

## 第2章 日本海と日本列島の成り立ち

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-10-05 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: メールアドレス: 所属:
URL	<a href="http://hdl.handle.net/2297/2474">http://hdl.handle.net/2297/2474</a>

# 第 2 章

## 日本海と日本列島の成り立ち

金沢大学大学院自然科学研究科環境科学専攻  
荒井 章司  
e-mail:ultrasa@kenroku.kanazawa-u.ac.jp

### 1. はじめに：地球と人間

地球とは我々にとってどのような存在なのであろうか？

我々は言うまでもなく地球表面に生活している。我々の足もとの固体地球はいわば我々の生活の舞台装置であり、基盤であるといえる。我々の環境から見ると、固体地球はまさに「環境基盤」である。我々の生活はもちろんこの環境基盤に大きく依存している訳であるが、それについての我々の認識はいまいちである。その原因の一つは、地球の活動がしばしば我々の時間目盛りからすると極めてゆっくりであることにある。また、壮大な地球に比べて、我々は無力な存在であることにも起因している。

我々日本人は、日本列島に住んでいるが、この環境は実は地球上で均一に分布しているわけではない。日本列島は大陸から日本海という小規模な海を隔てて大洋である太平洋に弓なりに突き出した島嶼をなしている。この日本海のような海を背弧海盆（または縁海）と呼ぶ。この、一方で背弧海盆を隔てて大陸と接し、他方で深い海溝に縁取られ大洋に張り出している日本列島。この海溝-島弧-背弧海盆のセット（しばしば島弧-海溝系などと呼ばれる）は我々の生活環境を基本的に支配しているだけでなく、地球の営みの面からも大変重要な意味を持っている。背弧海盆のほとんどは太平洋西部、言い換えればユーラシア大陸東縁に沿って分布している（図 1）。

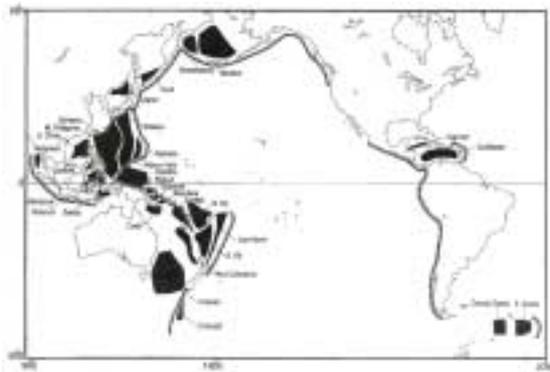


図 1. 世界の背弧海盆(黒塗り部分)の分布(Tamaki & Honza (1)による).

このように多くの人口をかかえ、背弧海盆を抱く日本列島のような環境は地球上で著しく遍在している。なぜだろうか？地球の歴史が我々に教えるものは大変に大きい。地球の営みを理解し、真の地球環境を考えてみよう。

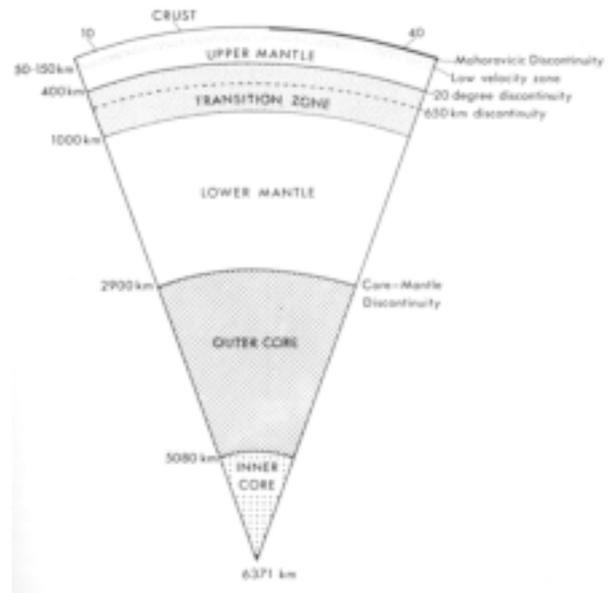


図 2. 固体地球の層状構造

crust; 地殻. mantle; マントル. outer core; 外核. inner core; 内核.  
Mohorovicic discontinuity; モホロビッチ不連続面. Ringwood (2)による.

地球が多層構造をしていることはわかっている（図 2）。内側から核（中心部を内核，外側を外核という）、マントル、地殻と呼ばれる部分から構成される。この層状構造は種々の情報を総合して求めたものであるが、もっとも重要なものは地震波の伝播に関するものである。この手順は、医者が X 線という波を使って、人体内部の構造を知る CT スキャンに似ている。地球の中心までは約 2900km あるが、最外殻の地殻の厚さが、大陸で 30~40km、海洋で 6~7km であり、地殻が重量比で全地球の 0.4% に過ぎないことを考えても、固体地球の「薄皮」であることがわかる。地殻とマントルの境界面は「モホロビ

チッチ不連続面（または単にモホ）と呼ばれる（図2）。これらの層状構造およびその構成物は、地球の歴史の中で、形成、維持、改変されて来た。我々はこれらの構成物を詳しく検討することにより、地球の歴史をひも解くことができるのである。

人類は地球の薄皮である地殻の上で誕生し、生活している。人類は地球に対して何ができるであろうか？現在の人類の能力では地殻を貫くボーリングもできない。すなわち、月に人を送り込むことができる我々でも、薄皮の下に何かあるのかさえも直接確かめることは出来ないのである。その意味では我々の固体地球に対する知識は絶望的に少ないとも言える。

## 2. 地球を構成する物質

ここで地球を構成している物質について簡単に説明しよう。

地殻、マントル、核は、それぞれ構成している物質が全く異なっているが、外核を除く部分は基本的に固体である。これらは基本的には「岩石」である。岩石にはいろいろな過程により形成される。逆に言うと、岩石から地球の歴史を読みとることができるのである。既存の岩石の侵食により生じた碎屑物や生体の遺骸などが堆積し、固まったものは「堆積岩」と呼ばれる。堆積岩は地表で形成され、しばしば化石を含む。

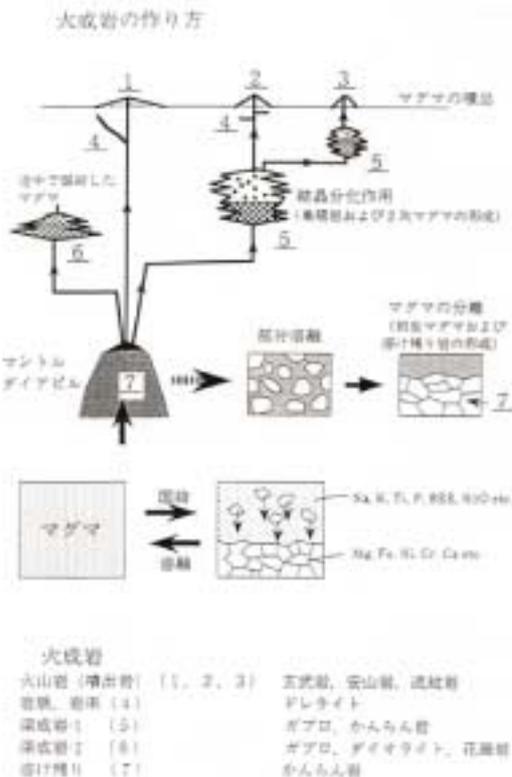


図3. マグマ活動に伴い生成される種々の岩石類=火成岩

岩石が地下で溶融するとマグマと呼ばれる液体ができる。マグマの活動でよく知られたものは火山の生成である。マグマが火山など地表で固まると火山岩（噴出岩）と呼ばれる細粒の岩石ができる（図3）。マグマが地下深部でゆっくり冷えると、早期にできた結晶が集まるなどして粗粒な岩石ができる（図3）。これらは、しばしば深成岩と呼ばれるが、結晶が集まった岩石を集積岩と呼ぶ。また、マグマができる際にはもとの岩石は一部分のみ融け（部分溶融という）、マグマが取り去られると、溶け残り岩と呼ばれる岩石が残る（図3）。これらのマグマが関与した岩石を「火成岩」と総称する。

堆積岩や火成岩はその後の変動により、生成時と異なった条件下におかれ、固体の状態のままほかの岩石に変化する。この過程を変成作用といい、形成された岩石は「変成岩」と総称される。堆積岩は主として構成粒子のサイズにより分類される。すなわち、構成粒子が2mmより大きいものを礫岩、2~1/16mmのものを砂岩、より細粒のものを泥岩と呼ぶ。また、石灰質の堆積岩を石灰岩と呼ぶ。火成岩は構成鉱物のサイズと全体の化学組成により分類される（都城・久城(3)）。変成岩はしばしば変成作用の条件（温度と圧力の範囲）により分類される（都城・久城(3)）。

地球の薄皮である地殻の部分は、花崗岩などの深成岩、安山岩、玄武岩などの火山岩、砂岩、泥岩などの堆積岩などの我々に比較的なじみの深い岩石よりなっている。変成岩は地殻でも普通に見られるが、高压低温タイプの変成岩は後述する沈み込み帯（海溝から沈み込んだ海洋プレート）に沿って特徴的に形成される。地下深部で形成される深成岩や変成岩はその後の地殻変動により上昇し、地表に露出することがある。マントルは主としてかんらん岩（宝石の一種であるペリドットが主要鉱物）と呼ばれる岩石（またはそれが変化したもの）からなっていると考えられている。マントルでさえも、地殻変動により地表に露出することがあるのである。マントルが地球の70%を占めることを考えると、我々の目に留まらないだけで、かんらん岩こそが地球でもっとも優勢な岩石である。薄皮の地殻をはぐと、地球は目にもあざやかなペリドットの球に見えるはずである。核は主として鉄（少量のニッケルなどを含む）よりなるが、外核は液体であり、内核は固体である。全体として、地球の中心に近い部分ほど、より重いものが集積していると言える。

## 3. 地球のダイナミクス

さて、岩石の球である地球では何が起きているのであろうか？活発な火山や地震活動からもわかるように、地球は静かな岩石の球ではない。岩石の球でありながら、実は内部も活発に流動し、姿を変えているのである。ただ、その動きの速さは年間数 cm

から数十 cm 程度であり、我々が実感することは難しい。

地球の年齢は約 46 億年と言われている。この年齢は地球を初めとする太陽系物質の起源物質のなごりであるとされる、炭素質コンドライトとよばれる隕石の年齢によっている。地球は宇宙の塵のようなものが約 46 億年前に集積して誕生した。その後地球は 46 億年間何をしてきたのであろう？実は我々の足下の地球は徐々に冷却している。地球のダイナミクスとは、内にこもった地球の熱を宇宙空間に放出して地球を早く冷却しようとする動きなのである。



図 4. 世界のプレートの分布 (上田・水谷 (4))

地球が獲得したエネルギーは、(1) 地球の原料物質が集積した時解放された位置エネルギー、(2) 地球の層状構造、特に核が形成された時に解放された位置エネルギー、(3) 地球内部を構成する放射性元素の壊変に伴う熱エネルギー、の 3 つが主なものであるが、主要な部分は地球誕生の初期に獲得してしまっている。その後は冷却により消費されるエネルギーが多く、地球は冷却しているのである。椀にもった熱い味噌汁には細い煙突状の上昇流と下降流が生じ、盛んに対流し冷却が進む。そして外気温と平衡になるとぱったり動きを止めてしまう。地球でも類似の上昇流と下降流が認められる。上昇流に沿っては海嶺が、下降流に沿ってわが島弧-海溝系が発達するのである。

地球のダイナミクスの理解にのっとり様々な地質現象をみごとに説明したのが「プレート・テクトニクス」と呼ばれる理論である。これは 1970 年代に確立し、たちまち「新しい地球観」となった。プレートとは地表近くの堅い部分のことを言い、「岩板」という意味である。プレートを形成している固体地球の表層部をリソスフェア (岩石圏) と呼ぶ。リソスフェアは普通には数十~200km 程度の厚さを有し、地殻+マントル最上部よりなる。リソスフェアの下は、柔らかく流動性に富む岩石 (一部溶けていると言われる) よりなるアセノスフェアが存在する。地球表面は主要な十数枚のプレートに分かれ (図 4)、

個々のプレートは同一の動きをする。このプレートの相対的な動きによりプレートの境界で様々な現象が生ずるのである。プレート境界には 3 種類ある。プレート同士が離れ合うような境界を「生産的 (または発散的) 境界」と呼ぶ。プレート同士が近付き合うような境界を「消費的 (または収束的) 境界」と呼ぶ。お互いにすれ違い合うような境界を「すれ違い境界」と呼ぶ。海嶺は大洋の中心付近の海底の高まりをなし (しばしば中央海嶺と呼ばれる)、生産的プレート境界の代表である。ここは地球内部物質の上昇流の出口にあたり、大量のマグマが生産され、新たなプレートが生産される。すなわち、海洋底は「拡大」により広がるのである。消費的プレート境界では海洋底のプレートが海溝から大陸側に沈み込み、その上に日本列島のような島弧が存在する。ここは「沈み込み帯」とも呼ばれる。沈み込む海洋プレートの上でも小規模な上昇流がたくさん発生し、火山をたくさん作ったり、背弧海盆を作ったりする。海洋プレートと大陸プレートが収束した場合、より重くて薄い海洋プレートが大陸プレートの下にスムーズに沈み込むことができる。ところが、大陸プレート同士の場合には衝突してしまい、プレートの端が変形したり、重なったりして厚くなり、山脈が形成される。この典型的な例がヒマラヤ山脈である (図 4)。すれ違いプレート境界ではマグマ活動は見られないとされる。また、地球上の地震の活動の分布はほぼこれらプレート境界と一致する (図 5)。

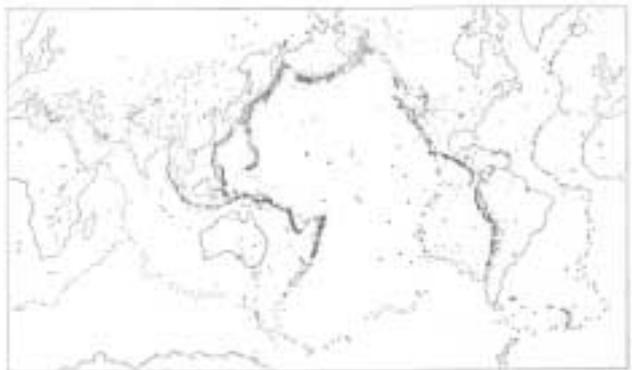


図 5. 世界の地震活動の分布 (上田・水谷 (4))

これらのプレート境界部の出来事とは独立に、プレート内部での出来事に最近注目が集まっている。地球の比較的浅い部分のできごとであるプレートの動きとは無関係に、より深部 (例えば、核とマントルの境界部=核-マントル境界) からの上昇流に起因する。この上昇流は煙突状であり、「プルーム」と呼ばれる。大規模なものは「スーパー・プルーム」である。これらの上昇流の上にはハワイやタヒチのような洋上の火山島およびデカン高原やコロンビア川台地のような大規模な溶岩台地が形成される (図 6)。

ケルグーレンやオントン・ジャワなどの海底の大規模な溶岩台地は「海台」と呼ばれ、最近ようやく詳しい研究がされつつある。これらプルーム起源のマグマ活動の大きな特徴は、大量のマグマが比較的短期間に形成されることである。このような大量のマグマが短期間に活動した場所を大火成岩岩石区 (Large Igneous Provinces; LIPs) と呼ばれる (図 6)。

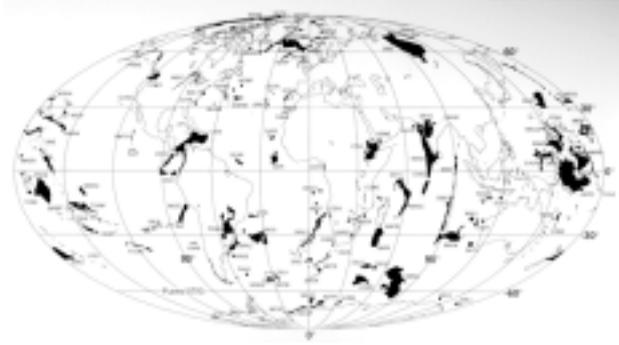


図 6. 世界の LIPs (大火成岩岩石区) の分布 (黒塗りの部分) (Coffin & Eldholm (5)による)

LIPs の形成により大気や海水などの状態が急激に変わることが予想され、環境への影響も大きかったに違いない。タヒチ付近の南太平洋はスーパー・プルームの上昇位置と予想されている。

スーパー・プルームや海嶺の下は地球内部からの物質の上昇流の出口である (図 7)。一方、これを補う下降流は海溝からの海洋プレートの沈み込みである。最近の地震波トモグラフィの観察によると、スーパー・プルームの下では「やわらかいもの」が核-マントル境界まで断続的に繋がっていることがわかっている。ハワイや海嶺の下ではそれほど深くまで追跡できず、上昇流の起源は比較的浅いと考えられる。



図 7. 地球内部の物質移動 (図中のプルームは正しくはプルーム) (巽 (6) による)。

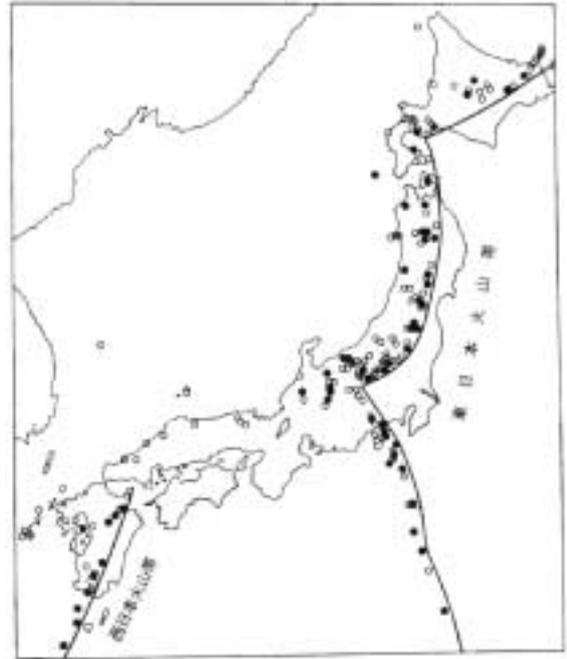


図 8. 日本列島の第四紀の火山の分布と火山前線 (高橋 (7)より)。黒丸が活火山、白丸はその他の火山。火山前線から大陸側に向かうにつれマグマの組成が規則的に変化する。

一方、ユーラシア大陸東縁などの沈み込み帯では「かたいもの」が海溝からマントル下方まで追跡できる。「やわらかいもの」と「かたいもの」は、それぞれ「高温で、一部は溶けているもの」および「低温のもの」に対応している。地表で冷えた海洋底の岩石が地球内部に沈み込み、内部を冷やし、自身は熱い地球内部で暖められてプルームとして上昇し、マグマを生成し熱を放出するという地球の冷却系が見えてくる。地球はこのようにして冷却を続けており、そのうち冷えきって、火山活動も地震も起きない静かな岩石の球になるであろう。

#### 4. 島弧-海溝系とははじめ

島弧-海溝系は大陸の下に海洋プレートが沈み込む所に発達する。ユーラシア大陸東縁部が典型例である。一方で、大陸の縁には沈み込み帯のない、非活動的なものもあることに注意してほしい。大西洋に面したアメリカ大陸などは典型例である。従って、アメリカ東岸部には火山も大地震もないため高いビルディングも建設可能となる。よく知られたように島弧-海溝系では火山も地震も多い。海洋プレートが低い角度で沈み込む場合には、沈み込みの際の抵抗が大きいため大きな地震がより多くなる。島弧-海溝系では、海溝付近における海洋底の堆積物の付加、およびマグマ活動による火成岩の生成などにより、地殻物質が盛んに生産される。

島弧では、沈み込む海洋プレート (スラブという)

までの深度は海溝から大陸側に徐々に深くなる。スラブ深度が 100~120km 程度になる地点から火山が出現する。この最初に出現する火山の列は海溝とほぼ平行に島弧を縦断し、「火山前線」と呼ばれる(図 8)。東北日本弧は大変によく研究されている島弧であり、太平洋プレートが約 45° で沈み込んでいる(図 9)。前線上には岩手山、蔵王山、恐山など多くの第四紀の火山がある。もっとも背弧側の火山は渡島大島や目黒火山などであり、前線付近と比べると数が少ない。

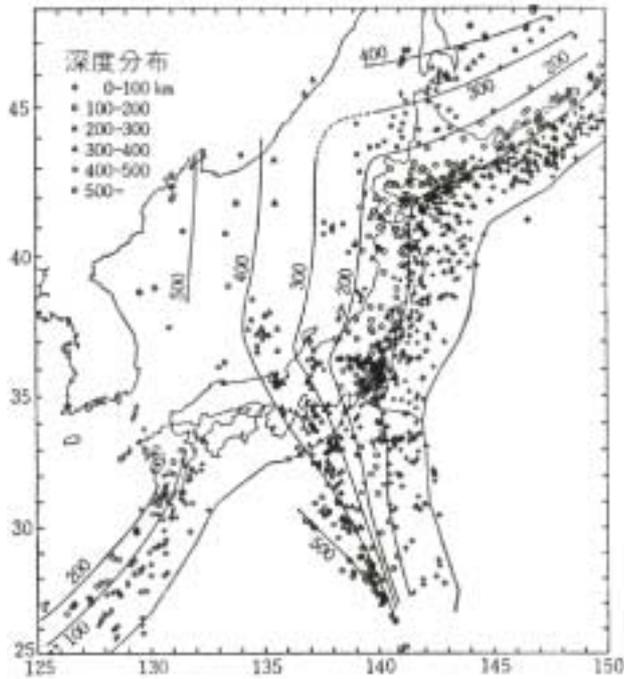


図 9. 日本列島の地震の深度分布と深発地震面 (高橋 (7)より).

すなわち、前線上には火山前線から背弧側にも火山は散在するがマグマ生産量は前線付近が最大で徐々に小さくなる。マグマの化学組成も見事に規則的に変化する。火山前線から背弧側に向かうにつれてアルカリ ( $K_2O$  や  $Na_2O$ ) の含有量は規則的に上昇し、 $SiO_2$  含有量は減少する。これはどの島弧でも成り立つ重要な特徴である。この規則的な変化はマグマの発生深度の違い(背弧ほど深くなる)によるとされている。

海洋底の岩石の年齢は最も古いもので約 2 億年と地球の年齢と比べて非常に若い(図 10)。これは海洋底が海嶺で生産される一方で海溝から沈み込んで消費されて、常に更新されているからである。一方、大陸は沈み込みによって消失することがなく、古い岩石が残っている。地球上で発見された最古の岩石は大陸の中心部にあり、約 40 億年である。大陸を構成している岩石の年代の分布を見ると、おおざっぱに言って中心から縁辺部に向かって若くなる。大陸は外側に向かって成長していることを示唆する

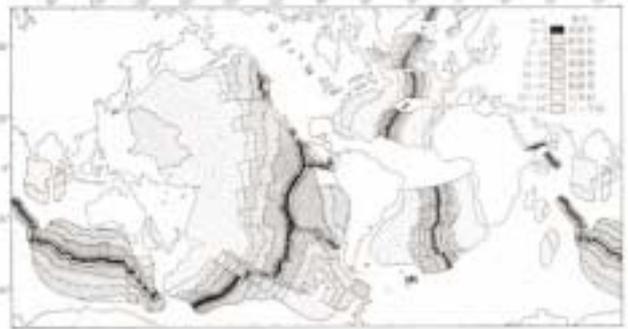


図 10. 海洋底の年代の分布 (上田・水谷 (4)).  
2 億年より古い海洋底はないことに注意。海洋底の年代は海嶺から遠ざかるにつれ古くなる。

(図 11)。要するに、島弧-海溝系というのは大陸成長の最前線にあり、大陸的な厚くて軽い地殻を生産する場であるということもできる。島弧の成因は大陸を理解する鍵でもあるのである。



図 11. 世界のクラトンの分布 (都城・安芸 (8)より).  
大陸の位置は中生代の大陸移動が始まる前に戻してある。

## 5. 背弧海盆ことはじめ

さて、日本海のような背弧海盆は、固体地球の下降流の上に島弧の大陸側(または海溝と反対側)に形成される小規模な海洋である。注意すべきは、アンデス山脈のように島弧でありながら、大陸から切り離されず、背弧海盆を持たない島弧も存在する。このような島弧を特に陸弧と呼ぶことがある。前述のように、なぜか地球上の背弧海盆の約 7 割が西太平洋に集中している(図 1)。例外は南米と南極の間

にあるスコティア海とカリブ海など極少数である。さて、背弧海盆には上述した遍在性を加えて以下のような特徴がある（文献1）。

- (1) 多くが西太平洋に分布する。太平洋の東側では沈み込み帯があるのに背弧海盆は存在しない。
- (2) 背弧海盆の寿命は通常の海洋に比べて短く、通常 2500 万年以下で活動（拡大）を停止する。

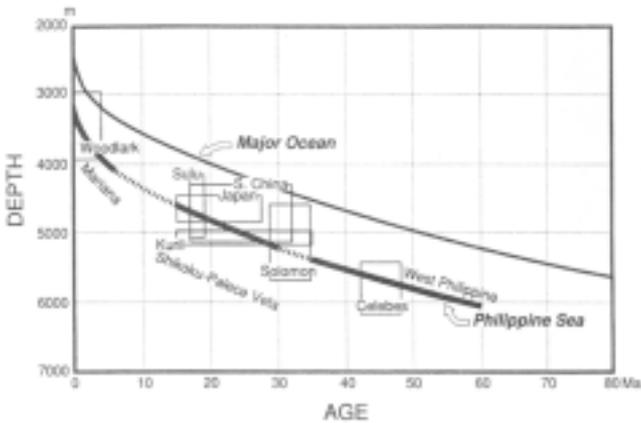


図 12. 背弧海盆の深さと年代の関係。同年齢で比べると主要な海洋より深いことに注意。文献（1）より。

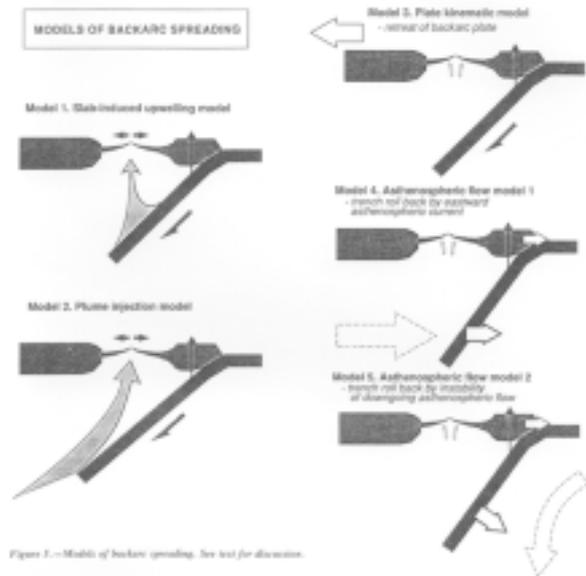


図 13. 背弧海盆の形成モデル（Tamaki & Honza (1)による）。左の2つが能動的、左の3つが受動的モデル。

- (3) 拡大により生成し、沈み込みにより消滅する。西太平洋地域は 1 億 8 千万年間にわたって沈み込みが継続しているが、8 千万年より古い背弧海盆は残存していない。
- (4) 背弧海盆、特に北西太平洋のものは同年代の大洋底（太平洋、大西洋、インド洋）に比べて

水深が大きい（図 12）。

- (5) 背弧海盆は拡大の方向がより頻繁に変化し、拡大がより受動的で、周囲のテクトニックな環境に支配されるように見える。

背弧海盆はなぜ、どのようにできたのであろうか？いくつかの形成モデルを紹介しよう（図 13；文献（1））。形成の仕方は大きく能動的（active）である場合と受動的（passive）である場合の2つに分けることができる。モデル1および2は能動的な背弧海盆形成モデルである。モデル1は、海溝から海洋プレートが沈み込む場合、その代償として沈み込み帯の上のマントル部分（マントル・ウェッジという）に生じた上昇流によるものである。モデル2は、より深部からの上昇流（マントル・プルーム）によるものである。プルームはスラブの沈み込みに誘発された可能性もある。モデル3～5は受動的な形成モデルである。モデル3は地球上のプレート運動の帳じり合わせに支配されるもので、沈み込まれる大陸プレートが後退する時に縁辺部に背弧海盆が形成されるというものである。モデル4は、アセノスフェア内に東方への流れを想定し、その流れによりスラブおよび島弧が東方に移動し、背弧海盆が形成されるものである。モデル5は、海洋のアセノスフェア内のスラブに沿う下降流によりスラブがやはり島弧とともに海側に後退するものである。これらの中で、例えばモデル4は、太平洋の東西両側にある沈み込み帯のうちで、西側にもものみに背弧海盆が伴なることを説明できる点で注目される。

地質学的な研究からは能動的な背弧海盆の形成を支持する人が多い。その例として Miyashiro (1986) の「ホット・リージョン」モデルを紹介しよう（9）。これは、上述のモデル2に属するものと言える。

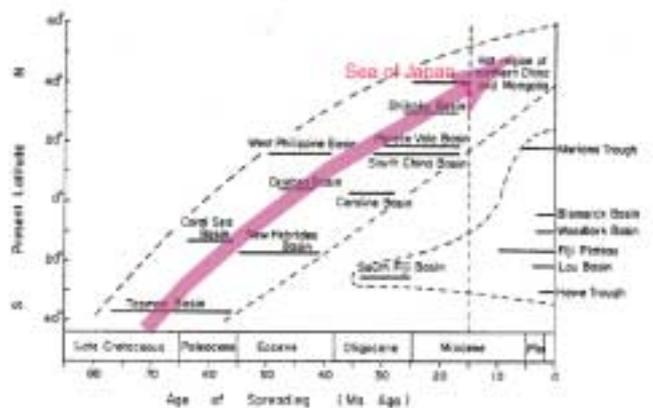


図 14. 背弧海盆形成のホット・リージョンモデル（9）。西太平洋の背弧海盆の形成年代が北のものほど若いのに注目した。

西太平洋の背弧海盆は南から北に向かって若くなること（図 14）に注目し、「ホット・リージョン」（水

平方向に規模の大きなプルーム) がオーストラリア大陸西部から北上し、次々と背弧海盆を生成していったとした(図14)。すなわち白亜紀末期(7000万年前)にオーストラリアを出発したプルームが中新世(2000万年前)には日本付近に到達した(図14)。

## 6. 日本海について

さて、背弧海盆としてのわれらが日本海は具体的にはどのようにして形成されたのであろうか。

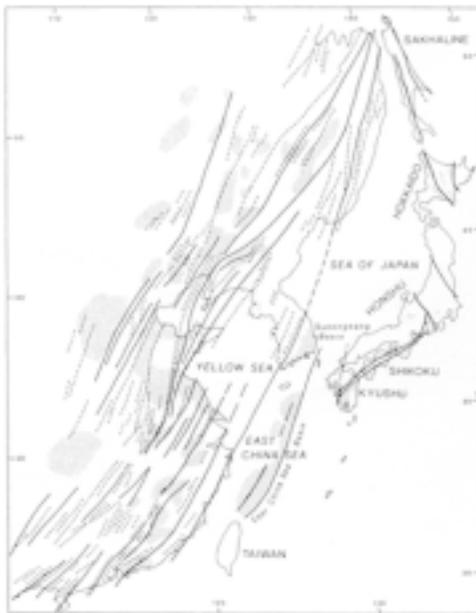


図16. アジア大陸東部の左横ずれ断層群 (Okada & Sakai (11)). 影は白亜紀の堆積盆で、断層の影響により形成された。

日本海の形成の様子は、日本列島の岩石に残された磁気の方角を解析することで知ることができる。岩石が形成される時に地球の磁場(地球自身が大きな磁石である)に影響されて磁化することがよく知られている。要するに岩石は、強弱の差こそあれ、磁石と同じ性質を持っているのである。この磁石としての岩石は、出来てすぐは地球磁場と同様の向きを持っている。この岩石が形成後移動すると、磁石としての方向が地球磁場の方向とずれてくることになる。このずれとその岩石の年代を丹念に調べることにより、日本列島の移動が明らかとなった。その結果は驚くべきものであった。日本列島および日本海は、ユーラシア大陸の端が割れ、大陸から離れることによって短期間に形成されたことが判明した(図15)。この日本海の拡大の最盛期は、今から1500万年前前後の第三紀中新世のことである。本州の中心部が太平洋側に「観音開き」状に開いたとされる(図15)。この時の傷跡が「糸魚川-静岡構造線」なのである。



図17. 日本海におけるプレートの沈み込み位置 (小林 (12) より)。

さて、東アジアを広く眺めると、たくさんの北東-南西方向の横ずれ断層があることがわかる(図16)。日本列島の西南部を縦断する有名な「中央構造線」もこの一つでは無いだろうか(図16)。これらの断層はすべて「左横ずれ」(断層を挟んで反対側の地盤が左方向に移動する)であり、断層のセンスがそろっている。これらの断層の中には変位が200kmに及ぶものがあるとされる。これらの断層の多くはジュラ紀~白亜紀に形成されたものである。すなわち、日本海が形成された頃にはすでに存在していたはずであり、日本海の形成すなわち日本列島の大陸から

の分離は、このような断層沿い開始された可能性が高い。これらの断層の向きは、日本列島や日本海の向きとほぼ平行であることもそれを裏付ける。

前述のように背弧海盆の平均寿命が 2500 万年以下だとすると、日本海はそろそろ消滅の時を迎えるはずである。日本海の本州最北端付近沿いでしばしば大きな地震が発生することが知られている。昭和 58 年 (1983 年) に起きた有名な日本海中部地震はその一つである。これは、日本海が消滅に向けて、沈み込み口を探しつつ沈み込みを開始したものと考えられている (図 17; 文献 (12))。日本海はそのうち (といっても 1000 万年以上先?) 消滅し、再び大陸とくっついてしまう日が来ることを地球の歴史は教えている。

## 7. 日本列島の成り立ちと大陸成長

### (1) 大陸の成長と地球の歴史

前述のように、海洋底は海嶺で生産される端から海溝からの沈み込みにより消費されるので、常に更新されている。そのため、2 億年より古い海洋底は存在しない (図 10)。一方、大陸の地殻は軽いため沈み込むことがなく、比較的古い岩石より成り立っている。地球の年齢は 46 億年であるが、大陸に残っている最古の岩石は約 40 億年のものである。大陸を構成している岩石の年齢を見ると、中心部ほど古く周辺部ほど新しい傾向にあることが分かる (図 11)。大陸のいわば核をなす部分は年代が古く、最近の変動を受けていないことから「安定大陸」または「クラトン」と呼ばれる。クラトンには地球の歴史の初期の営みの記録が残っているのである。この大陸の岩石の年齢の分布は、大陸の成長を示唆している。すなわち、クラトンの周囲に新たな岩石が付け加わり、大陸が大きくなってきた。

海洋プレートが島弧の下に沈み込む時、剥ぎ取られた海洋底の堆積物や火山岩は海溝の島弧側に吹き寄せられ集積する。このような地質体を「付加体」と呼ぶ。付加体の深部はやがて変成岩となり、島弧の一部となる。この付加体の形成は重要な島弧/大陸成長の過程の一つである。また、沈み込む海洋プレートに島弧や小大陸のようなものがあると沈み込めずに付加してしまう。このような現象を「衝突」と呼ぶ。付加体の形成や陸地の衝突により沈み込み帯は海側に移動 (またはジャンプ) する。沈み込み帯ではマグマの生成が活発に行われ、地殻が厚化する。島弧の大陸側に背弧海盆がある場合、背弧海盆は比較的短時間で消滅するので、島弧は再び大陸の一部となる。このようにして島弧は海側に「成長」するのである。

### (2) 日本列島の成り立ち

日本列島は大きく見るとユーラシア大陸の最外部に位置し、大陸成長の最前線にあることが容易に予想されよう。



図 18. 日本列島の構成要素 (地体構造) (勘米良ほか (13)より)

日本列島の地質構造は複雑であるが、基本的には海洋プレートの沈み込みに伴う様々な物質の付加、変成帯の上昇およびマグマ活動による火成岩の形成によって形作られている。また、日本列島の基本的な構成要素は、やはり太平洋側ほど若い (新しい)。例えば、飛騨変成帯は日本列島で最も古い岩石が分布する地体であるが、日本列島のもっとも大陸側に位置する (図 18)。また、異なった要素はほぼ列島の延びの方向に平行もしくはそれに近く配置される (図 18)。これは西南日本で特に明瞭である。



図 19. 日本列島の広域変成帯の分布 (都城 (14)による)。

前述したように現在の日本列島には多くの火山があり、地下からのマグマの供給が日本列島の大地を変化させていることはよくわかるであろう。マグマの供給は一般的には地殻を厚くしている。また我々の目には見えないけれど、地下深部ではさらに複雑なマグマの活動による地殻やマントルの変化が進行している。

西南日本の太平洋側（西南日本外帯という）は日本列島の延びの方向に平行な地質構造で特徴づけられる。しかもこれらを構成する岩石（主として堆積岩）の年代は外側（すなわち太平洋側）ほど若くなっている（図 18）。これらは付加体の典型的な例である。日本列島の最も外側では海溝沿いで堆積物や火山岩などの海洋底の表層付近の物質が吹き寄せられて大地を増やしているらしい。また、日本列島の構成要素のなかで海洋プレートに乗って移動し、付加した大陸のかけらのようなものもある。南部北上山地などはその例とされる（図 18）。

付加体の分布と平行な広域変成帯の存在も島弧を特徴づけている。低温高压タイプの変成帯と高温低压タイプの変成帯はしばしば対をなして分布している（図 19）。前者は沈み込み帯そのもの、後者はその陸側の島弧の地殻が上昇したものである。

日本列島の構成要素は、その場でのマグマの活動でできた比較的新しい火成岩（中生代以降？）を除くと、大陸側に傾いた薄いスライスとして重なりあっているとされる（磯崎・丸山（15））。我々の大地は、連綿と続いた沈み込みの結果寄せ集められた異地性の岩石類の累重よりなっているのである。

#### 参考文献

- [1] K. Tamaki & E. Honza, *Episodes*, Vol. 14, 224-230, 1991.
- [2] A. E. Ringwood, *Origin of the Earth and Moon*, Springer, 1979.
- [3] 都城秋穂・久城育夫, *岩石学II*, 共立出版, 1975.
- [4] 上田誠也・水谷 仁, *岩波講座 地球科学1 地球*, 1978.
- [5] M.F. Coffin & O. Eldholm, *Reviews of Geophysics*, Vol. 32, 1-36, 1994.
- [6] 巽 幸好, *沈み込み帯のマグマ学*, 東京大学出版, 1995.
- [7] 高橋正樹, *島弧・マグマ・テクトニクス*, 東京大学出版, 2000.
- [8] 都城秋穂・安芸敬一, *岩波講座 地球科学12 変動する地球III*, 岩波書店, 1979.
- [9] A. Miyashiro, *Tectonophysics*, Vol. 122, 195-216.
- [10] Y. Otofujii, T. Matsuda & S. Nohda, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 75, 265-277, 1985.
- [11] H. Okada & T. Sakai, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 105, 3-16, 1993.
- [12] 小林洋二, *月刊 地球*, 第5巻, 510-514, 1983.
- [13] 勘米良亀齡・橋本光男・松田時彦, *岩波講座 地球科学15 日本の地質*, 岩波書店, 1980.
- [14] 都城秋穂, *変成岩と変成帯*, 岩波書店, 1965.
- [15] 磯崎行雄・丸山茂徳, *地学雑誌*, 第100巻, 697-761.
- [16] R. H. ホイタッカー (宝月欣二訳), *生態学概説: 生物群集と*