日本海の年代

玉 木 賢 策*

Age of the Japan Sea

Kensaku TAMAKI

Abstract

Age of the Japan Sea has been controversial and its ambiguity makes an obstacle for the study of Cenozoic tectonic history of the Japanese Islands. Ages of the Japan and Yamato Basins of the Japan Sea were examined by three independent methods; stratigraphic consideration of the basin, age-depth relation, and age-heat flow relation. The stratigraphic constraints of the Yamato Basin are good by the presence of DSDP drilling holes in the central part and marginal part of the basin and bottom sampling at the outcrops of the lower sedimentary sequence. The age-depth relation of the open ocean is not applicable to the marginal seas, while the age-heat flow relation is valid in the marginal seas. Basement depths after sediment loading correction of the Japan Basin and the Yamato Basin were compared with those of other marginal basins in the Western Pacific whose ages have been well constrained. The age estimations of the Japan Basin by age-depth relation and age heat-flow relation show good coincidence. The age estimations of the Yamato Basin, however, show discrepancy among the three methods. The basement depth shows the age range of 6-0 Ma, the stratigraphic consideration shows that of around 10 Ma, and the heat flow data show estimated age older than 10 Ma. This discrepancy is due to thick accumulation of Neogene volcanoclastics (correlated to the Green Tuff Formation on Japanese Islands) which are represented by 3.5km/sec velocity layer on seismic refraction records and make an acoustic basement on seismic reflection record. As a preliminary conclusion, the age of both of the Japan Basin and the Yamato Basin is estimated to be roughly identical with the range of 30 Ma or older to 17 Ma or slightly younger. The identical age of the both basins contradicts the hypothesis of two stage of spreading of the Japan Sea; the older Japan Basin and the younger Yamato Basin. The presented age estimation is also against recently proposed clockwise rotation of the Southwest Japan at 15 Ma time with the duration less than 1 Ma which was documented by the paleomagnetic study and is believed to be a direct result of the opening of the Japan Sea. The discrepancy will be solved by a future more sophisticated understanding of tectonics of the Japan Sea.

I. はじめに

いつ日本海が形成されたかは、日本列島のテクトニクス研究にとって重大関心事である。しかし、日本海の年代は、西太平洋の他の多くの縁海の年代がすでにほぼ確定されているにもかかわらず、中生代（例えば、GNIBIDENKO 1979）から中期中新世（例えば、HAYASHIDA and ITO 1984）までの多くの見解

* 地質調査所海洋地質部 Marine Geology Department, Geological Survey of Japan

に分かれ、まだ定説と言えるものはない。1970年代初頭以降、地球上のあらゆる地域において、プレートテクトニクスに基く地史の解明がはなばなしく行われてきているにもかかわらず、1980年代半ばになっても、日本列島周辺の新生代の地史に関してプレートテクトニクスに基くユニークな解が存在しないのは、日本海の年代を拘束できていないことが一因であろう。ここでは、日本海において現在までに得られている海洋地質・地球物理学的データをプレートテクトニクスの立場から解釈することにより、日本海の年代を検討してみたい。

II. 縁海の年代の拘束法

縁海に限らず、海洋底の年代は、地磁気反転タイムスケールに基く地磁気縞状異常の同定と、深海掘削による基盤岩層の年代決定により確定される。西太平洋に存在する多くの縁海のうちほとんどが、この2つの方法によってその年代がほぼ確定されている。これに対し、日本海における地磁気縞状異常の発達は複雑でかつ振幅も弱く年代同定は困難であり(例えば、ISEZAKI and UYEDA 1973)、また日本海で行われた DSDP による4本の深海掘削も海盆部では基盤まで達しておらず (KARIG and INGLE, JR. 1975)、その年代が確定できていないのが現状である。

しかし、海洋底の年代は、その基盤深度、地殻熱流量、およびリソスフェアの厚さが年代の平方根と簡単な比例あるいは反比例関係にある (PARSONS and SCLATER 1977, YOSHII et al. 1976) ことを利用しても求めることができる。これらの関係はいずれも縁海を除く太平洋、インド洋、大西洋の大洋底で適用されるもので、縁海においてどの程度まで適用できるかに関しては問題があるが、依然、年代を推定する有力な手がかりを提供してくれる。また、日本海では今までに多くの海底サンプリングおよび音波探査データが蓄積されており、これらをもとに海盆部の堆積層序を検討し、基盤年代を推定することも可能である。小論では、これらの方法、すなわち、堆積層序、基盤深度、地殻熱流量に基いて日本海の年代を推定することを試みる。

III. 堆積層序に基く基盤年代の推定

日本海には、日本海盆、大和海盆、タータリトラフ、対馬海盆という4つの大きな海盆が存在する(第1図、第2図)。屈折波探査の結果によると、これらの海盆では海洋性地殻が基盤を構成していることがほぼ明らかになっている(例えば、LUDWIG et al. 1975)。各海盆は、最大で、1.5~3.0秒(往復走時、以下堆積層の厚さはすべて往復走時で示す)の堆積層に埋積されている。これらの海盆の中では大和海盆と日本海盆が、DSDP 掘削も含めて過去に多くの調査がなされており(第1図、第3図)、その地質構造がよくわかっているため、ここでは、これら両海盆について、堆積層序を検討し、基盤年代推定の可能性を探ってみたい。

第4図は、大和海盆横断音波探査断面である。この断面記録からわかるように、大和海盆の堆積層序は、上位の成層構造の顕著な不透明層と下位の透明層に大別される。海盆縁辺部では、この透明層の下に不透明層が観察される(第5図)。堆上および堆の縁辺部には、この不透明層のさらに下に透明層が分布する(第5図)。以上をまとめると、大和海盆の音響的堆積層序は、上位不透明層、上位透明層、下位不透明層、下位透明層の4つに簡単に区分することができる。ただし、下位不透明層と下位透明層は海盆周縁部および堆上にのみその分布がみられる。

大和海盆では、DSDP によって、大和海盆に1本 (Site 299)、海盆縁に近い拓洋堆上で1本 (Site 302) が掘削されている (KARIG and INGLE, JR. 1975)。Site 299では上位不透明層の最下部あたりまで掘削され(掘削長532m)、珪藻化石に基く抗底での年代は3.5 Maであった(小泉 1979)。Site 302では、上位透明層、下位不透明層、下位透明層を貫き、基盤に達したと思われるところで掘削が中止された。珪藻化石に基き、下位不透明層及び下位透明層の年代は、5~9 Ma と推定されている(小泉 1979)。た

第1図 日本海の海底地形と名称

水深コンターは、主として水路部海洋資料センターの GEBCO デジタル水深データをもとに作成した。+印は DSDP 掘削地点（第31節）を示す。

第2図 日本海の海底地形鳥瞰図

第1図と同じデータを使用して、地質調査所地熱データベース SIGMA により処理したもの。

だし、9Ma という下限の年代は堆積速度を一定とした場合の推定値である。Site 302 では基盤岩の断片と思われる岩石が採取された。その年代は決定されていないが、岩質からグリーンタフ層準に対比される可能性が高い（島津 1979）。

第4図、第5図に見られるように、海盆周縁部の大和堆斜面上に上位透明層の露頭が存在する。こういった露頭から、ピストンコア、グラビティコアによって上位透明層に対比される堆積岩が採取され（採取地点番号 RC 24, St. 65-6）、珪藻化石により4～5 Maの年代が同定されている（小泉 1979）。

以上の結果をまとめて図化したのが第6図である。上位不透明層は現世～中期鮮新世（0～3.5 Ma）、上位透明層は前期鮮新世（3.5～5 Ma）、下位不透明層および下位透明層は後期中新世（5～9 Ma）の各時代に対比される。この層序に基いて大和海盆の基盤年代を推定することが可能になる。しかし、第4

第3図 地質調査所による調査測線 (1977~1978年)

図、第5図の音波探査記録に見られるように、海盆周縁部に分布する下位不透明層が海盆部の上位透明層と同時異相的な関係にある可能性もあるということに留意しておかなければならない。今のところ、手元

第4図 大和海盆横断音波探査記録の1例
測線 L39, 位置は第3図参照。深度スケールは秒往復走時。

第5図 大和海盆縁辺部の
音波探査記録
測線 L38, 位置は第3図参
照。

にあるデータからはこれら2層が同時異相であるかどうかは断定できない。また、下位透明層は海盆の極く縁辺部にのみ分布がみられるということにも注意しておく必要がある。いずれにしても、基盤直上の堆積層の年代が基盤の年代を表現しているとすれば、大和海盆の基盤の年代は古い部分で9 Ma 前後、中

第1表 海洋性地殻の年代変化に対応した、基盤深度 (Depth 1 および Depth 2), リソスフェアの厚さ (Thickness), 地殻熱流量 (Heat flow 1 および Heat flow 2)

使用した関係式は以下の通り。

Depth 1 = $2900 + 270 \times (\text{Age})^{1/2}$, (HAYES 1983) ; Depth 2 = $2500 + 350 \times (\text{Age})^{1/2}$ (PARSONS and SCLATER 1977) ; Thickness = $7.49 \times (\text{Age})^{1/2}$, (YOSHII et al. 1976) ; Heatflow 1 = $11.3 / (\text{Age})^{1/2}$, (PARSONS and SCLATER 1977) ; Heatflow 2 = $12 / (\text{Age})^{1/2}$, (DAVIS and LISTER 1977)。単位は Age(Ma), Depth(m), Thickness (km), Heatflow (HFU)。

Age (Ma)	Depth 1 (m)	Depth 2 (m)	Thickness (km)	Heatflow 1 (HFU)	Heatflow 2 (HFU)
5	3504	3283	16.75	5.05	5.37
6	3561	3357	18.35	4.61	4.90
7	3614	3426	19.82	4.27	4.54
8	3664	3490	21.18	4.00	4.24
9	3710	3550	22.47	3.77	4.00
10	3754	3607	23.69	3.57	3.79
11	3795	3661	24.84	3.41	3.62
12	3835	3712	25.95	3.26	3.46
13	3873	3762	27.01	3.13	3.33
14	3910	3810	28.03	3.02	3.21
15	3946	3856	29.01	2.92	3.10
16	3980	3900	29.96	2.83	3.00
17	4013	3943	30.88	2.74	2.91
18	4046	3985	31.78	2.66	2.83
19	4077	4026	32.65	2.59	2.75
20	4107	4065	33.50	2.53	2.68
21	4137	4104	34.32	2.47	2.62
22	4166	4142	35.13	2.41	2.56
23	4195	4179	35.92	2.36	2.50
24	4223	4215	36.69	2.31	2.45
25	4250	4250	37.45	2.26	2.40
26	4277	4285	38.19	2.22	2.35
27	4303	4319	38.92	2.17	2.31
28	4329	4352	39.63	2.14	2.27
29	4354	4385	40.33	2.10	2.23
30	4379	4417	41.02	2.06	2.19
31	4403	4449	41.70	2.03	2.16
32	4427	4480	42.37	2.00	2.12
33	4451	4511	43.03	1.97	2.09
34	4474	4541	43.67	1.94	2.06
35	4497	4571	44.31	1.91	2.03
36	4520	4600	44.94	1.88	2.00
37	4542	4629	45.56	1.86	1.97
38	4564	4658	46.17	1.83	1.95
39	4586	4686	46.78	1.81	1.92
40	4608	4714	47.37	1.79	1.90
41	4629	4741	47.96	1.76	1.87
42	4650	4768	48.54	1.74	1.85
43	4671	4795	49.12	1.72	1.83
44	4691	4822	49.68	1.70	1.81
45	4711	4848	50.24	1.68	1.79
46	4731	4874	50.80	1.67	1.77
47	4751	4899	51.35	1.65	1.75
48	4771	4925	51.89	1.63	1.73

IV. 基盤深度からみた日本海の年代

海洋性リソスフェアの厚さ、深度、地殻熱流量の変化が、その年代の平方根の比例あるいは反比例式で記述されることはよく知られており、いわゆる $\sqrt{t}$ 則と呼ばれている。第1表は、 $\sqrt{t}$ 則に基づく各関係式を使用して、年代の変化に対応した、リソスフェアの厚さ、深度(基盤深度)、地殻熱流量の値を示したものである。太平洋、インド洋、大西洋では、これらの関係式を使用して、リソスフェアの厚さ、水深、地殻熱流量の観測値から、かなり正確にその地点における海洋性地殻の年代を知ることができる。しかし、縁海においてこのような $\sqrt{t}$ 則が適用できるかどうかは必ずしも確立されていない。とくに、基盤深度については、一般大洋底における基盤—深度関係式をそのまま適用できないことは明らかである (SCLATER et al. 1976)。しかし、KOBAYASHI (1984) が、最近の深海掘削結果をまとめて、縁海の基盤深度も $\sqrt{t}$ 則に似た変化を示すことを明らかにしているので、日本海の基盤深度を年代が既知である他の縁海の基盤深度と比較してみることは必ずしも無駄ではないであろう。現在のところ、縁海の基盤深度は、一般大洋底における年代—深度関係式から期待される値よりも、約1000m 深いと考えられている (WATANABE et al. 1977, KOBAYASHI 1984)。

厚い堆積層に覆われていることの多い縁海において年代と基盤深度の関係を検討する場合、堆積層の加重によって基盤深度が見かけ上深くなっていることを考慮する必要がある。ここでは CROUGH (1983) の提出した大洋底堆積盆における堆積層加重補正式を使用して、真の基盤深度(堆積層を除去した際の重力均衡後の基盤深度)を算出することにより、西太平洋の年代が既知の各縁海の基盤深度と日本海盆、大和海盆の基盤深度を比較してみる。CROUGH (1983) の補正式は次のように表現される。

第8図 西太平洋の縁海の基盤深度と年代

基盤深度は CROUGH (1983) の方法によって、堆積層荷重補正を行っている。基盤は、音波探査記録上での基盤(いわゆる音響的基盤)を採用している。疑問符が付してある部分は、海盆縁辺部で基盤深度が浅くなっている部分で、音響的基盤が海洋性地殻に対比されない可能性がある。各海盆の年代は、四国海盆 (KLEIN and KOBAYASHI 1980)、南シナ海 (TAYLOR and HAYES 1983)、マリアナトラフ (HUSSONG and UYEDA 1982) に基く。

$\langle \text{真の基盤深度 (m)} \rangle = \langle \text{水深 (m)} \rangle + 600 \times \langle \text{堆積層厚 (往復走時; 秒)} \rangle$ 例えば、第7図の日本海盆のプロファイルの左端部での水深は3690m、堆積層厚の往復走時は2.1秒であるので、真の基盤深度は、 $3690 + 600 \times 2.1 = 4950$ (m) となる。誤差は10%を超えないとされている。

このような補正方法を利用して、西太平洋の縁海の基盤深度を比較したのが第8図である。第8図にみられるようにほぼ同一の年代を示す四国海盆と南シナ海盆の基盤深度が同等であることから、縁海の基盤深度が年代の指標である可能性が高いことを指摘できる。これらの両海盆およびマリアナトラフの基盤深度と年代を第1表と比較すると、縁海の基盤深度は、一般大洋底における年代—深度関係式

から期待される値よりも、600~700m 深くなることがわかる。これは従来指摘されている、同関係式に基く一般大洋底と縁海の基盤深度差、1000m、よりも300~400m 小さい。この相違は堆積層荷重補正の効果によるものである。

堆積層加重補正後の日本海盆の最大基盤深度は5000mである。これを四国海盆、南シナ海盆と対比すると、日本海盆の最も古い部分の年代は30 Ma 前後と考えることができる。同海盆の最も若い部分の年代は、音響的基盤をそのまま海洋性玄武岩よりなる基盤として考えると、マリアナトラフとの比較から 0 Ma となる(第8図)。しかし、日本海盆底には、3.5km/sec

速度層と呼ばれる、海洋性玄武岩層(海洋性地殻第2層、4.5~5.5km/sec 層)と比べて遅い弾性波速度を示す層が音響的基盤をなして広く分布していることが知られている(LUDWIG et al. 1975)。このことは、海盆部の音響的基盤がすべて海洋性玄武岩層を示しているわけではないことを示す。すなわち、日本海では、3.5km/sec 速度層が存在するために、音響的基盤の深度から推定した年代が、実際の年代よりも若くなる可能性があるわけである。この問題は後章で検討する。

大和海盆の基盤深度は日本海盆の基盤深度よりも明らかに浅い(第9図)。その補正後の基盤深度はマリアナトラフとほぼ同じになり(第8図)、従って推定年代は約 6-0 Ma ということになる。しかし、大和海盆においても3.5km/sec 速度層の分布が広範に認められるので、年代の指標となる真の基盤深度はもっと深くなる可能性が高く、年代もマリアナトラフ(6-0 Ma)よりも古いと考えるのが妥当であろう。

V. 地殻熱流量からみた日本海の年代

縁海の地殻熱流量と年代の関係についてはこれまでにいくつかの意見がある。SCLATER et al. (1976) は、フィリピン海の地殻熱流量を検討し、一般大洋底の年代-地殻熱流量関係式に

第9図 日本海盆(左)と大和海盆(右)の音波探査記録の比較
各海盆で堆積層の最も厚い記録を示した。

第10図 南シナ海における年代と地殻熱流量の関係
(TAYLOR and HAYES 1983)

2つの曲線は、上が DAVIS and LISTER (1977)、
下が PARSONS and SCLATER (1977) の関係式
(第1表)に基く。

第2表 日本海、オホーツク海の各海盆の地殻熱流量測定値 (HFU) とその平均値 ($\pm\delta_{n-1}$)
 YOSHII and YAMANO (1983) の日本周辺地殻熱流量数値化ファイルのデータ
 より、測定地点での堆積層厚 300 m 以上、測定地点より半径 10 km 以内に海山、
 海丘が存在しない、という条件を満たすデータのみを抽出した。

JAPAN BASIN	2.88	2.69	2.66	2.65	2.64	average of hf in the Japan Basin = 2.26 ± 0.28
	2.64	2.62	2.62	2.60	2.60	
	2.58	2.57	2.53	2.51	2.50	
	2.50	2.48	2.48	2.44	2.44	
	2.42	2.39	2.38	2.37	2.32	
	2.28	2.28	2.25	2.24	2.22	
	2.20	2.20	2.19	2.18	2.15	
	2.14	2.14	2.13	2.13	2.13	
	2.12	2.12	2.11	2.08	2.07	
	2.07	2.07	2.05	2.05	2.03	
	2.02	2.02	2.01	2.00	1.99	
	1.98	1.95	1.91	1.89	1.87	
	1.70	1.40				
YAMATO BASIN	3.46	2.77	2.66	2.58	2.56	average heat flow of Yamato Basin = 2.34 ± 0.30
	2.45	2.44	2.43	2.43	2.39	
	2.36	2.35	2.34	2.33	2.32	
	2.32	2.31	2.21	2.16	2.16	
	2.15	2.13	2.12	2.12	2.07	
	2.05	2.02	1.95			
TSUSHIMA BASIN	2.46	2.40	2.36	2.25	2.16	average hf of Tsushima Basin = 2.29 ± 0.14
	2.12					
TARTARY TROUGH	3.28	2.40	2.32	2.29	2.18	average hf of Tartary Trough = 2.41 ± 0.45
	1.99					
MOGAMI TROUGH	1.28	1.39	1.40	1.61		average hf of Mogami Trough = 1.42 ± 0.14
OKI TROUGH	1.99	1.89	2.08	1.73		average hf of Oki Trough = 1.92 ± 0.14
KITAYAMATO T.	1.80	1.80				average hf of Kitayamato Trough 1.80 ± 0
KURIL BASIN	2.82	2.58	2.57	2.53	2.41	average hf of Kuril Basin = 2.33 ± 0.24
	2.33	2.28	2.27	2.22	2.21	
	2.20	2.11	2.11	1.91		

ほぼ従うとした。WATANABE et al. (1977) は、西太平洋の縁海の地殻熱流量を総括し、縁海の地殻熱流量は一般大洋底の年代—地殻熱流量関係式から期待される値よりもやや高めに出ると結論した。一方、河野・天野 (1977) は、日本海の地殻熱流量と年代の関係を検討するにあたり、VON HERZEN and UYEDA (1963) のモデルを基礎に堆積速度の地殻熱流量に対する効果を見積り、堆積速度が大きい場合 (10^{-3} cm/yr $\sim 10^{-1}$ cm/yr), 縁海の地殻熱流量は一般大洋底に比べて有意に低く出ると考えた。これらの

考察がなされた当時は、まだ縁海の年代が十分に決定されていなかったため、詳細な議論を行うことができず、このような様々な意見を生み出した。しかし、その後、ANDERSON (1980) は、年代の拘束性のよい西太平洋のいくつかの縁海地殻熱流量を検討し、縁海においても一般大洋底の年代—地殻熱流量関係式がそのまま適用できる可能性が高いことを示唆した。さらに、TAYLOR and HAYES (1983) は南シナ海盆において地磁気縞状異常の年代同定を行い、地殻熱流量測定結果と比較し、同海盆においては一般大洋底の年代—地殻熱流量関係式が適用できることを示した(第10図)。南シナ海盆は2秒程度の厚さの堆積層に覆われており、日本海と堆積構造がよく似ている。ここでは、ANDERSON (1980) および TAYLOR and HAYES (1983) の観測に従い、縁海においても一般大洋底における年代—地殻熱流量関係式が適用できるという立場に立って、日本海の熱流量の検討を行う。

第2表は、YOSHII and YAMANO(1983)の日本周辺地殻熱流量数値化ファイルのデータより、測定地点での堆積層厚が300m 以上あること、測定地点より半径10km 以内に海山、海丘が存在しないことという2条件を満たす測定値のみを抽出することによって、熱水循環の影響を除去し、各海盆の地殻熱流量平均値を求めたものである。測定値抽出にあたっては、第3図に示した測線上の音波探査記録、堆積層厚線図 (ISHIWADA et al. 1984) を参考にした。KOBAYASHI and NOMURA (1972) は、日本海の堆積層中に含まれる硫化鉄の酸化熱によって、地殻熱流量測定値が最大1.0 HFU 高められる可能性があることを指摘した。しかし、その後、日本海における海底地殻熱流量の精測および DSDP 深海掘削孔を利用した熱流量測定によって、硫化鉄の酸化による海底地殻熱流量への影響が有意でないことが示唆されているので (WATANABE et al. 1977)、ここでは、一応、堆積層の発熱の影響はないものとみて第2表の観測値を検討する。ただし、WATANABE et al. (1977) は硫化鉄の酸化による影響を完全には否定していないので、日本海海底熱流量測定値が2次的に高められている、すなわち、年代—地殻熱流量関係式から推定される年代が実際よりも若くでてくる可能性があるかもしれないことを留意しておく必要がある。

第1表において、各海盆の地殻熱流量の平均値がそのまま各海盆の海洋性地殻の平均的な年齢を示していると考えれば、第2表を第1表と比較することによって各海盆の年代を推定することができる。日本海盆の地殻熱流量の平均値は2.26 HFU であるから、その平均的な年代は25~28 Ma ということになる。大和海盆の場合は、それぞれ、2.34 HFU, 23~26 Ma となり、日本海盆よりもやや若い年代を示す。

実際の測定値は、これらの値を中心にかんりのバラツキを示している(第11図)。これらのバラツキは、実際の海洋性地殻の年齢の海盆内での変化を反映するとともに、測定誤差およびなんらかの原因による地域的な熱的攪乱(例えば乱泥流などによる)をも大きく反映しているものと考えられる。しかし、第11図において、日本海盆の測定値の85%、大和海盆の測定値の90%が2.00~2.75 HFU の範囲にまとまっていることは注目すべきであろう。2.00~2.75 HFU という値が日本海の年代幅を表しているとするれば、日本海の年代は、36~17 Ma 程度と考えることができる。

海底地殻熱流量は、先に述べた堆積層中での発熱、あるいは地域的な火成活動によって高められる可能性があるが、もし、各海盆の測定値の最大値が、有意にその海盆の最も若い部分の年

第11図 日本海盆、大和海盆における地殻熱流量測定値の分布
横軸の数値は各クラスの最下値を示す。データは第2表の値を使用。

代を示しているとすれば、日本海盆の2.88 HFU は、15~17 Ma 程度の年代を、大和海盆の3.46 HFU は10~12 Ma 程度の年代を示す。測定最大値が海盆の最も若い部分の年代を示さないとしても、これらの値は、それぞれの海盆がこれらの値よりも若くなることはない、つまり可能最小年代を示していると考えることができる。

VI. 考 察

第12図に以上の議論の概略を図示した。地殻熱流量は測定値の最大値が最小年代を示すものとして図示してある。日本海盆では、基盤深度から推定される年代と、地殻熱流量から推定される年代が概ね一致しているが、大和海盆では、3つの方法に基く推定年代がくい違いを示す。とくに基盤深度に基く大和海盆の年代の推定は数 Ma~0 Ma で現在も拡大中であることを示している。しかし、大和海盆が拡大中であることを示すデータ（例えば地震活動、高地殻熱流量など）は全くない。また、深海掘削結果に依拠して組み立てられた大和海盆の層序とそれに基く9 Ma 前後という基盤年代の推定値はかなり正しいと思われるので、この堆積層に覆われる大和海盆の年代が数 Ma~0 Ma ということはあるにない。大和海盆の基盤水深がこのように異常に浅い原因として次の2つを考えることができる。

(1) 音響的基盤が海洋性玄武岩層に一致せず実際の基盤はさらに下位にある。

(2) 地殻の厚さが通常の海洋性地殻より厚く、そのため重力均衡的に浅くなっている。

LUDWIG et al. (1975) の屈折波探査結果によると、この両方の要因が作用して大和海盆の基盤を浅く見せていることがわかる。大和海盆では1 km 程度の厚さをもつ3.5km/sec 速度層が随処にみられる。また、地殻の厚さも、日本海盆の6~7 km に比べて大和海盆では11~12km と厚い。LUDWIG et al. (1975) は、3.5km/sec 速度層をグリーンタフ層と推定している。通常の海洋性地殻より厚い地殻を有し、厚い火山性砕削物に覆われる大和海盆は日本海盆とは異った環境のもとで生成されたのかもしれない。

大和海盆では音響的基盤のさらに下位に海洋性玄武岩層からなる基盤がある可能性が強いということになれば、地殻熱流量から推定される年代値(30数 Ma~10 Ma)を最も正しいと考えるのが妥当であろう。しかし、地殻熱流量測定値は測定誤差も含め他の要素により影響を受けることが多いので、地殻熱流量のみから海盆の年代幅を限定することは危険である。ここでは、一応の結論として、先に第11図の測定値の分布に基いて示した30数 Ma~17Ma 程度という値を、大和海盆の年代推定値として提出しておきたい。ただし、同海盆内で3.5 HFU に近い値も観測されているので、最小年代が10Ma 程度まで伸びる可能性も十分にある。

日本海盆の場合は、基盤深度を基にした推定年代と地殻熱流量に基く推定年代が概ね一致している。日本海盆における最大補正基盤深度は5000m であるが、日本海盆においても3.5km/sec 速度層の分布が広

第12図 堆積層序、基盤深度、地殻熱流量に基く日本海盆、大和海盆の年代の推定

範にみられるので真の基盤深度がさらに深くなる可能性があることも考慮しておく必要がある。ここでは、日本海盆の推定年代値として、大和海盆と同じ30数 Ma~17 Ma 程度という値を、一応の結論としておきたい。ただし、ここでも2.88 HFU という高い値が観測されているので、もう数 Ma 若い方に推定年代が伸びる可能性もあ

第13図 日本海盆から大和海盆へかけての音波探査記録
測線 J104, 位置は第3図参照。

る。

以上の考察によると、日本海盆と大和海盆の推定年代値は、ともに30数 Ma~17 Ma 程度となって同じことになる。この結果は、従来から提唱されている、日本海盆が古く大和海盆が新しいとする2段階拡大説 (HILDE and WAGEMAN 1973, 小林 1983) と異なる見解になる。もし2段階拡大説が正しいとするならば、日本海盆と大和海盆の間には断裂帯 (フラクチャーゾーン) が存在するはずであるが、両者の間にはそのような断裂帯はなく、基盤深度の浅い大和海盆から基盤深度の深い日本海盆へなだらかに移り変わってゆく (第13図)。これは、日本海盆から大和海盆へ向って、3.5km/sec 速度層の堆積がしだいに厚くなってゆくということで解釈することができる。日本海盆と大和海盆は拡大開始と拡大終了時期にそれぞれずれがあったかもしれないが、概ね同時期に活動していた可能性が強い。

VII. おわりに

以上、3つの方法に従って日本海の年代の推定を行ったが、残念ながら上記の推定はまだ不確定度が高く、日本列島周辺のテクトニクス研究を十分に拘束するだけの力を持ちあわせていない。やはり、日本海の年代を確定するには、深海掘削と地磁気縞状異常の同定が必要であることは論を待たない。深海掘削は、本年より開始された ODP (Ocean Drilling Project) に期するところが大きく、また地磁気縞状異常の同定に関しては、3成分磁力計、深海曳航式磁力計といった新技術に期するところが大きい。

最近、西南日本の古地磁気学的研究が進み (HAYASHIDA and ITO 1984, OTOFUJI and MATSUDA 1984)、西南日本が15 Ma の時期に100万年以下の短期間で47° 時計回りに回転したことが明らかにされ、日本海の拡大と関連づけて議論されている (鳥居他 1985)。西南日本の回転が日本海の拡大にともなうものだとすれば、日本海の年代は15 Ma ということになり、本論の推定値と大きく矛盾することになる。日本海盆の最大基盤深度5000m は30 Ma 前後の年代値を示し、日本海全体の地殻熱流量は15 Ma という年代から期待される値 (2.9~3.1 HFU) をはるかに下まわっているからである。この矛盾は、今後の研究によって解かれねばならない日本海における一つの大きな矛盾である。この矛盾の中に、日本海のテクトニクスの本質に通じる何かがあるのかもしれない。

謝 辞

ここに使用した音波探査記録の取得を協同で行った、地質調査所 GH 77-3・GH 78-2 調査研究航海の本座栄一主席研究員をはじめとする研究員、学生、乗組員の方々、日本周辺地殻熱流量数値化情報ファイ

ルを提供していただいた地震研究所の山野 誠氏, 励ましと議論をいただいた九州大学理学部の高橋良平教授, 本原稿を書くきっかけをつくっていただいた東京大学海洋研究所の藤岡換太郎氏, そして本原稿を読んでいただき助言をいただいた九州大学理学部の小川勇二郎助教授, 地質調査所の井上英二氏, 以上の方々に感謝致します。

文 献

- ANDERSON, R.N. (1980): 1980 update of heat flow in the east and southeast Asian seas. In: HAYES, D.E. ed., "*The Tectonics and Geologic Evolution of Asian Seas and Islands*", *Geophys. Monogr. Ser.*, AGU, Washington, D. C., **23**, p. 319-326.
- CROUGH, S.T. (1983): The correction for sediment loading on the seafloor. *J. Geophys. Res.*, **88**, p. 6449-6454.
- DAVIS, E.E. and LISTER, C.R.B. (1977): Heat flow measured over the Juan de Fuca Ridge: Evidence for widespread hydrothermal circulation in a highly heat transportive crust. *J. Geophys. Res.*, **82**, p. 4845-4860.
- GNIBIDENKO, H. (1979): The tectonics of the Japan Sea. *Marine Geol.*, **32**, p. 71-87.
- HAYASHIDA, A. and ITO, Y. (1984): Paleoposition of Southwest Japan at 16 Ma; implication from paleomagnetism of the Miocene Ichishi Group. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **68**, p. 335-342.
- HAYES, D.E. (1983): Global studies of ocean crustal depth-age relationships. *EOS Trans. AGU*, **64**, p. 760.
- HILDE, T.W.C. and WAGEMAN, J.M. (1973): Structure and origin of the Japan Sea. In: P. J. Coleman eds., "*The Western Pacific*". Univ. Western Australia Press., p. 415-434.
- HUSSONG, D.M. and UYEDA, S. (1982): Tectonic process and the history of the Mariana Arc: a synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project Leg 60. In: HUSSONG, D.M. and UYEDA, S. et al. eds., "*Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*". U.S. Government Printing Office, Washington D. C., **60**, p. 909-929.
- ISEZAKI, N. and UYEDA, S. (1973): Geomagnetic anomaly pattern of the Japan Sea. *Marine Geophys. Res.*, **2**, p. 51-59.
- ISHIWADA, Y., HONZA, E., and TAMAKI, K. (1984): Sedimentary Basins of the Japan Sea. *Proc. 27th Intern. Geol. Congr.*, **23**, p. 43-65.
- KARIG, D.E. and INGLE JR., J.C.M. eds. (1975): *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **31**, p. 927.
- KLEIN, G. DE V. and KOBAYASHI, K. (1980): Geological summary of the north Philippine Sea, based on Deep Sea Drilling Project Leg 58 results. In: KLEIN, G. de V., KOBAYASHI, K. et al. eds., "*Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*". U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., **58**, p. 951-961.
- 小林和男 (1983): 日本海の拡大と日本列島の移動. 「黒鉱・島弧・縁海」. 鉱山地質特別号, **11**, p. 23-36.
- KOBAYASHI, K. (1984): Subsidence of the Shikoku back-arc basin. *Tectonophysics*, **102**, p. 105-117.
- KOBAYASHI, K. and NOMURA, M. (1972): Iron sulfide in the sediments cores from the Sea of Japan and their geophysical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **16**, p. 200-206.
- 小泉 格 (1979): 日本海の地史—堆積物と微化石から—. 研究連絡誌日本海, **10**, p. 69-90.
- 河野芳輝・天野雅央 (1977): 堆積作用がある場合のプレート生長—日本海への適用—. 地震, **30**, p. 163-178.
- LUDWIG, W.L., MURAUCHI, S., and HOUTZ, R.E. (1975): Sediments and structure of the Japan Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, p. 651-664.
- OTOFUJI, Y. and MATSUDA, T. (1984): Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**, p. 373-382.
- PARSONS, B. and SCLATER, J.G. (1977): An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, **82**, p. 803-827.

- SCLATER, J.G., KARIG, D.E., LAWVER, L.A. and LOUDEN, K. (1976): Heat flow, depth, and crustal thickness of the marginal basins of the South Philippine Sea. *J. Geophys. Res.*, **81**, p. 309-318.
- 島津光夫 (1979): DSDP 31節302地点 (北大和堆) のコアの“グリーンタフ”, 地質雑, **85**, p. 655-656.
- TAYLOR, B. and HAYES, D.E. (1983): Origin and history of the South China Sea Basin. In: HAYES, D. E. ed., “*The Tectonics and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands Part 2*”. *Geophys. Monogr. Ser.*, AGU, Washington, D. C., **27**, p. 23-56.
- 鳥居雅之・林田 明・乙藤洋一郎 (1985): 西南日本の回転と日本海の誕生. 科学, **55**, p. 47-52.
- VON HERZEN, R.P. and UYEDA, S. (1963): Heat flow through the eastern Pacific floor. *J. Geophys. Res.*, **68**, p. 4219-4250.
- WATANABE, T., LANGTHETH, M.G. and ANDERSON, R.N. (1977): Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific. In: TALWANI, M. and PITMAN, W. C. III eds., “*Island Arc, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins*”. *Maurice Ewing Ser.*, AGU, Washington, D. C., **1**, p. 137-161.
- YOSHII, T. and YAMANO, M. (1983): Digital heat flow data file around Japanese Islands.
- YOSHII, T., KONO, Y. and ITO, K. (1976): Thickening of the oceanic lithosphere. In: SUTTON G. H. et al. eds., “*The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margins*”. *Geophys. Monogr. Ser.*, AGU, Washington, D. C., **19**, p. 423-430.

(1985年5月27日受理)