

講演要旨(第144回)*

特集 日本海—発達と成因を探る—

海峡形成史から見た日本海

大嶋和雄

日本列島における象化石の分布や、海峡を泳いで渡ることのできない現生哺乳動物の地理的分布を見る時、大陸と日本列島との間の海峡は、更新世のある時期には、陸地(陸橋)であったことを疑う人はいないであろう。この大陸と日本列島との間に広がる日本海や東シナ海の海底から、時たま、トロール網で採取される象や野牛の化石は、これらの海域は、氷期の低海水準時に陸地であったことを証明している。しかし、この陸橋が、いつ頃まで、どの位の規模で存在していたかという点については、化石の地理的分布だけでは、答えることができない。その理由は、陸橋の存在を証明した化石動物が、大陸との間の陸橋が切れると同時に滅亡したものか、あるいは、陸橋が切れた後にも、日本列島で繁殖を続けていたものかを、判断することができないからである。

陸橋が、どのようにして、いつ頃決壊していったかという問題に対して、解答を出すためには、沈水陸橋についての海洋地質学的の研究が必要である。なぜなら、陸橋決壊の現場は、海底に沈んでいるからである。したがって、海底地形、地質の調査研究が進まない限り、陸橋の決壊、すなわち、海峡と日本海形成の歴史を明らかにすることはできない。この海峡形成の問題を解くということは、海峡形成の主要な原因となった海水準変動の実態を明らかにすることでもある。また、日本列島の自然環境や生物相の形成過程を解明する鍵にもなる。

湊(1966)は、青函トンネル工事のために、海上保安庁水路部が作成した津軽海峡西口の海底地形図の地形解析を行った。そして、ウルム氷期以降の海水準変動曲線を作成し、主ウルム氷期の最低位海水準は、 -140 m に達し、その時期には、津軽海峡や朝鮮海峡が陸化していたことを主張した。

一方、わが国考古学界では、旧石器時代人は舟を持っていなかったというのが通説である。したがって、津軽海峡を越えて、本州と北海道とに同一型式の旧石器が分

昭和55年11月12日本所において開催の研究発表会

布することを説明するのに、主ウルム氷期に津軽海峡は陸化していたと考える方が都合がよく、湊説は歓迎された。その結果、中学校や高等学校の教科書においても、原日本人(新人)が大陸から日本列島に渡って来たのは、朝鮮海峡や津軽海峡が陸地であった頃で、その陸地を歩いて渡って来たと書かれている。

しかし、大嶋(1976)は、湊(1966)が津軽海峡西口の鞍部地形上に読みとった沈水河川地形は、河川地形ではなく、低海水準時の海潮流浸食作用によって形成された削剝地形であることを指摘した。津軽海峡西口の海底地形図は、青函トンネル掘削工事のために作成されたものであるため、津軽海峡において本州と北海道とを結ぶ最短距離で、かつ最も浅い海域(鞍部地形)だけが図示されている。もし、津軽海峡から海水がなくなったとしたならば、青函トンネル工事地域は、新第三系の岩石からなる山脈の稜線部に相当することは、一目瞭然である。したがって、このような稜線部の沈水地形から、谷頭上流地形は読みとれても海水準をしめす汀線付近の河口地形を読みとることは不可能である。また、この海底の削剝地形と陸上河川地形との対応関係も認めることはできない。小向(1956)が、この海峡西口地形において、陸上河川の沈水谷として、地形及び堆積物から確認しているのは、鞍部地形を外れた東側の宮城川と吉岡川の沖合水深70m以浅のものである。海峡の鞍部露岩地形は、海潮流の浸食作用によって形成された可能性があるという観点や、矢部・田山(1934)が指摘する海釜地形についても考察することがなかったために、湊(1966)は鞍部露岩上に残された削剝地形を陸上河川地形の沈水地形であると誤解することになった。大嶋(1980)は、海峡地形と底質の調査研究結果を基にして、海水準変動についての再考察を試みた。その結果、主ウルム氷期の海水準低下は $-80\pm 5\text{ m}$ にしか達していない。日本列島とアジア大陸とが陸地接続していたのは、リス氷期までであって、リス・ウルム間氷期(下末吉海進期)初期に、津軽・朝鮮及び対馬海峡は形成され、日本海と外洋とが連結した。ウルム氷期にも、これらの海峡は二度と陸化することはなかった。しかし、北海道は樺太を経て大陸と接続していた。宗谷海峡が形成されたのは、鳴門海峡とほぼ同時代の約1万年前である。したがって、ナウマ

ン象や明石原人は、大陸から日本列島へ歩いて渡ることができたが、沖縄本島の港川人や、本州の三ヶ日人、浜北人などの新人は、考古学界の常識を破って、何らかの渡航手段を用いて、海峡を横断したものと推論せざるを得ないのである。

(海洋地質部)

日本列島の第四紀地殻変動と日本海

角 靖夫

近年、日本列島第四紀変動の測地・地形・地質の資料が集約され、第四紀の間に隆起・沈降が大きい所でそれぞれ2,000-3,000mに達したこと、隆起・沈降が時間的・地域的に差異をもって進行したこと、地域差は第四系自体や下位の地質構造と符合することなどが知られる。

平野・盆地、山脈・山地の起源を地質学的に考察すると、平野・盆地はすべて第四紀の沈降の影響を強くうけている、山脈・山地にも第四紀の隆起の影響が現われているものが多い、裏日本側に広義に見て新第三紀起源の平野が多いことなどがわかる。

山地-湾の間の変動差が大きい富山湾周辺について変動の変遷を見ると、第四紀の中頃からの(或るいは中頃の)数10万年間に最も激しい変動があった。

また、活構造・地殻内圧力の分布と地殻上半部の断面を対応させると、中部地方や燃料部研究の新潟地方の例のように、変動と地殻の断裂との密接さが明らかである。

海域については、本日の海洋地質系の発表で日本周辺が100万分の1地質図として整えられる。既刊資料によると、沿岸部に、所々大きい上下変動が表われ、また鮮新世-更新世や第四紀のみの堆積物が厚く分布している。

討論素材として、未確定も多いが次のよう推論する。

1. 日本列島・日本海は第四紀を通じて、地殻変動と削剝・堆積とを顕著にうけたが、鮮新世の海陸分布の大勢を持続した。これには列島部の隆起が寄与し、列島が鮮新世より山地化した。地域には沈降が優勢であった。
2. 陸域での地殻上層の変動は、古第三紀以前の岩石・地層の地帯的構造と第四紀の地殻内圧力とに関連した地殻の断裂によって区切られた地塊ごとに差異をもって現われた。裏日本沿岸海域にもこの傾向がある。
3. 地域ごとに概観すると、(i)列島は鮮新世より裏日本側へ広がり、地殻内に花崗岩類が多いとみられる所がとくに隆起的であった。ただし、北海道北部、北海道南部-東北日本、西南日本の3地方間に地質的地帯構造に

符合した差異がある。(ii)裏日本沿岸帯は列島部に次ぐ隆起性地帯で、このうち、北海道・東北日本の沖では上下変動が不規則で大きく、西南日本では上下変動が小さかった。(iii)日本海盆は単純な構造をもって大きく沈降した。(iv)大和海盆・対馬海盆には沈降が優勢であったが、日本海盆と違う地殻条件があり、隆起した時間もあった。(v)大和堆は裏日本沿岸帯と似た地殻構成をもち隆起優勢の変動をうけた。

4. 海陸を通じての地殻上層の変動史は、巨視的に表現して、(i)更新世前半頃には全般に隆起的であったが、変動は比較的小さく、海面変化に応じた地層形成があり、また、地塊ごとの相違が現われた。沿岸部、陸域の沈降地区には数100-1,000mの地層が堆積した。(ii)更新世中頃からの数10万年の間に、(i)の地層が撓曲・断層変位をうけた大変動があり、陸域では一般に数100-1,000mの隆起、地塊間の差が大きい所には1,000-2,000mの隆起と1,000-2,000mの沈降とがあった。海域ではこの時期に海盆と堆の違いが明確になった可能性が高く、また、部分的に堆積物が厚く堆積したはずである。(iii)次の数10万年の間には、陸域では所々に断層変位・傾動が起り、一部に1,000m程度の隆起があったが、(ii)より変動が弱まり地塊による違いも少なかった。やや広域的に、隆起地域と沈降地域とが生じ、前者には海面変動と隆起の差によって高度数10-数100mの種々の段丘ができ、後者には地層の形成が続いた。海域では(ii)の変動傾向が続いたように思え、また、海面変化に伴う海底段丘が幾段も見出されると考える。(iv)現在に近い約10万年の間には、細かい地域差が認められているが、陸域では隆起優勢、海域では沈降優勢であったようである。変動がとくに大きかった所では数10-100mの隆起、また数10mの沈降が起ったが、一般には変動の絶対量が小さく、海面変動の影響が強く現われている。堆積物の肥厚部は海進期には陸側へ、海退期には海側へ移動した。

5. 変動の原因については、3で述べた地域差と、地殻の厚さ・熱量及び新生代火山の分布との関連などから、マントル上部の動きにもとづくと考え、変動の地域的差異はそれをうけた地殻上部の性質の違いによるとみる。(地質部)

過去2～3万年間の日本海の高環境

石塚明男

日本海の高環境に関する研究は、古生物の方面から、特にここ数十万年前から現在までの古気候を中心にし

て、有孔虫と珪藻から解明されつつある(市倉・氏家, 1976; 小泉, 1977; 平, 1977; 氏家・市倉, 1977; 的場, 1978). 地球化学的な方面からは、日本海の高環境を論じているものは少なく、三宅ら(1968)は、最終氷期に海水面の低下があった時、海の底近くでは嫌氣的であったと、ウラニウム含量から説明している。増沢ら(1977)は、10mのコア堆積物において、酸化層と還元層の9回のサイクルを認め、この原因は、後期更新世の間に日本海の水の条件が変わったためであると論じている。

今回、日本海の約4.5mの長さのコア堆積物二本を調べてみた所、硫酸還元が起っているコア(L4)と硫酸還元が起っていないコア(L4')が、みつかったため、間隙水の主成分と栄養塩を分析し smear slide を作って、顕微鏡下で鉱物種と生物種とその相対的な量を調べた。又、有機物の量とその δC^{13} の値と珪藻の種も鑑定した。その結果から堆積環境を推定する。

サンプリング場所は、L4で北緯37°44' 東経135°12' の大和海盆と、L4'で北緯43°00' 東経138°28' の小樽沖である。これらのコアの採集した水深と、コアの長さは、L4では2970mと4.9m、L4'では3540mと5.3mである。これら、L4とL4'の堆積物は、両方共シルト質粘土である。しかし、間隙水の化学成分においては、異なった変化を示す。L4のコアでは、深さが深くなるにつれて、 SO_4^{2-} 量の減少(26.4 mmol/l から9.5 mmol/l)、 Ca^{2+} 量の減少、 PO_4^{3-} 量の増加(6.9 μ mol/l から111 μ mol/l)と著しい変化がみられ、これと平行して smear slide による鉱物と生物種の変化では、全体的に石英、長石が少なく珪藻、有孔虫、放射虫、海綿骨針等が存在し、黄鉄鉱と無機質な方解石が、一般的傾向として深くなるにつれて増えてくる。この現象はバクテリアによる硫酸還元によって、有機物の分解が起った事を示している。海水の表面の有機物のC:N:Pの割合、すなわち、Redfieldの割合は、 $(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}(H_3PO_4)_1$ が一般的に用いられている。堆積物中の有機物のこれらの割合は、少し異なっているという報告があるが、大差がないので、このRedfieldの割合を用いて、L4の堆積物で起った現象を考えてみる。ここでは還元状態なので、間隙水中に Fe^{2+} が存在している事が十分に考えられる。硫酸還元による有機物の分解反応は、 $(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}(H_3PO_4)_1 + 53SO_4^{2-} + 53/2Fe^{2+} + 106Ca^{2+} \longrightarrow 106CaCO_3 + 16NH_3 + H_3PO_4 + 53/2FeS_2 + 212H^+$ となる。この反応が起っている間は、pHにほとんど変化がなく、7.6-7.8である(増沢、私信)。この反応を考えると、L4のコアで起った間隙水の化学成分と鉱物組成の量的変化(SO_4^{2-} と Ca^{2+} の減少と PO_4^{3-} の増加、そして堆積物では、 $CaCO_3$ (方解

石)と FeS_2 (黄鉄鉱)の増加)が全て説明できる。しかし、L4'のコアでは H_3PO_4 の量の増加や SO_4^{2-} と Ca^{2+} 量の減少がほとんどみられず、それと平行して黄鉄鉱と無機質な方解石が認められない事から、硫酸還元による有機物の分解がなかった事を示す。鉱物組成の中で、特殊な鉱物、epidoteが存在する。これは深さ1.8mの所で、粒径0.5mmであった。

この二つのコアにおいて、L4の還元的堆積物とL4'の酸化的堆積物は古堆積環境の違いを示すものと考え、有機物の量とその δC^{13} の値と珪藻の種を調べた。L4のコアで、有機物含量は全体として11-18 mg c/gで、深さ0.6-0.8mの所だけ36mg c/gと約2倍になっている。又 δC^{13} の値でも0.6-0.8mの深さでは、一番重く-21.1%となり、それ以後軽くなって深さ3mで-23.9%と一番軽くそれから又、重くなる。珪藻の種においても0.6-0.8mで暖流系の珪藻が多くなり、2m以深では、沿岸性の寒流系の珪藻が増えてくる事がわかった。 ^{14}C による年代測定では、0.6-0.8mで約6000年前に当り、これらの観察から、このコアの0.6-0.8mでは、比較的暖かく有機物が、海水表面で繁殖した事を示すものと考えられる。そうして、2m以深では、沿岸に近い所であったか又は、沿岸性の物質が流れ込んでくる条件下にあったものと考えられる。それに対して、L4'のコアは、有機物含量は傾向として、11 mg c/g から5mg c/gと減少しているが、1.6m付近で10-11 mg c/gと少し増加する。この時の δC^{13} の値も一番軽く-23.8%となっている。珪藻は、0.7m以深で、中新世の珪藻が多く又、完全個体でなく破片のものが多し。そして ^{14}C の値は、1.6m付近は15,000年前を示す。これらの事実からL4'のコアは最終氷期の極期が終って、暖かくなってきた時期に氷によって運ばれてきたため、堆積物に含まれる溶存酸素量が多いと考えられ、硫酸還元にまで進む事なく酸化的堆積物として残り得たものと考えられる。

(東大海洋研究所)

日本海海底堆積物中の粘土鉱物組成

青木三郎・生沼 郁

日本海のほぼ全域から得た81地点の表層海底堆積物試料と7本の柱状堆積物試料中の粘土鉱物組成をX線回折法で調べた。その結果、表層堆積物ではモンモリロナイトの量的な分布に顕著な傾向が見られる。南の対馬海峡側で少なく11%以下であり、日本海の中中部では12-30%、さらに北部では30%を越し、北ほどその量が増加する。

イライトは朝鮮半島東岸に特に多く(46%以上)、さらにその東の大和堆にかけて多い(40-45%)。また日本列島側では明らかに南部で多く、北部で少ない傾向が見られる。一般的に言えばイライトはモンモリロナイトの量的分布とは逆の傾向を示す。クロライトは比較的多く含まれているが、その分布は複雑である。傾向としては日本列島側に多く、大陸側では少ないようである。カオリナイトの量は一般に少なく、2-18%程度である。その量の特に多いのは能登半島沖から日本海中央部にかけての地域と、朝鮮海台の北部である。

このように特徴ある粘土鉱物の量的分布は日本海に流入する2水系と深い関係があると思われる。すなわち、日本列島及び大陸の各河川がその流域の地質や土壌などを反映して、日本海へ供給する粘土物質の違い及び東シナ海を通り対馬海峡から流入する対馬暖流が供給または運搬する粘土物質によって、その分布が支配されているようである。

次に柱状堆積物では、その顕著な変化は完新世と更新世の境あたりにみられる。一般にモンモリロナイトはこの境付近で少なく、イライトやクロライトは多い。日本海ではこの時期に多くの環境の変化が起きている。粘土鉱物の量的変化もこの環境変化に対応しており、供給地の風化、侵蝕や粘土物質の供給・運搬・堆積条件などに関係すると思われる。また、コア最上部でもモンモリロナイトが少なく、更新統のある部分でそれが多い(特に日本海盆試料では良く対比できる)。鮮新統に達するコアでは、その下部でクロライトが減少する。

(東洋大学・同)

磁気図より求めた日本海の見掛け磁化率分布

堀川義夫・大久保泰邦

空中磁気探査による全磁力測定は日本周辺大陸棚海域と北海道陸域が完了し、それと並行してデータ処理を行いIGRF残差図・鉛直二次微分図等を作成し、磁気図の解析・解釈が行われた。現在までにこれら磁気図や他機関で発行された磁気図をもとに解析より得られた磁化率の分布を陸棚海域を中心に検討を行った。ここでは日本海側大陸棚及び南部日本海の磁化率の分布について述べる。

磁気図の定量解析には二層構造や角柱模型を利用する方法等があるが、実際の地質構造を良く表現しうる模型として角柱模型を選んだ。また莫大なデータを迅速に処理するためコンピュータ利用による省力化を目的とし

て、残差図のプロファイルデータを利用した曲線照合法による定量解析を行って磁化率を求めた。この解析法において解析の対象となる磁気異常は一般に正負の磁気異常が対になって存在し、かつ異常(複数)相互の干渉の少ないものが選ばれる。このような理由から、短波長磁気異常が密集しているような地域での定量解析は難しい。良好なプロファイルデータの獲得の難易度、あるいは磁気図の分解能という点から、解析の対象は長波長のものが多く用いられ、解析結果は岩体の埋没深度が1 km以上のものが圧倒的に多い。また弱磁化率の岩体は、解析の対象となる磁気異常分布を示さないことから、解析結果は主に $1 \times 10^{-4} \text{emu/cm}^3$ 以上になる場合が多い。角柱模型の変数の一つである磁化ベクトル方向は、その伏角だけを変数として解析した例もあるがほとんどの場合地球磁場の方向と同じであると仮定した。しかし、磁化ベクトルは残留磁気の影響を受け、必ずしも地球磁場方向を向くとは限らない。すなわち、求めた磁化率は残留磁気も含めた見掛けの磁化率である。また解析して得られた角柱模型が実際の岩体と形状や深度などの違いがあれば磁化率の精度も悪くなる。このような理由から磁化率が実際の値とかなりの隔りが生じる場合があるが、全体の磁化率の傾向をつかむことはできる。このような観点から磁化率の分布を区分けし、地質との対応づけを行った。

日本海側大陸棚海域の見掛け磁化率の分布は、一般に太平洋側大陸棚海域より強い値を示している。能登半島とその周辺海域及び山陰沖の一部では $5 \times 10^{-3} \text{emu/cm}^3$ 以上の強い磁化率を示し、北陸-山陰沖海域、富山湾、及び北海道積丹半島沖-秋田沖海域では $1 \sim 5 \times 10^{-3} \text{emu/cm}^3$ 、山形沖-新潟沖海域は $1 \times 10^{-3} \text{emu/cm}^3$ 以下の弱い値を示している。 $5 \times 10^{-3} \text{emu/cm}^3$ 以上の磁化率分布を示す海域には、中性-塩基性深成岩類・変成岩類、及び塩基性火山岩類の存在が考えられる。また $1 \times 10^{-3} \text{emu/cm}^3$ 以下の弱い磁化率分布を示す海域には、火山岩類の分布が少なく、火成活動が弱い海域と考えられる。北陸-山陰沖からその北方の大和海嶺に至る海域の磁化率分布は、一般的に陸棚海域の磁化率分布より強く、特に北隠岐海嶺、大和海嶺、若狭海嶺北端部では $5 \sim 8 \times 10^{-3} \text{emu/cm}^3$ の非常に強い磁化率分布を示している。このように日本海側陸棚海域の磁化率分布に比較して日本海南部海域の磁化率分布が強い。このことは両者の間に地質分布・構造等が異なっていることを示唆していると考える。

(物理探査部・元所員現新エネルギー総合開発機構)

日本海の地球物理データについて

宮崎光旗・上嶋正人

日本海はオホーツク海・東シナ海等とならんで太平洋の西縁を飾る縁海の1つである。これら海盆で磁気縞異常が同定されているものは、アリュージョン海盆(M系列:捕獲された古大洋),南フィジー海盆(32~25Ma),ラウ海盆(10~0Ma:現在拡大中?)等である。日本海がいつ出来たか,そして現在どのような状態なのかは諸説がある。

日本海の地球物理データとしては重力・磁力の他に地震探査や自然地震データ,熱流量,古地磁気(岩石磁気)等のデータがある。深発地震の記録からベニオフ・和達ゾーンは日本海で,東北裏日本沖での深さ200kmから沿海州での深さ500kmへと西方へ深くなる。熱流量から見ると日本海は全体として2.0 HFUのコンタでかこまれるが大和堆では2.0 HFU以下の値を示す。また3.0 HFU以上の高熱流量を与える所もある。

フリーエア重力異常(FGA):日本海盆・大和海盆・対馬海盆では0 mgalに近く,海盆の縁辺部付近では-20 mgalより低い値を示す。隠岐堆・北隠岐堆から大和堆にかけては正異常で,大和堆でFGAは100 mgalを越す。北大和トラフは負となる。日本沿岸では地形的な ridge and trough に対応した FGA の正・負の異常帯が西南日本の沖からサハリン西岸まで続く。

ブーゲ重力異常(BGA):測線方向の地形補正をほどこした BGA は近似的に地殻構造を明示する。特にBGAの急変するところは地殻構造的な境界を示すと見ることが出来よう。BGAで見える日本海盆や大和海盆はそれぞれその値が260 mgal以上,200 mgal以上と海洋性の値を示している。また海盆周辺で値が急変し地殻が両海盆でまわりより薄くなっていることを暗示する。対馬海盆はそのような傾向がはっきりしない。大和堆のBGAは150 mgal以下である。両重力異常のデータは日本海盆・大和海盆地殻が海洋性であり大和堆が大陸性地殻であることや,地殻構造の境界域の所在を明らかにしている。

磁気異常:日本海で観測される磁気異常の振幅は300 nT を大きく上まわることがほとんどなく,太平洋等で見られるはっきりした磁気縞異常は見えない。他でもそうであるが磁気異常は広域的・局所的な異常と上記の縞異常に分けられる。日本海の広域的異常として IGRF 残差が-100~-30 nT 程度負のバイアスを有することが上げられる。これはオホーツク海や東北日本太平洋側で

も見出される。高弧の熱的磁氣的構造によるものであろう。局所的異常としては各堆や海嶺,能登半島,積丹半島沖等に見られる火成活動に起因すると考えられる短波長異常がある。日本海の磁気異常は全体として,西北西-東南東方向の延びを示し,同方向の縞異常が期待される。この方向は大発破による実験で見出された地震波速度方位異常に矛盾しない。現在のところ縞異常の同定は成功していないが,少なくとも日本海海盆部では期待出来そうである。

(海洋地質部・同)

日本海の海底地質構造

玉木賢策

1. 日本海海盆部の堆積層序と基盤年代の推定

日本海大和海盆には,最大1.5s(往復走時)程度の厚さをもつ堆積層がみられ,音響的には,上位の不透明層と下位の透明層にわけられる。上位の不透明層は比較的よく連続する反射面の集合よりなるが,よくみると,さらに3層に分けることができる。最上位の比較的透明に近い層,中位の比較的周波数の高い反射の層,及び下位の低周波の反射面よりなる層である。これらの各層の時代は大和海盆での深海掘削地点 DSDP site 299の結果から知ることができる。Site 299のホール(532m掘削)は堆積層の中ほど,上位の不透明層の最下部あたりまでしか達していない。小泉(1979)の珪藻化石帯の同定によれば,site 299ホール最下部の時代は3.5 Ma(前期鮮新世末期)である。したがって,上位不透明層は概ね,後期鮮新世以降の堆積層と考えてよいだろう。その中でも,最上位の比較的透明に近い層が第四系に相当するようである。下位の透明層はDSDPからの直接のデータはないが,幸いなことに,海盆縁辺部で露頭となっている。すなわち,海盆縁辺部では下位の透明層が海嶺にはい上がっているのに対して,上位の不透明層はその透明層にオンラップしている。また,海盆縁辺部では,透明層の最下部,基盤の直上に,不透明層(下位不透明層)が見られる。この下位不透明層は海盆中央部ではみられない。海盆縁辺部の透明層の露頭からのいくつかのコアサンプルは珪藻化石帯の D. Kamtchatica a zone (4.3-5.0Ma)に属し,DSDP site 299最下底より古い時代を示す。さらに下部については大和堆北縁部でおこなわれた DSDP site 302の掘削が基盤まで達しており貴重な情報を与えてくれる。DSDP site 302の結果によると,下位不透明層は後期中新世に相当し,その最上部は5 Ma,最下部は

8 Maである(小泉, 1979). 以上をまとめると, 大和海盆の層序は, 概ね, 上位不透明層(上部鮮新統-第四系), 透明層(下部鮮新統), 下位不透明層(上部中新統)に区分される. また, 下位不透明層の分布から大和海盆の基盤年代を推定してみると, 海盆中心部は前期鮮新世, 海盆縁辺部では後期中新世, 絶対年代では, 4.5 Ma-6 Ma程度と考えられる.

日本海盆は大和海盆より基盤深度も7 s以上と深く(大和海盆では5 s程度), また堆積層も厚い(最大2.5 s). 堆積層は海盆中央部では大和海盆と同じく, 上位不透明層と下位透明層にわけられる. 上位不透明層の厚さは大和海盆と同じであるが, 下位透明層の厚さは大和海盆の倍近くある. 日本海盆での DSDP site 301 (497m掘削)の結果によると, 上位不透明層は, 大和海盆と同様に, 後期鮮新世以降の堆積層である. 厚い下位透明層の時代及びその下の基盤の年代は現有のデータからでは, 確定が困難であるが, 大和海盆に比べて深い基盤深度と厚い堆積層を有する日本海盆は大和海盆より古い歴史をもっているのではないだろうか.

2. 奥尻海嶺と佐渡海嶺

利尻島西方から男鹿半島沖まで, 延長400 kmを超えて南北に連なる奥尻海嶺は男鹿半島沖で南南西へ方向を転じ佐渡海嶺となって佐渡まで300 km続き, 日本海盆, 大和海盆の東を縁どっている. これらの海嶺の東側には多くの小海盆, 奥尻海盆, 西津軽海盆, 最上トラフ等が, 日本列島からの堆積物をトラップする形で形成されている. 両海嶺は基盤のブロック運動による上昇によって形成されており, 鮮新世の堆積層を大きく変形させていることから, その形成時期は主として鮮新世に入ってからだと考えられる. このブロック運動は第四紀に入ってから活動している形跡がみられる. この総延長700 kmにおよぶ海嶺は富山トラフを超えて南西へは続かないようである. このような, 島弧後背部の, しかも, 奥尻海嶺のように現在の島弧配列とは必ずしも調和していない構造運動はどのようなテクトニクスによるものだろうか.

3. 堆

サンプリング結果及び地磁気異常のデータを合わせて検討してみると, 拓洋堆の北部, 北大和堆, 北隠岐堆の北部は花崗岩質岩石を主とする基盤岩類より構成され, 拓洋堆の南部, 大和堆, 北隠岐堆の南部, 隠岐海嶺は火山岩質岩石を主とする基盤岩類からなることがわかる. 時代はともに, 中生代が主であるが, 一部に新生代のものも分布している. 大和堆と北大和堆の間の北大和トラフは2, 3の並列した直線状の地構によって形成されて

いる. 日本海形成初期のリフトのなごり, いわば, passive continental margin におけるオラーゴジンのようなものかもしれない.

参考文献

- 小泉 格(1979) 日本海の地史—堆積物と微化石から—。「日本海」, no. 10, p. 69-90.

(海洋地質部)

日本海の拡大について

—島弧活動の一環としての縁海の拡大機構—

本座 栄一

縁海の形成機構に関して幾つかの試案が提起されているが, 一般に縁海は島弧活動と関連して形成されていると考えられている. また, 縁海形成の原動力に関する検討も2, 3だされているが, そのなかで, 島弧前面でもぐり込む海洋プレート上面における摩擦熱による熱対流が縁海拡大の原動力となるという考えがある.

島弧を形成する要因として基本的なものに前面弧における海洋プレートのもぐり込み口である海溝, 火山列(火山フロント), その中間に前面弧基盤隆起帯がある. 島弧の火山列における火山活動も島弧活動に関連して形成されているわけである.

したがって, 火山列, 縁海とも島弧活動に関連して形成されるわけであり, その形成機構としてもぐり込む海洋プレート上面の摩擦熱による熱対流が火山列, 縁海両方に関連している可能性がある. つまり, 火山列下で熱対流の湧昇流があり, 縁海側へと側方流に変わる流れである. その結果, 島弧背面の大陸等の障害物の存在で側方流と反対方向に島弧が漂移して縁海が形成される.

小笠原島弧系の例から判断すると, 縁海形成時には島弧の火山作用はほとんどなく, 火山活動がある時には縁海の拡大はみられない. つまり, 縁海の拡大と島弧の火山活動は交互に現われ, 同時には形成されない. もちろん低位の活動は存在するようである.

このような熱対流が縁海拡大の原動力であるとするとき縁海の拡大は扇形拡大である可能性が高い. しかしながら, 日本海, 千島海盆, マリアナ海盆の扇形拡大を考察すると1枚の扇形では説明できず, 回転角, つまり拡大速度の異なった2枚の扇形拡大によって説明することができる.

(海洋地質部)

金属鉱化作用からみた日本海の生成

石原舜三

日本及びコリア半島の金属鉱床生成区の考察から、日本海の拡大説を支持したものには堀越(1972)、SILLITOE(1976)があり、両者共に南方移動を推定した。またSILLITOEは、拡大が両地域のMo鉱床生成区形成以後に始ったものと考え、古第三紀拡大開始説を提案している。以上の2説は下記の事実と適合しない。

1) 花崗岩系の分布: コリア半島の白亜紀後期のW鉱床生成区の花崗岩類は磁鉄鉱系であって、西南日本内帯のチタン鉄鉱系と異なる。鉱床に関してもコリア半島はW鉱床生成区とみなすことができ、西南日本内帯にみられるMo, W鉱床生成区の帯状配列は半島部では認められない。

2) 火成活動の移動方向: コリア半島では火成活動は震旦系を横断し、南東方向に若くなるが、西南日本内帯では北方に若くなる。したがって、西南日本の単純な南方向への右横ずりではこの時代的变化が説明できない。

3) コリア半島、シホテアリンにおける白亜紀-古第三紀の堆積-火山-深成活動は単純な構造を持つ沈降盆地に発達している。その片割れ的な断片は、分離以後の構造運動を考慮しても日本列島側には認められない。

西南日本内帯の一方の接合部の可能性がある新潟県北部の花崗岩類地帯では、近年古第三紀の年代が報告されており、これらは主にチタン鉄鉱系に属する花崗岩-花崗閃緑岩であり、シホテアリン側の磁鉄鉱系の玄武岩質安山岩類とは異なっている。両地域では花崗岩形成後の浸食量に著しい相違があり、新潟県では深部が露出しているが、火山-深成活動帯の概念に立つ限り、火成岩系の種類が余りにも異なることは、同一地域における火成活動に否定的である。また鉱床の種類も相違している。

兵庫県下の舞鶴帯がシホテアリンに連続していた可能性、すなわち西南日本内帯を2分割し接合の可能性を考えるために、セソサーマル型の明延-生野錳石鉱床とシホテアリンの類似錳石鉱床を比較した。両者は共に錳石-緑泥石-石英型で類似性はあるものの、シホテアリン側でより還元的であり硫化物/酸化物比が著しく低く、かつBやAsを多く含む点で両者にはかなりの相違点がある。

以上から総合的に考察すると、日本海拡大説に基づく拡大前の西南日本内帯はアジア大陸に近接した位置にあったものの接合せず、薄くかつ断片的であった大陸地殻

を持つ島弧の性格を保有していた可能性が大きい。

大陸周縁部で大洋側に火成活動が若くなり、西南日本では大陸側に若がる事実について、演者は縁海発達の初期にリフト活動があって火成活動が生じ、リフトの大洋側への若干の移動と島弧の分離があって、リフトを中心とする対称的な時代変化が最初に生じたのではなからうかと考えている。そして火成活動の終息後に西南日本は本格的に大陸から離れたと考える。分離の方向としては単なる南進でなく、南進、東進の組合せ、あるいは南西端を起点とする扇状の回転運動を想定することが、陸上の諸火成現象にうまく適合する。

(鉱床部)

周辺地域の地質からみた日本海の形成

須藤定久

日本海周辺地域の地質を概観すると、先カンブリア系からなる地塊がコリア半島から飛驒山地にかけての地域とシホテアリンのハンカ湖周辺地域に分布している。これらを取りまいて古生代-中生代前期の地向斜堆積物が分布し、さらにその周囲に中生代-新生代の地向斜堆積物が分布している。火成活動についてみると、先カンブリア時代、中生代中期、中生代末期-古第三紀に大規模な酸性火成活動がみとめられる。前二者は、先カンブリア中にNE-SW方向のトレンドをもって進入し巨大な花崗岩バソリスを形成している。一方後者は先カンブリア界、古生界、中生界に進入あるいはそれらをおおい、噴出岩類と花崗岩類からなる複合岩体をつくり、環太平洋火成岩帯の一部を構成している。

以上のような地質から日本海の成因を示す有力な証拠は見いだせない。しかし、次にあげる事実は、暗に日本海が裂開によって形成されたことを示しているのかも知れない。

① 日本列島中央部のフォッサ・マグナ付近の先新第三系の示す構造は、伊豆-マリアナ弧・東北日本に西南日本が南下衝突して形成されたことを暗示している。

② 白亜紀末-古第三紀の酸性火成岩類はアジア大陸の東縁に幅約500 kmの帯をつくって分布しているが、日本付近では幅約800 kmと異常に広く、日本列島が南東進したことを暗示している。

③ 中国地方に広く分布し、白亜紀末-古第三紀に形成されたと考えられるロウ石鉱床と同種の鉱床はコリア半島の南縁にも分布しているが、双方の分布域が約100 kmずれており、日本が南進したことを暗示している。

日本海が裂開によって形成されたとする説は従来から多くの人々によって主張されてきているが、具体的な復元図が示されている例は少なく、示されているものでも十分な吟味がなされているとはいえない。演者はより具体的な復元を試みた。復元にあたっては、日本列島と日本海内に点在分布する大陸地殻で日本海の海洋地殻の部分を埋められること、地質構造・火成岩や鉱床の分布・地史などが合理的に説明されることを考慮した。これによって作成した復元図を付図に示した。

この図から、次のような興味深い可能性が指摘される。

① かつての西南日本は、現在の日本海南東半部に位置し、NE-SW 方向に直線的に伸びていた。

② 西南日本は、九州西方沖の東シナ海を中心に扇状

に南方へ移動し、現在の位置に定着した。

③ 裂開が開始された当時の裂け目の一部は、大和堆を縦断する大和トラフとして保存されている。

④ シホテアリンと西南日本に存在した古生代-中生代前期及び中生代-新生代の地向斜は、アジア大陸東縁部で雁行配列し、前者はトマン江から中国東北部へ延びる古生代の地向斜と、現在の日本海北部付近でトリプル・ジャンクションを形成して連結していた(三郡-上越帯の変成岩類とトマン江流域からシホテアリン中央部に点在する変成岩類との比較が期待される)。

裂開が起こり、日本海が形成された年代については、有力な証拠はないが、古第三紀頃の可能性が強い。

(鉱床部)



日本列島の古位置復元図