

TUMSAT-OACIS Repository - Tokyo

University of Marine Science and Technology

(東京海洋大学)

WOA98で見た世界の海洋構造と流れ

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-03-19 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 大野, 祐子, 岩坂, 直人 メールアドレス: 所属:
URL	https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/569

WOA98 で見た世界の海洋構造と流れ

大野 祐子(東京商船大学大学院)

岩坂 直人(海洋工学講座)

Structures and current fields of the World Ocean described based on WOA98

Yuko Ohno

Naoto Iwasaka

Abstract

Horizontal distributions of temperature, salinity, potential density, and geopotential height anomaly on the sea surface, and on the surfaces at the depths of 100m, 500m and 1000m, are shown based on World Ocean Atlas 1998. Also drawn are vertical-north-south cross sections of temperature, salinity and potential density for the Pacific Ocean (along the 180°E meridian), the Indian Ocean (60°E) and the Atlantic Ocean (30°W). Major climatological characteristics of the World Ocean are described based on the maps and the cross sections. Geostrophic currents relative to $2000 \times 10^4 \text{Pa}$ level are calculated from the database and characteristics of the geostrophic current fields are depicted.

要旨

World Ocean Atlas 1998 の緯度経度 1 度格子、鉛直 33 層の水温塩分のデータを用いて、水温、塩分、ポテンシャル密度、等圧面のジオポテンシャル高度偏差の水平分布図を海面、100m、500m、1000m について作成した。また水温、塩分、ポテンシャル密度については、太平洋(180 度)、大西洋(西経 30 度)、インド洋(東経 60 度)における南北鉛直断面分布図も作成した。これらに基づき気候学データによる世界の海洋構造の特徴を調べた。また、 $2000 \times 10^4 \text{Pa}$ 面準拠の等圧面のジオポテンシャル高度から地衡流を求め、上記各深度の地衡流場の様子を調べた。

1 はじめに

海洋の水温塩分構造や流れの分布およびそれら変動は海洋観測によって知ることになるが、海洋は表面付近を除くと観測が難しい。すなわち、海水は電気伝導度が高いため電磁波を使った内部の遠隔計測が困難であり、船舶やブイなどの直接的手段で現場観測をしなければならない。そのため観測に多額の経費と時間および人手がかかり、広範囲を短期間に観測することが困難である。これは天気予報を目的とした気象観測網が張り巡らされている大気観測とは大きく異なる点である。そのため、海洋の全体像は、過去に行われた多くの海洋観測データを収集整理し、統計的に平均された姿、すなわち気候学的平均像を描き出すことによって得られてきた。

海洋観測は世界中の研究機関や現業機関、軍などが実施してきているが、それらのデータはそれぞれの目的に応じた利用が済んだ後、あるいは取得後すぐに、それぞれの国のデータセンターに集められることが一般的である。例えば日本では、海上保安庁が所管する日本海洋データセンターがそれである。各国のデータセンターで収集整理したデータは、相互に交換されると同時にアメリカ合衆国の National Oceanographic Data Center (NODC) に集められる。すなわち NODC は世界の海洋データセンターの役割を果たしている。

この NODC が収集整理した海洋データに基づき、Levitus (1982)⁽¹⁾ は緯度経度 1 度格子で客観解析した海洋のデータセット(World Ocean Atlas)を作成した。彼らはその後新しいデータを追加してこの客観解析データの

更新を繰り返している。このデータセットは、海洋研究の基礎資料であり、また海洋数値モデルを駆動する際の初期条件や境界条件として使われ、あるいは検証用のデータとして用いられている。

本研究では、最新版のデータセットである World Ocean Atlas 1998 を入手し、それに基づいて、水温、塩分などの分布図を描きこれらの分布構造を調べると共に、 $2000 \times 10^4 \text{Pa}$ 等圧面(水深約 2000m)準拠の地衡流速場を求めて海洋循環構造を調べた。

2 データ及び解析方法

本研究で用いたのは World Ocean Atlas 1998(WOA98)である。これはアメリカ合衆国の Ocean Climate Laboratory/National Oceanographic Data Center (OCL/NODC)から 1998 年に発行された観測データ集 World Ocean Database 1998 を Levitus (1982) ⁽¹⁾ の方法で客観解析したものである。データは緯度経度 $1^\circ \times 1^\circ$ 格子または $5^\circ \times 5^\circ$ 格子、鉛直は標準層 33 層(表 1)で与えられている。また格子点データは、月平均、3ヶ月間の季節平均、及び年平均の 3 種類が用意されている。それぞれ平均値が与えられている最大深度は水温塩分ともに年平均データ及び季節平均データは 5500m まで、月平均データは 1500m までである。年平均場は 1500m 以浅では 12ヶ月分の月平均場の平均であり、1500m 以深では 4つの季節平均の平均である。また、季節平均は 1500m 以浅では 3つの月平均場の平均で、1500m 以深では季節毎にその季節に含まれる全データを解析したものである。季節の区分は冬[1月-3月]、春[4月-6月]、夏[7月-9月]、秋[10月-12月]である。月平均場は 1ヶ月分の全データを用いて平均している。

本研究では、年平均値データを用いて水温、塩分、ポテンシャル密度、等圧面のジオポテンシャル高度(力学高度)偏差及び地衡流速の水平分布、また水温、塩分、ポテンシャル密度の南北鉛直断面分布図を作成した。

ポテンシャル密度は水温、塩分から海水の状態方程式を用いて求めた。詳しくは付録 1 を参照のこと。なお海水の密度(ρ)は 10^3kg/m^3 に極めて近い値を取り、その変動範囲は百分の一程度である。そこで

$$\sigma = \rho - 1000(\text{kg/m}^3)$$

を海水の密度として扱う。

力学高度偏差および地衡流速は力学計算によって求めた。地衡流とは水平圧力傾度力とコリオリ力の水平成分とが釣り合う流れのことであり、外洋の流れはある程度の日数で平均した状態ではほぼ地衡流で近似できると考えられている。水平圧力傾度力は力学高度分布から求められるが、力学高度は水温塩分圧力から比容を求め、それをある基準圧力面から鉛直積分して求める。同じ圧力面(等圧面)の力学高度の高い方から低い方に向かって水平圧力傾度力が働き、その大きさは力学高度差に比例する。

等圧面の力学高度の絶対値を求めるのは困難であるため、実際にはある等圧面が水平で地衡流速が 0 である、すなわち無流面であると仮定してその面からの鉛直積分で求める。本研究では $2000 \times 10^4 \text{Pa}$ 等圧面を無流面とした。詳しくは付録 2 を参照のこと。

なお、赤道域ではコリオリパラメータが非常に小さくなるため中高緯度でのような計算で地衡流を求めることができない。そのため、南緯 5 度から北緯 5 度の間に限って地衡流赤道近似による計算を適用した。この方法の詳細は付録 3 を参照のこと。ただしこの方法によって得られる値は誤差が大きく参考程度にしか使えない。

3 結果

3 - (1) 水平分布

図 1 から図 5 は水温、塩分、ポテンシャル密度、力学高度偏差及び地衡流速の水平分布を示したものである。図 1 は水温の分布で、海面水温の分布を見ると最高水温(28°C)は太平洋西部からインド洋東部で認められる。大西洋はやや低く最高で 26°C 程度である。海面では南北とも緯度 60 度から 30 度の間において等値線が東西に伸

びている。それより低緯度では水温の南北勾配が小さくなっている。太平洋と大西洋では西側ほど水温が高くなっており、インド洋では東側で水温が高くなっている。また南緯 60 度に水温勾配が大きい亜熱帯収束帯が見られ、特に南大西洋南部及びインド洋南西部で水温勾配が大きくなっている。水深 100m での水温は海面に比べ全体に 2℃から 4℃低い、南北の温度勾配が海面よりも比較的大きく、東西の温度差も大きい。水深 500m での温度の南北勾配は海面や 100m でのものと比較すると小さいが、赤道をはさんだ南北緯度 30 度付近で 10℃から 12℃の比較的暖かい水が西から東へ広がっている。また、亜熱帯循環系内部には水温の高い水がある。水深 1000m では温度勾配はさらに小さくなり、水温は 2℃から 4℃で亜熱帯収束帯での温度勾配も小さくなっている。太平洋やインド洋が 4℃から 6℃であるのに対し北大西洋東部では 8℃から 10℃とわずかに高い。

図 2 は塩分の分布を示したものである。塩分は、低水温の海域を除いて、密度決定に対して水温ほど大きな影響を与えず、海水は塩分の影響をあまり受けずに運動する。そのため塩分分布は海水の移動を示すよい指標として用いることができる。海面では、最大塩分値は北大西洋で見られ(塩分 37.0 以上)、次いで南大西洋(37.0)、南太平洋(36.5)、インド洋(35.5)、北太平洋(35.0)となっている。水温ほど顕著ではないが等値線は東西方向に伸びており、南北緯度 20 度から 30 度付近に塩分極大となる領域が広がっている。また極地方では塩分は低い。100 m では塩分の南北勾配は海面に比べ小さいが、高塩分域の分布位置は海面と似ている。北太平洋では北緯 60 度付近で低塩分水(塩分 33.0)が北米大陸に沿って南下している。また南大洋ではほぼ 34.0 で一様になっている。500m では北大西洋(塩分 36.0)およびインド洋南西部(塩分 35.0)を除き全体に 34.0~34.5 の領域が広がっている。1000m では北大西洋西部の 35.0 を除いて全体に塩分 34.0~34.5 が広がっている。北大西洋の海面から続く高塩分は深層水の形成の要因になるものと考えられる。

図 3 はポテンシャル密度の分布を示したものである。ポテンシャル密度は水温と塩分より海水の状態方程式によって求められるので、分布は水温と塩分の分布と同様等値線が東西方向に伸びていた。水温(図 1)と比較してみると、低緯度から中緯度では水温の影響が大きいため低緯度の西部など高温域で密度は低くなっている。一方高緯度では水温に加えて塩分の影響も大きくなるため複雑な分布となっている。南大西洋および南太平洋の南東部に 25.0~25.5kg/m³ の領域が広範囲にわたって広がっている。三大洋のそれぞれの最大密度は大西洋(27.0 kg/m³)、インド洋(26.0 kg/m³)、太平洋(26.0 kg/m³)の順で密度が高い。100m では海面と同じように等値線が東西方向に伸びており、また各大洋の西部で密度が低く東に向かって高くなっている。北太平洋南東部の低緯度域では東西方向の密度勾配が大きくなり、またインド洋及び太平洋の南北緯度 30 度付近では南北の密度勾配が大きくなっている。500m では密度は中緯度から低緯度で 26.5kg/m³~27.0kg/m³、高緯度で 25.7kg/m³~28.0kg/m³ となっている。日本の南方および北大西洋西部では周囲より密度が低くなっており、これは水温の高い領域と一致する。1000m ではほぼ 27.5kg/m³ である。南大洋では海面から 1000m まで 27.0kg/m³~27.5kg/m³ でほとんど変化していないことがわかった。

図 4 は力学高度偏差の分布を示したものである。地衡流は北(南)半球では力学高度の高い方を右(左)に見て等値線に平行に流れるため力学高度の等値線が地衡流の流線に対応する。三大洋ともそれぞれ西側で高く、東に向かって低くなっており、太平洋、大西洋では西岸境界流の黒潮や湾流が現れている。海面および 100m で、西側の最大値を比較すると太平洋(海面で 26m²/s²、100m で 22m²/s²)が最も高く次いでインド洋(22m²/s²及び 20 m²/s²)、大西洋(20m²/s²及び 18m²/s²)の順に低くなっている。500m 及び 1000m では勾配が小さくなりほとんどのところで 500m では 10~12m²/s²、1000m では 6~8m²/s² で、大洋ごとの差はほとんどない。南大洋は海面から 1000m の各層で等高線が密集しており力学高度の等値線と流線が対応することから海面から水深 1000m にかけて流速が速いことがわかる。

図 5 は地衡流速の分布を示したものである。ここでは 5cm/s 以上になるところを示している。なお、北緯 5 度から南緯 5 度の範囲は、前述のように地衡流速を求めるのが困難であるため示していない。

地衡流が強いのは北太平洋北西部の黒潮、北大西洋北西部の湾流、インド洋西部、赤道域、及び南極周極流で流速は 10~15cm/s 以上を示している。また海面と水深 100m での分布を比較すると、100m では黒潮や湾流などでやや流速が遅くなるがそれ以外の亜熱帯循環内部など強い流れがないところでは海面と同じ程度の流速があることがわかった。500m では黒潮、湾流、及び南極周極流の一部に 5cm/s 以上のところが見られただけでほとんどの流域で流速が小さい。1000m ではほぼ全体で流速は 5cm/s 未満になっている。

黒潮や湾流などの海域の流速は実際の流速よりもかなり小さい値になっているが、これは使用したデータが過去のデータを平均したものであるためである。すなわち、黒潮や湾流は蛇行しながら流れるために、過去のデータすべてを地理的座標で平均すると、流れの幅が実際の海流の幅より広がり、緩やかな流れとして表されてしまうからである。他の海域でも、流れは全体として実際よりは緩やかなものとして表現されていると考えるべきである。また、海流以外の現象、例えば中規模渦なども平均操作によってこれらの図には現れていない。

3-2) 鉛直分布

図 6 から図 8 は水温、塩分、ポテンシャル密度の南北鉛直断面分布図を示したものである。太平洋では経度 180 度、大西洋では西経 30 度、インド洋では東経 60 度の断面を作成した。

図 6 は水温の南北鉛直断面分布図である。三大洋とも赤道付近では海面での水温は比較的高いが 50m から 200m にかけて急速に低下している。また南北緯度 30 度から 40 度付近(インド洋では南緯 40 度付近)で水深数十mから 800m の範囲で深度と共に減少している。このように水温鉛直勾配の大きいところが水温躍層と呼ばれるところである。三大洋とも 1000m 以下では水温の変化は上層に比べ小さいが、北大西洋では北緯 30 度付近で 2000m を超えても緩やかに水温が低下していくのがわかる。大西洋、インド洋では 100m から 300m 付近で南緯 60 度から南緯 50 度の付近に南から冷たい水が入り込んでおり、特に大西洋では南緯 15 度付近の 1000m の付近で下から冷水が舌状に伸び、さらに南緯 30 度 2500m 付近から南緯 10 度付近まで冷たい水が北上している。また太平洋、大西洋では北緯 50 度から 60 度の海面下に北からの冷たい水があり、海面からほぼ均一な水温となっている。

図 7 は塩分の南北鉛直断面分布図である。太平洋では南北 30 度付近の海面から比較的高い塩分の水が北緯 10 度付近の 300m から 500m 付近まで北上または南下しており、北半球ではその下に北緯 40 度付近から北緯 20 度付近まで 1000m 付近に 33.0~34.0 の比較的高い塩分の低い水がさらにもぐりこんでいる。南半球では 500m 以下、北半球でも 1000m 以下では塩分はほぼ一様である。大西洋では両半球の緯度 20 度から 30 度の海面から 200m 程度のところまで高塩分の水がひろがっている。また南緯 50 度付近からは水深 700m 付近を 34.2 から 34.4 の南極中層水と呼ばれる低塩分水が北緯 10 度付近までもぐりこんでいる。北半球では北緯 30 度付近で比較的高い塩分の水が 2000m を超えて沈み込んでおり、南極中層水をさえぎっている。また 2500m から深いところでは南緯 30 度から 40 度付近から比較的高い塩分の低い水が北上している。インド洋では大西洋と同じく、南緯 60 度から南緯 15 度の海面から 1500m 付近まで南からの南極中層水が北上しており、北半球ではそれを遮るように 2500m 付近まで沈み込んでいる。これらの低塩分水または高塩分水の潜り込みによって水深 100m~300m 付近及び 500m~1000m 付近に鉛直方向の塩分極大値または極小値ができています。

図 8 はポテンシャル密度の南北鉛直断面分布図である。三大洋とも南緯 10 度から北緯 10 度の範囲では海面からおよそ 300m の間に急速に密度が増加している。2000m 以深では密度変化は小さくなっている。また水温や塩分に比べ深度の増加とともに緩やかに密度が上昇しており、上層に軽い水、下層に重い水がある構造が成り立っている。しかし等密度面は等深線に平行ではなく、高緯度では斜めに海面に向かって伸びている。海水が等密度面に沿って移動すると考えると等密度面をたどることによってその海水特性が与えられた海域を推定することが可能となる。三大洋で比較してみると太平洋は比較的高い等密度線が深度と平行になるように密度が増加し沈み込みがあ

まり見られないが大西洋では南北緯度 40 度付近で、同深度面で比べて密度の軽い水が深くまで沈んでいるのがわかる。またインド洋でも南緯 40 度付近で、同深度面で比べてやや密度の低い水が沈み込んでいる。

3-(3) 地衡流ベクトル図

図 9 から図 12 は 2000m 準拠の地衡流ベクトル図である。地衡流ベクトルは、各 1 度格子で計算したが、図では見やすさを考慮して緯度経度ともに 3 度毎に示した。また、地衡流赤道近似で求めた流速ベクトルも参考のために北緯 5 度から南緯 5 度の範囲で示してある。

図 9 は海面での地衡流ベクトル図である。北太平洋では日本東方の黒潮を含む時計回りの亜熱帯循環や、北大西洋西部の北米大陸に沿って北上する湾流、南緯 40 度から南緯 60 度の間で東向きの南極周極流などが見られる。図 10 は 100m での地衡流ベクトル図である。100m では海面と比べて黒潮などの流速はやや遅くなるが流れの様子は海面での流れと似ている。500m になると、全体的に流れは弱まっているが、南極周極流及び黒潮、湾流があり、亜熱帯循環などの流れもわずかながら残っている。また 1000m (図 12) では黒潮、湾流はほとんど見えなくなった。このことから亜熱帯循環系はおよそ 1000m 付近すなわち主温度躍層付近から上に限られる流れであることが分かる。南極周極流は 1000m でもはっきりと確認でき、中層まで及ぶ深い流れであることが分かる。さらに、太平洋の北緯 10 度付近に時計回りの循環が、南緯 10 度付近に反時計回りの循環が見られた。

4 まとめ

WOA98 の 1 度格子全 33 層の水温、塩分の気候学データを用いて世界の海洋の水温、塩分、ポテンシャル密度、力学高度偏差、地衡流速の基準層(海面、100m、500m、1000m)における水平分布と、水温、塩分、ポテンシャル密度の太平洋(180 度)、大西洋(西経 30 度)、インド洋(東経 60 度)における南北鉛直断面分布図を作成した。また、力学的計算から $2000 \times 10^4 \text{Pa}$ 等圧面準拠の地衡流ベクトル図を作成した。ただし赤道部は赤道近似式を用いて計算した。

水温は、中高緯度では等値線が東西に伸びる分布をしており低緯度になるほど水温は高くなっていった。最も高くなるのは北緯 20 度から南緯 20 度の領域で、西側で水温が高く東に向かって低くなっていった。鉛直方向では深くなるにつれて水温は低下し、温度躍層がもっとも発達するのは南北 30 度付近で、また南極からの低温水が広がっていた。塩分は南北緯度 30 度付近で最も塩分が高く等値線が東西方向に伸びる分布を示す。また高緯度になるほど塩分は低くなった。鉛直方向では上層 300m 付近で南北から赤道方向に高塩分水がめぐりこんでおり、また大西洋では 2000m 付近まで高塩分水が沈み込んでいるのが見られた。ポテンシャル密度は低緯度の西部の高温域で密度が低くなっており、また高緯度で低温のところでは密度は低下していた。また深度と共に密度も増加するが等深度面と等密度面の傾きは一致しない。力学高度偏差は $2000 \times 10^4 \text{Pa}$ 等圧面を無流面と仮定した。最大値は太平洋が最も高く次いでインド洋、大西洋となっている。地衡流速は 0.5m/s 以上になるのは黒潮や湾流など西岸境界流で、1000m では見られなくなった。力学計算から求められた地衡流ベクトル図は流れの様子をよく示しており、黒潮や、湾流、南極周極流など海洋のおおよその流れを捉えることができた。

参考文献

- (1) Sydney Levitus : Climatological atlas of the World Ocean , NOAA Professional Paper13 (1982)
- (2) 気象庁 編 : 海洋観測指針, 財団法人 気象業務支援センター, 167-175 (1999)
- (3) 和達清夫 監修 : 海洋大辞典, 東京堂出版, 409, 452, 484 (1987)

表1 標準層

標準層番号	水深(m)	標準層番号	水深(m)	標準層番号	水深(m)
1	0	12	300	23	1400
2	10	13	400	24	1500
3	20	14	500	25	1750
4	30	15	600	26	2000
5	50	16	700	27	2500
6	75	17	800	28	3000
7	100	18	900	29	3500
8	125	19	1000	30	4000
9	150	20	1100	31	4500
10	200	21	1200	32	5000
11	250	22	1300	33	5500

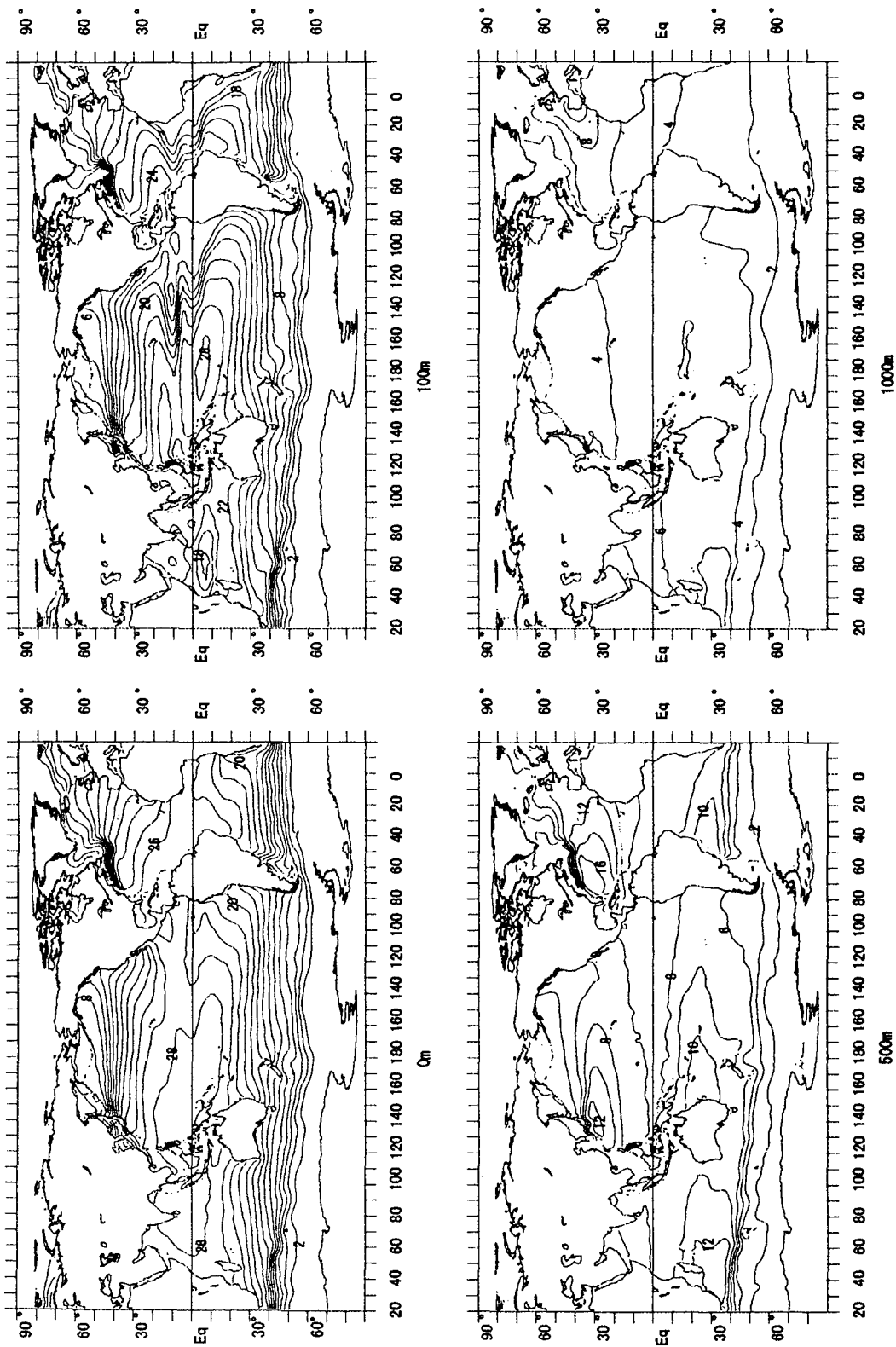


図1 年平均水温分布 (°C : 2°C間隔)

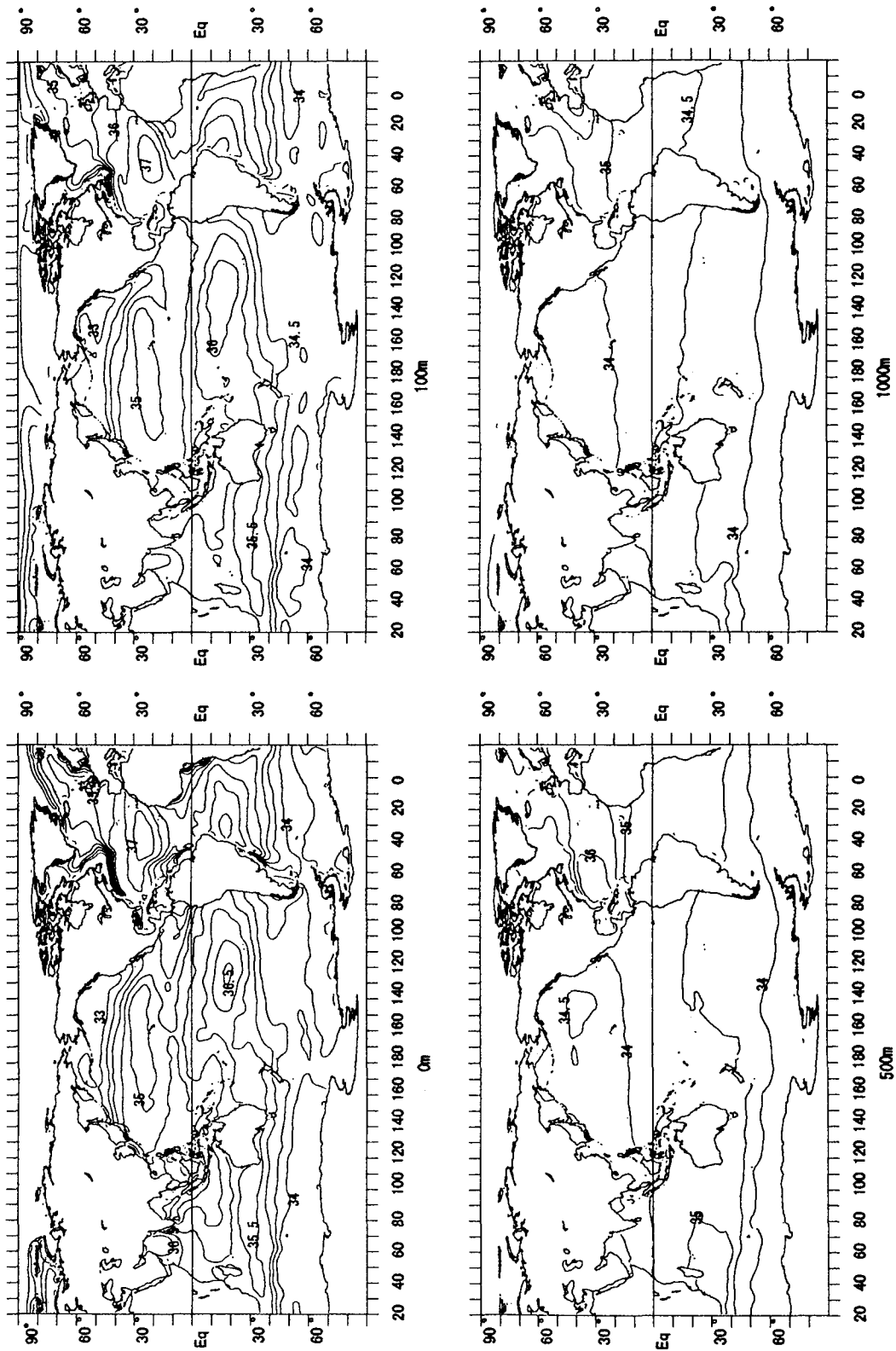


図2 年平均塩分布(0.5間隔)

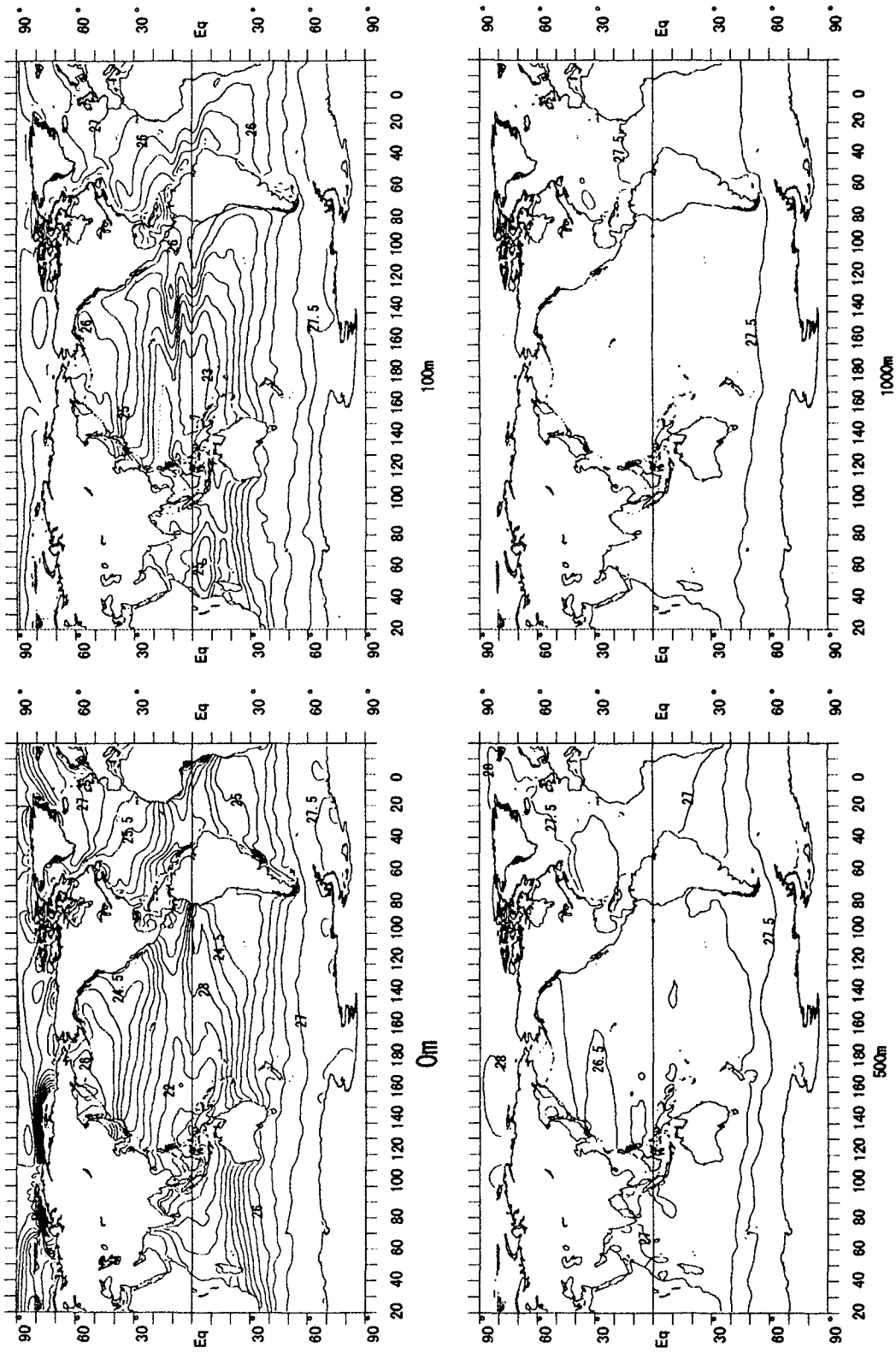


図3 年平均ポテンシャル密度分布 (kg/m³ : 0.5kg/m³間隔)

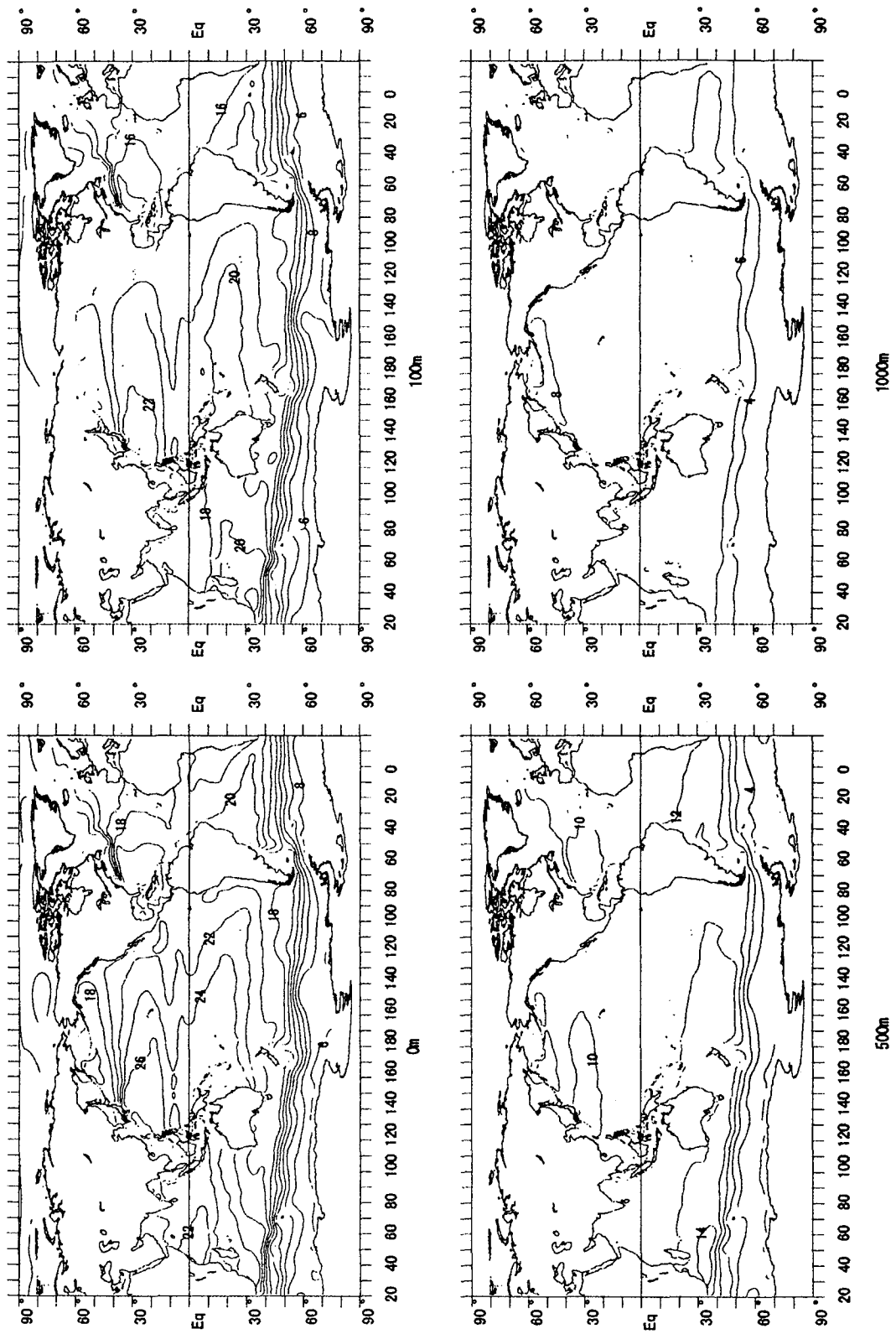


图4 年平均力学高度偏差分布 (m^2/s^2 ; 2m间隔)

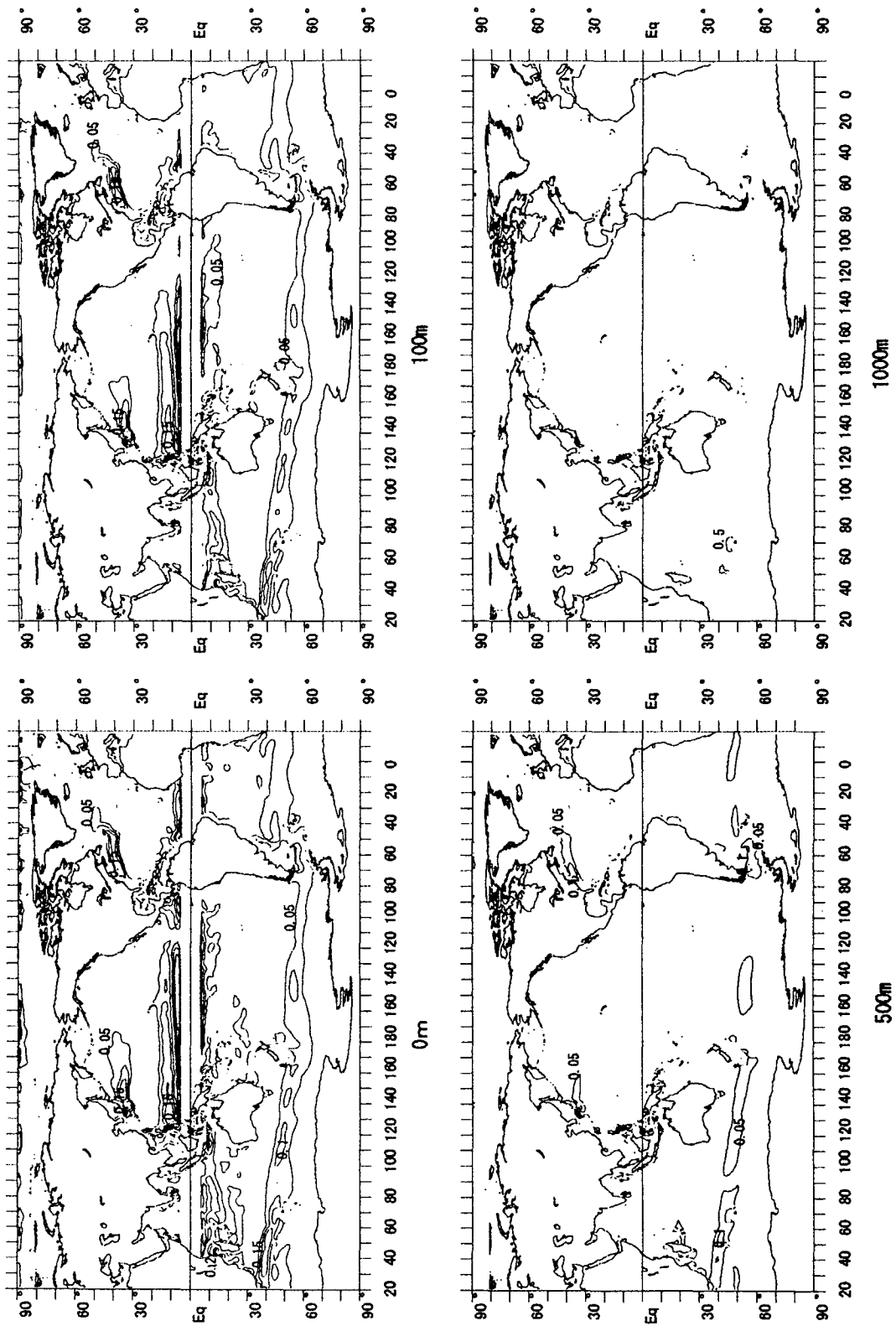


図5 年平均地衡流速分布図 (m/s:0.5m/s間隔)

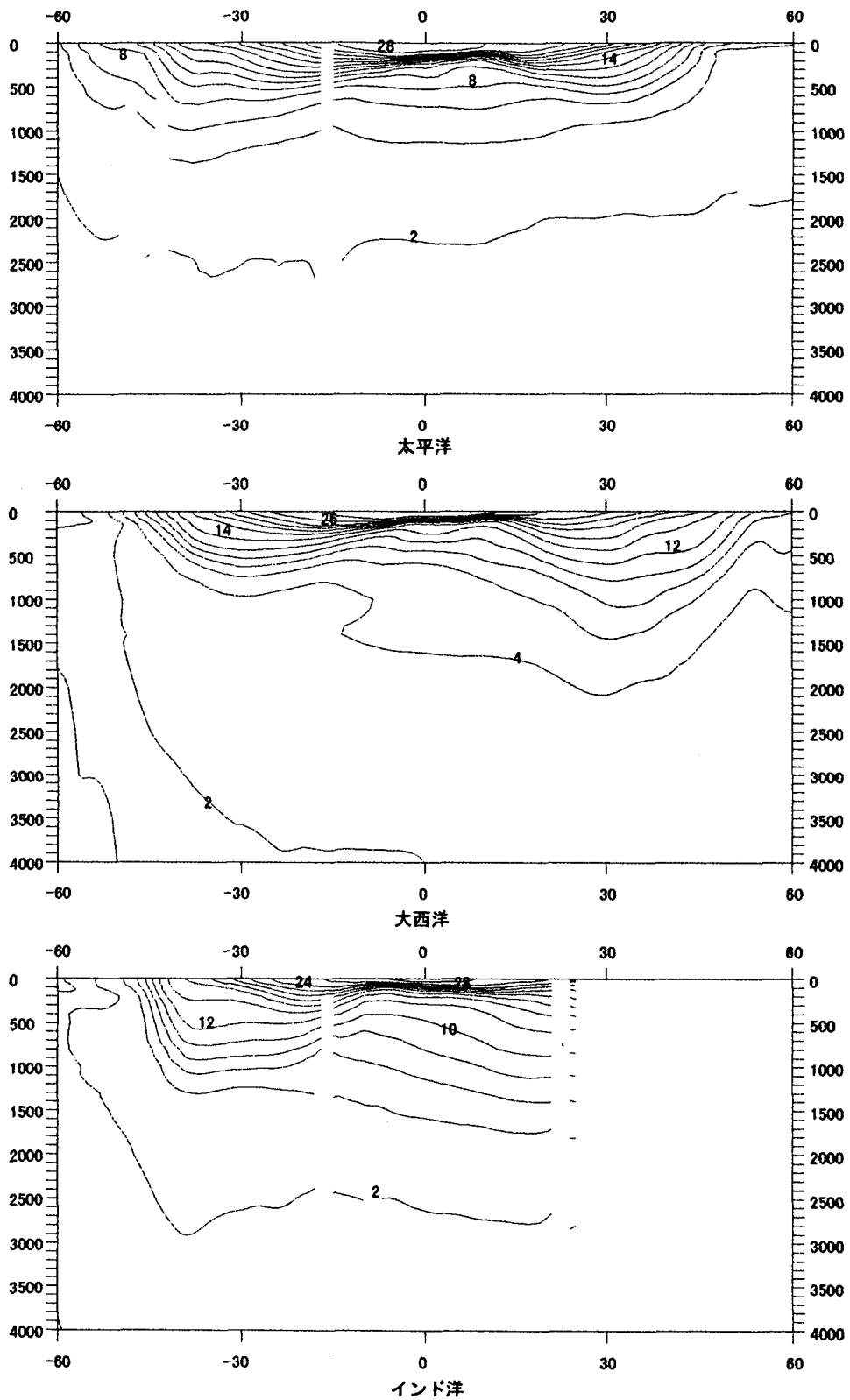


図6 年平均水温南北鉛直断面分布図(°C : 2°C間隔)

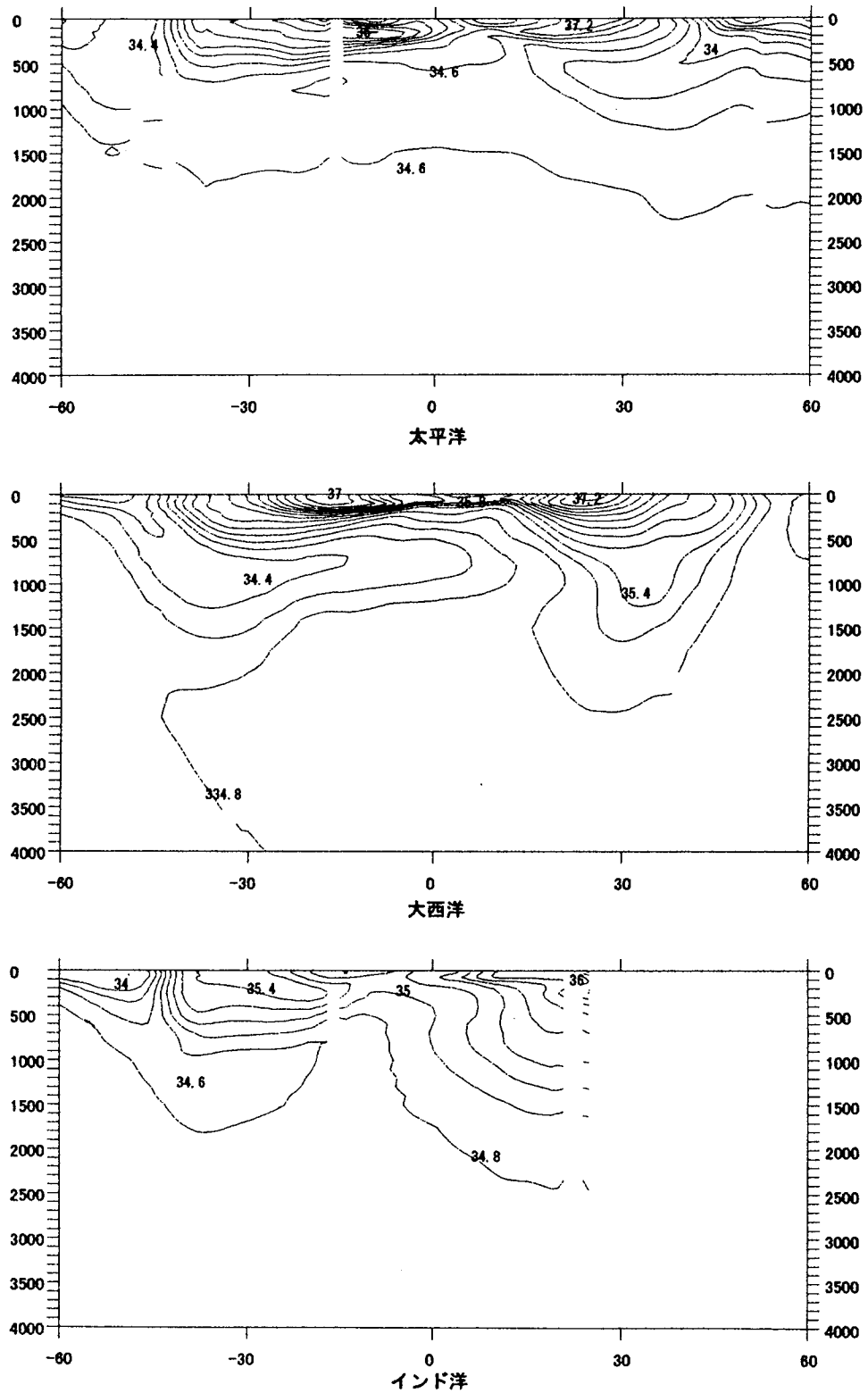


図7 年平均塩分南北鉛直断面分布図 (0.2間隔)

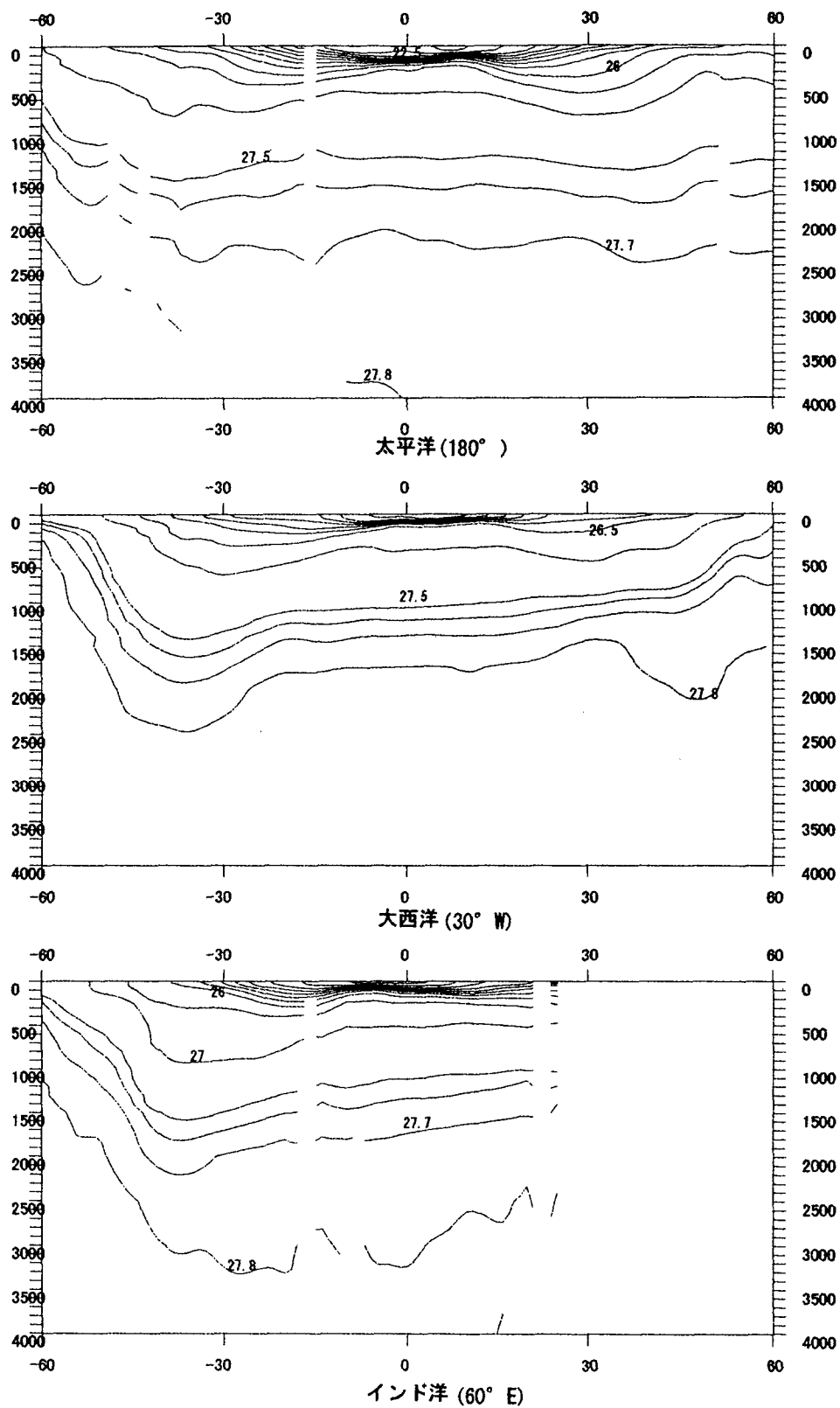


図8 年平均ポテンシャル密度南北鉛直断面分布
(kg/m^3 : $0.5\text{kg}/\text{m}^3$ 間隔、 $27.6\text{kg}/\text{m}^3$ 以上では $0.1\text{kg}/\text{m}^3$ 間隔)

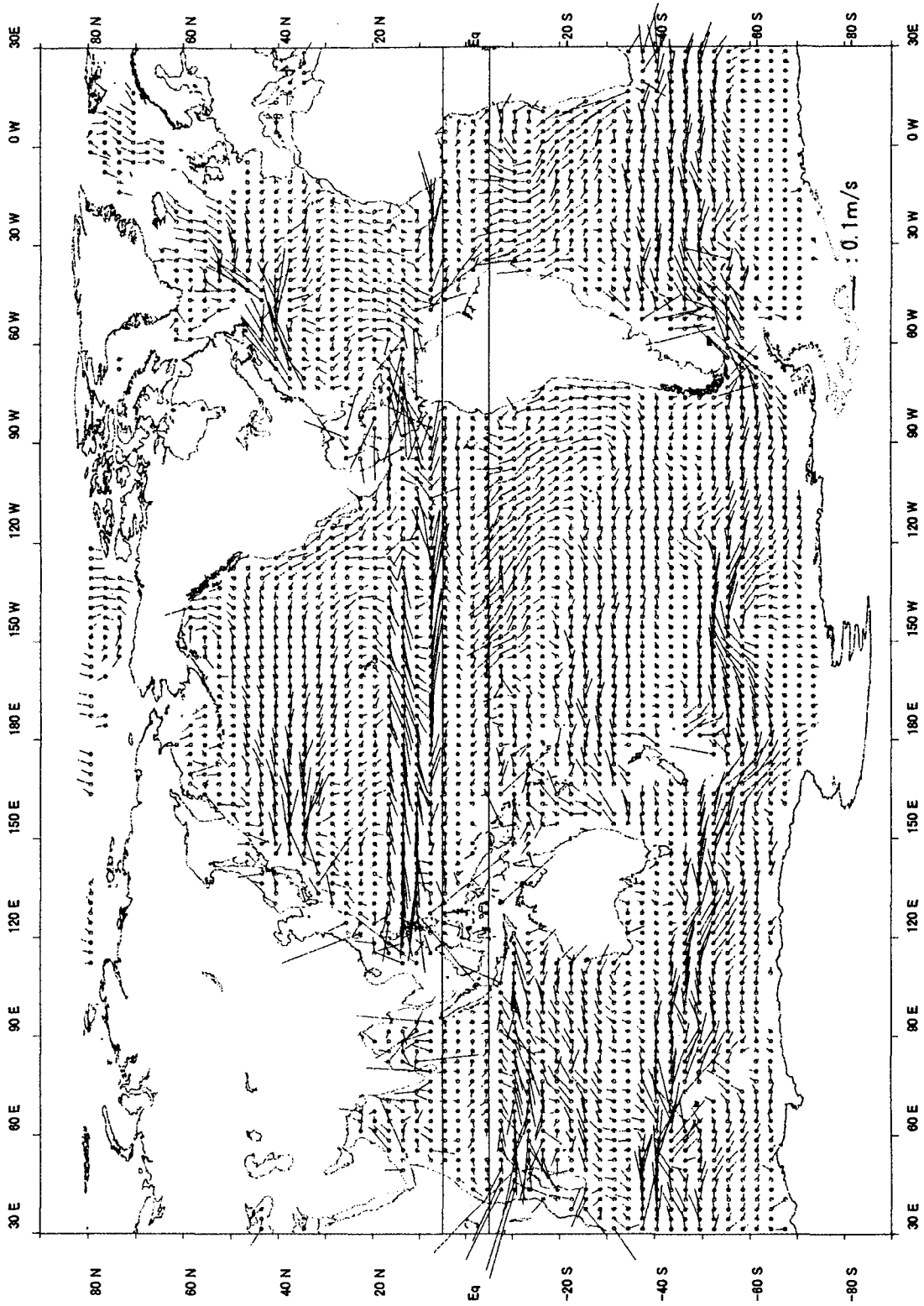


図9 WOA98:2000m準拠地衡流 0m (年平均は赤道部は赤道近似値)

○印:流速ベクトルの起点 線の向き:流向 線の長さ:流速
流速のスケールは図右下に示す

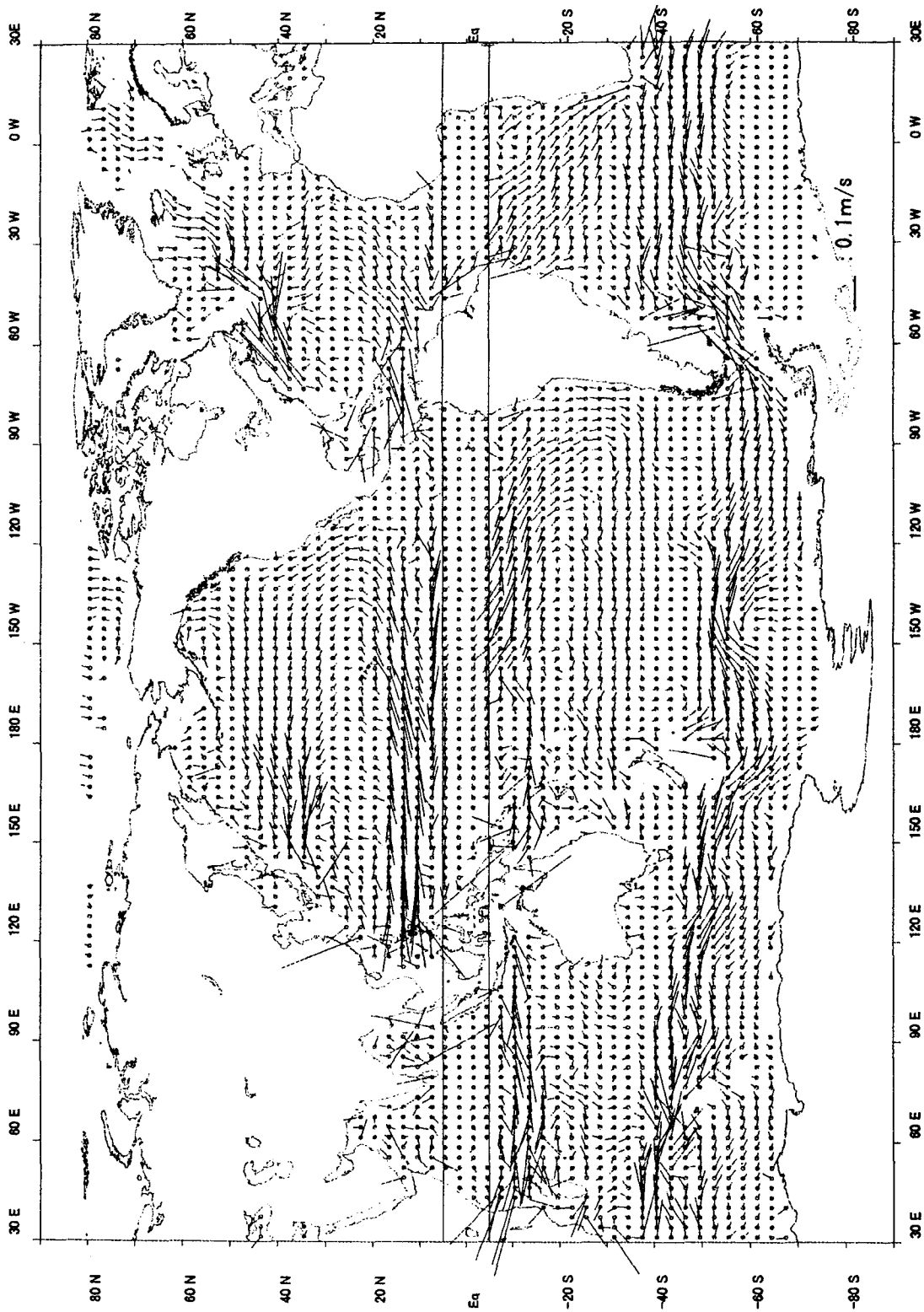


图10 WOA98:2000m準拠地衡流 100m (年平均:赤道部は赤道近似値)

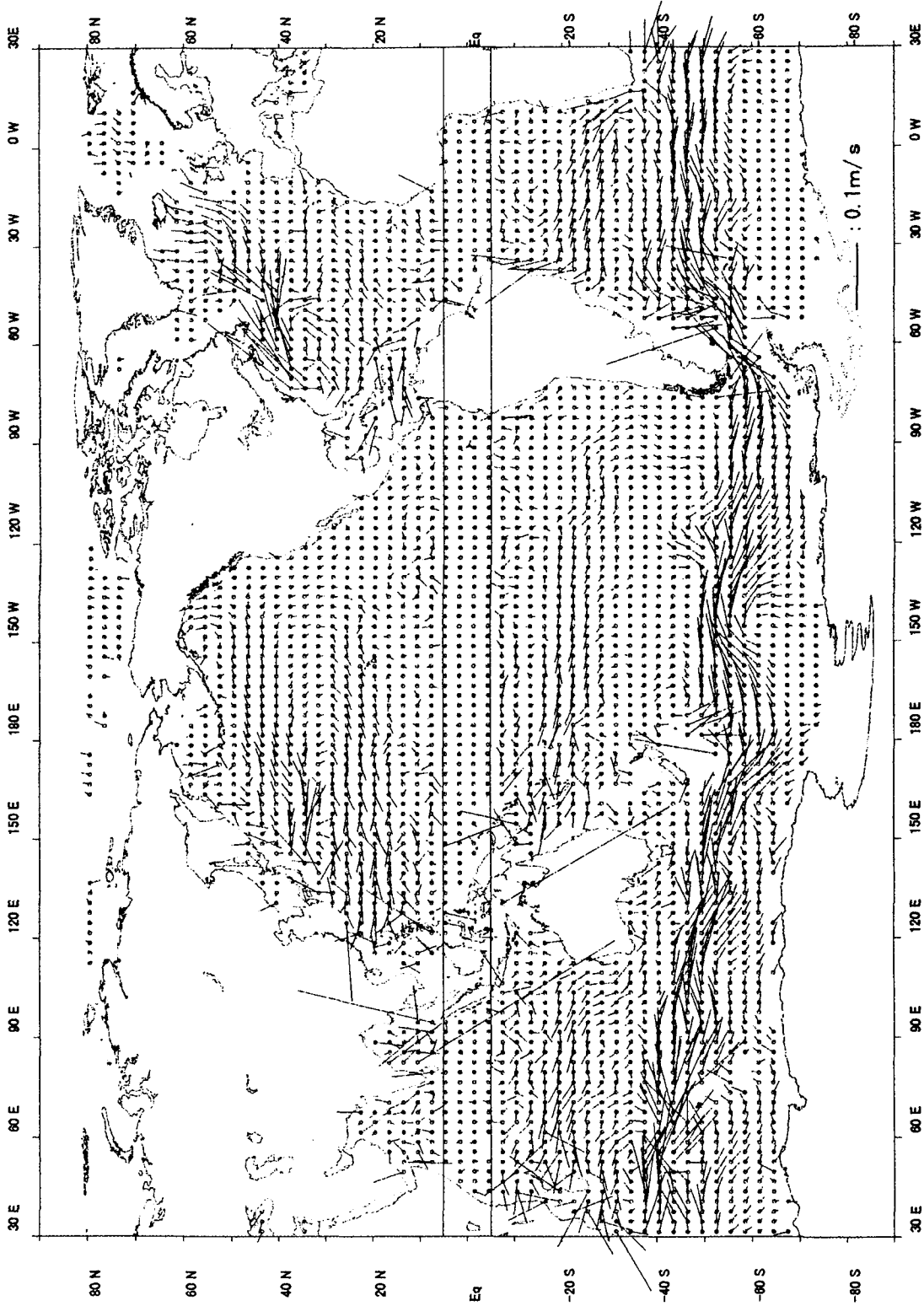


図11 WOA98:2000m準拠地衡流 500m (年平均:赤道部は赤道近似値)

ただし図9、図10の倍のスケールである

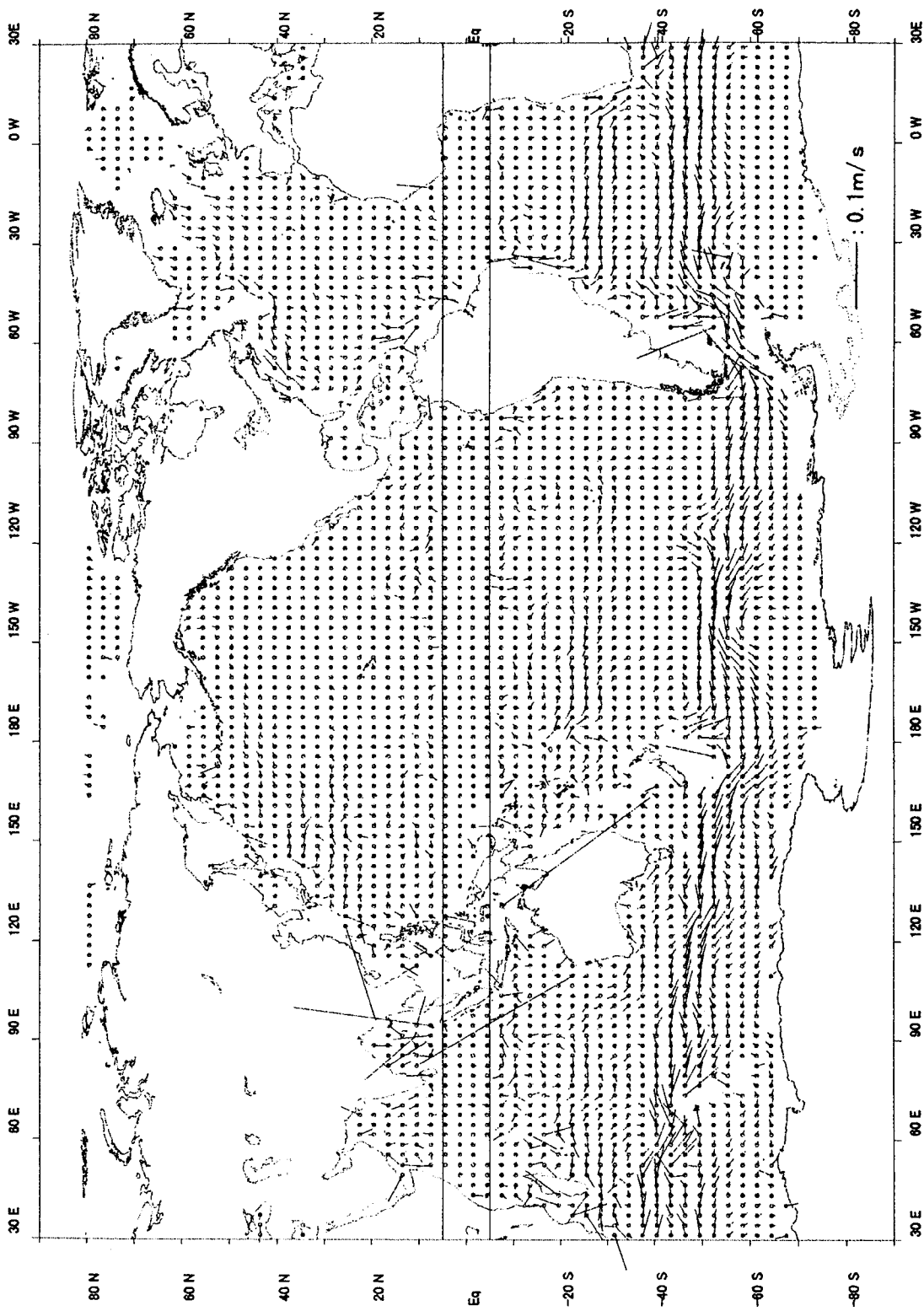


図12 WOA98:2000m準拠地衡流 1000m (年平均は赤道近似値)

ただし図9、図10の倍のスケールである

付録1 用語説明

<ポテンシャル水温>

海水を現場圧力下から他の任意の圧力(基準圧力と呼ぶ)下に断熱的に移動させた場合の水温。したがってポテンシャル水温は現場水温、塩分、現場圧力、基準圧力の関数である。

ポテンシャル水温の計算は海水断熱減率(Γ)を断熱線にそって圧力積分することで得られる。すなわち、

$$\theta(S, t, p, p_r) = t + \int_p^{p_r} \Gamma(S, t', p') dp'$$

断熱減率(Γ)は、塩分(s) 1次、水温(t) 3次、圧力(p) 2次の多項式で求めることができる。

(UNESCO1983)

$$\begin{aligned} \Gamma(S, t, p) = & a_0 + a_1 t + a_2 t^2 + a_3 t^3 + (b_0 + b_1 t)(S - 35) \\ & + \{c_0 + c_1 t + c_2 t^2 + c_3 t^3 + (d_0 + d_1 t)(S - 35)\} p + (e_0 + e_1 t + e_2 t^2) p^2 \end{aligned}$$

ここで $a_{0-3}, b_{0-1}, c_{0-3}, d_{0-1}, e_{0-2}$ は定数である。

<ポテンシャル密度>

海水の密度 ρ ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)は塩分 S 、現場水温 t ($^{\circ}\text{C}$)及び圧力 p ($\text{bar}=10^5\text{Pa}$)の関数として次の式によって表される。

$$\rho(S, t, p) = \frac{\rho(S, t, 0)}{1 - \frac{p}{K(S, t, p)}}$$

ここで $K(S, t, p)$ は海水の体積弾性率、

$$K(S, t, p) = K(S, t, 0) + Ap + Bp^2$$

$$K(S, t, 0) = K_w + (f_0 + f_1 t + f_2 t^2 + f_3 t^3)S + (g_0 + g_1 t + g_2 t^2)S^{\frac{3}{2}}$$

と表される。 K_w, A, B は純水に関する項である。

$\rho(S, t, 0)$ は1気圧における海水の密度で以下の方程式で求められる。

$$\rho(S, t, 0) = \rho_w + (b_0 + b_1 t + b_2 t^2 + b_3 t^3 + b_4 t^4)S + (c_0 + c_1 t + c_2 t^2)S^{\frac{3}{2}} + d_0 S^2$$

ρ_w は基準の純水の密度、 b_{0-4}, c_{0-2} は定数である。

ポテンシャル密度は海水を現場圧力下から基準圧力下に断熱的に移動させた場合の密度のことであるので、方程式に基準圧力におけるポテンシャル水温(θ)、塩分(S)、基準圧力(p_r)を代入することで得られる海水密度 $\rho(S, \theta, p_r)$ がポテンシャル密度である。

*ポテンシャル水温、ポテンシャル密度の詳しい計算方法は海洋観測指針⁽²⁾を参考のこと。

<塩分>

以前は海水 1 kg 中に含まれている固形物質の全量をグラムで表したものであった。ただし全ての炭酸塩は酸化物に変え、臭素、ヨウ素は塩素に置き換え、有機物は完全に酸化するものとした(絶対塩分)。しかしこれは測定が困難であるため、海水のイオン組成が場所によらず一定であることを利用し塩素量や電気伝導度を測定換算することで間接的に塩分を求めた。その推定式は 1902 年に提案され、1962 年に修正されている。(一般的な電気伝導度と塩分の関係式は 1966 年に提案されている)⁽³⁾。

1970 年代以降、CTD などの測器による温度、電気伝導度、水圧の直接計測が可能になり、かつ高精度での計測が出来るようになった。すると、主要組成一定の仮定に疑問が出され、電気伝導度と海水中の物質と直接結びつけることが困難となり、UNESCO は 1982 年に従来のものとは全く異なる定義の実用塩分を用いるように勧告した。これが現在用いられている実用塩分(単位は無次元、便宜上 psu を使って実用塩分であることを示す場合もある)である。実用塩分は 15℃、1 気圧における塩化カリウム標準溶液(1kg 中に 32.435g の塩化カリウムを含む)に対する資料海水の電気伝導度の比である。旧来の定義とは、摂氏 15 度、1 気圧、S=35.0 で一致するように定義されているが、S=34.0 ではおよそ 0.001、S=30 では 0.005 程度実用塩分の方が高い値を示す。この塩分の定義に基づき、海水の状態方程式も変更され現在に至っている。

<比容>

単位質量の物体の占める体積のことで密度の逆数として表される。比容を α 、密度を ρ とすると以下のように表される⁽⁴⁾。

$$\alpha = \frac{1}{\rho} \quad [\text{m}^3/\text{g}]$$

付録2 地衡流

水平圧力傾度力とコリオリ力が釣り合う流れを地衡流という。コリオリ力は地球に相対的な運動をする物体に働く見かけの力で、コリオリパラメータと相対速度の積に比例する。通常の海洋や気象の現象では流体の速度は最大でも 100m/s 程度であるためコリオリ加速度は地球の重力の千分の 1 程度である。従って、この微小な力が関与する現象は、時間的に見てほとんど変化がない準定常状態である。言い換えれば変動の時間スケールが長い現象(一般には周期数日以上)であり、このことは、空間的にも大規模な現象であることを意味している。外洋における大規模な海流はその空間的变化も小さく、またほぼ定常とみなせるので、水平圧力傾度力とコリオリ力が釣り合っているという地衡流に近い状態であると考えられる。

水平圧力傾度は、密度分布と等圧面の傾斜によって決まるが、等圧面の傾斜を精度よく直接測定することは困難である。そのため、水平圧力傾度が 0 になる深さを仮定して密度分布の観測から得られる比容を鉛直積分して求める方法が一般的である。これを力学計算と呼ぶ。すなわち地衡流ベクトルは、ジオポテンシャル(力学高度)の水平勾配から求められる。この計算方法について以下に述べる。

・地衡流推算

z 軸の原点を含む水平面上に直交する 2 つの座標軸 x, y をとる。ただし、x 軸の正の方向に向いて左側に y 軸の正の方向が来るようにする。運動は x 方向とするとき地衡流及び静水圧平衡の方程式は次のようになる。

$$0 = -10^5 \alpha \frac{\partial \phi}{\partial y} - fu \dots(1)$$

$$0 = g - 10^5 \alpha \frac{\partial \phi}{\partial z} \dots(2)$$

ここで、u(m/s)は x 方向の流速、 α は比容で $\alpha = \rho^{-1}$ (m^3/kg)、 f はコリオリパラメータで $f = 2\omega \sin \theta$ 、(ω は地球の自転角速度、 θ はその地点の緯度)である。

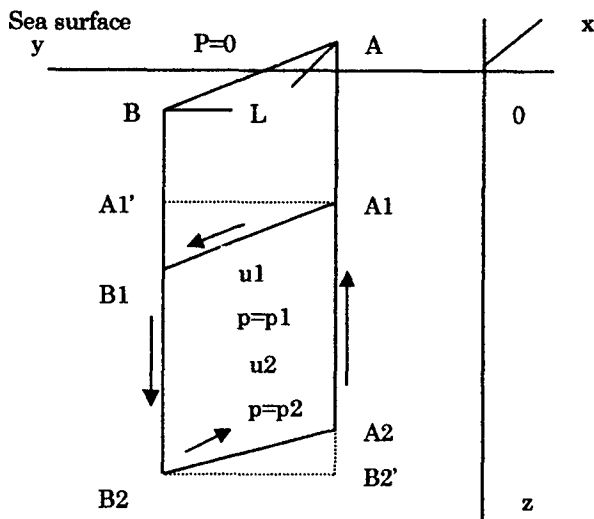


図 I

今図 I に示すように、y 軸に沿った 2 つの測点 A,B からの鉛直線と 2 つの等圧面 p1, p2 が作る閉曲面

$A_1B_1B_2A_2A_1$ (これを C とかく)を考える。(1)式に dy を掛け、(2)式に dz を掛けて加えたものを閉曲面 C に
 そって積分すると、

$$0 = -10^5 \int_C \alpha \left(\frac{\partial p}{\partial y} dy + \frac{\partial p}{\partial z} dz \right) - f \int_C u dy + \int_C g dz$$

$\overline{A_1B_1} = \overline{A_2B_2} = L(m)$ (AB 間の距離)とし、 A_1B_1 間、 A_2B_2 間では流速が一様で、それぞれ u_1, u_2 とする。各
 項を計算すると以下のような式を求めることができる。

$$0 = -\left\{ (D_B^{p_2} - D_B^{p_1}) - (D_A^{p_2} - D_A^{p_1}) \right\} - fL(u_1 - u_2)$$

ここで D は測点における海面と z での圧力 p におけるジオポテンシャルの差(力学高度)である。

すなわち、

$$D = 10^5 \int_0^p \alpha dp$$

また D は、

$$\begin{aligned} D &= 10^5 \int_0^p \{ \alpha(35, 0, p) + (\alpha(s, t, p) - \alpha(35, 0, p)) \} dp \\ &= D_{35, 0, p} + \Delta D \\ \Delta D &= 10^5 \int_0^p \{ \alpha(s, t, p) - \alpha(35, 0, p) \} dp \end{aligned}$$

のように表現することもできる。 $\alpha(s, t, p)$ は、海水の状態方程式より求める。

ゆえに、

$$u_1 - u_2 = \frac{1}{fL} \left\{ (\Delta D_A^{p_2} - \Delta D_A^{p_1}) - (\Delta D_B^{p_2} - \Delta D_B^{p_1}) \right\}$$

と書ける。ここで p_2 を無流面と仮定する。無流面は等圧面が水平、すなわち水平圧力傾度力が働かない面のこ
 とでこの面上では地衡流速は 0 である。 p_2 を無流面と仮定し $p_1 = p$ 、 $p_2 = p_0$ 、 $u_1 = u$ とおくと、

$$u = \frac{1}{fL} \left\{ (\Delta D_A^{p_0} - \Delta D_A^p) - (\Delta D_B^{p_0} - \Delta D_B^p) \right\}$$

となり、流速 u を求めることができる。

・実際の観測値からの計算方法

実際の観測値からの計算は以下のような手順で行う。

ΔD は差分化した式で数値的に積分される。積分には台形公式を用いた。

$$\Delta D = \int_0^p \{ \alpha(s, t, p) - \alpha(35, 0, p) \} dp \rightarrow$$

$$\sum_{i=1}^n \frac{1}{2} [(\alpha_i(s, t, p) - \alpha(35, 0, p)) - (\alpha_{i-1}(s, t, p) - \alpha(35, 0, p))] (p_i - p_{i-1})$$

従って 2 点間の流速は

$$u = \frac{1}{fL} \{ \Delta D_A(p_i) - \Delta D_B(p_i) \}$$

となる。

空間微分は地球を回転楕円体(又は球体)と近似して、その座標における gradient(勾配)を求めるのが正しい方法
 だが、ここでは計算を簡略化し各点での緯度及び経度の 1 度あたりの距離を与えて局所直交直線座標系で行った。

付録3 赤道付近の近似

赤道付近では f が 0 に近いので地衡流近似を直接適用するのが難しい。そこで式(1)をもう一度空間微分する。すなわち、

$$\frac{\partial}{\partial y}(fu) = \frac{\partial}{\partial y}\left(-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}\right) \dots (3)$$

ただし、 p は圧力 ($10^5 Pa$) で、圧力一定とみなす。 $\beta \equiv \frac{\partial f}{\partial y}$ とおくと式(3)は

$$\beta u + f \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}$$

赤道では $f=0$ であるので、

$$u = -\frac{1}{\beta\rho} \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}$$

南北方向の速度も同様に

$$\frac{\partial}{\partial y}(fv) = \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}\right)$$

より

$$v = \frac{1}{\beta\rho} \frac{\partial^2 p}{\partial y \partial x}$$

となる。

しかし、この赤道付近の地衡流近似は二階微分の式のため、実際のデータに基づく計算では誤差が大きくなる。そのためあくまで参考として示す。