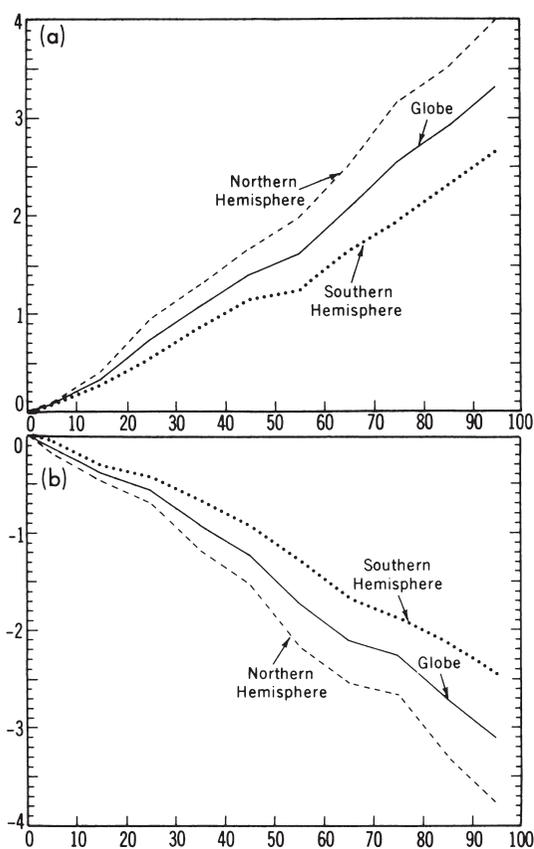


図9 二酸化炭素を年率1%で漸増したとき(上図)、および漸減したとき(下図)の地表気温の時間変化。

横軸は年、縦軸はコントロール(一定濃度)実験からの気温差( )、10年の移動平均を施している。(Manabe *et al.*, 1991)より引用。

Fig. 9 Temporal variations of the differences in area-averaged, decadal mean surface air-temperature, between the integrations of standard run and increasing run (upper panel) or decreasing run (lower panel) with annual rate of 1% for carbon dioxide concentration. (Cited from Manabe *et al.*, 1991)

ように変化するのかである。2001年に発行されたIPCC第3次評価報告書には、世界各国の九つの気候モデルによる、1850年から2100年までの熱塩循環の強さの時間変化が示されている。それによると、現在の熱塩循環は約20Svと見積もられているが、いくつかのモデルでは15Svに

達する大きな減少を示した。中にはほとんど変化しないモデルもあるが、大部分のモデルは、21世紀期間中、次第に熱塩循環が弱まるとの結果であった。ただし、21世紀末まで熱塩循環が停止するという結果はどのモデルも出していない。

熱塩循環の弱化、ひいてはコンベアベルトの停止は、先に述べたように地球の寒冷化をもたらすことが予想されている。地球の温暖化が、ひいては地球の寒冷化を促進するとは皮肉であるが、現在のところ、これを否定できる根拠はない。

最近、北大西洋で沈み込む深層水(北大西洋深層水)の量が、過去50年間で20%も減少しているとの報告が提出された(Hansen *et al.*, 2001)。ノルウェー海で形成される深層水は、イギリス、アイスランド、グリーンランドを結ぶ浅瀬を乗り越えて北大西洋に流出しなければならない。この浅瀬における流速観測と、ノルウェー海での深層水の厚さが年々薄くなっていることからの判断であり、今後の詳細な研究が注目されている。

## VII. おわりに

海洋、とりわけその大循環が、地球規模の気候の形成とその変動や変化に、大きな役割を担っていることを述べた。現在、地球温暖化が進行する中で、熱塩循環が今後どのように変化していくのかが注目されている。将来の気候予測には、数値モデルの活用が必要不可欠であり、実際、各国の気候研究センターは精力的にモデルの開発を行い、温暖化実験を行っている。本稿で述べたことでわかるように、長期の気候予測の要は、熱塩循環をどれだけ正確に再現するかである。この循環の正確な再現には、海洋内部における混合や拡散のパラメータ化など、改良すべき点多々存在している。現在IPCCでは、2007年初頭を目指して第4次評価報告書を提出すべく作業を進めている。この中で、最新のモデルを用いた熱塩循環の将来の変化が提出され、より精密な気候の予測がまとめられることが期待されている。

将来予測そのものは数値モデルによる研究であるが、いっぽうで現実の海洋で何が起こりつつあ

るのかを判断するための観測・監視もますます重要となっている。海洋の研究者は、世界の海洋を余すところなく丸ごと、かつリアルタイムに監視する体制の確立を目指している。その一つは、人工衛星による監視である。衛星リモートセンシング技術の発展により、海面水温、海上風、海面高度（海面の高さ）の計測は確立した技術となり、膨大な資料が日常的に入手可能となった。

さらに、海洋内部の水温や塩分の3次元分布の監視体制も整備されつつある。おおよそ1000メートル深を漂流しつつ、約10日という一定時間間隔で浮上しながら水温と塩分の鉛直分布を計測し、人工衛星経由で資料を伝送するようなフロートの展開である。これを「Argo（アルゴ）計画」という。世界中の海に、緯度経度3度ごとに1個、全海洋で3000個のフロートを展開することが目標である。現在多くの国の協力のもとに計画が進められており、2005年8月末には約2000個のフロートが展開されている。我が国も2000年度からミレニアムプロジェクトとしてこれに参加し、これまで350個以上のフロートを投入してきた。2006年末とも期待されている計画達成時には、これまでにないほどの膨大な水温と塩分の資料が世界中の海から集められることになり、海洋学に革命をもたらすものと期待されている。そして実際にArgoフロート資料を用いた研究が既になされており、従来の観測・監視手法では得られなかった新しい知見が続々と提出されている。

#### 【用語説明】

気温の日較差：1日の気温変化の中で、最高値と最低値の差。

気温の年較差：日平均気温の1年の変化の中で、最高値と最低値の差。

太陽放射：太陽が放射する電磁波の呼称。エネルギーの最大強度は、波長0.5マイクロメートルを中心とする可視光線の領域にあり、地球放射に比べ波長が短いので、短波放射とも呼ぶ。

地球放射：地球が放射する電磁波の呼称。エネルギーの最大強度は、波長10マイクロメートルを中心とする赤外線領域にあり、太陽放射に比べ波長が長いので、長波放射とも呼ぶ。

水温躍層：海洋中で水温が急激に変化する層のこと。熱帯・亜熱帯の海域には、水深数百メートル付近に

常に存在し、これを主水温躍層と呼ぶ。

風応力：風が海洋上を吹くと、摩擦により海水は引きずられる。この引きずりの力を風応力と呼ぶ。

西岸境界流：地球の自転の効果により、海洋西岸付近にできる強い海流のこと。日本周辺では黒潮や親潮がこれにあたる。

Sv：Sverdrup（スベルドナップ）。海水の体積輸送量の単位。1Svは毎秒百万立方メートル。ノルウェーに生まれ、後に米国で活躍した海洋物理学者故Harald U. Sverdrup(1888-1957年)の業績を称えて、この単位が使用されている。

海盆：海域のこと。「海水の入れ物」という意味で使われている。

海面高度：海面の高さ。ただし、実際の地球中心から海面までの高さではなく、重力の等しいところを結んだ面であるジオイドから高さのこと。

フロート：漂流するブイのこと。表面を漂流するもの、中層を漂流するものなどがある。Argo計画で使用するフロート（Argoフロート）は、フロートの容積を変えることで、海面に浮上したり、沈降したりできる。

気候モデル：大気の運動を計算する大気モデルと、海洋の運動を計算する海洋モデルを結合させたモデル。地球温暖化をシミュレーションするときは、この気候モデルが使用される。

#### 文 献

Broecker, W.S. (1987) The biggest chill. *Nat. Hist. Mag.*, **97**, 74-82.

Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G. and Wolfl, W. (1990) A salt oscillator in the Glacial Atlantic. 1. The Concept. *Paleoceanogr.*, **5**, 469-477.

Bryan, F. (1986) High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations. *Nature*, **323**, 301-304.

Hansen, B., Turrell, W.R. and Osterhu, S. (2001) Decreasing overflow from the Nordic seas into the Atlantic Ocean through the Faroe Bank channel since 1950. *Nature*, **411**, 927-930.

Hartmann, D.L. (1994) *Global Physical Climatology*. Academic Press, San Diego, USA.

IPCC (Houghton et al. eds.) (2001) *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.

Levitus, A., Antonov, J. and Boyer, T. (2005) Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.

Manabe, S., Stouffer, R.J., Spelman, M.J. and Bryan, K. (1991) Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO<sub>2</sub>. Part I: Annual mean response. *J. Climate*, **4**, 785-818.

Schmitz, W.J. (1995) On the interbasin-scale thermohaline circulation. *Rev. Geophys.*, **33**, 151-173.

Schmitz, W.J. ( 1996a ) *On the World Ocean CirCulation: Volume I; Some Global Features/North Atlantic Circulation*. Woods Hole Oceanogr. Inst. Tech. Rept., WHOI-96-03.

Schmitz, W.J. ( 1996b ) *On the World Ocean Circulation: Volume II; The Pacific and Indian Oceans/A Global Update*. Woods Hole Oceanogr. Inst. Tech.

Rept., WHOI-96-08.

Shea, D.J. ( 1986 ) *Climatological Atlas: 1950 1979. Surface Air Temperature, Precipitation, Sea-Level Pressure, and Sea-Surface Temperature*. NCAR Technical Note, NCAR/TN-269 + STR, Boulder, CO.

( 2005 年 3 月 2 日 受付, 2005 年 11 月 9 日 受理 )