

日本海の形成時期を探る—放射年代を基にして—

兼岡 一郎¹⁾

1. はじめに

日本海は日本列島とアジア大陸の間に形成された背弧海盆であり、その進化の過程は既にほぼ終了した成熟した海盆 (matured basin) の典型的な例とされている (Tooksoöz and Bird, 1977). この形成過程の詳細が明らかにされれば、背弧海盆形成の機構に関しての多くの情報が得られる筈である。またこの点に関しては、日本列島の発達史を明らかにする上で避けて通ることはできない。そのため、これまでも日本海の成因やその形成時期、日本列島に残されている様々な地学的な現象との関連などについて多くの研究がなされてきている。しかし日本海の形成時期の推定に関するものだけを取り上げても、その推定値には10~50Ma程度の大きな巾があり、日本海の形成過程を論じる上で大きな支障となっていた。

ここ10数年の間に、日本海の海山などからドレッジされた岩石試料の数は急激に増加し、1989年夏には ODP の Leg 127 および Leg 128 で直接日本海海底の火山岩が採取されるに至った。これらの方法によって採取された岩石に対して、K-Ar 法や ⁴⁹Ar-³⁹Ar 法による放射年代測定を行なうことにより、これらの岩石がその一部を形成していた日本海海底の形成時期に関してかなり明確な制約を与えることができるようになった。本論では、このことに関して筆者自身が係わってきた研究を中心に、海洋底岩石の放射年代を通じて得られるようになった日本海の形成時期の推定の経緯を概述する。

2. 日本海形成時期に関する様々な推定

日本海海洋底は、第1図に示されるように大和海盆 (Yamato Basin), 大和堆 (Yamato Bank), 日本海盆 (Japan Basin), 朝鮮海台 (Korea Plateau) 等から成る。地震波速度などの解析から、日本海盆および大和海盆のみが海洋地殻を有しており、他の地殻は大陸の地殻を残していると考えられている (例, Ludwig et al., 1975).

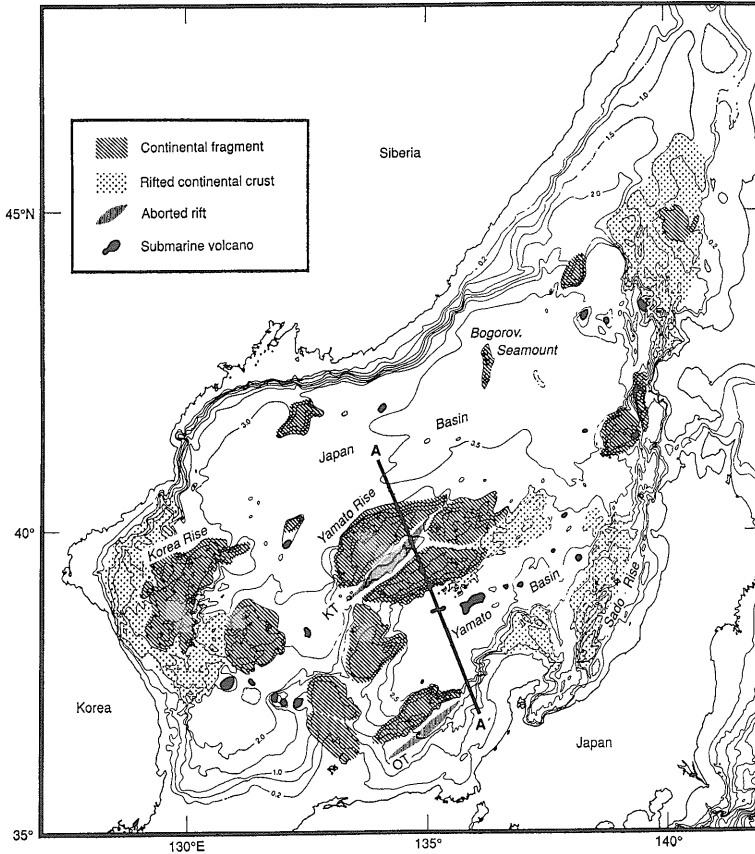
これまでに、海洋底岩石の放射年代測定以外の方法で日本海形成時期の推定を試みた例は少なくない。例えば日本海地域での最も古い海成堆積物を珪藻微化石から初期中新世であると推定したり (小泉, 1979), 日本海周辺地域で見いだされた最も初期の海棲動物化石は西黒沢階 (中期中新世初期) であることから、その時代を日本海形成時期と見なす考え方 (氏家・市倉, 1977) などがある。また海洋底の地磁気縞模様から日本海の形成時期を推定する方法も試みられているが、日本海における地磁気縞模様のパターンはかなり複雑で、一義的に年代を与えることは困難な状態である。1つのモデル年代として、適当な仮定を与えることによって、日本海盆付近で30~35 Ma の年代値が推定されている (伊勢崎, 1979)。また海洋底の年代と水深や地殻熱流量との関係、堆積物の厚さと堆積速度などの関係を総合して、Tamaki (1986) は、日本海の形成に伴う堆積作用は少なくとも中部中新世以前には始まっていたと推定した。

これに対して、Otofujii et al. (1985) は主として西南日本の火山岩や堆積岩を用いた古地磁気学的研究から、約15Maの100万年以内に、西南日本と東北日本がそれぞれ独立に回転した現象があったことを指摘し、それが日本海形成に関連していることを示唆した。このことから、日本海形成は15Maに起ったこととされ、黒鈹の形成年代も15Ma頃と推定されていたこととあって、両者の因果関係などが盛んに論議された。しかしここで推定されている年代値は、日本列島の火山岩を用いて行なわれたものであり、しかも東北日本の試料に関してはむしろ15~23Ma位の間に徐々に古磁気データの示す偏角などは変化しているように見える (Tohsha and Hamano, 1988)。また当初推定されていたように、約100万年以内で現在のような日本海を形成する拡大が起こったとすると、その拡大速度は60cm/年以上となる。この速度は、現在推定されているプレートの最大の移動速度の6倍以上に達し、いかにも速い印象を与えていた。

一方、Lallemand and Jolivet (1985/86) は日本海周

1) 東京大学地震研究所: 〒113 東京都文京区弥生1-1-1

キーワード: 日本海, 形成時期, 放射年代, 海洋底岩石, ODP



第1図 日本海海底の概念図 (Tamaki, 1988).

辺の構造地質などを基に日本海形成には複数の段階的な拡大時期があったとするモデルを提唱したが、それによれば 30Ma より前から日本海形成は開始されていたことになる。

これらの方法はいずれも状況証拠などを根拠としており、矢張り最も直接的に日本海形成時期を推定するためには、日本海海洋底基盤直上の堆積物や基盤岩を構成している火山岩の放射年代測定が決め手となる。しかし 1970 年代に行なわれた DSDP (Deep Sea Drilling Project), Leg 31 の日本海海底調査の際には、掘削により堆積物中に蓄積されていた石油流出の危険が生じたために、基盤岩に至る掘削を行なうことができなかった。その際に採取された堆積物中の微化石などによる年代推定値は、上部中新世のものが最も古く、日本海海洋底はそれよりは古いという制約を与えるに留まった (Karig et al., 1975)。

日本海海洋底を構成している基盤岩の採取という夢は、それから約 15 年後 1989 年度における ODP Leg 127

1991 年 6 月号

及び Leg 128 によって漸く実現した。この結果、堆積物中に含まれる微化石による推定年代や、私達が測定した火山岩の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代などによって日本海は少なくとも 20Ma には存在していたことが明らかになってきた。そうした年代値を得るまでに、放射年代測定を行なう立場からもこれまで多くの試みをしてきている。以下ではそれらについて少し触れる。

3. 海洋底岩石の放射年代—何が問題か？

筆者が初めて日本海に関する岩石と出会ったのは、今から 20 年以上も前の大学院生時代である。当時東京大学理学部地球物理学教室において小嶋稔現阪大教授と共に K-Ar 年代測定に携わっていたが、その頃に海上保安庁水路部の岩淵義郎氏から日本海の大和堆やまつ海山などからドレッジされた火山岩類が年代測定用に持ち込まれたのである。当時としては、海洋底からどのような方法であれ採取された岩石というのは、極めて貴重なものであった。岩石自体

がかなり海水で変質していたものであっても、それが“海洋底から採取された”ということだけで大きな意味をもっていたのである。同じ頃には、矢張り同様の理由で東大海洋研の白鳳丸でドレッジされた太平洋海山の火山岩類が年代測定用に次々と研究室に持ち込まれ、それらの K-Ar 年代測定を行っていた。

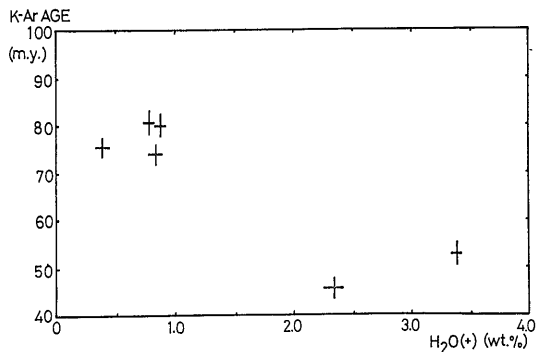
K-Ar 年代測定に用いるためには、岩石試料はできるだけ新鮮で変質を受けていないことが望ましい。変質を受けると、それまで岩石中に蓄積されてきた ^{40}K から壊変して生じた放射性起源 ^{40}Ar が失なわれたり、海水の影響で K が岩石中にしみこんだりする。いずれの影響も、実際の岩石が噴出してからの年代に対して得られた K-Ar 年代は若い値をだすように作用する。この点を検討するには、肉眼観察の他、岩石薄片を作成して顕微鏡下で観察する。ドレッジにより海山などから採取されたものは、その岩石が長い間海水にさらされていれば程度の差はあれ必ずと言ってよい程変質を受けている。中には石基部分は全く二次生成鉱物に覆い尽され、僅かに斜長

石の斑晶のみが一次鉱物として判別できる位のももあった。当初はそのような試料まで、貴重な試料だからということで K-Ar 年代測定を行なった。このような試料に対しては、得られた K-Ar 年代はその試料の噴出年代の最小値を与えるものという前提条件をつけた上でのことである。しかし引用される時には、往々にしてこれらの注釈は無視されて混乱を招く原因ともなっている。

限られた試料が変質していても、何とかこれらからより信頼性のある年代値を得たいと考えるのは当然であろう。そのため、岩石試料のサイズが十分に大きければ変質していない斜長石を鉱物分離してその K-Ar 年代測定を行なったり、種々の酸処理を施して二次生成鉱物を選択的に取り除く試みも行なった。その結果として、酸処理を行なわなかった第二鹿島海山からドレッジされたかなり変質した火山岩の年代が 66 Ma の K-Ar 年代であったのに対して、各種の酸処理を行なった例のうち最も古い値を示したものは約 80 Ma という値を与えた (Kaneoka, 1971)。この結果は、周辺の海山からドレッジされた相対的に変質の少ない火山岩の K-Ar 年代とほぼ似た値であった。しかしこのことから、その K-Ar 年代値が、その岩石の噴出年代を示すと断定する訳にはいかず、矢張り実際の噴出年代の最小値を示すと考えた方が無難であろう。

一方、斜長石を分離し得たのは、襟裳海山からドレッジされた径 20 cm にも及ぶ火山岩中からであり、しかもこの岩石は当時としてはかなり変質の少ない試料であった。その年代は、全岩及び斜長石とも約 80 Ma の値を示した。また当時岩石の変質の K-Ar 年代への影響を調べていたが、変質の程度を何とか数量的に表わしたいと考え、一つの試みとして H₂O(+) 含有量を用いることを試みた (Kaneoka, 1972)。即ち噴出直後の火山岩類の示す H₂O(+) 含有量は一般に 0.5% 以下であることを前提とし、それより多い H₂O(+) 含有量を示しているのは、二次的な変質の影響が大きいと考えるのである。この試みは黒曜石などにはうまく当てはまるようなのでそれを一般の火山岩にも応用し、ついでにドレッジされた火山岩にまで適用してみた (Kaneoka, 1972)。第 2 図に示すのがその例である。

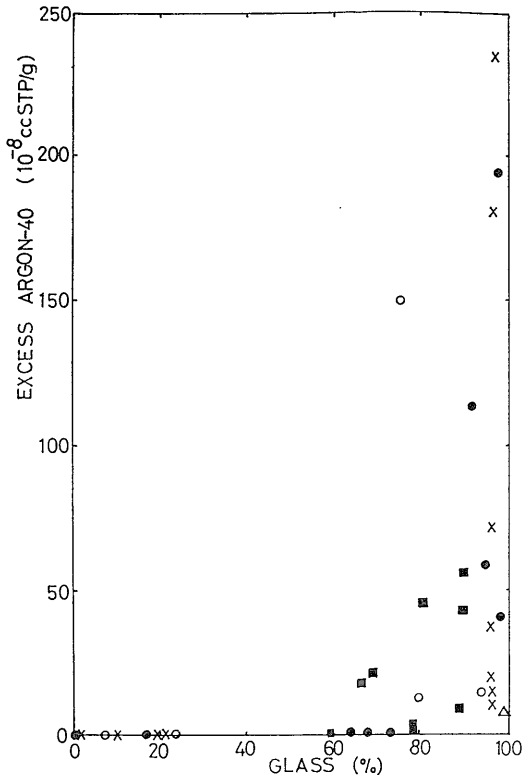
第 2 図では、襟裳海山の同一の場所からドレッジされた玄武岩類についての全岩としての K-Ar 年代と H₂O(+) 含有量の関係を示したものである。H₂O(+) 含有量が 2% を越えるものは明らかに若い K-Ar 年代を示す。これらのドレッジされた玄武岩類が全く同一の噴出年代を示すという保証はない。しかし海山の頂上附近の同じ場所からドレッジされたものであるもので、もしこれらの岩石が襟裳海山を構成しているものであるならば、



第 2 図 襟裳海山からドレッジされた玄武岩類の K-Ar 年代と H₂O(+) 含有量の関係 (Kaneoka, 1972)。

それらの噴出年代に大きい差はない筈である。即ち第 2 図に見られる K-Ar 年代の大きい差は、岩石の変質によって引き起こされた可能性が強い。このようなことから、H₂O(+) 含有量の高い岩石の K-Ar 年代は十分に注意して扱う必要があることが示唆される。襟裳海山の生成年代についてはこれらのデータから、ほぼ 80 Ma 程度であろうと筆者自身は考えていた。ところが 1985 年に実施された Kaiko 計画によって、潜水艇ノティールにより襟裳海山から新鮮な火山岩が直接採取された。その ⁴⁰Ar-³⁹Ar 年代測定を行なったところ約 104 Ma のきれいなプラトー年代が得られた (Takigami et al., 1989)。しかもその全体を平均した ⁴⁰Ar-³⁹Ar 年代そのものも約 100 Ma の値を与えた。このことから、結局襟裳海山の生成年代としてはむしろ 100 Ma 程度の方が妥当であろうとの結論に達した。しかしこのことは、前に求めた約 80 Ma という K-Ar 年代値が変質などの影響で若くでたということ必ずしも意味しない。新しく採取された試料に対しては、⁴⁰Ar-³⁹Ar 年代パターンからみる限り K-Ar 年代値としても矢張り 100 Ma 程度の値を与えることが十分に予測できるからである。即ちこのような見かけの年代を左右するのは、試料自体に原因がある。

海洋底岩石の K-Ar 年代測定において、試料の状態に最も大きく影響される別の要因としては過剰 ⁴⁰Ar の存在の問題がある。海洋底岩石は海水中に噴出して直接海水に接触する部分は急冷ガラスを生じる。このような部分には、マグマ中に存在していた Ar が失なわれずに残されている傾向があり (例, Dalrymple and Moore, 1968)、マグマが固化して岩石となった時点では岩石中の Ar は大気 Ar 同位体比組成をもつという K-Ar 年代測定的前提条件を満足していない。その結果、見かけ上の試料の K-Ar 年代は実際より古い値を与える。第 3 図には、地質年代としてはほとんど 0 である試料中に見いだされ



第3図 海洋底岩石に含まれる過剰 ^{40}Ar とガラス含有量の関係。異なった印は、異なった場所から採取された試料であることを示す (Kaneoka, 1986)。

た過剰 ^{40}Ar とガラス含有量の関係を示している (Kaneoka, 1986)。この結果に示されるように、ガラス含有量が数10%になっているような玄武岩類は過剰 ^{40}Ar が含まれている危険性があるので、K-Ar年代測定用試料としては避けるべきである。ただし黒曜石のようにガラス質であっても相対的に長い時間をかけて冷却しているものは、過剰 ^{40}Ar の残存は少ない。またこのような過剰 ^{40}Ar は、完全にはガラス質でない試料中にも見いだされることが ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代パターンなどの解析から明らかになってきた。海洋底岩石の場合にその傾向が多いように見える。

このように海洋底岩石のK-Ar年代測定の際には、用いる試料の吟味を十分に行なわなければならない。このような基準に立って最初に触れた海上保安庁水路部によってドレッジされた試料を検討すると、その当時においては最も変質の少ないものを選択した筈であったが信頼性のあるK-Ar年代を得るためには不十分なものであった。これらの結果は、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比測定値と共にUeno et al. (1974)によって報告されているが、まつ海山($\sim 4\text{Ma}$)、

明洋海山($\sim 14\text{Ma}$)、白山瀬($\sim 8\text{Ma}$)、大和堆($20\sim 22\text{Ma}$)についてのそれぞれの値は、前述した理由で最小値を示すと考えた方がよい。

海洋底岩石の年代測定のために、上述したような問題点を含みながら何故専らK-Ar法ないしその改良法である ^{40}Ar - ^{39}Ar 法が用いられるのだろうか。その理由としては、海洋底岩石はほとんど塩基性岩であってその中に含まれるUやRbの含有量が少ないこと、採取される採取の量が限られている上に相対的に細粒なので年代測定に必要な量の鉱物分離が容易でないこと、急冷して生じたガラス部分は海水と反応して変質しやすいこと、典型的な海洋底岩石は最も古いものでも150~200Maを越えることはないこと、などの制約条件を考えることで理解できる筈である。即ち、いずれも親核種としては45億年以上の半減期をもち、全岩を含めて3~4種類以上の異なった鉱物種(相)を必要とするRb-Sr, U(Th)-Pb, Sm-Nd法などは、一般的には海洋底岩石の年代測定を行なうのに非常に不利な条件にある。例えば海洋底岩石から鉱物相を分離してRb-Sr年代を求めようとした試みもあるが、予想される年代値に比べて各相間のRb/Sr比の分布巾が小さ過ぎて、意味のある年代値を得るまでには至らなかった。このような困難を避けるために、2次鉱物であるスメクタイトの成長が速いことを利用してそれらを岩石から分離して行なったRb-Sr年代測定の結果が、他から予想された白亜紀の岩石の噴出年代に近い値をだしたという報告がある。しかしこれは一般的に利用できるものでなく、極めて限られた環境下の試料にしか利用できない。このような状況は、例えばSIMS(二次イオン質量分析計)などを利用して精密な ^{87}Sr - ^{86}Sr 比などが測定できるようになれば、これらの方法でも年代測定が可能になるだろう。この点は今後の課題である。

一方で、一時急冷して生じたガラス部分を利用してフィッション・トラック年代を求める試みがされ、100万年より若い火山岩に対して有効とされた。しかし海水と接したガラス部分のフィッションが確実に保存されている保証のないことが指摘され、現在ではほとんど年代測定に用いられていない。

これらの理由から、現在海洋底岩石の年代を求めるのに専ら用いられる方法は、K-Ar法及び ^{40}Ar - ^{39}Ar 法である。岩石が完全に新鮮で過剰 ^{40}Ar を含んでいなければ、得られた岩石のK-Ar年代はその岩石の形成年代に相当する。しかし前述したように、海洋底において海水に長期間さらされていた岩石・鉱物は、ある程度変質していると考えざるを得ない。特に試料岩石の年代が10Ma程度より古い場合には、その可能性は大きい。

このようなK-Ar法の弱点をかなりカバーできる方法

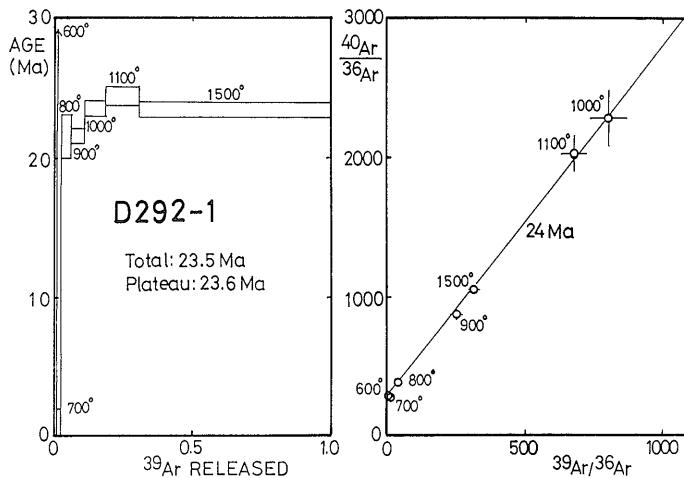
として定着したのが、K-Ar 法の改良方法である ^{40}Ar - ^{39}Ar 法である。いずれの方法も半減期約13億年で壊変した ^{40}K のうちの約10%に相当する分が放射性起源 ^{40}Ar になり、その量と現在試料中に残っている ^{40}K との比が年代の関数であることを利用する。しかし K-Ar 法では、放射性起源 $^{40}\text{Ar}^*$ の定量と、 ^{40}K の量を推定するための K の定量 (^{40}K は、現在の試料では原子比として $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$ の一定値をもつことを利用して K の量から算出) が必要であるが、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法では K の定量の代りに試料を速中性子照射して、 ^{39}K (n, p) ^{39}Ar の反応でつくられる半減期約270年の ^{39}Ar と $^{40}\text{Ar}^*$ の比を測定することで年代が求まるのが最大の違いである。即ち ^{40}Ar - ^{39}Ar 法では、年代値を計算するのに試料中の $^{40}\text{Ar}^*$ - ^{39}Ar 比と、K-Ar 年代があらかじめ知られている標準試料を同一条件下で速中性子照射したものの ^{40}Ar - ^{39}Ar 比の比較で年代が計算できる。同じ試料の Ar 同位体比から年代が求められるので、K の分布の不均一性によって生じる誤差を避けることができ、試料の絶対量を知る必要はない。また相対的に少量の試料で良い精度の年代を得ることができるという利点がある。しかし ^{40}Ar - ^{39}Ar 法における最も大きな特徴は、段階加熱によって各温度段階から脱ガスされる Ar のそれぞれに対して年代が求められることである。その結果、変質などを受けにくく Ar をよく保持しているような結晶中の場所に捕獲されている Ar は、段階加熱によっても相対的に高温で脱ガスされる。このような捕獲位置から脱ガスされる Ar の示す ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代が一定値を示すようになると、その値は二次的な影響を受けていない状態の年代、即ちその試料の形成年代を

意味すると考えてよい。このような年代をプラト一年代と呼ぶ。これに対して各温度段階の値を平均したものは、通常の K-Ar 年代に相当する筈である。

第4図には、1978年に地質調査所によって行なわれた日本海調査 GH78-2 の航海の際、男鹿半島沖からドレッジされた粗面岩に対して行なわれた ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代測定結果の例を示す (Kaneoka and Yuasa, 1988)。第4図左側の図では、横軸に各温度段階から脱ガスされた ^{39}Ar の全体に対する割合を示し、縦軸は ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代を表わしている。各矩形の縦方向の巾が年代測定値に対する $\pm 1\sigma$ の大きさを示す。各矩形の側に付けられている数値が脱ガス温度を示し、各温度段階はこの実験の場合には45分ずつ保持された。1,000-1,500°C の温度段階に相当する部分が 23.6 \pm 0.6 Ma のプラト一年代を示す。この試料の場合600°C で過剰 ^{40}Ar の存在が見られ、全体の平均値としての ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代はプラト一年代と余り差はないように見える。しかし 700-900°C ではプラト一年代よりは明らかに若い年代を示しているので、変質などによる Ar 損失が部分的に生じていたことが分る。また第4図右側の図からは、各温度段階で脱ガスされた Ar がほぼ 24 Ma のアイソクロン上に乗っていることが分る。またこのようにして引かれたアイソクロンが、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 軸上ではほぼ大気値を通ることも明らかである。このことは、各温度段階で脱ガスされた Ar 同位体に対して、系統的に過剰 ^{40}Ar が付け加っていることはないということの意味している。

このように段階加熱を併用した ^{40}Ar - ^{39}Ar 法では、1個の試料から得られた年代値の信頼性を吟味できるという大きな特徴がある。このことが、限られた試料しか用いることができず、往々にして同一起源の複数の試料を手にすることが保証されていない海洋底岩石の場合には、その有効性を大いに発揮することになった。しかも上述したように、岩石などが一部変質していて通常の K-Ar 年代では若過ぎる年代値をだす場合でも、条件さえ整えば ^{40}Ar - ^{39}Ar 法によって形成年代そのものを推定することができる。

しかし ^{40}Ar - ^{39}Ar 法は試料を中性子照射しなければならないので、実験などの取り扱いがかなり厄介である。また中性子照射によって生じるのは ^{39}K からつくられる ^{39}Ar のみでなく、Ca や K から ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar , ^{39}Ar , ^{40}Ar のそれぞれがつけられ、年代計算のためにはその補正をしなければならない。その補正の程度が大きいと、か



第4図 男鹿半島沖からドレッジされた粗面岩に対する ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代パターン (左) と $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 図 (右)。 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 図に引かれた線は 24 Ma のアイソクロンに相当 (Kaneoka and Yuasa, 1988)。

えて K-Ar 年代よりも測定精度が悪くなったりする (Dalrymple and Lanphere, 1971). また実際には、変質が進んだり過剰 ^{40}Ar が含まれている試料に対しては、プレート年代が得られないことが多い。即ち ^{40}Ar - ^{39}Ar 法によってきれいなプレート年代が得られる試料というのは、K-Ar 法によっても類似の年代が得られることが多いのである。このような理由から、海洋底岩石の総てに対して ^{40}Ar - ^{39}Ar 法のみで年代測定をすることは必ずしも有効な方法とは言えないだろう。その折々の試料の状態に応じて、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法と K-Ar 法を組み合わせることが望ましい。

次章以降では、こうした方法論を用いて日本海海洋底を構成している岩石の放射年代を求め、それらから日本海形成時期を推定していった経緯を紹介する。

4. 日本海海洋底岩石の年代を求めて

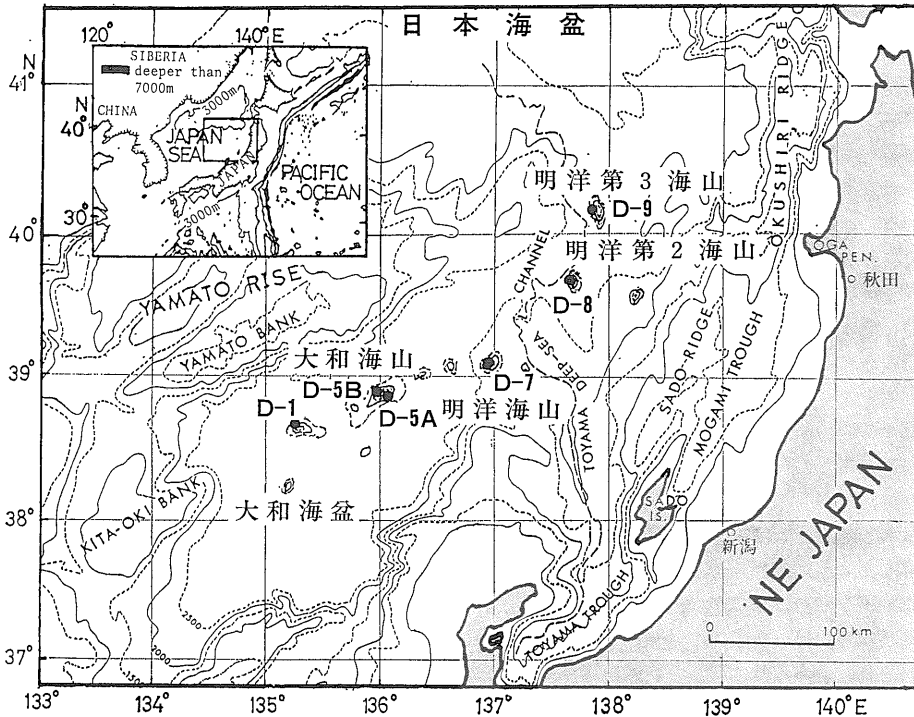
4.1 東大海洋研究所研究船白鳳丸による日本海探査 (KH 84-3)

1970年代から80年にかけては、プレート・テクトニクスによって島弧形成論が盛んに論じられ、その一環として背弧海盆としての日本海の成因・形成時期なども大きな話題となっていた。前にも触れたように1970年代に行なわれた DSDP による日本海海洋底の掘削では、期待

された海洋底構成岩石の採取が失敗に終わった。一方で島弧としての日本列島の発達史や大陸との関係を論じるためには、日本海の形式時期の推定が不可欠のこととなっていた。そのために間接的ではあるが様々な方法を用いての日本海形成時期の推定が試みられ、第2章で紹介したようにその範囲は10~50Maに及んでいたのである。

筆者自身は1970年代後半から1980年代にかけては希ガス同位体比を用いた地球内部の化学的構造の推定に凝っていた(例, Kaneoka, 1983). そのような過程で、背弧海盆を生成する地球内部の場の状態が、島弧下とどのような点で違いがあるかに興味もっていた。また日本海形成時期の推定にしても、結局はその海洋底を構成している岩石の放射年代測定によって決めるべきものであり、間接的な方法はあくまでも便宜的な手段でしかないと考えていた。

そうしたところへ、当時東大海洋研究所におられた酒井均教授(現山形大教授)が主任研究員として乗船する白鳳丸の日本海調査航海(KH 84-3)(1984年9月~10月)への乗船を誘われた。聞けば大和海盆などの海山などからのドレッジを中心にした航海だとのこと。同位体比にしても放射年代にしても、試料そのものが手に入らなければ測定もできないし、また得られる結果にしてもいかに良い条件にある試料を手に入れるかが決め手である。それで、乗船することに二つ返事で応じた。当時から ^{40}Ar -



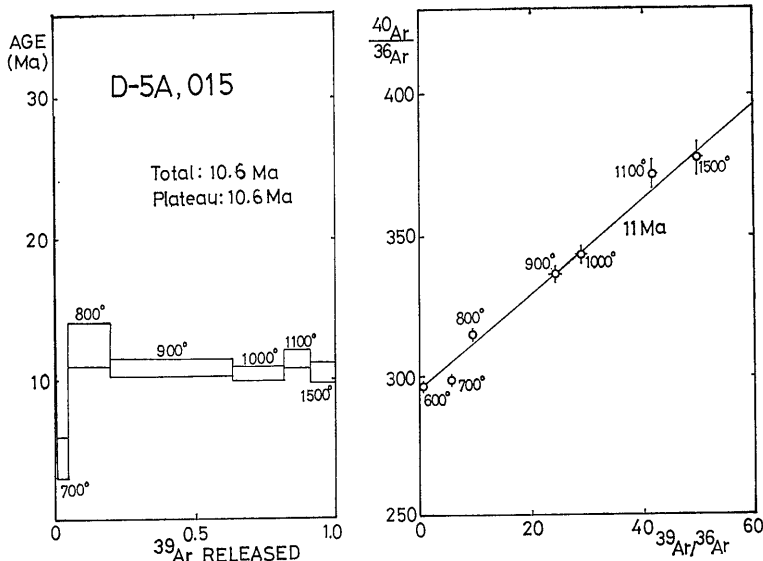
第5図
東大海洋研白鳳丸による日本海研究調査(KH84-3)の際のドレッジ地点(Kaneoka et al., 1990).

^{39}Ar 年代測定に関する共同研究者である滝上豊氏（現関東学園大助教）や、船上で直接ドレッジの指導を受けた東大海洋研藤岡換太郎氏などと一緒の僅か10日余にわたる航海だったが、得るところは大きかった。ドレッジに関しては、筆者にとっては1970年代初めの在仏当時にフランスの海洋調査船ジャン・シャルコー号の北アフリカ沖航海に乗船して以来の経験だった。

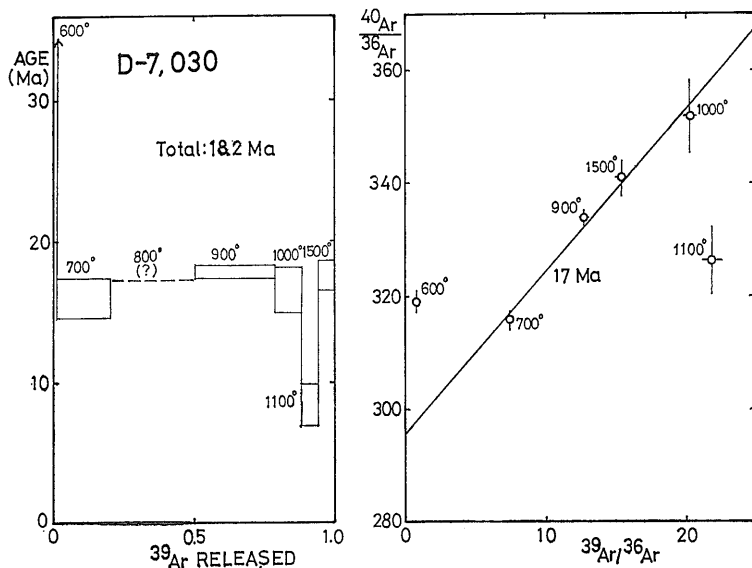
大和海盆内でドレッジを試みた海山は、いわゆる大和海山列と呼ばれている一連のものである（第5図）。これらの海山列は、大和堆や日本列島西側縁部間に沿うようにして続いている。もし大和海盆が拡大によって形成されたとするならば、これらの海山列は海嶺に相当する部分に生じた火成活動の最後のものではないだろうか？ もしそうならば、これらの海山からドレッジされるべき火山岩は海嶺玄武岩に近い同位体比をもっている可能性がある。何故なら、第四紀火山岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比からみる限り、東北日本では火山フロントから日本海側に向かって低い値を示し、男鹿半島や渡島大島では0.7030程度のかかなり海嶺玄武岩に近い値を示していたからである（例、Notsu, 1983）。またこれらの海山列からの火山岩の年代値が求まれば、大和海盆そのものを構成している海洋底の形成時期はそれよりは古い筈である。従って少なくとも日本海形成時期に関する制約条件を課することができるだろう

上記のような目論見を持ちながら

らの航海であったが、最も心配したのは果たして分析に耐えるような岩石試料がうまく手に入れられるかであった。この点に関しては予想以上に、いくつかの海山で大量の、それも相対的に変質度の少ない岩石をドレッジすることができた。しかしそれらの多くは、化学分析値からみる限り粗面岩系統の安山岩や石英安山岩類だった。



第6図 大和海山からドレッジされた粗面安山岩 (D-5A, 015) の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代パターンと $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 図 (Kaneoka et al., 1990).



第7図 明洋海山からドレッジされた玄武岩 (D-7, 030) の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代パターンと $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 図 (Kaneoka et al., 1990).

これらの海山から採取した岩石試料から相対的に変質を受けていないものを選びだし、それらについて通常のK-Ar年代測定を行なってみた。その結果は6.5~13Maの範囲にばらつきを見せ、 $\text{H}_2\text{O}(+)$ 含有量としても1.4~3.2%程度の値を示した (Kaneoka et al., 1988)。これらの結果は、矢張り試料が海水による変質の影響を受け

ていると考えざるを得ない。

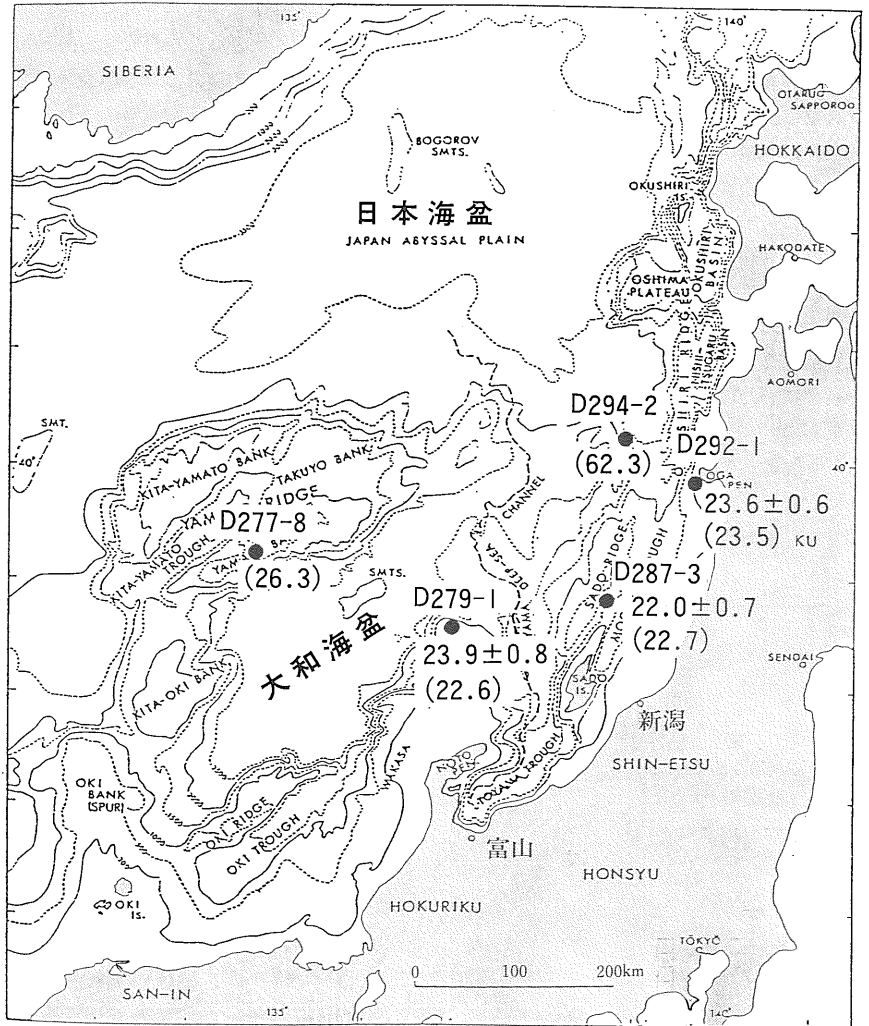
その後同種の試料に対して $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ 年代を求めた (Kaneoka et al., 1990). その例を第 6, 7 図に示す. $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ 年代測定結果は, プラト年代が得られたものは第 6 図のように約 11Ma を示すものが大和海山 (D-5A, 5 B), 明洋第 2 海山 (D-8) からの試料であり, 明洋海山 (D-7) からは, 約 15Ma のプラト年代を示す試料の他, 第 7 図に示したような例が見いだされた. 第 7 図の試料に対しては残念ながら 800°C の温度フラクションが実験中に失われたので, 完全なプラト年代は得られていない. しかし 700°C, 900-1,000°C の温度段階では約 17Ma の年代を示す. 全体の $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ 年代パターンから判断しても, これらの年代値が過剰 ^{40}Ar の存在によるためとは考えにくい.

これらの結果は, 大和海盆の形成時期に関して大きな制約を課すことになる. 即ち明洋海山が少なくともその構成岩石の一部が約 17 Ma に形成されていたならば, 大和海盆はそれ以前に形成されていなければならない. このような結果を得て, 日本海形成時期は大和海盆に関する限り 17Ma 以前であろうとの推定がなされた (Kaneoka et al., 1988, 1990).

4.2 地質調査所による日本海調査 (GH 78-2) の際にドレッジされた岩石の $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ 年代

上記のような試料の年代測定を行なう一方で, 大和海盆内の海山列とは異なる場所でドレッジされた岩石にも興味をもった. 即ち大和海盆とは異なる地殻構造をもった地域で形成された火山岩は, 恐らくそれらの異なった地殻の影響を受けている可能性がある. ま

たその噴出時期にも系統的な差があるかも知れない. そのような予想の下に, 地質調査所海洋地質部で幾度となく日本海調査を行なっており, ドレッジした岩石も保管していることを聞いていたので, GH 78-2 の航海の際にドレッジした岩石を見せてもらい, 年代測定の可能な試料を選びだした. この際には, 大和堆東縁部, 白山瀬沖, 佐渡島沖, 男鹿半島沖など, 大陸の地殻構造が残っていると見られる部分からの試料を中心に $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ 年代を測定した. 結果は第 8 図に示す通りで, いずれも 22Ma 以上の値を示した (Kaneoka and Yuasa, 1988). ただし D294



$^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ AGE : Plateau Age (Ma) (Total Age)

第 8 図 地質調査所による日本海調査 (GH 78-2) の際にドレッジされた岩石試料に対する $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ 年代測定結果. いずれも大陸地殻が残っている部分であることが予想される地域である (Kaneoka, and Yuasa, 1988).

-2の玄武岩については、⁴⁰Ar-³⁹Ar年代パターンや薄片の鑑定結果からみる限り、過剰⁴⁰Arの存在のために見かけ上の年代が古くなっている可能性が極めて大きい。

これらの結果から、大和海盆の周縁部の火山活動時期は、大和海盆内の海山の活動時期とは異なる傾向にあることが予想された。

4.3 日ソ日本海モノグラフのための日本海岩石の放射年代データのまとめと、日本海形成時期の推定

日本海からドレッジされた岩石の⁴⁰Ar-³⁹Ar年代に係わりだしてから何年か経ち、今度は日ソ科学協力の一環として日ソモノグラフを刊行することになってその最初に日本海を取りあげたいので年代・同位体比に関する項目を手伝って欲しいとの話が持ちこまれた。1986年初夏のことである。日本側の編集者は当時神戸大助教授の伊勢崎修弘氏（現千葉大教授）及び玉木賢策氏（東大海洋研助教授）であった。その当時、自分自身も関心をもってある程度の日本海関係の年代データをまとめていた（Kaneoka, 1986）こともあり、引き受けることにした。当時神戸大助教授だった松田准一氏（現阪大助教授）が協力してくれることになった。

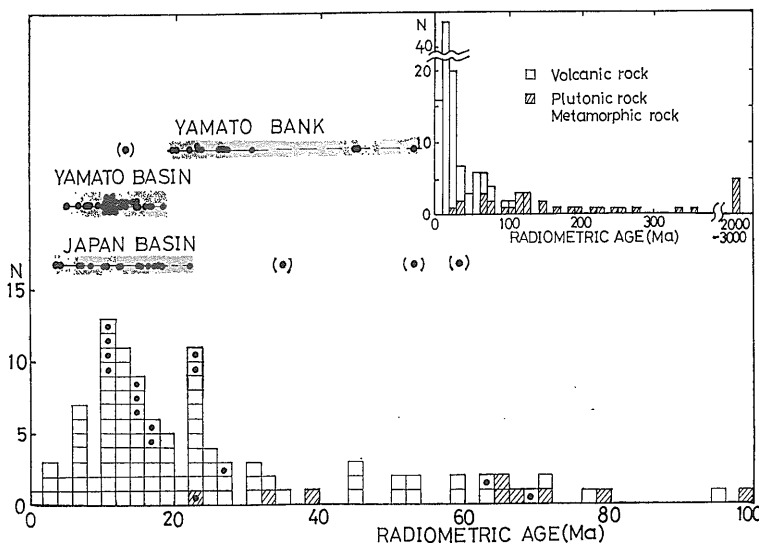
日本側のデータとしては、実際に年代測定を試みていた機関は極めて限られており、しかも筆者らの分が多くを占めていたので余り進展はなかった。しかしその後ソ連側が、かなりの量のドレッジした岩石についてのK-Ar年代データを有していることが明らかとなって、日本海全体に関する年代の見通しができるようになった。第9図にそれをまとめたヒストグラムを示した。全体の

データ数は120個を越える。これらの個々の数値や同位体比に関するデータは、これから刊行される予定である（Kaneoka et al., 1991a）。

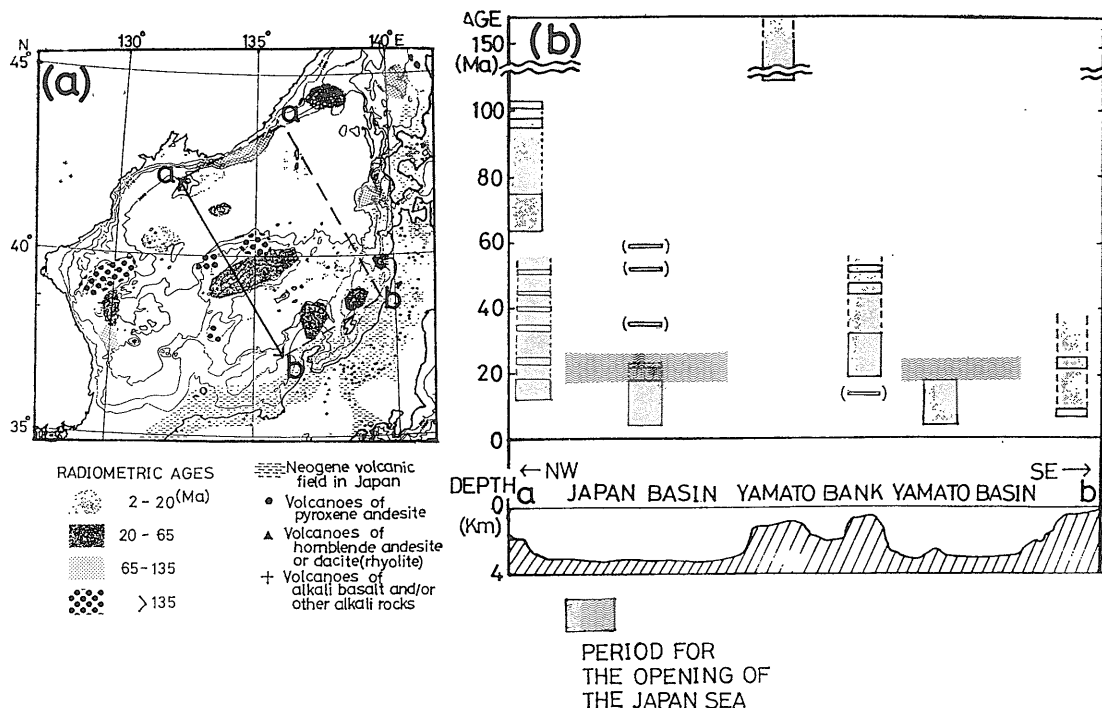
第9図で見られるように、火山岩類はいずれも100Maより若いのに対し、深成岩や変成岩は100Maを越えるものが多い。特に2,000Maを越えるような変成岩が報告されているのは朝鮮海台であって、深成岩や変成岩はいずれも大陸地殻の残存物と考えられる。これらのデータを地域的にまとめ、さらにその年代分布を検討した結果、第10図に示すようになりに地域によって系統的な差があることが明らかになった。第10図(a)では、日本海海洋底岩石の放射年代の分布を年代範囲毎に地域と対応させたものである。20Maより若い年代を示す岩石は大和海盆や日本海盆など言わゆる海洋地殻をもっている部分に集中する。また第10図(a)の中で、a-b-a' b'に囲まれた部分から採取された岩石試料の年代分布を、a bを横軸にとった(b)のような図にすると、一層その分布は顕著になる。(b)の下図はa bの軸に沿った海底断面の模式図であり、その上の図は得られた岩石の年代範囲が示されている。括弧で括ったデータは、試料の変質による影響による若返りの可能性や、同一場所からドレッジされた試料同士が非常に大きい年代差を示すことから現地性のものか疑問の残るものとして、いずれも信頼性に乏しいと考えられるものである。これらのデータを除くと、大和海盆及び日本海盆からの岩石の年代はいずれも約20Ma程度まで分布するが、それより古いものはない。一方、大和堆南東部では約50Ma位からの火山活動

が見いだせるが、20Ma前後より若い火山岩は見いだせない。大和堆北西部からは、100Maを越える深成岩がドレッジされ、明らかにこの部分が大陸地殻の一部であることを示している。

それにしても、大和堆南東部の火山活動は何故20Ma前後で停止したかのように見え、一方で大和海盆内の海山の活動がその頃から始まったように見えるのか？ これこそ正に大和海盆生成に密接に結びついた現象ではないかと思われる。即ち大和海盆形成前は、大和堆南東部でも火山活動を生じる場があったが、大和海盆が生成された後はその場から引き離されてしまったため、最早火山活動は続いては生じなかった。この種の火



第9図 日本海海洋底からドレッジされた岩石の放射年代。ほとんどはK-Ar年代だが四角形の中に黒丸がうってあるデータが⁴⁰Ar-³⁹Ar年代。



第10図 (a): 日本海海洋底からドレッジされた岩石の放射年代結果に基づいた年代分布. (b): (a) 図の中で, a-b の測線に沿った海底断面の模式図と, a-b-b'-a' の長方形に囲まれた地域の放射年代値の分布 (Kaneoka, 1990). 日本海拡大時期の推定の根拠については本文参照のこと.

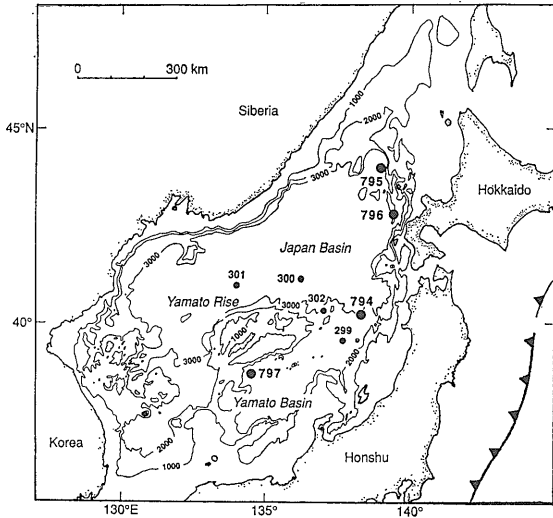
山活動としては、日本列島下のスラブのもぐりこみによる影響があった島弧的な火山活動であった可能性がある。この点は、今後の各種のデータを検討していくことにより詳細は明らかにされよう。しかし化学的な性質としては、恐らく大陸地殻の影響をある程度受けたことを考慮する必要がある。また大和堆南東部での火山活動は、大和海盆が形成されつつあった過程でも、そのマグマ源からのマグマの供給があった可能性は否定しきれない。大和海盆を形成したマグマ源からのマグマの供給が完全に遮断されて、初めて地表での火山活動は停止したと推定される。これらに要する期間は高々数100万年程度と推定される。

日本海盆の形成期間については、第10図(b)でみる限り大和海盆の活動時期と大差ないように見える。しかし Tamaki (1986) も指摘するように、海洋底深度、地殻熱流量などのデータからみる限り、日本海盆の形成時期は大和海盆よりいくらか早くから始まっていた可能性は否定できない。また大和海盆中の海山からドレッジした火山岩からは17~18Maの年代を示すものが少なくとも数個は見つかっているが、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代としてある程度ははっきりした年代を示すことのできるものは、第7図に示した試料である。

これらの結果を総合して、筆者は大和海盆の形成は少なくとも17Ma以前で恐らくは25Maよりは新しい時期には始まっており、日本海盆はそれとほぼ同時期あるいはやや早い時期には始まっていたと推定した(兼岡・松田, 1989; Kaneoka, 1990)。第10図(b)に記された日本海拡大時期というのはその意味である。

5. ODP, Leg 127/128 による日本海海洋底基盤岩の掘削と ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代測定

1989年7月から8月にかけて、待ちに待った日本海海洋底基盤岩の掘削が行なわれ、今回は見事に玄武岩を掘削することに成功した(Tamaki et al., 1989)。Leg 127による掘削地点は第11図に示した4つの Site (794-797) であるが、これらのうち、玄武岩を採取するのに成功したのは Site 796を除く残り3地点である。ただ些か気がかりになったのは、掘削された玄武岩の中にシルが多く含まれていたことである。このことは、採取された玄武岩が真の日本海の基盤を代表しているか否かについての不安を残す結果になった。その後引き続いて実施された Leg 128 では、Site 794 に関して更に深く掘削されたが、掘削に使用された穴は異なっており、Leg 127の分



第11図 DSDP, Leg 31 (Site 299-302) 及び ODP, Leg 127 (Site 794-797) での掘削地点. Site 794 では, Leg 128 でも基盤岩を採取.

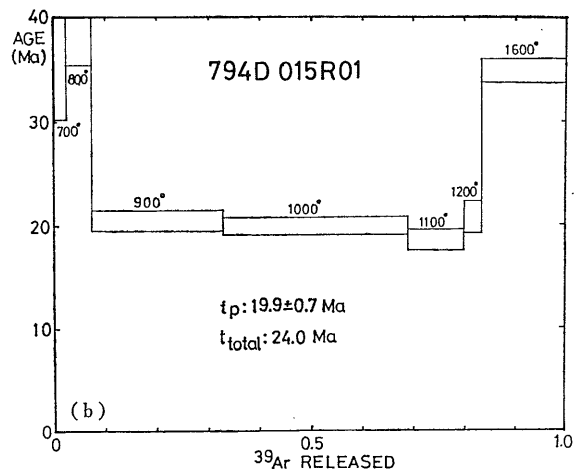
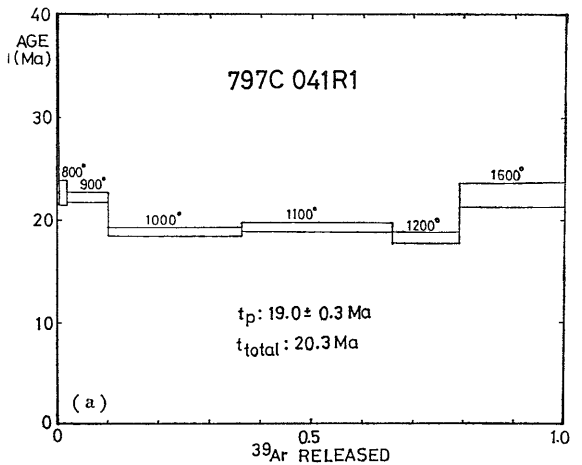
が 794 C, Leg 128 の分は 794 D として区別されている. 堆積物の微化石から推定された最上部の玄武岩層直上の堆積物の堆積年代は, Site 797 で 19Ma, Site 794 は 15.5Ma, Site 795 では 14Ma というものであった (Tamaki et al., 1990). これらはいずれもより上位の堆積物中の微化石による推定年代と堆積層の厚さから外挿されたものであり, 当然ある程度の不確定さを有するものである.

掘削された玄武岩類のうち ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代測定用として送られてきた試料は50個に達したが, それらの総てについて薄片を製作して顕微鏡下で岩石の状態を検討し, 岩石試料の新鮮さの度合や各 Site における試料としての分布等を考慮して18個の試料を ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代測定のために速中性子照射を行なった. しかしこれらの試料の中にはその後の化学分析結果からK含有量が0.1%あるいはそれ以下のものが含まれており, 用いた質量分析計の精度等の関係から結局13個の試料の分析を行なった. またこの分析の際, 得られた結果の信頼性を確かめるために扇形磁場型質量分析計および四重極型質量分析計を用いて結果を比較した. 後者の分析は共同研究者の滝上豊氏が担当した. 分析結果の例を第12図に示す.

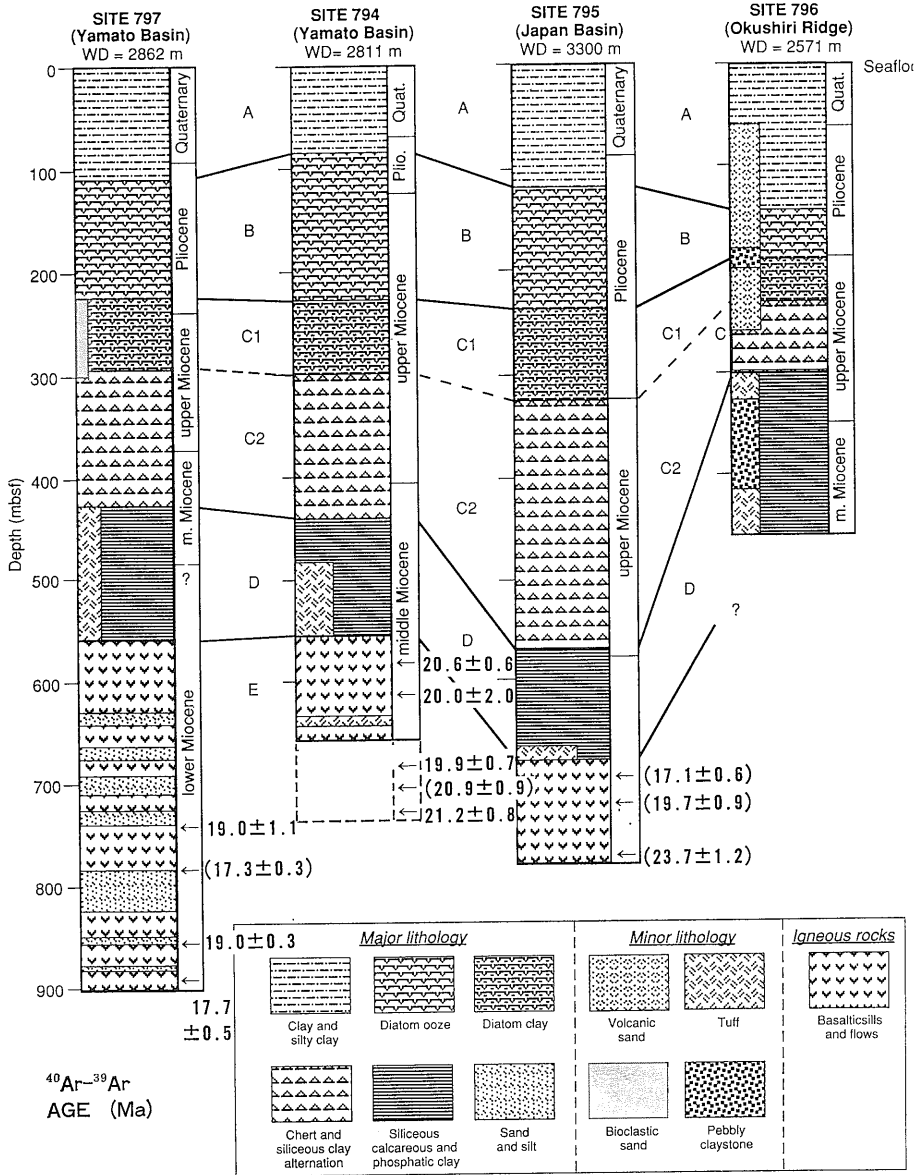
第12図 (a) は, Site 797 から採取された玄武岩, (b) は Site 794 から採取された玄武岩の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代パターンを示す. これらの結果は比較的きれいなプラト一年代を示し, 前者は $19.0 \pm 0.3\text{Ma}$, 後者は $19.9 \pm 0.7\text{Ma}$ に相当する. また両方の試料とも低温及び高温から脱ガスした成分は, プラト一年代よりも古い年代を示し, 過

剰 ^{40}Ar の存在を示唆している. 特に試料 794D015R01 の場合には, 全温度段階の分を平均した ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代は 24Ma となり, プラト一年代よりも古い. このことは通常の K-Ar 法で測定した場合には, ここで示されたプラト一年代よりも古い年代を与える可能性を意味している. このような点を吟味できるのも, ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代測定の大きな利点である.

第13図は, Leg 127 で掘削された各地点からの試料の種類と深度の関係を示した図に, 今回得られた ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代測定結果を記入したものである. Site 794 に関しては, 点線部でつけ加えられた部分が Leg 128 で採取された試料部分に相当する. ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代結果は 17~24Ma



第12図 (a): Site 797 で採取された玄武岩 (797 C041R1) の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代.
(b): Site 794 で採取された玄武岩 (794D015R01) の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代 (Kaneoka et al., 1991 b).



第13図
Leg 127 及び Leg 128 の各 Site で採取された玄武岩試料の相対的深度と⁴⁰Ar-³⁹Ar 年代値. 括弧内の数値はプラト年代ではなく、相対的に信頼性が乏しい (Kaneoka et al., 1991 b).

の範囲にはいるが、特にプラト年代を示したものに限定するとその年代範囲は 18~21Ma に集中する。特に Site 794 では、上部の試料は 794C で四重極型質量分析計で測定されたものであり、より深い部分から採取された 3 個の試料は 794D に属し、扇形磁場型質量分析計で測定されたものである。これらの結果はいずれも測定精度内で重なり、ほぼ 20±1Ma の年代範囲内にあると言ってよい。このことは、得られた年代測定結果の信頼性を相互に保証し合っていると見なすこともできる。一方、Site 797 において最下部の層から採取された試料に対する ⁴⁰Ar-³⁹Ar 年代値は、その上部に位置する試料より

も測定誤差を越えた範囲で若い年代を与えている。前述したように、今回 ODP で採取された玄武岩中にはシルと推定されているものが少なくない。またコア試料だけからでは、シルか否かの判別が難しい場合も存在する。これらの理由から、Site 797 の最下部に属する試料の見かけ上やや若い年代は、シルの貫入した年代に相当するのかも知れない。

一方日本海盆の縁に相当する部分である Site 795 から掘削された試料は、いずれも大和海盆中の掘削地点である Site 797 や Site 794 からの試料に比べて変質の度合いが大きい。このことが何を意味するかは今後の研究に待つ

必要があるが、試料の状態を反映していずれの試料もきれいなプラトー年代を示さなかった。しかもそれらの各温度段階を平均した⁴⁰Ar-³⁹Ar年代は20~30Maを示す。これらのやや古い見かけ上の年代が過剰⁴⁰Arが存在しているためという可能性は否定できない。しかし Site 795の最下部から掘削された試料については、その⁴⁰Ar-³⁹Ar年代パターンなどから判断した限りでは、実際にその形成年代が20Maよりも古い可能性は十分にありそうである。

結局今回の ODP の試料に対する⁴⁰Ar-³⁹Ar年代測定結果は、少なくとも大和海盆においては20Maには既に海洋地殻が構成されていたことを示唆している。Site 797については堆積物中の微化石から推定された年代と良い一致を示した。しかし Site 794については、⁴⁰Ar-³⁹Ar年代測定結果の方が約5m. y. も古い値を示し、Site 797と得られた年代値に関して差がないように見える。同様に Site 795においても、掘削された岩石に対して得られた⁴⁰Ar-³⁹Ar年代は、堆積物中の微化石から推定されたものよりやや古い年代を示した。これらの差がどのような原因で生じたのかは、今後の研究に待つ必要がある。

第14図は、今回の ODP, Leg 127 及び Leg 128 で掘削された玄武岩に対して得られた⁴⁰Ar-³⁹Ar年代を、これまでに報告されている日本海各地域からドレッジされた火成岩類の放射年代の分布図にプロットしたものである。ODP の試料以外については既に報告済みであり (Kaneoka, 1990), 日本海の拡大時期についても、4. 3 で説

明されているような理由によって推定されていた。今回得られた ODP の試料に対する⁴⁰Ar-³⁹Ar年代測定結果は、これまで海山からドレッジなどによって採取されていた岩石に対する放射年代の最大値とほぼ等しいか、ややそれより古い値を示している。この傾向は大和海盆について顕著であり、日本海盆については試料数が限られていることもあって大和海盆程には顕著でない。しかしいずれも4. 3で述べたような日本海形成時期の推定値と全く矛盾しない結果を与えている。

結局今回の ODP, Leg 127 及び Leg 128 により掘削された玄武岩の⁴⁰Ar-³⁹Ar年代測定結果から、大和海盆及び日本海盆とも少なくとも20Maには既に存在していたことが結論づけられた。この結果は、背弧海盆の生成と日本列島で生じた様々な地学的現象(例えば黒鉱の生成)との因果関係を考察する上で、大きな制約条件となるだろう。

6. 今後に残された問題

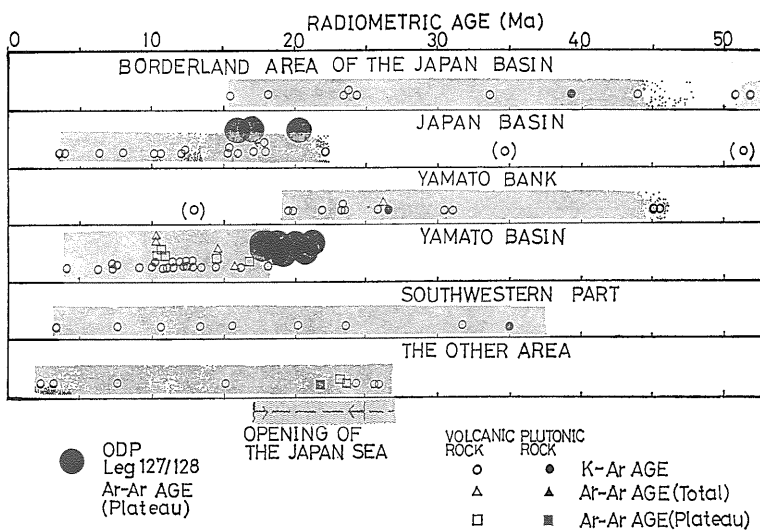
日本海海洋底から直接掘削された玄武岩類の⁴⁰Ar-³⁹Ar年代が得られたことで、日本海の形成時期に関しては少なくとも20Maより以前から形成が始まっていたという大きい制約が与えられた。しかしそれが果たしていつから始まっていたかということになると、更に異なった場所からの掘削試料を得るか、より深い部分からの掘削試料を得てその年代を求める必要がある。ODP の掘削試料の少なからぬ部分がシルの可能性が大きいことも、其の基盤を構成している岩石はより古い値をもって

いるとの考えを否定できない要素として残された。

また堆積物中の微化石から推定された年代と、今回直接玄武岩の⁴⁰Ar-³⁹Ar年代測定から得られた年代値との間に場所により差があったことの原因は、更に追求されるべき課題である。

同様に、古地磁学の方から推定されている約15Maに生じた日本列島の回転という現象が、実際にはどのような地学現象に相当しているのかという問題は、改めて解決されるべき大きな課題となった。

その意味で、今後は日本海盆そのものの更に詳細な発展史を明らかにする必要がある。特に大和堆と朝鮮海台などに挟まれている地



第14図 日本海各地域の放射年代分布と、ODP, Leg 127/128 で採取された玄武岩の⁴⁰Ar-³⁹Ar年代。放射年代・日本海の拡大時期の推定範囲等は Kaneoka (1990) の図を借用。

域などが、どのような形成史を有しているのかは非常に興味ある点である。また大和海盆を含めて、日本海各地域で海山を生じるような現象がいつ頃まで続いたかを明らかにすることは、背弧海盆の形成過程を年代学的見地から明らかにする上で重要な課題と思われる。

日本海の形成時期に関する問題は一つの大きな進展を見たが、まだ全体を完全に見通すことができたとは言えないのが現状である。

ここで紹介した研究は、本文中で名を挙げさせていたいただいた方々や各論文における共著者、その他多くの方々からの御協力を得て初めて可能となったものである。これらの方々に対すると共に、本稿を書くことを勧めて下さった佐藤興平博士にも深く感謝の意を表します。

参考文献

- Dalrymple, G. B. and Lanphere, M. A. (1971): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K-Ar dating: A comparison with the conventional technique. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 300-308.
- Dalrymple, G. B. and Moore, J. G. (1968): Argon-40: Excess in submarine pillow basalts from Kilauea Volcano, Hawaii. *Science*, **161**, 1132-1135.
- 伊勢崎修弘 (1979): 日本海盆の Spreading Center と年代について, 日本海, No. 10, 111-119.
- Kaneoka, I. (1971): K-Ar ages of seamounts along the Japan trench and the effect of acid leaching on the K-Ar age of a dredged submarine rock. *Geochem. J.*, **5**, 113-120.
- Kaneoka, I. (1972): The effect of hydration on the K/Ar ages of volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 216-220.
- Kaneoka, I. (1983): Noble gas constraints on the layered structure of the mantle. *Nature*, **302**, 698-700.
- Kaneoka, I. (1986): Constraints on the time of the Japan Sea floor based on radiometric ages. *J. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 475-485.
- Kaneoka, I. (1990): Radiometric age and Sr isotope characteristics of volcanic rocks from the Japan Sea floor. *Geochem. J.*, **24**, 7-19.
- Kaneoka, I., Hayashi, H., Iwaguchi, T., Yasuda, A., Fujioka, K. and Sakai, H. (1988): K-Ar dating of volcanic rocks dredged from the Yamato Seamount chain in the Japan Sea. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **33**, 213-218.
- 兼岡一郎, 松田准一 (1989): 日本海地域より採取された岩石の放射年代の分布と同位体比の特徴—日本海成長史推定のための制約—. 第651回地震研究所談話会, 1989年4月25日.
- Kaneoka, I., Matsuda, J.-I., Lelikov, E. P. and S'edin, V. T. (1991a): Radiometric ages and isotopic ratios of igneous rocks of the Japan Sea. *Japan-USSR Monograph*, Vol. 1, Japan Sea (印刷中).
- Kaneoka, I., Notsu, K., Takigami, Y., Fujioka, K. and Sakai, H. (1990): Constraints on the evolution of the Japan Sea based on $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ages and Sr isotopic ratios for volcanic rocks of the Yamato Seamount chain in the Japan Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**, 211-225.
- Kaneoka, I., Takigami, Y., Takaoka, N., Yamashita, S. and Tamaki, K. (1991b): $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ analyses of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor by Leg 127/128: Constraint on the formation age of the Japan Sea. *Proc. of ODP Leg 127/128 Scientific Results* (投稿中).
- Kaneoka, I. and Yuasa, M. (1988): $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ age studies on igneous rocks dredged from the central part of the Japan Sea. *Geochem. J.*, **22**, 195-204.
- Karig, D. E., Ingle, Jr., J. C. et al. (eds.) (1975) Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 31, 927 p., U. S. Government Printing Office, Washington, D. C.
- 小泉 格 (1979): 日本海の地史—堆積物と微化石から—. *日本海*, No. 10, 69-90.
- Lallemand, S. and Jolivet, L. (1985/86): Japan Sea: A pull-apart basin? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 375-389.
- Ludwig, W. J., Murauchi, S. and Houtz, R. E. (1975): Sediments and structure of the Japan Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 651-664.
- Notsu, K. (1983): Strontium isotope composition in volcanic rocks from Northeast Japan arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 531-548.
- Otofuji, Y., Hayashida, A. and Torii, M. (1985): When was the Japan Sea opened? Paleomagnetic evidence from southwest Japan. In: N. Nasu et al. (eds.) *Formation of Active Margins*, Terra Pub., Tokyo, 551-556.
- Takigami, Y., Kaneoka, I., Ishii, T. and Nakamura, Y. (1989): $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ages of igneous rocks recovered from Daichi-Kashima and Erimo Seamounts during the Kaiko Project. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **71**, 71-81.
- Tamaki, K. (1986): Age estimation of the Japan Sea on the basis of stratigraphy, basement depth, and heat flow data. *J. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 427-446.
- Tamaki, K. (1988): Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**, 269-365.
- Tamaki, K., Pisciotto, K. Allan, J. et al. (1990): *Proc. ODP, Init. Repts.*, 127. College Station, TX (Ocean Drilling program).
- Toksöz, M. and Bird, P. (1977): Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus. In: M. Talwani and W. C. Pitman. III (eds.) *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, American Geophysical Union, 379-393.
- Tohsha, T. and Hamano, Y. (1988): Paleomagnetism of Tertiary rocks from the Oga Peninsula and the rotation of Northeast Japan. *Tectonics*, **7**, 653-662.
- Ueno, N., Kaneoka, I. and Ozima, M. (1974): Isotopic ages and strontium isotopic ratios of submarine rocks in the Japan Sea. *Geochem. J.*, **8**, 157-164.
- 氏家 宏, 市倉賢樹 (1977): 第四紀における日本海の変遷. *海洋科学*, **9**, 316-321.

KANEOKA Ichiro (1991): Period for the opening of the Japan Sea—Constraints on the time of evolution of the Japan Sea floor based on K-Ar and $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ages.

<受付: 1991年5月14日>