

平成3年10月

総説

プレート運動の話

元神戸大学理学部教授

杉村 新

Plate Motion

Arata SUGIMURA

1 はじめに

地球表層のかたい部分は、いくつかの地域ごとに区切られている。区切られた1つ1つをプレートといい、それぞれには必ず名前がついている。身近かな例でいえば、太平洋プレートとかフィリピン海プレートなど。それらは個々に別々の運動をしていて、たとえば太平洋プレートは日本列島へ向って動いている。そして日本海溝のところで地球内部へ沈みこんでいる。一方、太平洋プレートは東太平洋にある中央海嶺(東太平洋海膨)で地球内部から供給される物質によって、次から次へ成長している。これらの海溝や中央海嶺は、プレート同士を区切る境界となっている(図1(a))。

以上のようなことは、大抵の人はどこかで聞いたことがあるだろうと思う。ここでは、その程度の子備知識があるものとして話をすすめる。しかし、次節以下には、大抵の人にとってあまり聞いたことのない部分が出てくるように思われる。

図1(b)は、プレート運動と大地形などとの間の一般的関係をよく表わしている。プレート運動は黒の太い矢印で示されており、また地形用語がひとめでわかり便利である。本稿では必要に応じてこの図を活用する。

なお、小文を読んで興味を持ち詳しく勉強しようという人があれば、拙著「グローバルテクトニクス」(1987, 東大出版会)あるいはさらに進んで、上田誠也著「プレート・テクトニクス」(1989, 岩波)などの本があることを予め記しておく。

本稿の図中、断りのないものは、拙著よりの引用またはオリジナルである。

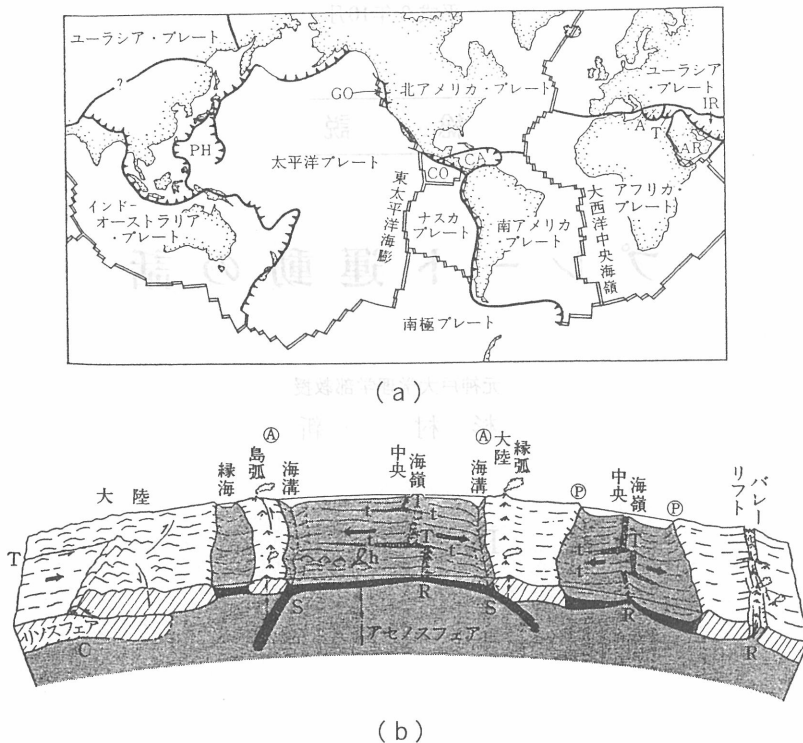


図1 プレートの分布(a)と大地形などの名称(b) (a: 都城, 1979による中村, 1982, b: 貝塚, 1990)

(a) PH: フィリピン海, GO: ゴルダ, CO: ココス, CA: カリブ, A: エーゲ海, T: トルコ, AR: アラビア, IR: イラン の各プレート, 櫛目の線: 海溝など, 二重線と細線のギザギザ: 中央海嶺など.

(b) 斜線: 大陸リソスフェア, 黒色: 海洋リソスフェア, 灰色: 海底, C: 閉じるプレート境界, 衝突型, S: 閉じるプレート境界, 沈み込み型, R: 開くプレート境界, T: ずれるプレート境界, t: 断層のうちTの延長部, h: ホットスポット, A: 活動的大陸縁辺, P: 非活動的大陸縁辺.

2 プレートテクトニクスが1967年以前の考えとちがう点

1967年はプレートの考えの誕生した年である。その後数年の間に、その考えにもとづいた新しい学問体系が築かれた。その体系のことをプレートテクトニクスという。訳せばプレート変動学であり、1つの分野名である。

物理学では、1900年にエネルギー量子が発見されてから、30年ほどの間に量子力学の体系が築かれた。数年と30年との差はあるが、それに似たような状況である。

プレートの考えは、1967年に突如として現われたものではない。その土台には、1960年前後に提唱された海底拡大説がある。これは、最初にも述べたように、中央海嶺のところで海底が次から次へ成長しているという新しい考えを説明する。この新しい考えも突然出てきたものではなく、それまでに大陸移動説と大陸移動の証明という研究経過の上から出てきたものである。したがって、大陸移動説→海底拡大説→プレートテクトニクスという歴史をたどることができる。この3つの考えが共通に用いているメカニズムは、マントル対流である。

マントル対流は、地球の内部が高温で表面が低温なため、下から温めた水が対流するのと同じ

ように、地球内部で大規模な熱対流が起こるというメカニズムを言う。上記の3つの考えはどれもマントル対流をそのからくりとしているが、実は基本的にかなりちがひがある。そのことは、次に掲げる表1とその中の図2・3・4とをよく御覧頂ければ、おわかりのことと思う。

表1の「概要」欄に書かれていることの内容を詳しくお話しすれば、それはそれでおもしろいストーリーがある。けれどもここではすべて割愛して、先へ進むことにする。

図2では、少し深いところにマントル対流があり、それにひきずられて地球表層部が動いている。なぜ動いているのか、という原因を深いところへ押しつけただけである。これでは、原因がわかったことにはならない。

図3では、海底がマントル対流そのものの一部として動いている。図2に比べると画期的な考えである。だから、海嶺(図1の中央海嶺と同義)の下に熱いところがあって、そこから沸き

表1 研究史概略

年代	概要	マントル対流の図式	図式の意味
1912	大陸移動説検証の時代	<p>図 2</p>	よく知らないものに原因をおしつけた
1960	海底拡大説検証の時代	<p>図 3</p>	単純な熱対流で説明した
1967	プレートテクトニクス	<p>図 4</p>	観測結果と物理法則とが一致した

図2 (Holmes & Holmes, 1978), 図4 (深尾, 1985)

上がってくることが確かなら、これで動きの原因を説明することができる。しかし、海底拡大説の検証の仕事の中から、熱いところが沸き上がってくるのではないことがはっきりしてきた。

それではプレートテクトニクスでは、どういう熱対流を考えるのか。それは次節で述べることにするが、まず図4を見て頂きたい。図4で、リソスフェア(地域的にプレートに区分される)とアセノスフェアとで、動きを示す矢印が逆向きなのに注目してほしい。図3にはリソスフェア・アセノスフェアの表示はないが、深い方の破線がその境とみてよい。これを境に、矢印はその上と下とで同じ向きをしている。この点が図3と図4とで相違するのである。

図1(b)にもあるが、図4でリソスフェア・アセノスフェアという言葉が出てきた。耳慣れないかたもいると思うので、図5で説明しておく。図5は、深さ2900km以浅を層状に区分するとき、2通りのわけかたのあることを示したものである。左の化学的区分というのは、物質的区分という方がわかり易いかもしれない。地殻は花崗岩とか玄武岩のような岩石でできていて、元素組成でいえばSiやアルカリのような比較的軽い元素の量が多い。U・Thのような非常に重い放射性元素が微量に含まれているという特徴もある。結晶構造でいえば珪酸基の縮合度の高いものが多く、そのため酸素原子の占める割合が高い。マントルは、その上部で言えばペリドタイト(かんらん岩)のような岩石でできており、元素はSiもあるけれどもその割合は地殻のそれより少なく、MgやFeのような比較的重い元素の割合が多い。放射性元素は逆に極めて少なくなる。総体として、地殻とマントル上部とでは、密度の差が著しく、両者の境界をへだたてて密度が0.5近くもちがう。もちろん地殻の方が軽い。

図5の力学的区分では、かたいリソスフェア(剛殻)とやわらかいアセノスフェア(軟弱圏)との区分が、ここでは重要である。両者は、物質的にはほとんどちがいはなく、かたさがちがうだけである。リソスフェアは、図1と図4とのどちらにも明示されているように、大陸リソスフェアと海洋リソスフェアとの2種類に分類される。この分類は、次節「プレート運動の原動力」にとって、基礎的なことになる。

3 プレート運動の原動力

プレートを動かす力のもとの主なものは2つあると考えられる。1つは、プレートが海溝のところで沈む力である。プレートの、沈みこんだ部分をスラブと呼ぶ。重いスラブが軽いアセノスフェア(ここで重い軽いは、密度の大小を指す。総重量ではない)の中にあるので、そこに沈む力

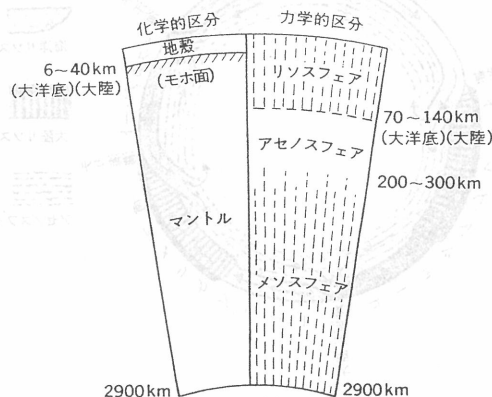


図5 深さ2900kmまでの地球内部の層区分
大洋底では深さ平均70kmまでがリソスフェア。

(負の浮力)が下へ向って働いている。そのためスラブが後続のプレートを引張っている。テーブルクロスがテーブルのへりからずり落ちてゆくようなものである。なぜスラブがアセノスフェアより重いのかは、あとで述べる。

プレートを動かす力の、もう1つのもとは、マントル物質の沸き上がりである。ただし、上に述べた沈む力に比べれば、1/10ぐらいの小さな力しかない。マントルの或る部分(深さは問わない)が同じ深さの他の部分に比べて高温なため、そこだけ深所から地表へ上昇してくる。地理的に線状をなすことはない。つまり海底拡大説で考えられた対流の上昇部とはちがう。それは、点を中心とする沸き上がりであって、ホットスポットと呼ばれる。ホットスポットは地球上のあちこちに散在するが、そのすべてのホットスポットがプレートを動かす力を発揮しているわけではない。ハワイの火山はホットスポット起源であるが、その火山のもとになった沸き上がりは、プレート運動には全く寄与していないらしい、そのさまは、図1(b)にhとして画かれている。ホットスポットでの沸き上がりの力の大きさは、前述の沈む力と比べると1桁小さいけれども、そもそも最初にプレートが動いたときには、力の源としては、こちらの方しかなかったにちがいない。

3.1 海洋リソスフェアはアセノスフェアより重い

2の最後に述べたように、リソスフェアは大陸リソスフェアと海洋リソスフェアとに分類される。その大きなちがいは地殻の厚さである。大陸リソスフェアでは平均30km前後、ところによっては70kmとか80kmとかに達する地域もあり、大変厚い。これに反して海洋リソスフェアの地殻は、わずか5~6kmである。

2に記したように、地殻はマントル上部に比べて密度が著しく小さい。だから地殻の厚い大陸リソスフェアは、全体として平均密度は小さくなる。そのため、大陸リソスフェアはその下のアセノスフェアより軽い。何度も言うようであるが、ここで「軽い」というのは総重量を比べているのではなく、密度を比べている。

次に海洋リソスフェアを考えてみる。地殻が薄いから、その軽い部分が海洋リソスフェア全体の平均密度を少ししか下げていない。それで地殻のことは、大陸リソスフェアの場合のように考慮に入れる必要は、ほとんどない。海洋リソスフェアとその下のアセノスフェアの密度を比べるときには、物質がほぼ同じであるから、温度と圧力のちがいでどうなるかを考えればよい。圧力の影響は、下のものほど重くするが、温度の影響は、上のものほど重くする。その計算をするよりも、実際に地震波の速度が海洋リソスフェアの下のアセノスフェアで小さくなる(低速層という名がついている)ことなどから、そこでは海洋リソスフェアよりも密度がわずかに減少していることが推定されている。表2で、深さ70kmで密度が上よりも0.1小さくなっていることがわかる。これは、上に述べた温度の影響の方が圧力の影響よりも強いことを意味する。しかし、温度の影響が強いのは、マントル一般に言えることではなく、この深さのところだけに言えることであって、それは部分溶融という現象があるからだと考えられる。

図6は、部分溶融の1例である。結晶の粒の間、特に4つ(図は2次元なので3つまでしかないが)の粒の接する点のまわりが融けている。海洋リソスフェアの下にあるアセノスフェアは、こういう状態にあると考えられる。これが冷えれば、液相が固相になるので、その場合はこの岩石は重くなる。実際に図7にイラストされているように、海洋リソスフェアは、中央海嶺(以下単に海嶺と呼ぶ)のところで裂けて、裂け目の下からマントル物質が上昇してきて冷える。このときアセノスフェア内では部分溶融部を含んでいた岩石Aが、そういう部分を含まない岩石Lに変身する。

一般に液相が固相になる時は密度を増すので、部分とはいえ、A→Lの変身により重くなるの

である。

海洋リソスフェアの下のアセノスフェアは至るところ部分溶融していると考えられている。また、大陸リソスフェアでも、島弧(図1(b)参照)などの下では、部分溶融したアセノスフェアが存在するようである。しかし、古い大陸の下では、部分溶融部があったとしても、きわめて貧弱だと推定されている。古い大陸の下のアセノスフェアは部分溶融していないと考えた方がよい。

以上のことから、海洋リソスフェアは、それよりも軽いアセノスフェアの上に載っており、ひとたび海洋リソスフェアのヘリがアセノスフェアの中にもぐり込んでスラブをつくると、そのスラブには沈む力がかかるのである。

表2 大洋底におけるマントル上部の地震波(P波とS波)の速度と密度の深さ分布(Mizutani & Abe, 1972)

深さ (km)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)
11.2	8.00	4.72	3.35
40.0	7.90	4.72	3.50
60.0	7.90	4.72	3.50
70.0	7.70	4.25	3.40
130.0	7.70	4.25	3.40
160.0	7.70	4.25	3.40
210.0	7.74	4.25	3.40
220.0	8.35	4.60	3.50
250.0	8.44	4.57	3.53

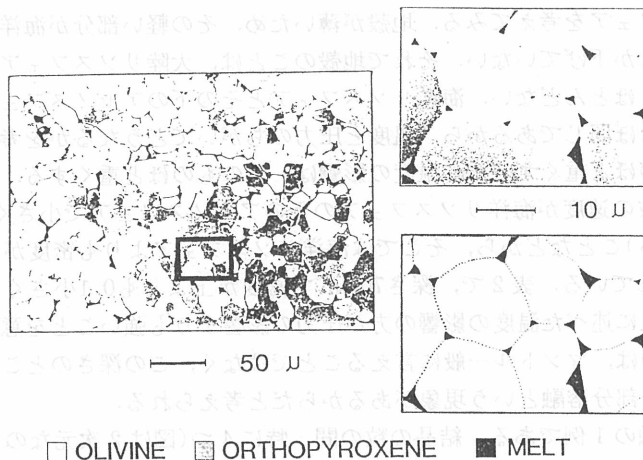


図6 オリビンと斜方輝石とからなる岩石の部分溶融 (Fujii・Osamura & Takahashi, 1986)

左の写真の黒枠内の拡大が右上。そのスケッチが右下。原図からのコピーの過程で3図とも鉱物種の区別がわからなくなっている。しかし、メルトだった部分は粒間の多くの三角形のガラス(黒く写っている)として認められる。

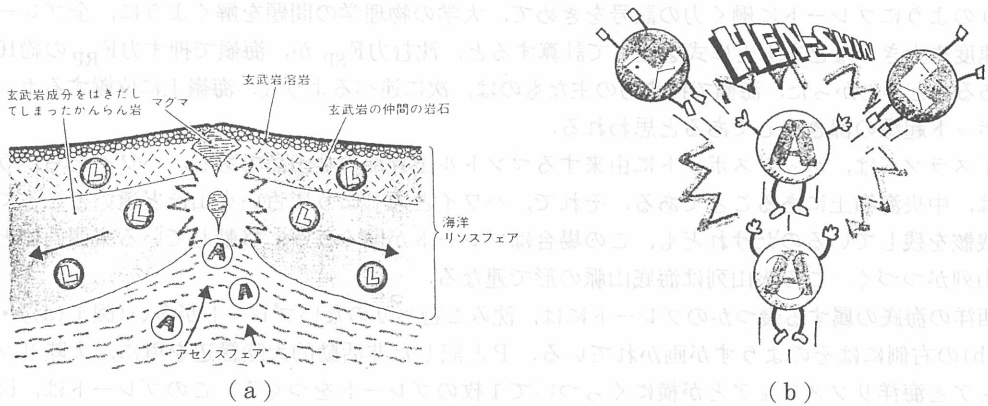


図7 アセノスフェア物質の変身 (深尾, 1985)

- (a) Aは部分熔融しているアセノスフェア物質, 強制的に上昇させられ, 圧力低下で熔融部が増し, 一部はマグマとなる. 冷えて海洋リソスフェア物質Lに固まる. この図ではLは上中下の3種に分類されている.
- (b) 上の過程を抽象化したもの.

3.2 ハワイとアイスランドのホットスポット

図8は, ハワイの火山列のできかたを示している. ハワイの火山列は, 南東のものほど若い火山でできており, 北西へゆくほど古い. 年数は図に示されている. 図中の「マグマの源」は抽象的な絵であって, こんな形をしているのではない. マグマ溜りではない. マグマ溜りは地表から深さ2~3kmの, きわめて浅いところにある. そこまでマグマは下から上昇してくるが, どこから上昇してくるかを表現したのが, 図8の「マグマの源」である. もっと深いかもしれないし, 形は木の根のようなものかもしれない. その「マグマの源」の位置がアセノスフェア内あるいはその下であって余り動かないとすると, リソスフェア(この場合は太平洋プレート)が北西へ動くにつれて, 古い火道は順次北西へ移動し, したがって火山も北西ほど古い年代に噴火した, というわけである. この「マグマの源」は前述のホットスポットの真上にできていると考えられる. ハワイの火山列を説明するのに考えられたホットスポットは, プレート運動の速さを知る座標点として使われることとなった. 大洋底の極めて多くの地点について生成年代と海嶺からの距離がわかっているので, プレート同士の相対速度はすでに求められている. これと, ホットスポット不動仮説とを組みあわせれば, 地球上の全プレートの運動速度を知ることができる. その結果スラブの沈みこむヘリの長いプレートほど速いことが判明した.

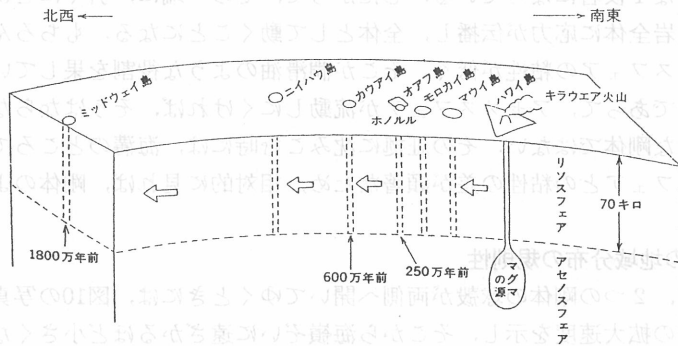


図8 ハワイ諸島のできかた

図9のようにプレートに働く力の記号をきめて、大学の物理学の問題を解くように、全プレートの速度や大きさなどをもとに式を立てて計算すると、沈む力 F_{SP} が、海嶺で押す力 F_{RP} の約10倍であることがわかった。海嶺で押す力の主なものは、次に述べるような、海嶺上に位置するホットスポット起源の沸き出しであると思われる。

アイスランドは、ホットスポットに由来するマントル上昇部の火山島である。ハワイとちがうことは、中央海嶺上にあることである。それで、ハワイと同じように古い火山ほど遠いところにその残骸を残しているのだけれども、この場合はプレートが開くように移動している東西両側とも火山列がつづく。この火山列は海底山脈の形で連なる。

大西洋の海底の属する幾つかのプレートには、沈みこむヘリのないプレートが多い(図1(a))。図1(b)の右側にはそのようすが画かれている。Pと記した非活動的大陸縁辺を境に、大陸リソスフェアと海洋リソスフェアとが横にくっついて1枚のプレートをつくる。このプレートは、図1(b)に関する限り沈みこむ所がない。実際に大西洋の場合、沈む力の働いている所はプエルトリコ海溝など極く限られた部分しかない(図1(a))。大西洋中央海嶺の両側のプレートは、それにも関わらず、太平洋よりはかなり遅いが、動いている。これはアイスランドなど数ヶ所あるホットスポットの沸き出しが押しているからではないか、と考えられる。

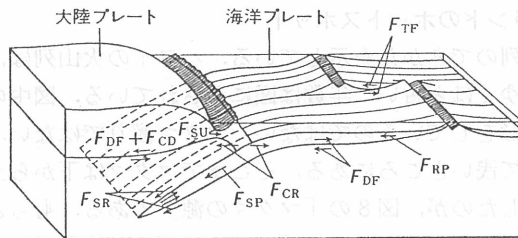


図9 プレートに働く力の記号(上田, 1991)

4 受身の中央海嶺

プレートを動かす原動力を10とすると、そのうちの9は海溝での沈む力で、のこりの1が海嶺上のホットスポットでの押しの力である、というようなことがわかった。これらの力が加わるとプレートはどういう反応をするだろうか。

プレートは文字通り板である。筆者はこれを剛板と訳すことにしている。地球の表層部をリソスフェア；剛殻と呼ぶとすれば、剛殻は何枚もの剛板に区切られているのである。そして1枚1枚の剛板は、巨大な1枚岩になっている。したがって、その一端に、引くにせよ押すにせよ、力が加われば、1枚岩全体に応力が伝播し、全体として動くことになる。もちろんリソスフェアの下に重なるアセノスフェアの粘性が低く、そこが潤滑油のような役割を果たしているから、こういう振舞いをするのであって、アセノスフェアが流動しにくければ、そうはならない。

プレートは完全な剛体ではない。その証拠に沈みこむ時には、海溝のところで曲ってしまう。しかし、アセノスフェアとの粘性の差が顕著なため、相対的に見れば、剛体のように振舞う。

4.1 拡大速度の地域分布の規則性

海嶺のところで、2つの剛体の球殻が両側へ開いてゆくときには、図10の写真の模型と同じことで、真中で最大の拡大速度を示し、そこから海嶺ぞいに遠ざかるほど小さくなり、両端でついに0になる。その関係は図11に示すように、簡単な幾何学的関係になる。拡大速度が0になる点

を、数学者の名をとってオイラー極という。オイラー極からの距離(地球上で長い距離を表わす時には地球の中心と結ぶ線の間角度をつかう。1°が約111 km)を d とすると、海嶺上の任意の地点での拡大速度は $\sin d$ に比例する。ここには具体的に数値や図上で示すのを省略するが、実際に太平洋でも大西洋でも、海嶺の両側へ開いてゆく速度の分布は、 $\sin d$ に比例しているのである。このことから初めて、大洋底も大陸と同じように1枚岩として行動していることがわかり、1960年代の終りにプレートという言葉が誕生したのであった。

もし海底拡大が流体運動であったなら、 $\sin d$ に比例するなどという規則性は出てこないはず

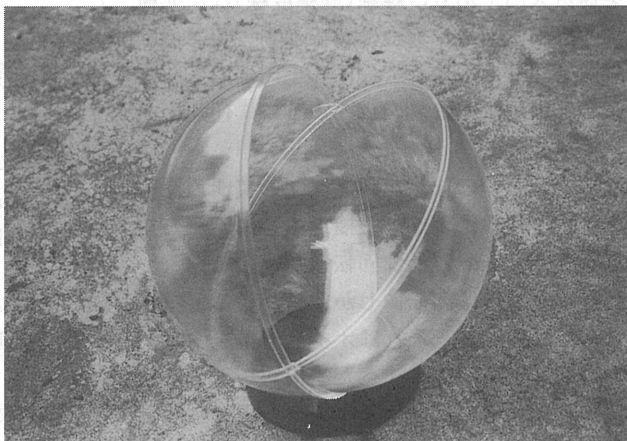


図10 中心を共通にして重ねた2つの透明球殻模型半球のへりが、どちらも2重線に見える。

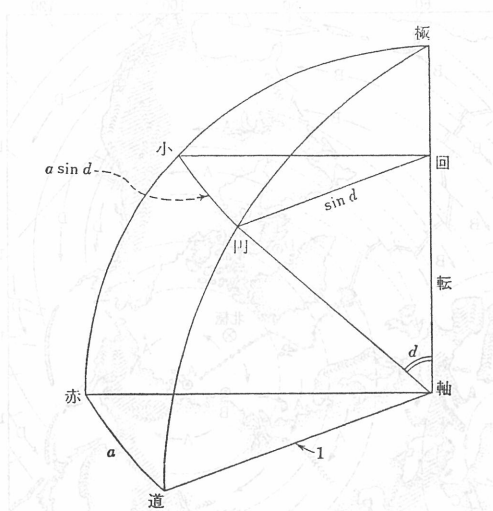


図11 プレートの回転による拡大速度分布の規則性 (杉村, 1974)

極：オイラー極、「極小赤」のプレートと「極円道」のプレートとが開く拡大速度の最大を a とする。オイラー極から距離 d のところにある「小」と「円」の2地点が互いに開く速度は $a \cdot \sin d$ となる。

である。むしろ海嶺ぞいにどこでも大体似たような速度になるか、沈む力や押す力を反映したもっと複雑な分布になるように思われる。

4.2 拡大方向に関する規則性

一般に球面と平面とが交わる時、その交線は円になる。もしその平面が球の中心を通っていればその円を「大円」と言い、通っていないければ「小円」と言う。地球儀の上で子午線(等経度線)はどれも、北極・南極を通る大円であり、緯線(等緯度線)は、北極または南極を中心とする小円である。赤道は緯線の1つであるけれども、これだけは大円である。地球上で大円・小円は、もちろんこれだけではない。大円・小円は、図12のように、任意の向きを向いていてよい。

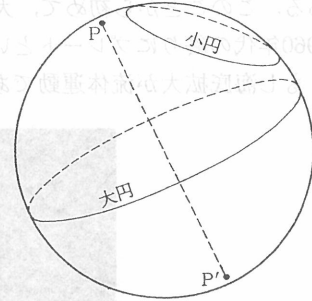


図12 大円と小円の例を1つずつ(中村, 1988)

もう一度図10を見て頂く。2つの球殻が両側へ開いてゆく様子を想像してほしい。この時、球殻はオイラー極を中心に回転していることが容易にわかる。プレート運動は回転運動なのである。

2つの球殻が相対運動をする時には回転にしかならないことを、図10の模型は教えてくれる。球殻のヘリの任意の1点に注目すると、それはオイラー極を中心として小円を画いている。

図13にプレート回転の例を示す。いま述べた小円がいくつも画かれている。小円はABCDの4つのグループに分けられ、それぞれは別々のオイラー極を中心とする小円群である。オイラー極は二重丸印で、小円群に対応してABCDと印されている。A:北米・ユーラシア間、B:アフリカ・北米間、C:インドオーストラリア・ユーラシア間、D:北米・太平洋間、というように、

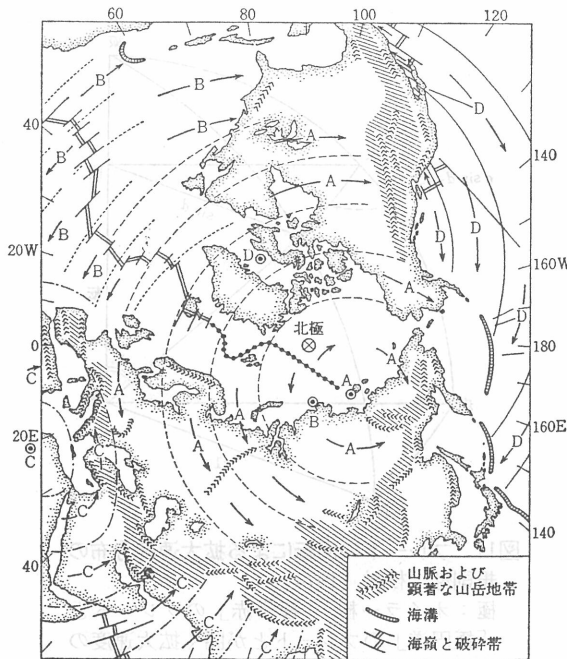


図13 北極を中心とした投影による、ユーラシア・北米両大陸周辺のプレート運動(三東, 1973) 凡例の「破碎帯」は通常「断裂帯」という。

回転は常に2つのプレート間の相対運動であり、それぞれのオイラー極の地球上における位置は一致していない。プレート回転がどのようなものであるかを掴むには、図13はよい図である。

上に述べたことを要約すれば、拡大方向はオイラー極を中心とする小円に沿った方向をとる、ということになる。

3で述べたように、海底が拡大する原動力は海溝での沈む力が主で、それによりプレート全体が1枚岩として引張られているのだから、拡大はいわば引張られて広がっていることになる。海嶺は、引張られて出来る割れ目の上に生じている。そういう割れ目は、引張る力に直角の面として出来るのが普通で、地殻の場合も例外ではない。そのため海嶺も拡大方向に直角に作られる。それはオイラー極を通る大円に沿う方向にはかならない。かくて、拡大方向はオイラー極を中心とする小円、海嶺の向きはオイラー極を通る大円に沿うこととなる。

ところが、ことはそれほど単純ではない。

4.3 中央海嶺系の地図上の形はキザギザ

海嶺は引張り割れ目のところ出来るのであるが、それが真直ぐどこまでもつづくわけではない。いくつもの割れ目が出来る時に、それらの位置がくいちがってくることが多い。そして割れ目と割れ目との間に、割れ目に直角なつなぎの面(地図上では線)が出来る。図14は2人のポパイが引張って2つの割れ目を開けようとしているが、その2つの位置がくいちがっているので、間に「トランスフォーム断層」と記したつなぎの面が出来ていることを示す(トランスフォーム断層とその延長は、「断裂帯」と呼ばれる)。

こういう海嶺・断層・海嶺・断層……のくりかえしが、実際に太平洋・大西洋・インド洋・南極海の中央海嶺沿いに延々と見られる(図1(a))。1例を図15に示す。

ここで前の4.2の話に戻る。トランスフォーム断層はオイラー極を中心とする小円沿いに走るのである。これは拡大方向に平行に出来るのだから当然こうなる。そこで上に述べたくりかえしは、大円・小円・大円・小円……のくりかえしであり、地図上では大円と小円とを交互に組みあわせたギザギザの形となる。上には海嶺・断層……と書いたが、これら全体を中央海嶺系と呼ぶことにしよう。中央海嶺系は、深海底にあってはギザギザの大変規則正しい平面形を示すのである。

開いていくプレート境界は、このような深海底を走るものとは限らない。浅海や陸上を走る部分もかなりある。これらも、ここでは中央海嶺系に含めてしまうことにする。

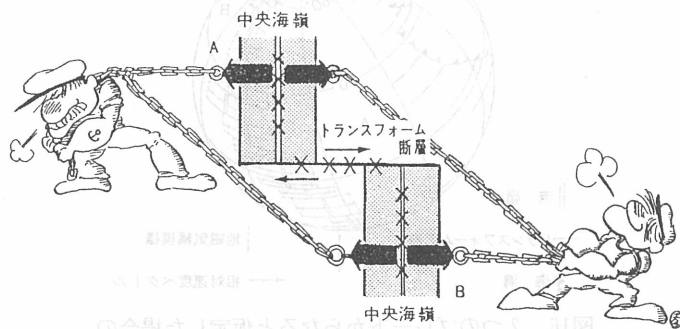


図14 中央海嶺は引張られて出来る (石井ほか, 1982)

X点は震源。実際は海嶺ぞいの地震は少なく、トランスフォーム断層ぞいの方が遙かに多い。

中央海嶺系が陸上および浅海を通る時は、必ずしも形は規則正しくない。割れ目が大陸の上を走ると、東アフリカ地溝帯のようにやや曲りくねったパターンになる。図1(b)にはその右はしにリフトバレーと記してある地形で代表させてあるが、実際にはもっと不規則な平面形を示す。またトランスフォーム断層が大陸を通る時は、サンアンドレアス断層(図15)のように、ギザギザでなくどこまでも1本の線でつく形が原則である。

図16は、AとBという2つだけのプレートでできている仮想的な地球の図である。AとBとが開いてゆく右側の中央海嶺系では、大円と小円とから成る規則正しい形をしている。他方、左側の閉じてゆく海溝では、大円や小円に対して斜めの向きのところが多く、一部小円沿いのところがあったりし、不規則である。

中央海嶺系が受身なのに対し、閉じてゆく方は、能動的つまり自らにプレート運動の原因を持っていることから、沈みこみなどの形がそのままプレート境界の形となっているのであろう。

閉じてゆく境界は、プレートの沈みこむ海溝ぞいとはかぎらない。図1(b)の左はしにCと印した衝突型の閉じるプレート境界もある。ここでは大陸同士がぶつかり合っている。沈みこみの上に来た島弧とともに、広く造山帯と呼ばれる。そこで、ここでは閉じる境界すべてを、中央海嶺系に対して造山帯系と言うことにする。造山帯系ではプレート境界の平面形は、図16の左側に表現されているように不規則である。



図15 太平洋プレートと北米プレートとの境界 (Holmes & Holmes, 1978)

太線：海嶺，細線：断裂帯(トランスフォーム断層およびその延長)

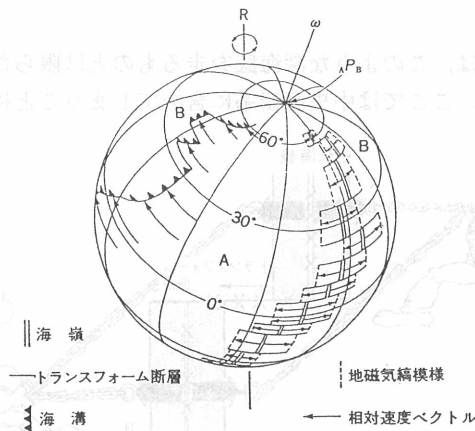


図16 2つのプレートからなると仮定した場合のプレート運動

R：地球の自転軸， $P_A P_B$ ：AプレートとBプレートの相対運動に関するオイラー極， ω ：オイラー極のまわりの角速度を示す記号。

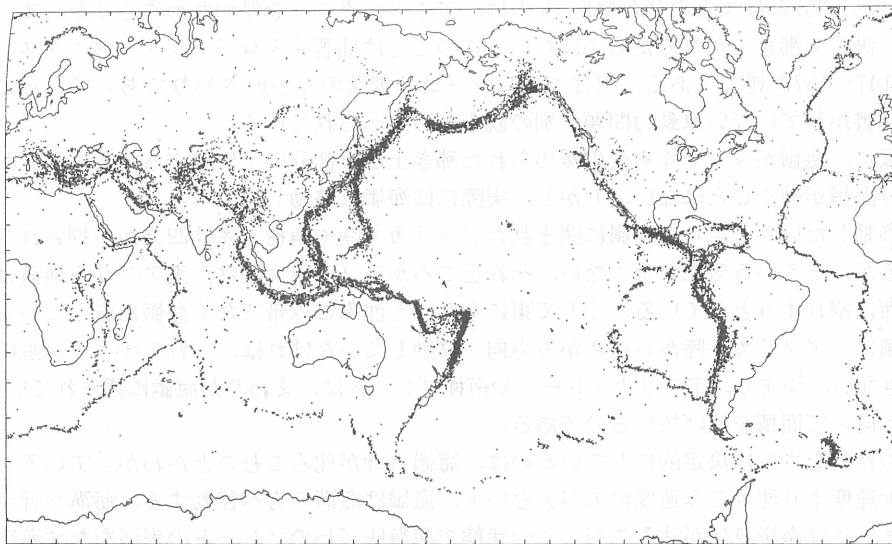


図17 浅い地震の震源分布 (吉井, 1987)

1964~83の20年間における $M \geq 4.0$ 、深さ ≤ 100 kmの震源。国際地震学データセンターの情報にもとづく約6万の震源。

プレート境界は、通常は「拡がる」「すれちがう」「縮まる(またはせばまる)」の3種類に分類される。これは純粋に幾何学的に2つのプレート間の相対運動の向きにもとづいたものである。しかし、プレート境界の区分としては、中央海嶺系と造山帯系との2つに大わけする方が具合がよい。

図17は、世界の震源分布を示す地図である。この図で点々と細長くのびている地震帯は中央海嶺系である。太平洋・大西洋・インド洋・南極海の高嶺の位置がよくわかる。インド洋の高嶺がアフリカとアラビアの間の細長い海へつづいているのもわかる。細長い海は東側の東西に近いのがアデン湾で、西側の北西-南東方向のが紅海である。アデン湾と紅海との境から南へ東アフリカ地溝帯が始まる。これも中央海嶺系に属し、地震帯は点々と細長くのびる。

図17でやや太い著しい地震帯は、日本など環太平洋地帯に連なる島弧のそれである。沈みこみにもともなう造山帯は、幅がそれほど広くなく地震はその幅のなかに集中している。大陸がぶつかり合っている造山帯では、幅がかなりある。地中海東部からヒマラヤにかけてが、そのような幅の広い地震帯(あるいは何本もの地震帯の複合)と見ることができる。プレート境界もそれだけ「幅」があると考えることができる。

4.4 海嶺は移動する

海嶺が受身であることは、3で述べた原動力のことからももちろん言えることである。しかしこれは論理が逆なのであって、原動力の推定はかなり強力な根拠として海嶺が受身であることが挙げられたのであった。

では海嶺が受身であることの証拠は、というと、それはまず4.1から4.3までの間に述べたように、両側から引張られて出来る形をしている、ということが挙げられる。もう1つ4.4に、海嶺自身が同じところにじっとしていないで移動する事実を、証拠として挙げよう。

その話に入る前に、海嶺のような海底の盛り上がりは、地球内部から物が沸き上がっているためだから、海嶺は少しも受身でない、という反論について述べておこう。海嶺が深海底のなかでの

高まり(浅い部分が延々と伸びた地形)なのは、アイソスタシーを保つためにそうになっているのであって、決して沸き上がりのためではない。このことは拙著「グローバルテクトニクス」の第VI章のp. 147~157に述べてある。実はこの11ページは拙著のなかのさわりであって、そこには本稿の3に書かれていない原動力問題が別の観点から述べられている。

もし仮に、海嶺がマントル対流の暖められた沸き上がり部分の上に来るなら、熱源が移動しない限り海嶺が動くことはない。しかし、実際には海嶺は移動している。

もし移動しないとしたら、海嶺に囲まれたアフリカ大陸や南極大陸は四方から押されていることになるが、そういう気配は全くない。それどころかアフリカ大陸は、東アフリカ地溝帯のところで東西に割れようとしている。そして東にも西にも沈みこみ帯でなく海嶺が走っている。それらの海嶺は、アフリカ大陸から遠ざかる方向へ移動していなければ、これらすべてを説明することはできない。つまり、アフリカプレートや南極プレートは、まわりが海嶺に囲まれているので、まわりへ向って面積を拡げているのである。

海嶺の移動をさらに決定的にしているのは、海嶺自身が沈みこむことがわかっていることである。拡大速度より沈みこみ速度の方が大きいと、海嶺は海溝の方へ移動する。海溝へ近づき、そしてしまいには海嶺自体が沈みこむ。この状態で深海底がわのプレートの表面をなす海底の年代は、海溝に近いほど新しい。アリューシャン海溝東部では、実際にそういうプレートが沈みこみつつある。ということは、かつてアリューシャン海溝のところで、このプレートを生んだ海嶺が沈みこんでしまったことを意味する。このような現象は、図10のような球殻模型(図10は2つであるが)を3つ重ねて動かしてみれば、海嶺の沈みこみをやってみせることは誰にでもできるであろう。

アフリカも南極も、球殻模型で考えれば特別な場所ではなく、まわりのプレート(球殻)が遠ざかってゆくところであるにすぎない。なぜ遠ざかってゆくのか。たとえばインドオーストラリアプレートは、インドネシア沖のスダ海溝やヒマラヤ山脈の方へ向って引張られ、アフリカや南極のプレートから遠ざかっているのである。

スダ海溝でインドオーストラリアプレートが沈みこみ、インドネシアの島弧(弧状列島)をつくっている。インド亜大陸がユーラシアプレートにぶつかって、ヒマラヤの弧状山脈をつくった。弧状列島も弧状山脈も、どちらもここでいう造山帯系に属し、受身の中央海嶺系とは対照的なプレート境界である。日本は弧状列島(島弧)であるから、我々は造山帯系でどういうことが起こるのかを知りたいと思う。次にその問題をとりあげてみよう。

5 造山帯の温度構造

造山帯には、前述したように、2つの型がある。図1(b)にすでにその区別が示されているが、図18はより示唆に富む。沈みこみ型の大多数は島弧をつくり、衝突型は大陸内に弧状山脈をつくる。両者は、地域的にも時間的にも、峻別できるものではなく互に移り変わっている。図18の(b)のスラブの部分海洋リソスフェアになっていることから、衝突型は最初から大陸と大陸とが接したのではなく、沈みこみが進行した結果、大陸同士が接することになったということを、学ぶことができる。

ここでは、「造山帯の温度構造」という羊頭を掲げたが、その総論を展開する力は筆者にはなく、思いつきを2~3並べるにとどめる。下記3項のうち、はじめの2つは島弧について、第3項は衝突型の山脈について述べる。どちらに関しても、図18を一見した印象のように、型に関わりなく本質的には似たような温度構造をしているであろう、というのが筆者の予想である。

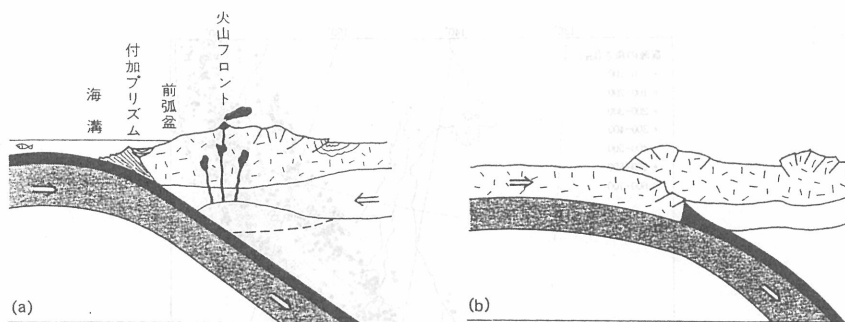


図18 造山帯の2つの型 (貝塚, 1985)

針をちりばめたような模様：大陸地殻，黒色の太い帯：海洋地殻，灰色：リソスフェアのマントル部分。

(a)沈みこみ型。多くは島弧をつくる。「付加プリズム」は、沈みこみにひきずられて厚い堆積物のプリズム(海溝と平行に伸びる柱状体)が大陸地殻に付加されたもの。

(b)衝突型。大陸内に弧状山脈をつくる。大陸地殻が重なるので山は高くなる。

5.1 日本の火山帯と熱流量分布

図19に、日本付近の震源の深さの地域分布を示す、これはほぼ、沈みこむスラブ(前記3の冒頭参照)の深さを示すと考えられる。図19に「海溝軸」という破線が2か所に引いてある。そこが海底でスラブの始まる場所である。ここからスラブは斜め下へ深さを増す。千島・日本・伊豆小笠原海溝から西へ向って傾き下がっているのは、太平洋プレート(前記3)のスラブである。等深線の点線は、100 km 毎に500 km まで画かれている。琉球海溝から北西へ傾き下がるのは、フィリピン海プレート(前記3)のスラブであり、こちらは100 km と200 km の2本の等深線で表わされている。いうまでなく、「海溝軸」は0 km の等“深”線に相当する。

図20に日本の火山の分布を示す。太平洋プレートの沈みこみに関連している火山のあつまりを東日本火山帯とよび、フィリピン海プレートのそれを西日本火山帯とよぶ。この2つの火山帯は、どちらも東のへりが明瞭でシャープな境界線を引くことができる。このように、一般に島弧の火山帯の、海溝がわのへりを火山前線(図18(a))または火山帯のフロント(図20)とも言う。これは、海溝またはトラフに平行に走る。図20を図19と比べるとわかるように、火山前線はスラブの150 km ぐらいの深さの真上を走る。

火山帯を横断する方向に噴出量をしらべると、平均として前線へ向って量が多くなり、前線を境に突然無火山地帯へ入る。海溝と反対がわの(火山帯の)へりについては、このようなことがない。火山前線は、玄武岩質マグマの化学組成についても、大陸地殻内で起こる浅い地震の震源の分布頻度についても、これらの地域的分布を特徴づける指標となっている。くわしくは、別のところ(杉村, 1991)に書いてあるので、それを参照されたい。

火山前線が或る量の地域的分布を特徴づける指標となっている著しい例は、熱流量の分布である。日本付近のそれを図21に示す。これをよく見ると、東日本火山帯の前線が、ほぼ1.5 HFUの等値線に一致し、それより太平洋がわは熱流量が低く、火山帯がわは高い。高い領域は火山帯だけでなくその西側(一般にこういう場合を島弧の背後、略して背弧がわと言う)の日本海やフィリピン海東部(四国海盆およびその南方)のような縁海(図1(b)の左の部分参照)にまで及んでいる。西日本火山帯の前線についても同様で、南西諸島沿いに1.5 HFUの等値線が走る。九州東方海域で一旦とぎれるが、中国地方で再び前線と1.5 HFU線とがほぼ一致する。

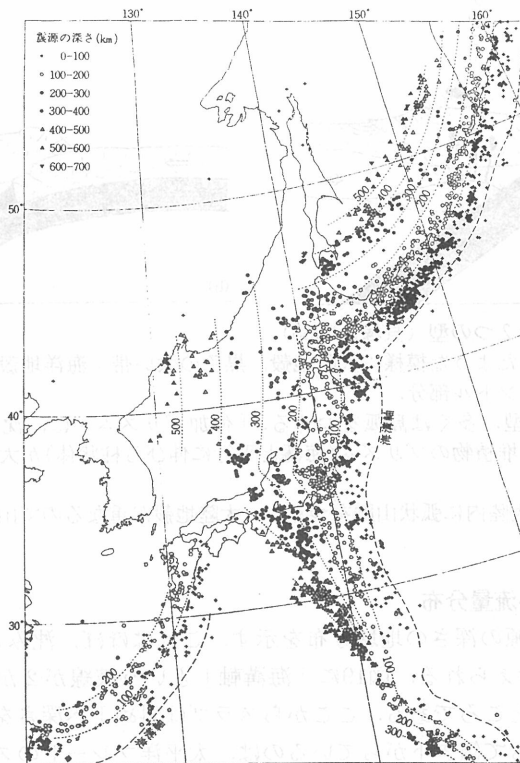


図19 日本付近の深さ別の震源の地域分布 (宇津, 1977)

いわゆる直下型地震を起こす大陸地殻内の震源は、すべて省いてある。

日本の温泉の泉温分布をしらべてみると、地下より汲み上げているのは別として、自然湧出の泉温は、図21の熱流量分布を反映しており、火山前線の海溝がわでは低く、火山帯がわ(或いは縁海がわ)では高い。

図21のような熱流量分布を、極く簡単化して図22の(a)のように表わすことができる。斜線は熱流量の値がこの範囲に入ることを示す、斜線部の高さの段ちがい、いうまでもなく火山前線の位置に当る。

図22の(b)は、これを説明するために、沈みこみにともなって地下ではどのような温度分布になるかを計算した結果である。通常は地下深いほど地温は上昇するが、島弧地域の深所では、深さを増すとかえって温度が下がるという、逆転現象が見られる(これと似たことが後述ヒマラヤ山脈でも見られる)。

次に、図22の(b)の左の方に、「部分熔融」と記してあるところを見て頂きたい。このあたりを構成している岩石は、1100℃以上になると固相線をこえて部分熔融(前記2.1の後半参照)していると考えられる。この領域は図では灰色で示されているが、アセノスフェアにはかならない。その部分熔融しているアセノスフェアが、上方の火山帯に対してマグマを供給しているにちがいない。その領域の海溝がわのへりが、ちょうど火山前線の真下に位置する、ということがこの図の意味する重要な点である。

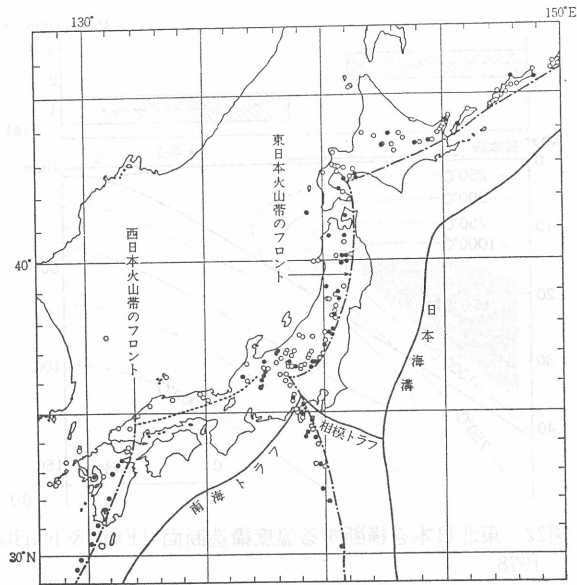


図20 日本の火山の分布とプレート境界
 プレート境界は太い実線で示され、海溝・トラフ(伊豆半島の北で陸上に延長されている)となる。鎖線・点線は火山前線、黒丸：活火山、白丸：その他の第四紀火山。



図21 日本付近の熱流量の分布 (渡部, 1972)
 単位は $\text{HFU} = 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

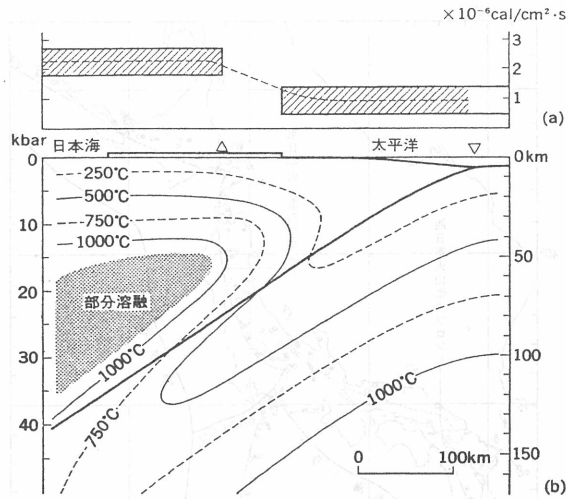


図22 東北日本を横断する温度構造断面 (Fuji & Kurita, 1978)

(a) 本文参照. (b) 計算して得られた等温面の分布. Δ: 火山前線, ▽: 海溝軸, 深さの目盛が右側についているので注意.

5.2 スマトラの火山前線と横ずれ断層

インドネシア西部のスマトラ島には、図23に示すように、島を縦断する大きな断層帯があり、スマトラ断層と呼ばれている。この断層は図にも示されているように横ずれをしており、右ずれ断層である(断層線のむこうがわが右へ動くとき、右ずれという)。

スマトラ断層は、ずっと右ずれ運動をつづけており、記録されたものだけでも、1892年以来1952年までに、10回の大地震を起し、少なくとも1892年と1952年には右ずれが測量されている。

スマトラには、活火山が29座もあり、これらはほぼこのスマトラ断層沿いに並んでいる。日本のように背弧がわに活火山が散在することはないが、日本での火山帯の概念をここにあてはめると、スマトラの活火山列はそのまま火山前線の現われと考えることができる。図22の(b)の△が、スマトラの火山列に当たると思えばよい。そして(b)の断面図上の△を通して垂直に、スマトラ断

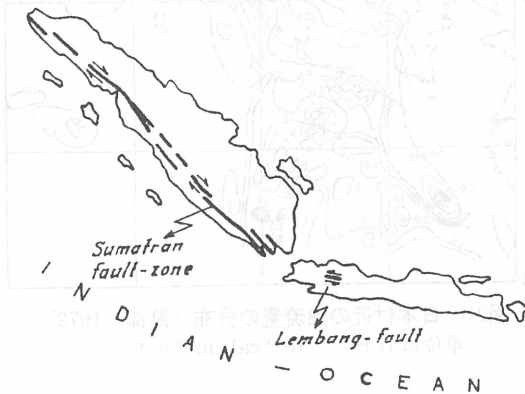


図23 スマトラ断層の位置とずれの向き (Katili, 1970)

右下ジャワ島の活断層の意味についてはよくわからない。

層の断層面を、1本の直線で示すことができる。読者自らこの図に書きこんでほしい。ただし、△から始めて直下へせいぜい深さ50 km ぐらいまでで、それ以深へ引く必要はない。断層面の下限は多分そのあたりと思われるからである。

4.4の最後に述べたように、スンダ海溝でインドオーストラリアプレートが沈みこんで、インドネシアの島弧をつくっている。スンダ海溝は、日本の場合と全く同じように、スマトラの火山前線と平行に走る。図22(b)の「太平洋」を「インド洋」と書きかえれば、この断面図はそのままスマトラ島の場合にあてはまる。

東北日本とちがうのは、沈みこみが島弧に直角(またはそれに近く)ではなく、斜めの沈みこみであることである。つまり、インドオーストラリアプレートは、北東側のインドネシアの属するプレートの下へ、北東方ではなく北方へ沈みこんでいる。したがって、スンダ海溝は、2つのプレートの接近する境界であると同時に、右ずれの境界でもある。

沈みこみのスラブとインドネシアがわの島弧との間には、右ずれの相対運動があるにちがいない。そのずれの摩擦力は、島弧の方へ伝播して火山前線の直下でも右ずれを起こしていると考えることができる。図22(b)に戻り、この図の右下部分を占めるスラブが相対的に紙面の手前へ動いているわけだから、スラブ上面とさきに記入してもらった縦線と地表面とで作る直角三角形の部分も、スラブにひきずられて紙面の手前へ動くという考えである。スマトラ断層の右ずれの原因をこのように考えることができる。

ではなぜそれが火山前線と一致するのか。それはおそらく、部分溶融しているアセノスフェアの粘性が他に比べて格段に低いから、アセノスフェアの海溝がわのへり(つまり火山前線の直下)が、すべり面になり易いということではないだろうか。

アセノスフェアが部分溶融している場合(大洋底の下がそうであると考えられる)には、リソスフェアとの境がすべり面になり易い、ということが一般的に言えるのかもしれない。とすると、プレートはそのようなすべり面の上を水平方向に運動しているという可能性がある。〔次は本稿を書きあげた時点で加筆〕筆者の考えは一種の勘のようなものであるが、渡辺・栗田(1991)の論文を見ると、この勘もまんざらではなさそうである。

5.3 ヒマラヤ山脈の衝上断層と火成岩

図24は、「ヒマラヤ山脈の形成」という1988年の論文からとったものである。この論文は、IとIIとにわかれており、Iの著者が酒井治孝・本多 了、IIの著者が本多 了・酒井治孝であり、同じ2人が書いたものである。図24の(a)はIIよりとったもの、(b)と(c)とはIよりとったものである。この3つの図で、それぞれに添えたスケール目盛に大きなちがいのあることに注意してほしい。(c)は(a)の約4倍に拡大されたものであり、(b)は(c)のさらに約4倍に拡大されている。(b)は南北方向の断面図であるが、断面線の位置は、(a)の中央に記入してある「小ヒマラヤ」の「マ」の字を南端とし、その北を東西に走るMCTという衝上断層(断層面の傾斜のゆるやかな逆断層のこと)をこえてさらに若干北にまで達する。(c)も断面図に近似したグラフであるが、図中のa……bが、ほぼ(b)の位置に該当すると思ってよいのであろう。

図24のうち、まず(c)から見てゆこう。図の説明に逆転変成作用という用語がある。変成作用は温度圧力の変化に応じて、岩石中の鉱物に変化することである。たとえば、藍晶石(kyanite)は Al_2SiO_5 であるが、温度が上がるかまたは圧力が下がると、同じ Al_2SiO_5 で結晶構造のちがう珪線石(sillimanite)に変る。この図(c)には、2,000万年前ないし1,500万年前ぐらいのころ(中新世)の状態が画かれている。太い実線はそのころの温度分布である。また抛物線を画く短か目の破線は、それを境にその左側が藍晶石(ky)、右側が珪線石(sil)が存在しうることを示す。 Al_2SiO_5

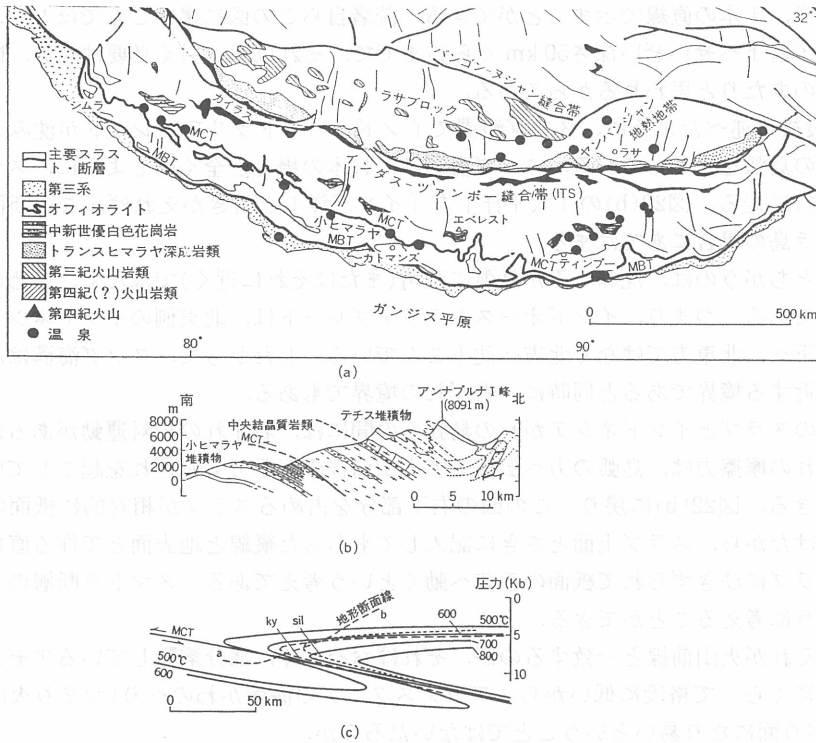


図24 ヒマラヤにおける火成岩・断層・温泉の分布(a)と衝上断層MCTを横切る一部の地質断面(b)とLeFortの考えによる温度構造断面(c) (酒井・本多, 1988 および本多・酒井, 1988)

(a)の凡例中、スラスト：衝上断層，第三系：MBTの南，オフィオライト：ITS沿い，第四紀(?)火山岩類と第四紀火山は，ここに引用した部分の外にある。(c) 逆転変成作用の成因を説明しようとして考えられたもの。本文参照。

が結晶するような組成の岩石の中に、これらが存在するわけだが、結晶構造が場所によってちがっているということである。この場合、太い実線の等温面が、おしかぶせ褶曲をした地層のような形をしていて、衝上断層MCTの付近では浅いところほど高温という、通常的地温分布と逆になっている。そのため藍晶石・珪線石の境界面も、通常とは上下逆向きになっている。逆転変成作用という名もここから生れた言葉である。1,500万~2,000万年経った現在では、すでにこの温度分布は消えてしまってもっと低温になり、且逆転現象もほとんどなくなり、図の(c)は過去の状態を示すにすぎないが、鉱物の種類は依然としてほぼ中新世のままであり、変成作用の痕跡をとどめている。その痕跡からこの図のような推定ができたということである。

図(c)で、藍晶石・珪線石境界の短か目の破線と重なるように、長目の破線がやはり抛物線を画いている。(同じ長目の破線でa……bの地形断面線は現在の地表の位置を示す。)抛物線の方の長目の破線は、水に飽和した状態での白雲母花崗岩の熔融開始線(固相線に当る)で、その右側では水が多ければ部分熔融しており、熔融部が集まれば花崗岩質マグマが生成されうることを表わす。実際に図(a)を見ると、エベレストの南をはじめとして何か所かに(図には8か所)中新世優白色花崗岩が分布している。これらはMCTの背弧がわに並んでいる。図(b)の「中央結晶質岩類」は、中新世に変成作用をうけて結晶質になった岩石に花崗岩が貫入している地帯である。

図24の(c)と図22の(b)とを比べてみると、左右ひっくりかえしであるが、温度分布がよく似て

いることがわかる。ただし、MCTの衝上断層は低角(傾斜がゆるやか)であるが、東北日本のスラブ上面の巨大逆断層は、それほど低角でないというちがいがあがる。似ているのは温度分布だけでなく、部分熔融の領域がくさび状(英語でもwedgeと言ひ、日本語でウェッジと書く人もいる)にとび出している点も似ている。このくさびは刃先が造山帯ののびる方向に長くのびていて、ヒマラヤの場合は最高峰をつらねる線の真下にあり、日本の場合は火山前線(これは多くは最高峰をつらねる線に一致する)の真下にある。このくさびが造山帯の火成活動の源になっていると考えてよいであろう。さらにそのもとを迎れば、ヒマラヤではMCTであり、これは酒井・本多両氏によれば、3,600万年前ごろから1,000万年前ごろまでの、インドオーストラリアプレートの沈みこみスラブの上面であったという。1,000万年前以後、スラブの上面は南方MBTへ移り、現在はMBTの活動(逆断層運動)が顕著である。3,600万年前以前は、スラブの上面は北方ITSにあったと考えられている。ITSでもかつて部分熔融のくさびがあったことが、図(a)のトランスヒマラヤ深成岩類の分布でよくわかる。

図(a)の温泉の分布も、これらのことを考えながら眺めると、大変興味深いであろう。

6 おわりに

プレート運動は固体地球のいろいろな現象に関わりを持つので、「プレート運動の話」を始めると、話の流れをどの方面へ向けることもできる。最後に述べた第5節はその1例にすぎない。「温泉科学」誌ということ意識してこういう狗肉を書くことにした。

筆者は温泉のことを余りよくは知らないので、この際せめて世界における温泉の分布といったような図を、一目見ておこうと思った。さる高名な地球化学者に、そういう図があったら教えてくださいと電話したところ、「寡聞にして知らない」とおっしゃった。少なくとも有名な図はないようである。誰かそういう図を編纂するかたはいないだろうか。

最後に、温泉研究者の心を大きなスケールの世界に開いてほしいと願って筆をおく。

[追記] 原稿提出後、学会の堀内公子博士より、湯原浩三・瀬野錦蔵：温泉学，地人書館(1969)所載の、世界の温泉分布という地図のコピーを頂いた。また、原稿のコピーを読まれた貝塚爽平氏から、いくつかの欠点を御指摘頂いた。あわせてお礼を申しあげたい。

文 献

- Fujii, N. & Kurita, K. : J. Phys. Earth, **26**, Suppl., 437-446 (1978)
 Fujii, N., Osamura, K. & Takahashi, E. : J. Geophys. Res., **91**, B9, 9253-9259 (1986)
 深尾良夫：地震・プレート・陸と海，岩波ジュニア新書92，岩波書店(1985)
 Holmes, A. & Holmes, D. L. : Holmes Principles of Physical Geology, Th. Nelson and Sons Ltd. (1978)
 の日本語訳：上田誠也ほか訳：一般地質学III，東大出版会(1984)
 本多 了・酒井治孝：科学，**58**，570-579 (1988)
 石井健一・後藤博弥・小泉 格・山崎貞治：躍動する地球，共立出版(1982)
 貝塚爽平：大地形，貝塚爽平ほか編：写真と図でみる地形学，東大出版会(1985)の第14章解説，208-213。
 貝塚爽平：序説変動地形研究，米倉伸之ほか編：変動地形とテクトニクス，古今書院(1990)，1-17。
 Katili, J. A. : Geol. Rundsch., **59**, 581-600 (1970)
 Mizutani, H. & Abe, K. : Phys. Earth Planet. Interiors, **5**, 345-356 (1972)
 中村一明：プレートテクトニクスと火山観，日本物理学会編：改訂増補地球の物理，丸善(1982)，239-277。

- 中村保夫：投影法，杉村新ほか編：図説地球科学，岩波書店(1988)，250-253.
- 酒井治孝・本多 了：ヒマラヤ山脈の形成 I，科学，58，494-508 (1988)
- 三東哲夫：ヒマラヤ連峰周辺の地震活動，上田誠也・杉村新編：世界の変動帯，岩波書店(1973)，206-215.
- 杉村 新：弧状列島，日本物理学会編：地球の物理，丸善(1974)，189-222.
- 杉村 新：島弧の大地形・火山・地震，笠原慶一・杉村 新編：変動する地球，地球科学選書，岩波書店(1991)，159-181.
- 宇津徳治：地震学，共立全書216，共立出版(1977)
- 上田誠也：プレート・テクトニクスと地球の歴史，上田誠也・水谷 仁編：地球，地球科学選書，岩波書店(1991)，225-308.
- 渡部暉彦：西太平洋の熱の流れ，友田好文編：海洋学講座，4，海底物理，東大出版会(1972)，149-169.
- 渡辺 了・栗田 敬：リソスフェアとアセノスフェアのカップリング，月刊地球，13，440-444 (1991)
- 吉井敏尅：杉村新への私信(1987)

参考文献

中村保夫，杉村新ほか編，図説地球科学，岩波書店，1988，250-253.

酒井治孝・本多 了，ヒマラヤ山脈の形成 I，科学，58，494-508 (1988)

三東哲夫，ヒマラヤ連峰周辺の地震活動，上田誠也・杉村新編，世界の変動帯，岩波書店，1973，206-215.

杉村 新，弧状列島，日本物理学会編，地球の物理，丸善，1974，189-222.

杉村 新，島弧の大地形・火山・地震，笠原慶一・杉村 新編，変動する地球，地球科学選書，岩波書店，1991，159-181.

宇津徳治，地震学，共立全書216，共立出版，1977.

上田誠也，プレート・テクトニクスと地球の歴史，上田誠也・水谷 仁編，地球，地球科学選書，岩波書店，1991，225-308.

渡部暉彦，西太平洋の熱の流れ，友田好文編，海洋学講座，4，海底物理，東大出版会，1972，149-169.

渡辺 了・栗田 敬，リソスフェアとアセノスフェアのカップリング，月刊地球，13，440-444 (1991)

吉井敏尅，杉村新への私信(1987)

参考文献

John, N. & Krumm, K.: J. Phys. Earth, 26, Suppl., 477-416 (1978)

John, N., Osamura, K. & Takahashi, E.: J. Geophys. Res., 91, 9283-9270 (1986)

渡部暉彦・友田好文・松本誠一・岩波書店，1972，149-169.

John, A. & Holmes, D. J.: Holmes Principles of Physical Geology, The Nelson and Sons Ltd., (1978)

杉村新編，上田誠也ほか編，地球の物理，丸善，1974，189-222.

本多 了・酒井治孝編，科学，58，494-508 (1988)

杉村新・笠原慶一・水谷 仁編，変動する地球，地球科学選書，岩波書店，1991，159-181.

杉村新，島弧の大地形・火山・地震，笠原慶一・杉村 新編，変動する地球，地球科学選書，岩波書店，1991，159-181.

杉村新，弧状列島，日本物理学会編，地球の物理，丸善，1974，189-222.

杉村新，島弧の大地形・火山・地震，笠原慶一・杉村 新編，変動する地球，地球科学選書，岩波書店，1991，159-181.

杉村新，島弧の大地形・火山・地震，笠原慶一・杉村 新編，変動する地球，地球科学選書，岩波書店，1991，159-181.