

## 北太平洋の水質と循環について

緑川 弘毅<sup>\*1</sup> 中埜 岩男<sup>\*1</sup> 嶋津 俊介<sup>\*1</sup>

北太平洋では地理的条件から鉛直循環が他の海洋に比べて不活発で、特に、北部の海面の温度が低い。また、北部の海面における蒸発量が少ない（あるいは塩分値が低い）ことは、ひとえに表層水の温度が低いことによるものであることが分かった。この現象は冷水渦の中の表層水の蒸発と同じ原理によるものである。

ミンダナオ渦の表面には、周囲にはみられない塩分の薄い水が拡がっている。これは、この冷水渦に降った雨水の量が低温のため蒸発量を上回ることによると理解された。このことは、海面における蒸発には、風や気温よりも表層の水温の高いことが最も重要であることを意味している。そして、この現象はまた、北太平洋北部の海面における蒸発量の少ないことの原因を明かすための最も有力な一つのよりどころであると考えられる。

アラスカ湾の表層水の温度や塩分値は著しく低い。中層になると、南や西側の海域の同じ水深の水に比べて塩分値が高くなる。北太平洋の中層水は亜寒帯収束線等において生成されることが考えられているが、もっと北の例えばアラスカ湾付近においても冷却による沈降が行われているものであるとの解釈を行った。しかもその沈降は結氷による塩分濃縮の伴うものであると考えられる。

このように北太平洋北部で生成されそして沈降した中層水は南西方向のミンダナオ渦付近まで移動し、この渦からも浮上する。北部の中層水が長い距離を南下し、渦やその他の原因で湧昇するこの一巡の現象は、中層大循環と呼ぶに相応しい。

キーワード：蒸発量，中層水，ミンダナオ渦

## On the Sea Water and Circulation in the North Pacific

Koki Midorikawa<sup>\*2</sup> Iwao Nakano<sup>\*2</sup> Shunsuke Simazu<sup>\*2</sup>

In the North Pacific Ocean, the vertical circulation isn't so active because of its configuration, and the sea surface temperature is relatively low in the northern

---

\*1 海洋開発研究部

\*2 Marine Research and Development Department

area. It is found that the anomalously low evaporation rate (or the low surface salinity) in the northern North Pacific is mainly due to the relatively low surface temperature, which seems to be caused by the same origin as the evaporation on the surface of a cold eddy. The low salinity water is extended on the surface of the Mindanao Eddy, and there is not such a low salinity water in the surroundings of the eddy.

This phenomenon is appreciated that the precipitation exceeds the evaporation in consequence of the low temperature on the surface of the eddy. It means that a high surface temperature is a more effective factor for evaporation than the breeze or the atmospheric temperature. The matter is one of useful evidence to explain the cause of low evaporation in the northern North Pacific.

In the Gulf of Alaska, the salinity is remarkably low at the sea surface, but it gets a higher salinity in the intermediate layer than the water in the southern or the eastern area, though there is no appreciable source of salt in the interior of the area.

The intermediate water is now interpreted to be formed in the subarctic convergence area, but it seems to originate somewhere in the more northern area, for instance in the region of the Gulf of Alaska. The intermediate water in the Northern area is produced by ice formation and addition of salt, and it gets a higher salinity by concentration.

The intermediate water sank in the northern North Pacific is transported southward to the Mindanao Eddy, and upwells there. It is suited to give the name "Intermediate Circulation in the North Pacific" for the long distance traveling of the intermediate water to the south and upwell to the sea surface on the way to the equator.

**Key word :** evaporation rate, intermediate water, Mindanao eddy

## 1 緒言

海洋の気候に及ぼす影響の大きさについては TOGA計画 (Webster, 1988)<sup>1)</sup> の目的などからも明白である。太平洋は大西洋とは地理的条件が異なり、西岸域のインドネシア諸島海域を除けば水路としては袋小路状になっていて流れは大きな環流にならざるを得ない。

太平洋における質量や熱の輸送を決定づける海洋循環の詳細についてはまだ知られていないことが多い。北太平洋における深層水の循環については、その生成海域からの遠隔域であることの問題もあるが、特に北部の地形的な要素が最も大きい

と考えられる。北太平洋の表層の低塩分については、この地形に影響される循環と深く結び付いていると考えられる。

北太平洋の中層水は当海域に独特のもので45°N以北の収束線に沿って沈降してできたものといわれているが、さらに北部のアラスカ湾付近においても生成が行われる可能性が認められた。しかもこの中層水は結氷に伴う塩分の添加も行われるものと考えられる。

- 1) 北部の表層と冷水渦の表層の水の塩分値について
- 2) アラスカ湾付近の中層水とその循環について



これらの件についていくつかの知見が得られたので報告をする。記述にさいしては、北太平洋循環の論筋を整理するため多少の一般論をはさんだが、それは次の理由によるものである。

WOCE計画の日本委員の一人が<sup>2)</sup> (ISESS, 1988), 国際シンポジウムにおいてWOCE観測の日本分担としては少数精鋭の船(白鳳丸)にたより、一つの機関によって進める必要があることを主張している。乗船の経験豊かな彼の海洋の研究に対する熱意のほとばしりであるが、それにしても我々は研究者として海洋に対する理解の低さを認め、深く反省するものである。

## 2 北太平洋北部の水

### 2.1 北太平洋北部の表層水

北太平洋北部の表層の水は他の大洋の水に比べて温度が低く、また塩分値も小さい。表1に北太平洋と北大西洋の同緯度における表層の水温の比較を行った。北太平洋の中・高緯度の水温は北大西洋に比べて2~3°C低い。反対に低緯度ではその埋め合わせ分として大西洋の方が1°C弱、太平洋よりも低くなっている。

表1 北太平洋と北大西洋における南北方向の平均水温分布 (Sverdrup他、1965より)<sup>3)</sup>

Table 1 Average surface temperature of the Oceans between parallels of equal latitude (after Sverdrup et al, 1965)

North latitude	Pacific Ocean	Atlantic Ocean
60° ~ 50°	5.74	8.66
50° ~ 40°	9.99	13.16
40° ~ 30°	18.62	20.40
30° ~ 20°	23.38	24.16
20° ~ 10°	26.42	25.81
10° ~ 0°	27.20	26.66

塩分については、北太平洋北部の表層水は北太平洋あるいは他の大洋の高緯度の水に比べてその値が著しく小さい。Robinson<sup>4)</sup> (1976)によれば、1年を通しての平均値が32.7‰であり、Reid<sup>5)</sup> (1969)は他の資料から夏期の平均値を32.7‰、そして冬期を32.9‰と求めている。

### 2.2 北太平洋北部の中層水

北太平洋北部の表層水と深層水の間中に存在する水はその大部分が亜寒帯中層水と言われ、亜寒帯収束線に沿って沈降した表層水(亜寒帯水)によって生成されていると考えられている。この節では主としてこの中層水について、アラスカ湾から南に、あるいは南西に向かっている鉛直分布から、その特性を考察する。

図2はアラスカ湾置き50° N, 150° Wから真南に向かって、比容-塩分値の鉛直分布を示したものである。塩分値34.0~35.0‰, 比容(サーモステリックアノマリ) 200 cl/tonを破線で囲ったが、この範囲に収まる水質の水が世界の海洋の90%を占めると考えられている (S. Pond & G. L. Pickard, 1983)<sup>7)</sup>。まづ、この枠の外側からみると、塩分値は北から南に向かって順序よく大きくなっている。これらはいずれも水深が300mぐらいまでの表層水であり、左の2本は主に北太平洋の亜寒帯水で、右の2本は東部の中央水であろう。

つぎに枠内についてみると、左上隅の曲線の部分は全て亜寒帯中層水に相当するものである。しかしながら、アラスカ湾沖合50° Nの曲線で、水深400m(△印)、そして600m(○印)の塩分値をそれ以南の(40° Nそして30° N)同じ深さの水に比べて塩分値は1~2‰大きい。この50° Nにおける水は、表層から中層に向かって塩分が急激に増大している。

図3はアラスカ湾奥部の水深3,000m海域と北太平洋西部海域の水質の鉛直分布をNORPACの資料から示したものである。表層の塩分値が左と右に別れ、アラスカ湾奥部の水深800mの塩分値は34.28‰で西部海域に比べて1~1.5‰高くなっている。このことは上の(図2)結果の傾向も同様であった。

この表層の低塩分と中層における高塩分の現象は何に起因するのだろうか。同湾付近においての



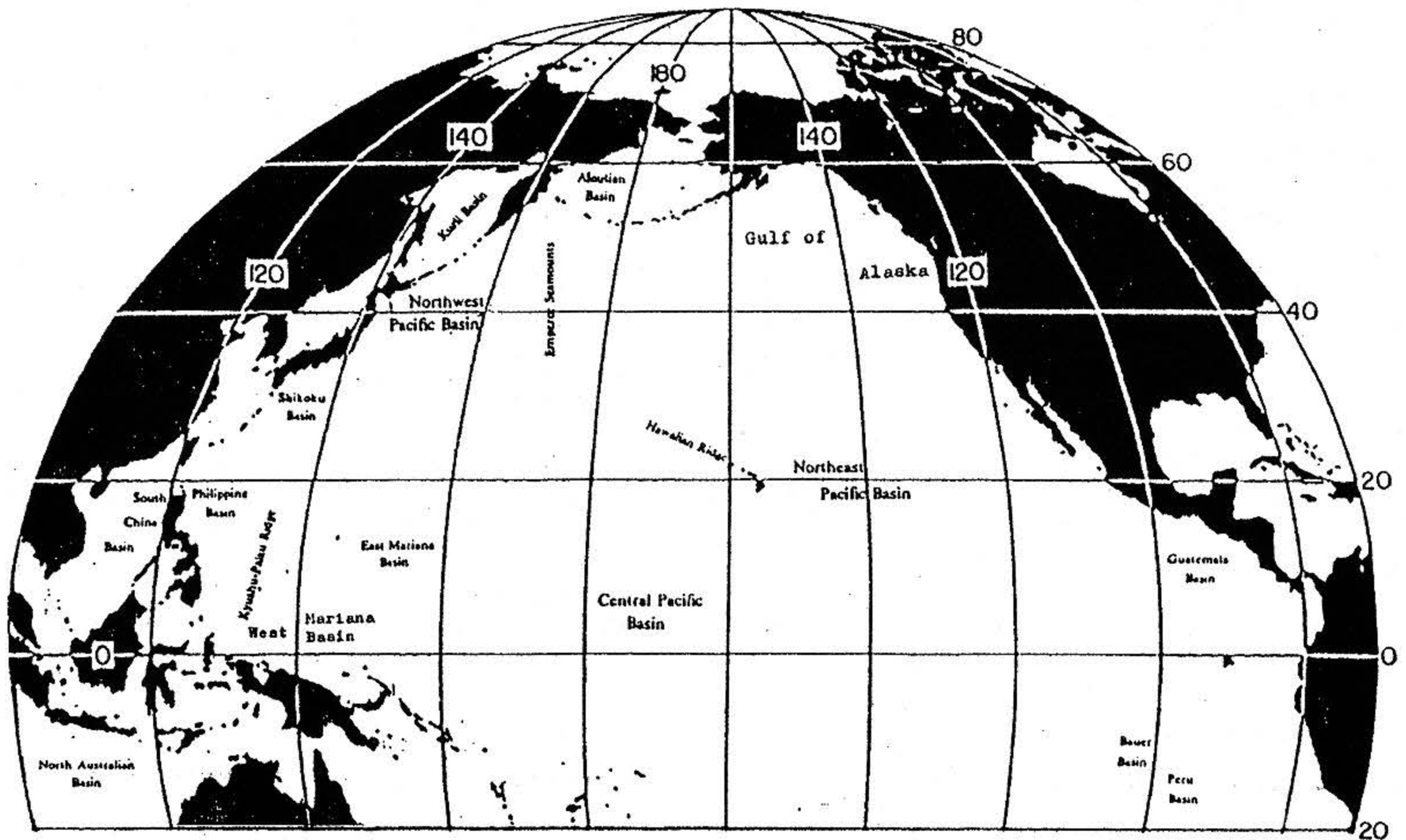


図 1 北太平洋の地形図

Fig. 1 Morphological features of the North Pacific Ocean

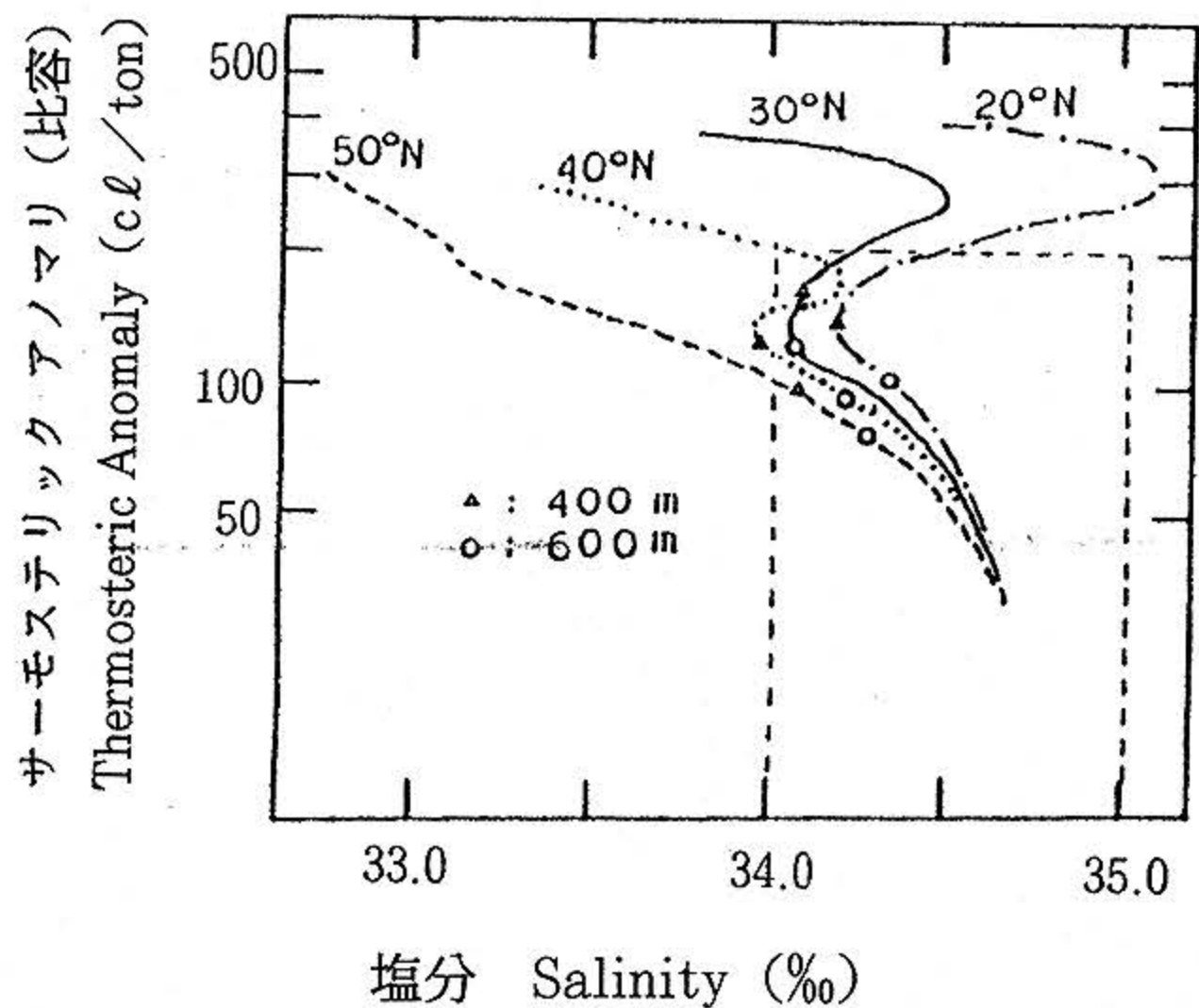


図 2 比容-塩分ダイアグラムの $140^{\circ}$  Wに沿った南北方向の分布図 (Oceanogr. Atlasより)<sup>6)</sup>。縦軸は対数目盛である。

Fig. 2 South-North longitudinal profiles along  $140^{\circ}$  W of specific volume-salinity diagram from the data of Oceanographic atlas<sup>6)</sup>. 90% of the world ocean has density and salinity values within the dashed rectangle (Pond and pichard)<sup>7)</sup>.

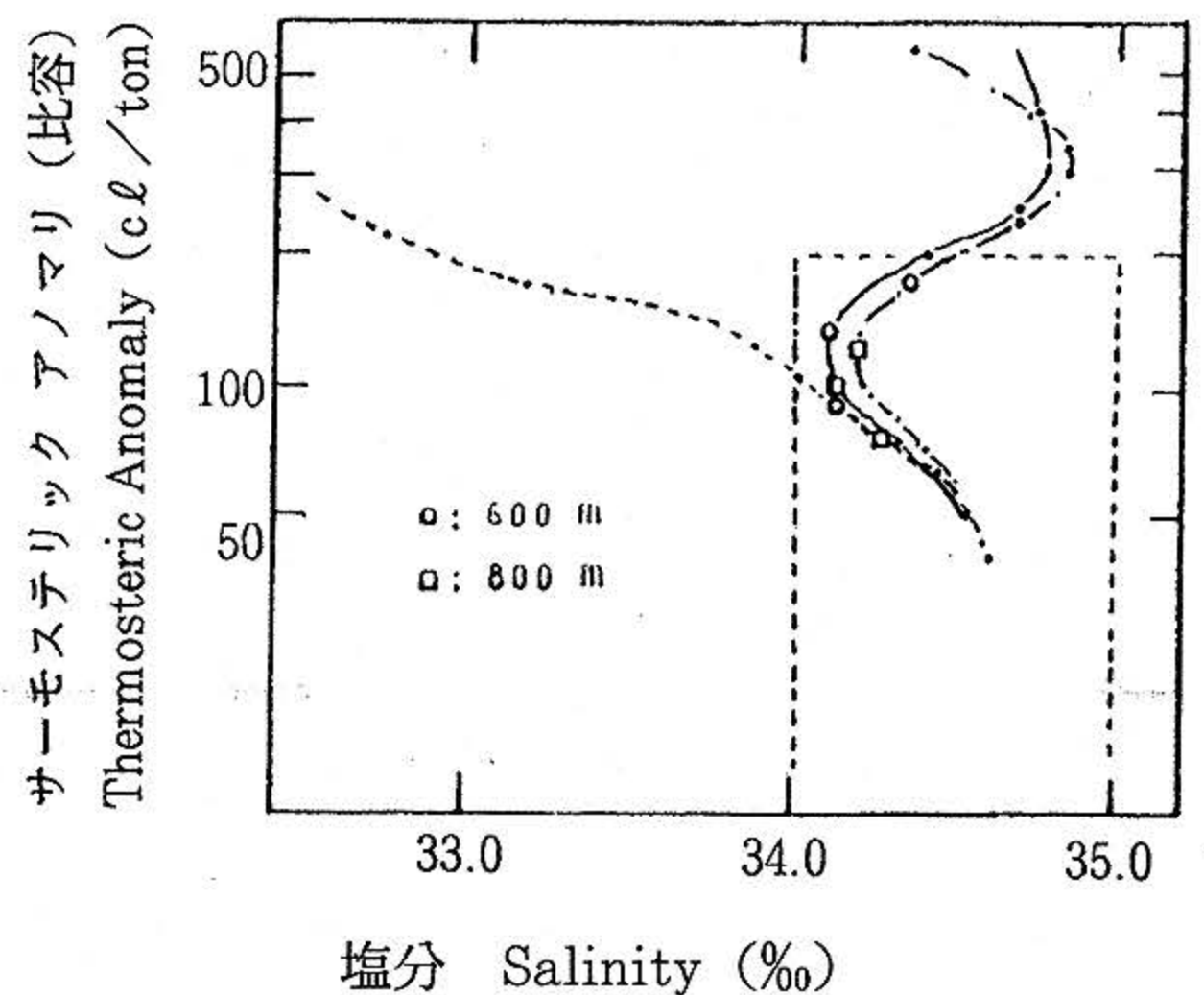


図 3 比容-塩分ダイアグラムをNORPAC<sup>8)</sup> データから求めたもので、左の破曲線はアラスカ湾、実曲線は小笠原海域、鎖曲線は四国海盆からのもの。

Fig. 3 Specific volume-salinity diagram from the data of NORPAC<sup>8)</sup>. Dashed line shows from the data of Alasuka Bay ( $58^{\circ} 54' N, 142^{\circ} 01' W$ ), solid curve of Ogasawara area ( $25^{\circ} 05' N, 143^{\circ} 28' E$ ) and another one of Sikoku Basin ( $30^{\circ} 10' N, 134^{\circ} 10' E$ ).



結氷、塩分濃縮そして冷却による沈降によるのか、あるいは後の鉛直循環の節に述べたように深層水との混合の影響もある (Sverdrup)<sup>9)</sup>、との説もあるが果たしてどうなのだろうか。ここでは、この問題について考察する。

図4は50° N, 170° Eから南西に向かって各水深毎の塩分値の分布を示した。1,000 m以浅の中層水の塩分値は20~40° Nで大きく変動しており、極小値は上層程NE方向に移動している。1,500 m層と2,000 m層の塩分値は上層の変化に影響されたか、わずかに変化している。400 m層に現れている塩分極大は黒潮周辺に生起する暖水渦によるものと推測される。黒潮の下, 800 m層には塩分極小があり、その値は34.0~34.1‰であると言われていたが、30° N, 150° Eがそれに相当するようである。水深600 m以深における中層水の塩分値は35° NあたりからNEに向かって急に増大している。

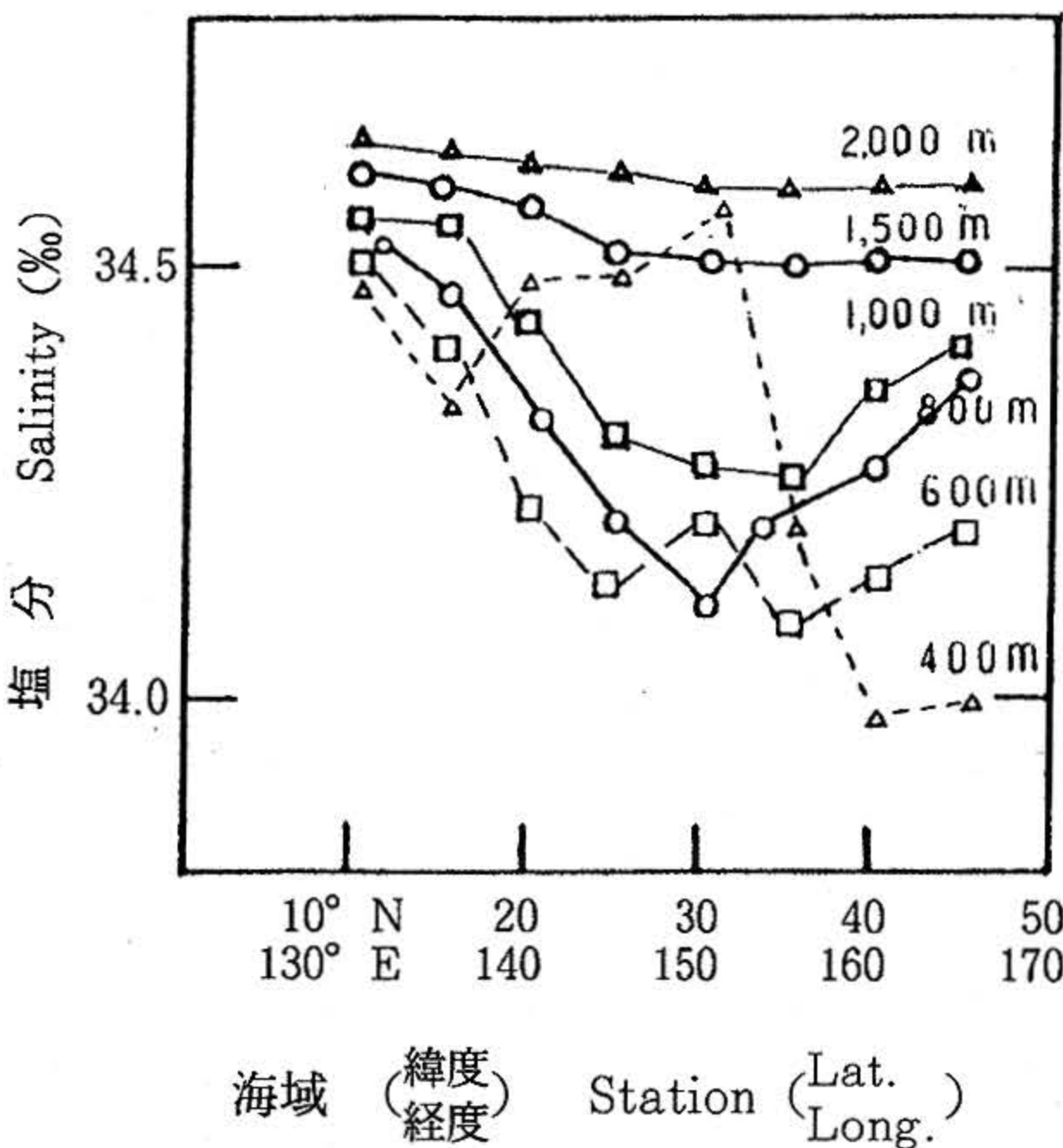


図4 北太平洋西部の南西部 (130° E, 10° N) から北東部 (50° N, 170° E) までの各深さにおける塩分濃度 (日本水路協会の資料から)<sup>9)</sup>。

Fig. 4 Salinity distributions for different depths and each stations from S-W to N-E directions in the western North Pacific (from the data of Japan Hydrographic Association).

上記の変動は中緯度の1,000 m以浅の中層あるいは上層に生起している現象と考えられるが、高緯度 (例えばアラスカ湾など) の中層水はなぜその塩分値は下らず、むしろ図2あるいは図3に見られるように高くなっているのか。結果の後節でもう一度議論を行う。

### 2.3 北太平洋海面における蒸発量

北太平洋の表層から中層にかけての塩分値が北大西洋に比べて著しく小さいことの原因として Warren (1983)<sup>10)</sup> は海面における蒸発量の違いによるものと結論している。北部の北太平洋と北大西洋高緯度 (45~60° N) における淡水の流入量は北大西洋が大きい、降水量と蒸発量の差を比べた場合、それが大きく異なると述べている。降水量 (P) は北太平洋の91 cm/yrに対して北大西洋では104 cm/yr, しかし蒸発量 (E) は北太平洋では多くない。降水量と蒸発量の差, P - Eは北太平洋北部の36 cm/yrに対して北大西洋の北部ではわずかに1 cm/yrである。

このように北太平洋北部の表層の水は低温で蒸発量が少なく、したがって塩分値も低い。低水温で蒸発量が少ないことは気温も低いことを意味するであろう。北太平洋と北大西洋のほぼ同じ緯度にある西沿岸地域の気温を表2に示した。釧路とボストンでは5°Cの差、他も3~5°Cの違いで大西洋沿岸域の方が高い。

北太平洋地域と北大西洋地域におけるこのような違いは基本的に何に起因するのだろうか。ここではその原因として、両者の地理的条件の違いによる大洋の鉛直循環の差を上げる。北大西洋においてはデンマーク海峡などグリーンランド沿岸での結氷や冷却により生成された深層水が、海盆底に向かって沈降する現象が鉛直循環を活発にして、北への熱輸送を膨大なものに行っていると考えられる。折好く、JAMSTECの最新号で高野氏 (1990)<sup>12)</sup> が鉛直循環の重要性を強調されていたことは意義深い。鉛直循環に関係するいくつかの例について次節で考察する。

## 3 北太平洋における鉛直循環

### 3.1 北太平洋の深層水

太平洋における鉛直循環を南北方向の断面について想定すると、南極環流から深層水が深海底に



表 2 太平洋における日本の東岸と大西洋の東岸域における平均気温 (福岡・松浦、1989)<sup>11)</sup>

Table 2 Average air temperatures along Japan eastside of the Pacific and U. S. A. eastside of the Atlantic (after Fukuoka & Matsuura, 1989)

Pacific			Atlantic		
Site (Lat, long)		T (°C)	Site (Lat, long)		T (°C)
Kushiro	42.59N, 144.24E	5.5	Boston	42.22N, 71.01W	10.8
Urakawa	42.08N, 142.64E	7.6	New York	40.46N, 73.54W	12.6
Miyako	39.39N, 141.58E	10.4	Washington	38.51N, 77.02W	13.9

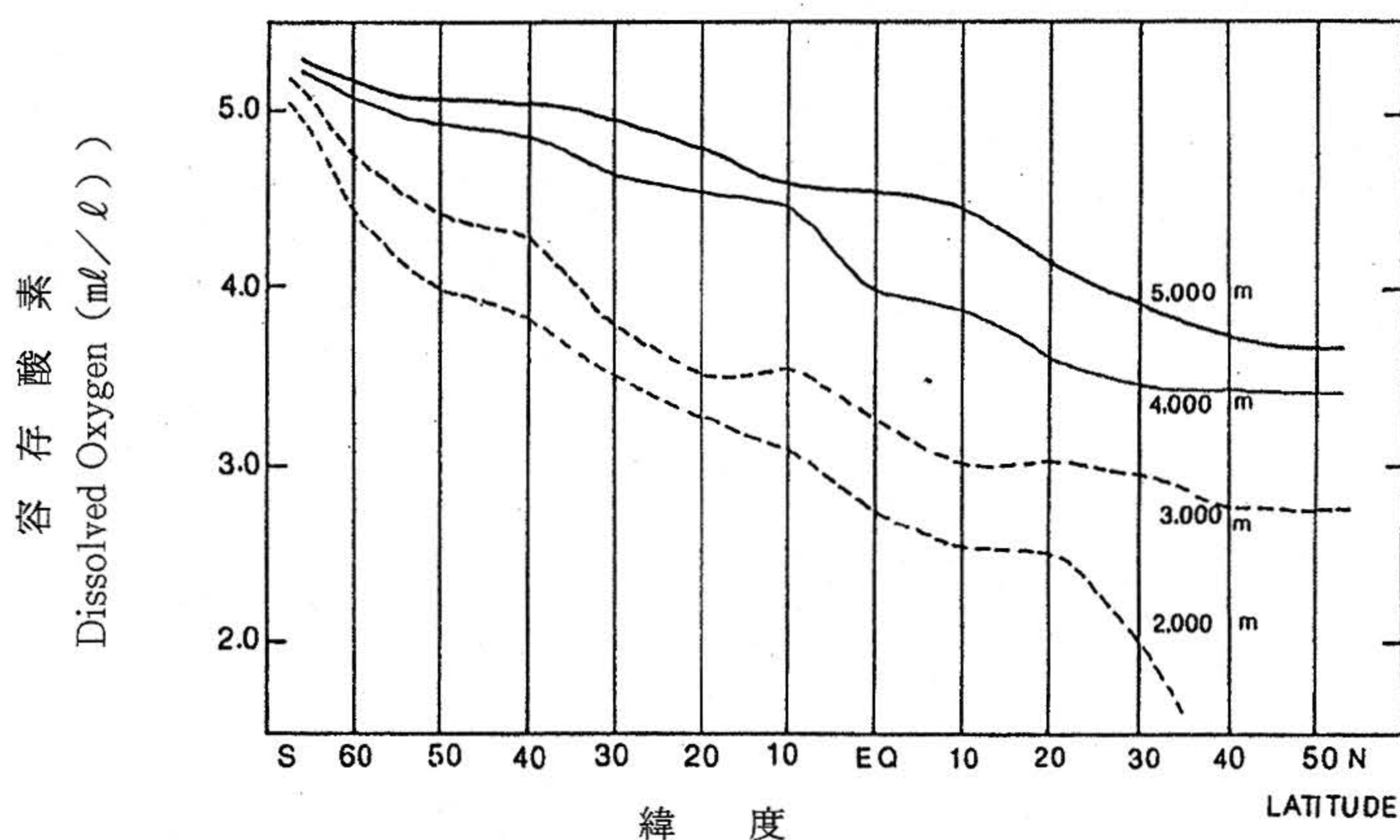


図 5 西部太平洋における溶存酸素の南北分布図 (GEOSECS データより)<sup>13)</sup>

Fig. 5 Distribution of dissolved oxygen in a longitudinal section in the West Pacific Ocean from the data of GEOSECS<sup>13)</sup>.

沿って北上し、一方、上層では全体としては南に向かって流出する。また、太平洋の各所において、下層からの湧昇と表層からの沈降の鉛直流を生ずるといふ、海底から海面まで、そして南極海とを結び付けた太平洋全体の循環と解釈する。

図 5 は南北方向の溶存酸素の分布を示したものである (Nakano & Midorikawa, 1990)<sup>13)</sup>。深層水中の溶存酸素は、2,000 m 層を除いて、南から北に向かってほぼ一様な勾配で減少しており、溶存酸素の非保存性が順調な流れの北上と時間の経過を思わせるものである。北太平洋の  $\sigma_t = 27.60$

(水深 2,000 ~ 2,500 m) の水平分布図 (Borkley, 1968)<sup>6)</sup> をみると、南太平洋からの深層水は北太平洋中央海盆を中心に東西に延びている。34.60% の等塩分線は 20° N に沿って西に延び、フィリピン海盆から四国海盆に広がっている。170° W に沿っての南北断面図 (Sverdrup ら, 1965)<sup>3)</sup> をみると、水深 1,700 m で赤道を通過した 34.60% の等塩分線上の上限は北に向かって徐々に深くなり 50° N で 2,400 m になっている。彼らはこの水について、上層の低塩分水との混合によるためと述べている。また、北太平洋北東部における溶存酸



素の現象についての理由として、深層水が北太平洋の西周辺 (western around) から東側に達するのに長い時間がかかるためと言っている。

表 3 に北太平洋の西部と東部の各要素を示したが、いずれの値も西部のほうが東部よりも高い。塩分、水温は保存量と考えられるが、長い時間の経過の中で流れ (水平流) による鉛直混合の効果が生ずるため、上層に在る水の性質に影響されると考えられる。しかし水温については時間の経過よりも周囲の状態が問題のようである。東部における水温がかなり低くなっている。溶存酸素は明らかに非保存性の物質であるため、長い時間を経過した海域の水の方がより多く消費されて少なくなっていく。そのような観点からは塩分 (保存量ではないが) 並びに溶存酸素の量が多い西部の方が東部に比べて深層水の年齢は若いと考えられる。

### 3.2 北太平洋西部の深層水

Mantyla ら (1983)<sup>14)</sup> は海底付近の水温や塩分の分布図から表層流の流路を説明している。彼らによると太平洋中央海盆を北上した深層水は北太平洋に入ると、東方と北方に分岐するが、北方への一部がまた西方へ別れて西マリアナ海盆へと進む (図 1)。西マリアナ海盆に注がれた深層水は北上しながら海盆を満たし、九州、パラオ海領のとぎれた北西の出口からフィリピン海盆に入り、海盆を南下する。著者ら (1990)<sup>13)</sup> のポテンシャル水温の分布図による調査でもほぼ同様の結果を

示していた。

Mantyla らはまた、海盆に入った深層水のその後の過程を説明している。すなわち、フィリピン海盆を南下した深層水は袋小路に追い込まれ逃げ道を見付けられないままに陸棚をよじ登ると述べている。その先の様子については Wyrki (1961)<sup>15)</sup> 詳しく述べている。湧昇を余儀なくされた深層水は水深 2,000m 程のモルッカ海峡とマカッサル海峡に入り、インドネシア全諸島を巡っている。こうして徐々に海面近くに浮上した深層水は海洋の循環、特に熱輸送に大きな効果を上げて、南太平洋へ、あるいはインド洋へと南下していくと推察される。

### 3.3 ミンダナオ渦と周辺海域

図 6 は 130° E における比容 - 塩分の南北断面を示したものである。5~10° N の比容が 100 cl/ton 以浅で等濃度線は南北に 2 分されている。さらにその北側の水は上下層に 2 分され、上層は南側表層から分岐した熱帯高塩分水で、下層は低塩分の北太平洋の中層水であると考えられる。

この塩分等濃度線の南北の切れ目がミンダナオ渦の中心と推察される。渦の真上の表面水は熱帯海域の表層水としては考えられない塩分の薄い水 (34.10~34.20‰) が在る。これは他の古い文献による例 (増沢, 1969)<sup>16)</sup> でも同様に存在している。この塩分の著しく薄い水の拡がり、ほぼ渦の大きさの規模と考えられ、南北方向だけでも数

表 3 太平洋の西部海域 (152° W-130° E, 30° S-5° N) と東部海域 (90° W-130° W, 30° S-5° N) の深層における水温、溶存酸素、塩分の平均値 (Sverdrup 他より)<sup>3)</sup>

Table 3 Average values of salinities at stations in the Western Pacific (152° W-130° E, 30° S-5° N), and at stations in the Eastern Pacific (90° W-130° W, 5° S-30° N), with corresponding average values of salinity temperature and oxygen content (after Sverdrup et al, 1965)

Depth(m)	Western Pacific			Eastern Pacific		
	S (‰)	Temp (°C)	O2 (ml/l)	S	Temp.	O2
2,500	34.674	1.98	3.20	34.655	1.85	2.36
3,000	.690	1.78	3.37	.669	1.71	2.56
3,500	.69	1.64	3.48	.677	1.56	2.94



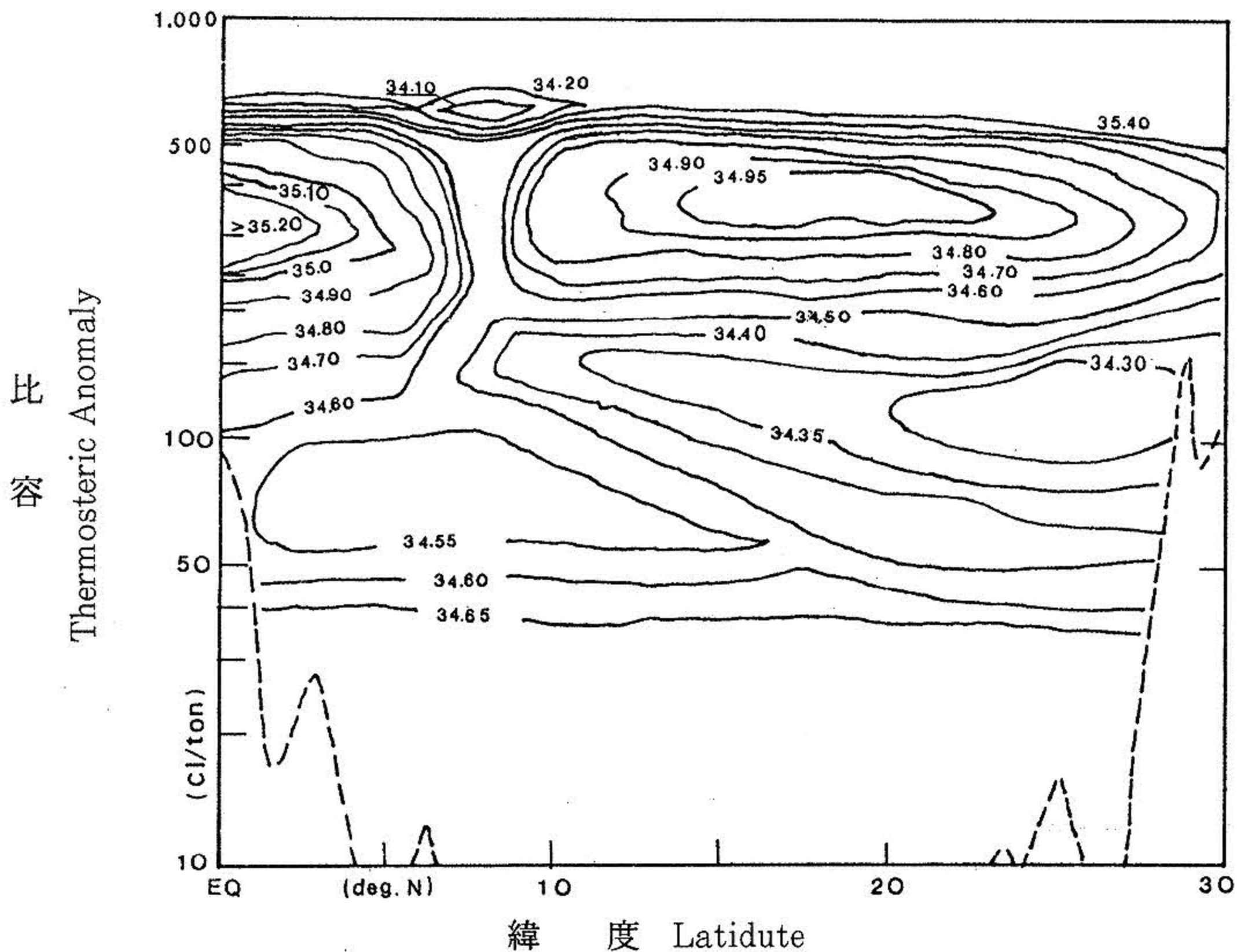


図 6 西部北太平洋, 東経130度における塩分の断面図  
縦軸は比容で対数目盛にしてある)<sup>9)</sup>

Fig. 6 Longitudinal salinity distribution along 130° E,  
from the data of JHA<sup>9)</sup>

百kmである。この表層の水の周囲や下層にも、この様な水はないが、これは何処から来たものなのだろう。沿岸水の影響による可能性がないわけではないが、降水による可能性が大きいと考えられる。

ミンダナオ渦は下層から低温水を吸い上げていると考えられるため、海面の蒸発率が降水量よりも少なく、渦の中の表面水は塩分が薄くなると考えられる。

ミンダナオ渦の冷水の供給源は、図の北から渦の下に差し込んでいる中層水か、あるいは渦の真下の比容が100~50 cl/tonに在る塩分34.55‰であるようである。図7はミンダナオ渦の付近11°N, 130°Eから東への塩分断面図 (Barkley, 1968)<sup>9)</sup>を示したものである。右上, すなわち東の表層に亜寒帯水と思われる水塊の核があって、そこから塩分を増しながら沈降し、最終的に34.50‰となってち切れて表層水の下を西へ進んでいる様子が見える。この水塊が図6のミンダナオ渦の真

下にある水塊 (中心の塩分は34.4‰前後) と同質のものと推察される。

ミンダナオ渦1の供給源となる水は、いずれにしても北太平洋北部あるいは北東部において沈降した水が南西に進み、変質し、あるいは水塊から別れて渦の周囲に達したものであろう。この一連の減少は正に鉛直大循環の縮図であろう。

#### 4 結果と議論

海洋の熱循環は地球上の気候に多大な影響を与えているが、特に鉛直循環は熱の輸送に最大の効果を及ぼしている。北太平洋北部の海域ではその地理的状态から鉛直循環は北大西洋のように活発に行われず、海面水温が低く蒸発量が少ない。これは北太平洋北部が閉鎖されていることと、当海域では深層水が生成されないことから鉛直循環が十分でないことによる。反対に北大西洋ではグリーンランド周辺で冷却による深層への沈降が起こり、それを埋め合わせるべく補流として表層の



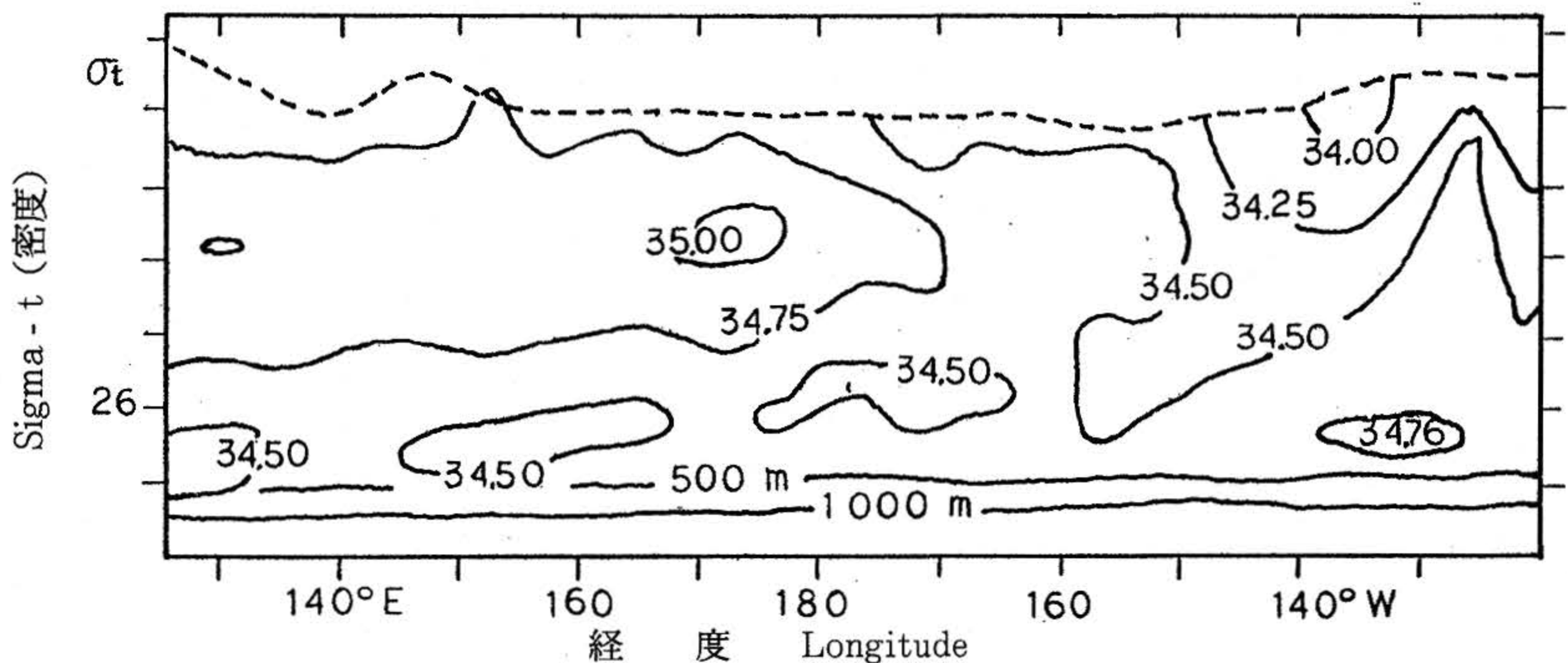


図7 密度（シグマ-t）に対する塩分と深度を11°Nに沿ってフィリピン海盆から東部北太平洋海盆に至るまでを示した。破線と点線はそれぞれ8月と2月における10メートルの密度である<sup>6)</sup>。

Fig. 7 Salinity and depth, plotted as functions of sigma-t, along latitude 11° N from the Philippine Basin to the Northeast Pacific Basin. Dashed line shows sigma-t at 10 meters in August and dotted line in February (from Oceanogr. atlas)<sup>6)</sup>.

水が北上する循環が行われると考えられる。例えばデンマーク海峡において海中の滝となって沈降する深層水の量は、地上のいかなる河川の流量も及ばないことが知られている（ホワイトヘッド、1989）。

北太平洋の中層水は北海道の北45° N付近から東に長く延びる亜寒帯収束線において沈降した亜寒帯水によって生成されると言われている。しかしながら、さらに北部のベーリング海やアラスカ湾においても本質的に沈降が生じているものと推測される。2節に考察を行ったようにアラスカ湾では、塩分の薄い表層水の下の中層水は急に塩分が増加して（図2, 3）、その値は同じ深さの西部の水よりも大きくなっている。塩分の増加は水の水平方向の移動では考えにくく、深層水からの供給かあるいは海面での結氷による塩分の添加のいずれかであると考えられる。図4をみると、中層の水の塩分は中緯度から北に向かって増加するが、1,500m層あるいは2,000m層の塩分値はあまり減少はしていない。このことが中層水への塩分供給源が深層水であると考えにくいのであるが、中緯度の中層水の塩分はさらに低いので水平方向

の供給を考えることもむづかしい。したがって表層からの供給がもっともらしく思われる。

北太平洋北部で生成された中層水はミンダナオ渦の周辺にまで移動し、渦の表面に浮上し循環する。中層の水はミンダナオ渦以外にも海洋に無数に存在する中規模渦により、また風に起因する赤道付近での湧昇によっても海面に浮上し、海洋の鉛直循環に大きな役目を果たしていると考えられる。今日、海洋学会では深層大循環と呼ばれる問題が重要視されているが、北太平洋では深層と表層の一部で水は南から流入して南下するが、同時に中層から表層の大部分は南へ向いている鉛直循環が考えられる。すなわち、北では深層水のゆっくりの浮上と表層水の中層への沈降、そして低緯度で中層水の浮上という一巡において、ここにその一端を眺めたように思われる。3節でみた北部における表層から中層への沈降、そして中層水の南西方向のミンダナオ渦付近までの移動、次に渦による表層への浮上は深層大循環の一部であるのだが、むしろ中層大循環と呼ぶのが適わしい。

北部の海面蒸発量が少ない原因は表層水の低温度によると考えたが、これが一義的なものなのか、



風の強さ、向き、気圧など他にも原因はありそうにも思われる。しかし、ミンダナオ渦の中の表面をみると、そこには周囲にはみられない塩分の薄い水が広がっている。これは、この冷水渦に降った雨水の量が、蒸発の量を上回ることにより表面水の塩分が薄くなったと理解される。このことは、蒸発のためには風や気温よりも、海面の水温の高いことが優先することを意味していると解釈される。そしてこの現象は、また、北太平洋北部の海面における蒸発量の少ないことの原因を明かす一つのよりどころと考えられる。

#### 参考文献

- 1) Webster, P. J. : Goals, Status, problems and priorities of the TOGA. The Pennsylvania State Univ. 1-19, (1989)
- 2) 永田 豊 : WOCEの準備状況。地球科学国際シンポジウム (ISESS) 予稿, 科学技術庁他、76-90, (1988)
- 3) Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming : The Oceans. Prentice-Hall Inc. U. S. A., (1965)
- 4) Robinson, M. K. : Atlas of North Pacific Ocean Monthly Mean Temperatures and Mean Salinities of the Surface Layer. Naval Oceanographic Office, Dept. Navy, Washington, D. C., (1976)
- 5) Reid, J. L., Jr. : Sea-surface temperature, salinity, and density of the Pacific Ocean in summer and in winter, Deep-Sea Res., 16 (Suppl.), 215-224, (1969)
- 6) Barkly, R. A. : Oceanographic Atlas of the Pacific Ocean. Univ. of Hawaii, Honolulu, (1968)
- 7) Pond, S. & Pickard, G. L. : Introductory Dynamical Oceanography, 2nd edi., Pergamon Press, Chap. 2, (1983)
- 8) 1955 The NORPAC Data : Oceanic Observations of the Pacific Univ. of California, (1969)
- 9) Marine Environmental Atlas, Northwestern Pacific Ocean : Japan Hydrographic Association, (1975)
- 10) Warren, B. A. : Why is no deep Water formed in the North Pacific. J. of Marine Res., 41, 327-347, (1983)
- 11) 福岡二郎・松浦 昇 : 太平洋と大西洋—海洋学的見地の比較—, 海と空 65 (3), 159-175, (1989)
- 12) 高野健三 : オリエント急行—地球気候のかなめ—, JAMSTEC 2 (2), 3-8, (1990)
- 13) Nakano, I., K. Midorikawa and S. Shimazu : On the Climatological Aspects of the Mindanao Basin. Technical Reports of JAMSTEC, No. 23, 439-452, (1990)
- 14) Mantyla, A. W., and J. L. Reid : Abyssal Characteristics of the World Ocean Waters. Deep-Sea Research 30 (8A), 805-833, (1983)
- 15) Wyrliki, K. : Physical Oceanography of the Southeastern Asian Water. Repts. Naga Exped., 2, Scripps Inst. of Oceanog., (1961)
- 16) 増沢譲太郎 : ミンダナオ海流, Bulletin of the Japanese Society of Fisheries Oceanography Special Number, 4-1049, (1969)

(原稿受理 : 1990年5月31日)