

#### 4. 深層流成層圏大循環の諸問題

宇田道隆 (東水大)

##### 1. 深層流研究の現状と問題

筆者はかねて北太平洋、日本近海を中心にして数百 m 以深のいわゆる成層圏大循環の深層流について調査して来たので、それを骨子とし、最近の進歩と併せてまとめ、関連の諸問題をかかけてみた。

この 10 数年間に南北に亘る深層観測のデータがよほど増して来た。古くは Carnegie, Discovery, Dana 号等のデータをまとめた岸人三郎, Defant, Wüst らの成果があり, Sverdrup の "Oceans" にも, 最近 Hill 編 The Sea にも明記されているが, 太平洋は大西洋とちがって塩分は少ない (降水が多いことと, 地中海高鹹深層水の流出のないことなどのため) が, 栄養塩はずっと多いかわりに, 溶在酸素量は少ないし, 北極洋水塊流入がなく, 北からの亜寒帯中層水の影響もかなり劣る。南方からの南極洋深層水の影響もその一番大きな源泉である Weddel 海から遠隔のために弱められている。この深層水の動きは果して定常的なものであろうか? その表層の南北源泉域で季節的, 経年的な変化が大気大循環の気候学的な変化に応じて当然起っていると考えねばならないから, 深海に大小の波動をなしてその変化が輸送伝達され, 波及しているとみるべきである。深層流の実測は高野氏の表にもある通り,  $1\text{ cm/sec}$  ~ 十数  $\text{cm/sec}$  乃至以上に及び, 北大西洋の米国東岸沖 Gulf Stream 域内でも Swallow の中立浮標で何べんも測るたびにちがった値が出るばかりか, 流向まで南下したり東~北東へ向いたり, 大へん変り易くて, よほど今後の密な実測データの集積を待たぬと真実の姿はつかみ難い。早く所要所に定点自記測流記録がほしいものである。従って深層流の輸送量も現在は一つの目安を与えるものに過ぎない。G. Wüst は南大西洋西部海盆で大西

洋底層水の輸送量  $2 \times 10^6 m^3/sec$ , 亜南極中間層水の北上輸送量  $7 \times 10^6 m^3/sec$ , 北大西洋深層水のそれを  $27 \times 10^6 m^3/sec$  とした。北上したものが上昇して行く量につき Robinson, Stommel (1959) などが説いている。南水洋の周極海流については古くは Clows (1933), Deacon (1937) らの  $110 \sim 120 \times 10^6 m^3/sec$ , 最近ソ連 OB 号などの観測から V.G. KORT (1962) が南極大陸～南阿間  $190 \times 10^6 m^3/sec$ , 南極大陸～タスマニア間  $180 \times 10^6 m^3/sec$ , 南極大陸～南米間 (ドレイク海峡)  $150 \times 10^6 m^3/sec$ , (米国気象局の F. Ostapoff は同海峡上層 2,000 m 以浅で  $90 \times 10^6 m^3/sec$ , 下層西行逆流  $45 \times 10^6 m^3/sec$ , 南太平洋側水位 40 cm 高いとした)。これらは H.U. Sverdrup の算出値 120, 150,  $90 \times 10^6 m^3/sec$  に比し何割か大きい。しかしこのような流量も無流層の確定ができてないのであいまいさが残っている。K. Wyrтки (1961) も周極流  $134 \times 10^6 m^3/sec$ , 緯度  $45^\circ$  線を横切る子午線流  $10 \times 10^6 m^3/sec$  と出した。

大洋の深海底にいたる所カメラにうつされた漣痕 (Ripple Mark) の成因は未だ不明である。

Turbidity Current (乱泥流) は大陸斜面や海山の斜面から地すべりで砂泥と水の混合物がなたれ落ちて平らな深海底に及ぶものとされるが, 12~55ノットの高速で起るといふから, 相当広域に, (例えば有名な 1929年11月18日 Grand Banks 沖地震に伴う海底電線の大切断事件のような場合, 深海をさわがして, 漣痕をつくるような変化も考えられようが, 大洋中央域の漣痕の説明には苦しい。チリ津波の太平洋横断のような場合, 一体深海底の水, 大洋周辺沿岸陸棚上の水はどう動くか, 波長が水深に比べて数十倍もある津波の底層水への働きを実証するものがほしい。

台風のような大きなエネルギーをもち水面に大三角浪をたて, 海底地殻に脈動を起すような気象擾乱の通過が深層水にどういふ影響を与え, 水圧変化が海底にどう働くかを知りたい。少なくとも数百 m 深に

恒在する大洋の水温密度躍層に内波を励起するはたらきをすることは確かである。

潮汐波、潮汐力は現に明らかに潮汐周期卓越の内波の存在を実証している。深海の流れも測るほど意外な大きい値が現われて来て  $10\text{ cm/sec} \sim 20\text{ cm/sec}$  では驚かないようになった (J.C. Swallow & L.V. Worshington, 1961 西部北大西洋 Blake Plateau 沖で  $9 \sim 18\text{ cm/sec}$  を測り、水温傾度急変に対応を発見)。

深層流根源水域 南極大陸周辺で暖かい深層水が上昇して来て冬季冷されて  $1^\circ \sim 2^\circ\text{C}$  も冷たい、 $0.05\%$  は低鹹で著しく豊酸素 ( $4.5\text{ cc/l}$  以上) の南極底層水が形成され、それが世界海洋の主な深層水のもとになる。もちろん北大西洋の北極系底層水もある。(北太平洋の氷域でも似たものが陸棚付近でできるだろう。米国水路部の冬季ベーリング海北部観測など参照)。Weddel 海等では水温  $0.6^\circ\text{C}$  内外、塩分  $34.6 \sim 34.75\%$  位の重い水ができて沈降し大陸斜面をくだる。Ross 海の Mc Murdo 湾で 1961 年 2 月 6 日最高海水密度  $\sigma_t 28.17$  の記録 ( $579\text{ m}$  深) を得た。  $N44^\circ E \sim 7.5\text{ cm/sec}$  の流れも測った。西部境界海流では Gulf Stream 下の潜流実測と共に、Stommel & Arons (1960) は北太平洋深層水の南下を予想したが、増沢讓太郎 (1962) の凌風丸観測結果では日本海溝東西横断

$D_1 - D_6 (30^\circ N) 1,500 - 5,000\text{ m} \quad 26 \times 10^6\text{ m}^3/\text{sec},$   
 $2,500 - 5,000\text{ m} \quad 93 \times 10^6\text{ m}^3/\text{sec}$

$E_2 - E_6 (38^\circ N) 1,500 - 5,000\text{ m} \quad 23.6 \times 10^6\text{ m}^3/\text{sec},$   
 $2,500 - 5,000\text{ m} \quad 5.1 \times 10^6\text{ m}^3/\text{sec}$

で平均  $24.8 \times 10^6\text{ m}^3/\text{sec}$  の北上流と出たし、Pinger でも南東流など色々で、未解決といえよう。

赤道潜流は  $20 \sim 250\text{ m}$  深を幅  $240$  裡に亘り、赤道直下 (太平洋  $170^\circ E$  以東、大西洋南米ブラジル～南アギネア、インド洋季節で変り、冬発達)  $1 \sim 3$  ノット的大海流で、赤道反流 (南赤道反流  $6^\circ \sim 10^\circ S$  も発見さる) と共に赤道湧昇域を形成、東部境界海流域では沿

岸湧昇流域の向赤道表層流の下方に沿岸よりに向極潜流をカリフォルニア海流域，ペルー海流域，ベンガラ海流域，カナリー海流域，ギニア海流域で次々に発見し，年中存在が地衡流地形図上（200db付近）に示された。これがチリ沖のhake（底ダラ）漁業などに関連し，また湧昇が低酸素水をもたらす被害を与えることもあるので面白い。ともかく上層の湧昇流と補償的關係にあるようで，比較的高温，高鹹，低酸素水が主になる。風成沿岸湧昇はふつう200~300m深程度で，岸に沿う風の力に関係し，水温，塩分，酸素，リン(P)の断面分布図で判定できる。

深層流は海嶺，大陸沿岸陸棚，海山に当って上昇流を形成し，漁場をつくるが，特に北太平洋北部の上昇流，赤道湧昇，南極大陸付近の深層帰還流の上昇流の解明は重要課題である。

## 2. 太平洋および付属海の溶在酸素量等と深層循環

海中に溶けている酸素量は冬季は低温で，対流混合，乱渦混合，乱渦混合が盛んなため浅海，深海とも下層にまで豊富化するようによび運ばれ，等密度面に沿って移流によって速くへ伝達される。しかし途中生物呼吸によりしだいに消費せられ，生物の死後分解の過程においても「海雪」の状態において消費されて減少する。透光層内の光合成作用によって過飽和の遊離酸素をみる一方，下層で水の流動のないところでは酸素の補給のないために消費のみ行なって無酸素層に近い貧酸素層をみ，それが湧昇する水域では上層の特別高生産力域にしばしば異常な魚類大量斃死現象をすらあらわす。（ペルー沿岸海流域，ベンガエラ海流域，アラビア海，インド南西岸沿海などにその例をみる）。従って溶在酸素は深層循環構造を裏書する。G.Dietrich（1937）はガルフストリーム流域で無流層の決定に $O_2$ -Minimum（酸素極小）層を提案した。年々の対流循環最大深度は溶在酸素の量に対応する空気流通程度により，それは大気循環の影響に相関する。西部，東部太平洋の南北断面における溶在酸素の分布は，過去多数探検調査船のデ

一タによって第1, 2図のようになる。一見両図とも南北両半球の非対称的分布を示していることがわかる。

$10^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{S}$ の200~1,400 m深のゾーンに $\text{O}_2$ 分布の顕著な不連続面がみられる。25 $^{\circ}\text{S}$ から68 $^{\circ}\text{S}$ に至る南方では $\text{O}_2 > 4 \text{cc}/\ell$ の多量であり、10 $^{\circ}\text{S}$ から60 $^{\circ}\text{N}$ に至る北方では $\text{O}_2 > 2.5 \text{cc}/\ell$ の貧乏である。明らかに全水柱を通して溶在酸素量は北半球より南半球で豊富である。酸素極小層は200~1,400 m深の中間層深度において南半球より北半球で顕著に発達しているのがみられる。そのことは南半球のより高度な生産力に対応するものとみられる。3,000 m以深の深海では溶在酸素が再び増加して、3 cc/ $\ell$ をこえる多量を示す。太平洋における $\text{O}_2$ の鉛直分布をみると、3,000 m以深は6,000 m深まで対数的増加を示している。6,000 m以深の深海溝内では溶在酸素量は微弱な鉛直的減少を示す。南氷洋の高緯度では、南極大陸に近いバック・アイス帯で、上層から深海底まで冬季の対流盛んなため上層水塊が沈降して、豊富な酸素の溶けた水を底層にあらわす。第1, 第2図を比べると、東部太平洋では西部太平洋より概して酸素が豊富に分布するが、 $\text{O}_2$ 一極小層は東部の方に発達している。これは東部の方が上昇流の盛んなことに関係するものであろう。赤道帯水域直下で東部西部とも最も $\text{O}_2$ 一極小層が発達し、かつ浅く上層へ突き上っている。W. Wooster (1960) は全太平洋5 km深における溶在酸素量の分布図を描き、55 $^{\circ}\text{S}$ , 170 $^{\circ}\text{E}$ からはかって4,000~5,000 哩の北上の間に4.4~4.7 ml/ $\ell$ から3.8~3.3 ml/ $\ell$ に減少していることを示した。筆者の調査によると太平洋付属海の深層の循環の程度は酸素の溶在量とその飽和度(%)によって示される。南シナ海では、500 m以深において $\text{O}_2$  2.4~2.9 cc/ $\ell$ で、 $\text{O}_2$  % 35~40, 東シナ海では700 m以深で、 $\text{O}_2$  2.0~2.5 cc/ $\ell$ ,  $\text{O}_2$  % 27~35%, 日本海は300 m以深で $\text{O}_2$  5.5~6.0 cc/ $\ell$ ,  $\text{O}_2$  % は68~75 ですこぶる盛んな対流混合によるAerationを示す。オホーツク海は800 m以深で、1.2~2.5 cc/ $\ell$   $\text{O}_2$  % 16~31%, ベーリング海では500 m以深で $\text{O}_2$  0.5~

～2.5 cc/l となり、北洋は千島海嶺、アリューシャン海嶺をこえて南極洋系深層水がオホーツク、ベーリング両海盆にはいりこんで来るため以外に aeration が低度である。この方面アジア大陸北部縁海の冬季対流は300 m 深ぐらいまでであり、日本海北部では深海底に達する。

太平洋における溶在酸素の時間的変化を調べると、O<sub>2</sub> 年較差から北点“EXTRA”(39°N, 153°E)の方が南点“TANGO”(29°N, 135°E)よりも、ずっと大気流通度の高いことがわかる。東シナ海、南シナ海深層水も太平洋深層水の統流によって補給せられたものとみられるが、日本海の深層は対馬、津軽、宗谷、間宮の4海峡によって敷居でしきられていて、孤立的な日本海固有深層水(水温0°～1°C, 塩分34.1‰前後)を形成する。太平洋深層水とは大差を示す。100～600 m 深の中間で北点“EXTRA”では南点“TANGO”の上層(0 m～100 m 深)で、最大の変動の振幅をあらわす。両定点でのO<sub>2</sub>の年々変化は800 m 深まで、1.5 ml/l 以上の振幅をあらわしている。

第1表の北東太平洋定点“PAPA”(50°N, 145°W)での深層水温変化から1956と1960年の間で250 m 以浅の上層で2°～10°C内外の最低最高値の較差が現われ、400 m 以深では急減し1,500 m 深まで0.4°～0.8°Cの較差で、2,000～2,500 m 以深で0.1°C乃至以下になる。すなわち1,500 m 深までは系統的な深層水の降温、昇温があるもようで、これに応じて溶在酸素量の変動も起ると思われる。おそらく、南氷洋起源の深層流の消長に伴ってO<sub>2</sub>の輸送量に変動が起るのであろう。第2表はオホーツク海の水温、塩分、O<sub>2</sub>等の冬春夏の鉛直分布とその変化を示すもので、冬季200 m 以浅の対流混合による循環が5月頃から春季に入り、成層をあらわし始め、7、8月の夏季は中冷水を残存し、(1,500 m 深)底層に酸素量の多い南極系深層水の進入の影響をみる。

日本近海のS-minimum(塩分極小)層の地形図を描くと第3図のようになり、A、B、Cの3条の矢印経路で親潮系中間層水が南下し、

第1表 北東太平洋定点“P<sub>A</sub>P<sub>A</sub>”(50°N, 145°W) 深層水温変化

(CANADA, P.O.G. 観測による)

年 水 深	水温各年最高値				水温各年最低値				最高最低の 差 極 端 値
	1956	1957	1958	1960	1957	1958	1960	1961	
m 0	14.80	14.10	12.70	12.70	5.40	5.90	5.20	4.70	10.1
10	13.92	13.74	12.54	12.69	5.37	5.89	5.38	4.82	9.1
20	12.95	13.72	12.51	12.69	5.38	5.90	5.59	4.85	9.9
30	12.69	13.73	12.44	12.69	5.39	5.91	5.44	4.73	9.9
50	7.57	12.23	8.83	9.44	5.41	5.61	5.38		7.5
75	6.75	7.91	7.08	6.62	3.91	5.39	4.84		4.0
100	4.19	7.83	6.22	6.22	3.88	4.85	4.60		4.0
125	4.38	6.00	5.44	5.93	3.90	4.85	4.60		2.1
150	4.44	5.46	5.63	5.90	3.92	4.51	4.48		2.0
175	—	—	5.23	5.81	—	4.26	4.24		1.6
200	4.35	4.27	4.83	5.65	3.78	4.02	3.97		1.9
250	4.09	4.10	4.61	5.40	3.53	3.73	3.85		1.9
300	3.94	4.06	3.97	4.90	3.29	3.71	3.77		1.6
400	3.81	3.90	3.90	4.44	3.61	3.66	3.65		0.8
500	3.65	3.75	3.80	4.03	3.58	3.63	3.48		0.5
600	3.49	3.59	3.66	3.77	3.42	3.48	3.34		0.4
700	3.30	3.44	3.53	3.56	3.21	3.31	3.17		0.39
800	3.14	3.37	3.27	3.31	3.06	2.98	2.86		0.51
1,000	2.84	2.87	2.91	3.00	2.77	2.80	2.60		0.40
1,200	2.53	2.61	2.61	2.69	2.49	2.55	2.29		0.38
1,500	—	2.32	—	2.36	2.22	2.24	1.95		0.41
2,000	—	1.88	—	2.00	1.85	2.14	1.92		0.15
2,500	—	1.68	—	1.75	—	—	1.72		0.07
3,000	—	1.56	—	1.61	—	—	1.58		0.05
3,500	—	—	—	1.53	—	—	1.49		0.04
4,000	—	—	—	1.52	—	—	1.47		0.05

第2表 オホーツク海水温(T), 塩分(S), O<sub>2</sub>, Pの鉛直的分布変化(その1)

船	大 泊 (海軍)		大 泊 (海軍)			大 泊 (海軍)		
年月日	1939. III. 2		1939. IV. 26			1939. V. 13		
位 置	45°-41' N 145°-10' E		46°-27' N 144°-45' E			50°-47' N 145°-09' E		
水 深	T °C	S ‰	水 深	T °C	S ‰	水 深	T °C	S ‰
0 <sup>m</sup>	-1.33	32.75	0 <sup>m</sup>	-1.19	32.25	0 <sup>m</sup>	-0.55	32.07
10	-1.49	32.77	10	-1.29	32.30	10	-1.31	32.39
25	-1.61	32.75	25	-1.33	32.30	25	-1.47	32.68
50	-1.54	32.75	50	-1.48	32.92	50	-1.45	33.04
100	-0.87	32.94	94	-1.59	33.01	100	-1.01	33.22
150	-0.25	33.10	143	-0.62	33.19	146	-1.03	33.24
200	0.43	33.28	196	0.71	-	195	-0.85	33.30
292	0.57	33.44	279	0.88	33.48	287	0.32	33.37
390	1.22	33.64	376	0.81	33.53	350	0.75	33.44

## (その2)

船	凌風丸(气象台)				蒼鷹丸(水試)					富山丸(水路部)				
年月日	1942.VII.14				1935.VIII.21					1942.III.23		1942.IV.19		
位置	50°-21'N 148°-24'E				46°-38'N 146°-32'E					44°-26'N 149°-14.8'E		46°-48'N 153°-02'E		
水深	T °C	S ‰	$\sigma_t$	O <sub>2</sub>	水深	T °C	S ‰	O <sub>2</sub>	P	水深	T °C	S ‰	T °C	S ‰
<i>m</i>					<i>m</i>					<i>m</i>				
0	8.44	32.18	25.02	8.01	0	12.8	32.45	6.55	25	0	0.41	32.70	-0.22	32.76
10	7.68	32.16	25.10	8.53	10	12.67	32.45	6.68	50	10	-0.20	32.75	-0.26	32.77
25	1.32	32.38	25.92	9.49	25	4.56	32.83	8.45	35	25	0.01	32.82	-0.22	32.76
50	-1.42	32.70	26.41	8.10	50	4.12	33.22	6.94	75	50	-0.02	32.83	-0.17	32.83
75	-1.54	32.83	26.42	7.92	100	1.41	33.22	6.94	90	100	0.52	32.97	-0.24	32.82
100	-0.71	33.08	26.60	7.46	146	0.84	33.24	6.90	100	150	-	-	0.57	32.95
125	0.40	33.17	26.58	6.50	195	0.03	33.24	6.72	100	200	-	-	-	-
150	0.70	33.26	26.67	5.90	292	0.65	33.24	6.87	85	300	-	-	-	-
200	0.60	33.37	26.77	5.02	377	1.11	33.51	5.24	108	400	-	-	-	-
300	0.75	33.48	26.85	4.08	472	1.26	33.44	4.75	114	500	-	-	-	-
400	1.24	33.59	26.90	3.75	566	1.64	33.74	3.29	-	600	-	-	-	-
500	1.60	33.80	27.04	2.95	768	1.82	33.96	2.36	173	800	-	-	-	-
600	2.00	34.02	27.19	2.10	960	2.18	34.13	1.41	173	1000	-	-	-	-
800	2.36	34.18	27.29	1.17	1440	2.22	34.43	1.38	150					
1000	2.29	34.36	27.46	0.96	1929	2.01	34.54	1.48	156					
1199	2.23	34.38	27.47	1.09	2893	1.88	34.54	2.04	160					

(底3385m)

日本南海海盆に侵入し、赤道湧昇、沿岸湧昇によって上層に復帰するものとみられる。従ってこの亜寒帯系中間層水が上層を肥沃化（P, Nなどの無機栄養塩豊富）する重要因子となる。第4図は南極洋系底層水の経路を3000m深および4000m深のO<sub>2</sub>分布（1955~'59）から描いたもので南太平洋の中部（東偏）から北太平洋の西部に向けて入りこむさまが推察される。水温、塩分は、3000m深1.55~1.75℃, 34.60~34.78‰, 4000m深1.41~1.65℃, 34.65~34.74‰を示す。

すなわち水温が4000m深では3000m深より0.1℃位低温であるが塩分はほとんど同様であるにもかかわらず、酸素溶在量は下方に向かって著しく増加し、0.5~1cc/lほど多い。

南極洋起源底層流の消長を最もよく示す指標はO<sub>2</sub>と思われる。鉛直傾度から拡散混合を求め、水平移流速度も水平傾度を併せて求め得られよう。

200~1000年程度で一巡するサイクルが深層循環について諸家の測定から考えられるが、だんだん循環周期の値が小さく発表されて来る傾向にある。従って放射性廃棄物の処理に当っては、日本東方、南方の深海底に投棄した場合意外に早く上層にまで放射性汚染水もどってくるのが考えられ、北洋漁場、近海漁場において底層流5~10cm/secを仮想して年880~1800哩流動、5年もすれば上へ出てくるということも考えられる。

ともかく、完全容器でできるだけ流れの弱い貧酸素のくぼんだ海底をみつけることが実際の課題となるであろう。

深層流を自記する流速計を設置した定点洋上観測所は多くの基本的試験を必要とする。地形と深層流の関係を精査することも望ましい。成層圏大循環をマクロにみてどれだけ大気循環の変動を反映するか？C<sup>14</sup>などを用いて“aging”を査定することも大規模に多数点で行ないたいものである。tracerをつかってWeddel海なり、Ross海から追跡してみるOperationも検討したいものである。

参 考 文 献

- (1) Hill 編 (1963) : The Sea. Vols. II, III.
- (2) F. Ostapoff (1963) : Antarctic Oceanography.  
(13th IUGG. US. Nat. Rept.)
- (3) Sc. American (1962. Sept.) : Antarctic.