

地震学の新しい展開 3

大陸の地震とプレートテクトニクス



建設省建築研究所国際地震工学部長・理博 **三 東 哲 夫**

2.2 大陸地殻内の地震

前号で述べたように、海洋性プレートの出口と沈み口での地震の発生は、動くプレート内でのストレスの蓄積と明快に関係づけられる。これに反し、大陸地殻内の地震をプレート運動に結びつける仕事に対しては、地震学者たちはいささか困惑を感じている。それは、海洋地殻に比べると大陸地殻ははるかに構造が複雑で、過去の変動に基づく古傷が多く均一性を欠いているため、かりに全体としてはある方向からストレスを受けても、それを受けた大陸地殻の破壊がこれらの古傷に沿って起こることもあって、発震機構の面からいって、プレート全体にかかるストレスの場と必ずしも一致しない場所があるためである。そのうえ、大陸地殻内の震央分布には、今までの海洋底地震のそれには見られない特徴がある。第1回目の講座をもう一度とり出して、その図-1.1を見ていただきたい。この図のa)では、アジア大陸の中央部、中近東、アフリカ、北米大陸、アラスカ半島などにばらばら起こっている浅い地震の広がりがあり、b)では、インド北部のヒマラヤ連峰の東西両端あたりに深い地震のかたまりが見える。小さくてこの図では見落とすおそれがあるが、同じ深発地震のかたまりは、ルーマニアの東部にもあるし、南米大陸の北部のコロンビア領内にもある。

このように、大陸の地震はその地殻内では広い範囲に散らばり、マントル内には逆に小さくかたまっているという、海洋底とは違った特徴が見える。このような特徴は、プレートの動きといったいどう結びつくのだろうか。

この結びつけの試みをする前に、プレートの動きについて今までふれなかった点を述べておこう。

2.2.1 プレートの回転運動

プレートは海嶺で生まれ、海溝に縁どられた島弧や大陸地殻の下のマントル中で消えてゆく。プレートの流れの方向は、海嶺付近では破砕帯の方向と地磁気のしま模様の展開方向から、また海溝付近では地震を起こす原動力である最大ストレスの方向から決まる。こうして現在、地球上には7枚の大きなプレートとさらに局地的な地震活動や発震機構の研究などから10数枚の小さいプレートが想像されていることは前々号で述べたとおりである。ところで、これらのプレートが、地球のような球面上を無理なく——事実、各プレートの始めと終わりの両端を除く海洋底は、地震活動のない、つまりストレスのかからない平穏な場所な

のだから、プレートはたしかに途中は無理なく動いていると考えなくてはならない——動くためには、それはある極点を通る固有の回転軸をもった球面上の回転運動でなくてはならない(図-2.12)。この場合、この回転軸に関する赤道に近い部分ほど、プレートは速く動くことになる。前々号で述べた、海嶺を各所で寸断している破砕帯こそ、実はこのような、プレートに要求される部分的な移動速度の変化をなしくずしに調節していることになる。また、これらの回転軸の極がそれぞれどの辺にあれば話が合うかは、破砕帯の方向や、地磁気異常のしま模様の幅から探し出せる(破砕帯の向きは、それぞれの極に関する緯度線に平行のはずだし、プレートの移動速度を表すしまの幅は、同じくこの極に関する低緯度ほど広がっていなければならない)。上述の二つのデータから、最小二乗法を用いて求められた極の位置は表-2.2のとおりである³²⁾。また、図-2.13には、極A(70°N, 62°W)、B(26°N, 21°E)およびC(78°N, 102°E)に対する緯度線の一部が、それぞれ点線、破線および鎖線で10度おきにかかっているが、これらと現在の海嶺(2本線)を断ち切っている破砕

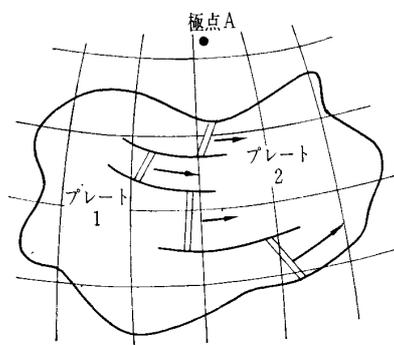


図-2.12 球面上でのプレートの回転運動
プレート2はプレート1に対して極点Aのまわりの回転運動になる。破砕帯もAを中心とする球面上の小円になる。

表-2.2 各プレートの回転運動に関する極の位置と回転速度³¹⁾

各プレートの誕生場所	極の位置	回転速度(10 ⁻⁷ 度/年)	データの数
南太平洋	{70°N 62°W[A]	10.8	6
	{63°N 57°W[*]	10.8 (*)	11
北太平洋	53°N 47°W	6.0	18
大西洋	{58°N 37°W	3.7	9
	{69°N 32°W[*]	3.7 (*)	32
インド洋	26°N 21°E[B]	4.0	5
北極海	78°N 102°E[C]	2.8	4

備考 (*)印は地磁気異常のしま模様の幅から、他は破砕帯の方向から決めた値。

[]中のA, B, Cはそれぞれ図-2.13のA, B, Cに対応する。

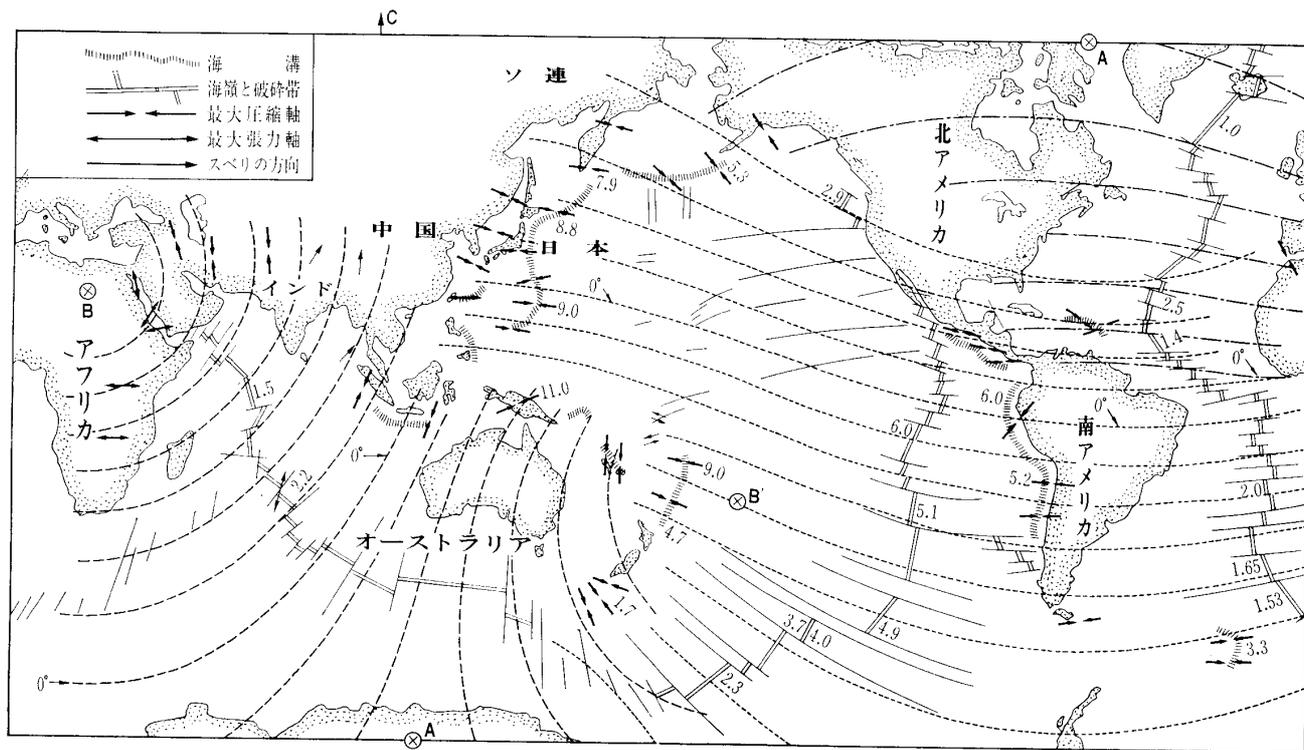


図-2.13 プレートの回転運動の吟味³³⁾

本文中のC点はこの図からはみ出した場所にある。A', B' はそれぞれ A, B の対称点。
海嶺と海溝わきの数字は、出口と入口におけるプレートの相対速度 (cm/年)

帯や、地震の発震機構 (図の矢印) を比較してみると、A 点を極とする球面上の回転運動 (点線で示された緯度線) は、単に南太平洋だけでなく、太平洋プレート全体の動きをそのままとらえているし、その上、南米大陸をのせた大西洋南部のプレートの動きをもよく表現している。また、北極海底から左右に流れ出すプレート運動の極として求められたC点に対する緯度線 (図の鎖線) は、大西洋の北部の破碎帯の走向とよく合っていて、北極プレートはこのあたりまでひとつながりになっていると考えても差しつかえないことを示している。さらに、アフリカ北部のB点を極にもつ回転運動 (破線でかかれた緯度線) の方は、インドプレートの動きをよく表わしているが、特にここで注意しておきたいことは、この回転運動がアフリカや中近東、アジア南部の大陸内に地震を起こしているストレス分布ともよく対応していること、また、ニューギニアからニューヘブリデス諸島方面の西南太平洋にかけてまで、同じ回転運動が及んでいることである。これらのことは、いずれもこれまで述べたことに関係をもっている。

ところで、図-2.13 を見ると、現在の太平洋プレートの動きを示す点線とはまるで違った方向に、北米大陸の西海岸から遠く太平洋の中央部あたりまで長い破碎帯が何本も走っているのが見られる。これらの破碎帯に沿っても、実は今から数 1,000 万年も古い時代に相当する地磁気異常のしま模様が観測されていて、そのころはこれらの破碎帯に沿ってこのあたりの海洋プレートが西に向かって動いていたことを物語っているのであるが、面白いことには、現在の北極および大西洋北部のプレートの動きを表現してい

る緯度線 (-----) が、これらの古い破碎帯とほぼ平行していることである。このことは今から数 1,000 万年前までは、太平洋北部のプレートは、現在の大西洋北部のプレートと同一の回転軸をもった回転運動をしていたのが、その後運動の向きを変えて現在はA点を極とする回転運動に変わったことを示している。

さらに、アフリカと南極、オーストラリアと南極間の海洋底にも、海嶺も地磁気異常のしま模様もはっきりしない過去のプレート運動の痕跡らしき破碎帯群がある。これらの破碎帯の走向は、図-2.14 のD点を極とする緯度線ときわめてよく一致してしまう³³⁾。したがってこの図は、かつてアフリカの南端近くにかたまっていたインド、南極、

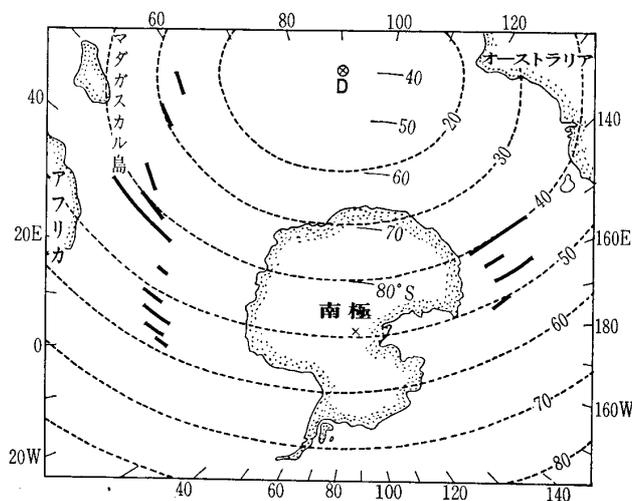


図-2.14 南極大陸周辺の古い破碎帯 (太い線) と、D点を極とする緯度線 (破線)³³⁾

オーストラリアなどが、どのような方向の流れによってそれぞれ離れていったかを示している。

2.2.2 大陸地殻内に拡散して起こっている浅い地震

図-2.15 には、北極(⊗印)を中心とする地図上に4枚のプレートの回転運動の極 (PA, PB, PC および PD) と

運動方向(矢印A, B, C および D) が示されている。プレートの生産場所である海嶺は、図では2本の短い線でかかっているが、北極を横切って大西洋中央海嶺につながる海嶺だけは、明りょうでないので、代わりに海嶺性の地震を起こしている帯が団子さしでかかっている。

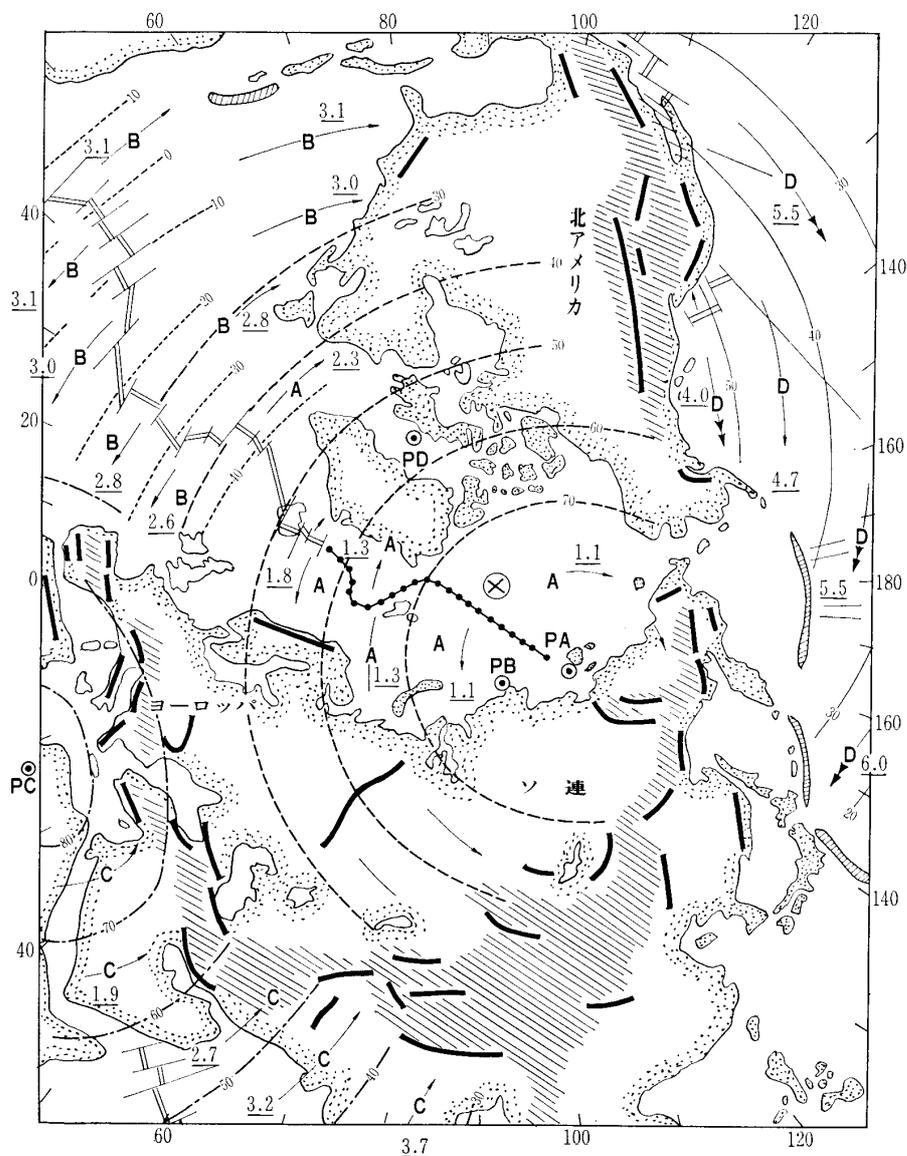


図-2.15 極 PA, PB, PC, PD のまわりのプレート A, B, C, D の回転運動³³⁾
 黒い太線は山脈, 斜線は顕著な山岳地帯で, 浅い地震の散発地域もほぼこれに一致する。⊗印は北極点。

表-2.3 6枚のプレートの回転運動

極	のっている大陸	回転速度 (10^{-7} 度/年)	地球表面上の並進速度 (cm/年)										
			$\varphi = 0^\circ$	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	
PA	ユーラシア	2.8	3.1	3.1	2.9	2.7	2.4	2.0	1.6	1.1	0.5	0.0	
PB	北米	2.8	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	
PC	インド, オーストラリア	4.0	4.4	4.4	4.2	3.9	3.4	2.9	2.2	1.5	0.8	0.0	
PD	なし	6.0	6.6	6.6	6.3	5.8	5.1	4.3	3.3	2.3	1.2	0.0	
PE	南米	3.7	4.1	4.1	3.9	3.6	3.2	2.6	2.1	1.4	0.7	0.0	
PF	なし	10.8	12.0	12.0	11.4	10.5	9.3	7.8	6.0	4.1	2.1	0.0	

講 座

各極のまわりの回転速度は、各海嶺の両側で発見されている地磁気異常のしま模様の幅から推定され、表—2.3 のとおりである³³⁾。この資料からさらに、プレートが実際に海底を動く速度も各緯度ごとに求められる。それらも表—2.3 にあげてある。図—2.15 で、矢印の近くにアンダーラインつきでかかれた数字は、この表に基づいて書き入れたプレートの移動速度を示し、他に比べて特に速い太平洋プレートの場合だけ、二重の矢印にしてある。また表—2.3 には、図—2.15 には現われていない PE を極点とする大西洋の南部のプレートと、PF を極点とする太平洋南部のプレートの動く速度も加えてあるが、この表で面白いことは、プレートの回転速度が、その上にのっている大陸という荷物に左右されている傾向が見られることである。身軽なので動きやすいということで当たり前のだがなんとなく愉快な事実である。

われわれが今問題にしている大陸部に散らばった地震を起こすストレスの根源を考えるのに、この図が大変物をいうのである。北極海を貫く海嶺および大西洋中央海嶺の北部から生まれた 2 枚のプレートは、図のように極点 PA を中心として互いに逆の方向に矢印のように動く。同じ大西洋中央海嶺から生まれたプレートでも、低緯度の部分は極点がややずれて PB の位置になる。図の左下隅に見られるプレートの動き C は、インド洋プレートのそれで、その極点 PC はアフリカ大陸の北部にあり、プレートの出口はこの図では紅海を縦断し、アデン湾からインド洋にぬけて東南に走る海嶺である。ここから出て北方に向かうプレートこそ、その上にのったインド大陸をアジア大陸に衝突させたプレートにほかならない。一方、太平洋東部を北上してカリフォルニア湾から一たん上陸して再び海に出る東太平洋海膨から出て西に向かったプレートは、矢印のように流れてその先端は島弧の前面で落ちこんで、そこにアリューシャンから日本の東沖合に至る何本かの海溝をつくっている。

さて、ここで一つの問題点を提示しよう。たとえば、太平洋プレートは東太平洋の海嶺で生まれ、海溝の先で落ちこんで消えてゆく。そして地震もその出口と落ちこむ入口のプレート内部で起こっている。この場合果たして海嶺で生成されたプレートの分量が、そっくりそのまま海溝側に落ちこんで消えているのかどうか、つまり収支の帳じりがちゃんと合っているかどうかはまだよく確かめられてはいないが、それはまあいいことにしよう。問題は入口のないプレートのことである。北極海を横切ってえんえんと大西洋の中央部を南下する長い海嶺から両側に動いていったプレート（図—2.15 では流れ A と B で示されるアメリカとユーラシアの両プレート）がそれである。これらのプレートはその先に大陸という大きな荷物をのせているので、表—2.3 でもわかるように動きは遅いのだが、先端に部厚い大陸がのっているので沈み込むこともできない。そこで

うということになるであろうか。道は二つである。その一つは、相手のプレートの沈み口、つまり、海嶺を向こう側に押しやるか、あるいはその行手をはばまれて、仕方なしにどこかで何かのかたちでそれに伴うストレスを消費するか、である。第一の道もとっているかも知れないが後の道もとっているだろうというのが今の私の考えである。

そう思わせるのが図—2.15 なのである。この図で、大陸の中に斜線を引いた区域と何本かの太い線とは、それぞれ著名な高山地帯と山脈である。そしてアジア南部の広大なしゅう曲山地内に散発する浅い地震の活動地域もまた、この図の斜線の中にある。ここだけではない。さらにその西部の、イランからトルコあたりの斜線の地域にも浅い地震が散発している。北米西部の山岳地帯もまたしかりで、このことは第 1 回目の図—1.1 で示した世界の浅い地震の震央分布図をもう一度見ていただければすぐわかる。別なことだが 2 枚のプレートがすれ違いうように交錯している南ヨーロッパは珍しい場所であるが、ここでのこのような相對運動は古地磁気学の方からの裏付けもあるし、地中海の地震の 90% くらいがどれも右ネジのねじれで起こっていることとか、南ヨーロッパ地域では各所に同じ右ネジ方向の水平断層が卓越していることとかの一連の報告は、いずれも図—2.15 に見られるような 2 枚のプレートがここですれ違っていることを示唆している。

私がここでいおうとしていることはもはや明らかだろう。大陸の内部における広範囲の造山運動や浅い地震の散発は、その大陸をのせたまま動くプレートがその行手をはばまれて、仕方なしに消費しているストレスの所産であろう、ということなのである。

ところでそうだとすると、南極大陸に地震がほとんどないのはなぜだろう、という疑問が起こる。なぜなら、南極大陸はその周囲を海嶺でとりまかれている。もし、これらの海嶺の位置が現在の南極大陸に対して不動だとしたら、南極大陸には周囲の海嶺で生産されるプレートが押し寄せ、この大陸は強大なストレスの集中場所となってしまからである。逃げ道は一つしかない。それは、現在南極大陸をとりまいているこれらの海嶺は、いずれも南極大陸から遠のきつつプレートを吐き出していると推定することである。

この考え方は決して急場しのぎの逃げ道ではない。直接この海嶺でそれを証拠だてる資料はまだ得られていないが、東太平洋海膨については北部でも南部でも現在の海嶺が、相對する大陸に対して相對的に動いているとみられる証拠が見つかっている。

2.2.3 移動する海嶺

図—2.16 でわかるように、太平洋東部を北上する東太平洋海膨は、西北西—東南東方向に走る何本かの破砕帯で細かく切られながら、カリフォルニア湾からいったんアメリカ大陸の内部に消え、北緯 40° あたりから再び太平洋底

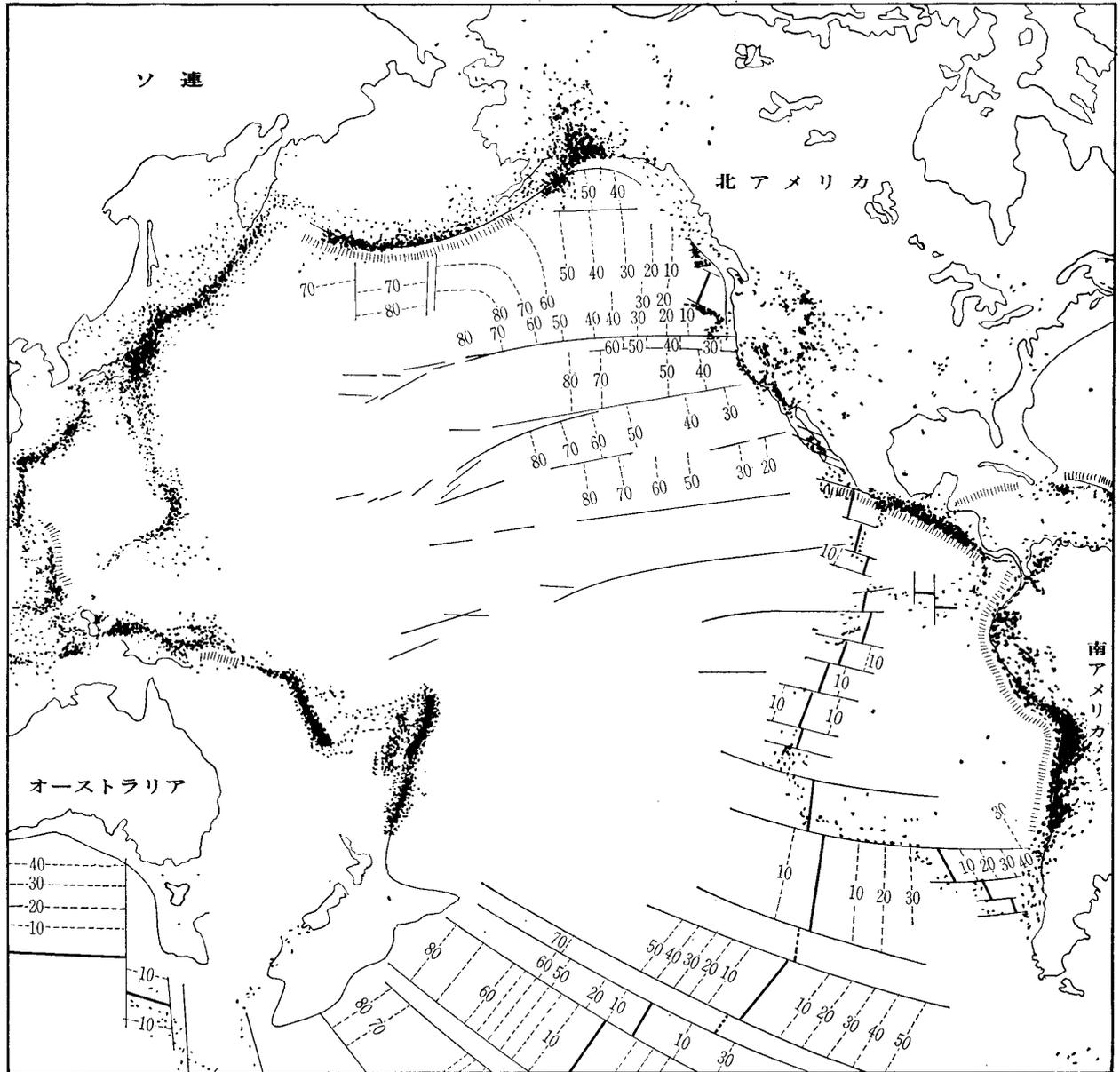


図-2.16 太平洋の東南部を貫く海嶺、破砕帯および地磁気異常のしま模様の年令 (100万年単位)³⁴⁾

に顔を出している。一方、前に述べたように、このあたりにはこれとは別の古い破砕帯がほぼ東西方向に長く走っているが、これらに沿っても地磁気のしま模様が印されていて、それらはこの図で明らかなように、最も若いものですら今から数百万年以前のもので、西にいくにつれて古くなっているのだが、このパターンはそのままの配列で、アリューシャン列島の沖合で激しく西に曲がっている (The Great Magnetic Bight と呼ばれる)。したがってこの東西方向のパターンはアリューシャン海溝に近づくほど若いという普通とは逆の配列になるのである。このような彎曲した地磁気変化のパターンも珍しいければ、海溝側に若いという地磁気のパターンは、プレートの入口と出口がさかさまになっている感じで、なんとも不思議である。この奇異な事実は図-2.17 のように考えれば納得できる。つまり、今から数千万年くらい前の白亜紀のころ、太平洋の北東部に図のように三つの海嶺 A, B, C が三叉路状に一個所に

交わって存在していたのが、両側にプレートをはき出しながら、図で矢印で示した方向に位置が移動し、Aはプレ-

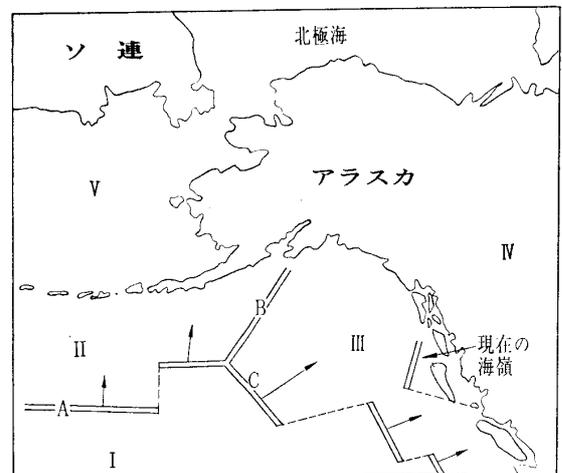


図-2.17 太平洋北東部における白亜紀の頃の海嶺とその動きの想像図

講 座

トV, B, CはプレートIVの下にはいりこんで見えなくなってしまった、というのである³⁵⁾。もっとも、移動は相対的なもので、たとえば、北米大陸のほうが海嶺BとCの上ののっかってきたのだ、ともいえる。たぶん両方とも本当だろう。このうち、海嶺Cの移動が時計回りの回転を伴っていたとすれば、その一部はまだアメリカプレート(N)の下にもぐり込めずに海底に残って、それが現在見られるような、北北東向きの海嶺として現在太平洋の北東部の海底に残っていることになる。一方、アリューシャンの南方の部分は、図-2.17の古い海嶺Aから数千万年前に生産されて南方に拡張していたプレートの名残りを地磁気のしま模様にとどめたままで、現在は東太平洋海膨から西北西に動いているプレートにのったまま、現在のアリューシャン海溝の下に沈みつつあるということになる。最近の観測事実によると、このアリューシャン南方のパターンの続きとおぼしき東西方向の古いしま模様が、千島列島の南方海底にも発見されているばかりか、そのパターンの西端は28°N~30°N, 150°Eあたりでこんどは千島海溝にほぼ平行に再びその向きを変えているらしい³⁶⁾。これからみる

と、アリューシャンからアラスカにかけての海洋底で想像されたと同様の“The Great Magnetic Bight”の移動が、太平洋の北西部でも行なわれたかもしれない。

南へ下がって、南米大陸西方の大太平洋海域底にも海嶺の位置が変化した具体的な証拠が残っている。それを示したのが図-2.18³⁶⁾で、5°Sから30°Sの範囲では現在の海嶺の東側に、赤道以北ではその西側にそれぞれ北北西方向に走る古い海嶺、それらと平行した古い年代の地磁気異常のしま模様、それらに付随した数多くの破碎帯が見られる。そして、現在の海嶺の両側の海底に印されている地磁気異常のしま模様の年令からみて、現在左右に展開中のプレート運動は、今から約1千万年前頃から始まったと推定される³¹⁾。このことは、後に述べるように、海底の沈殿層の厚さの調査から求められた現在のプレート運動の開始時期とも一致している。さらに、25°S以南の部分では、現在の海嶺の西側のしまは、東側のそれよりも押しつめられている。このことは、この部分の海嶺自体が西に動いていることを示している。

現在、インド洋を東南東に走っている海嶺も移動しつつ

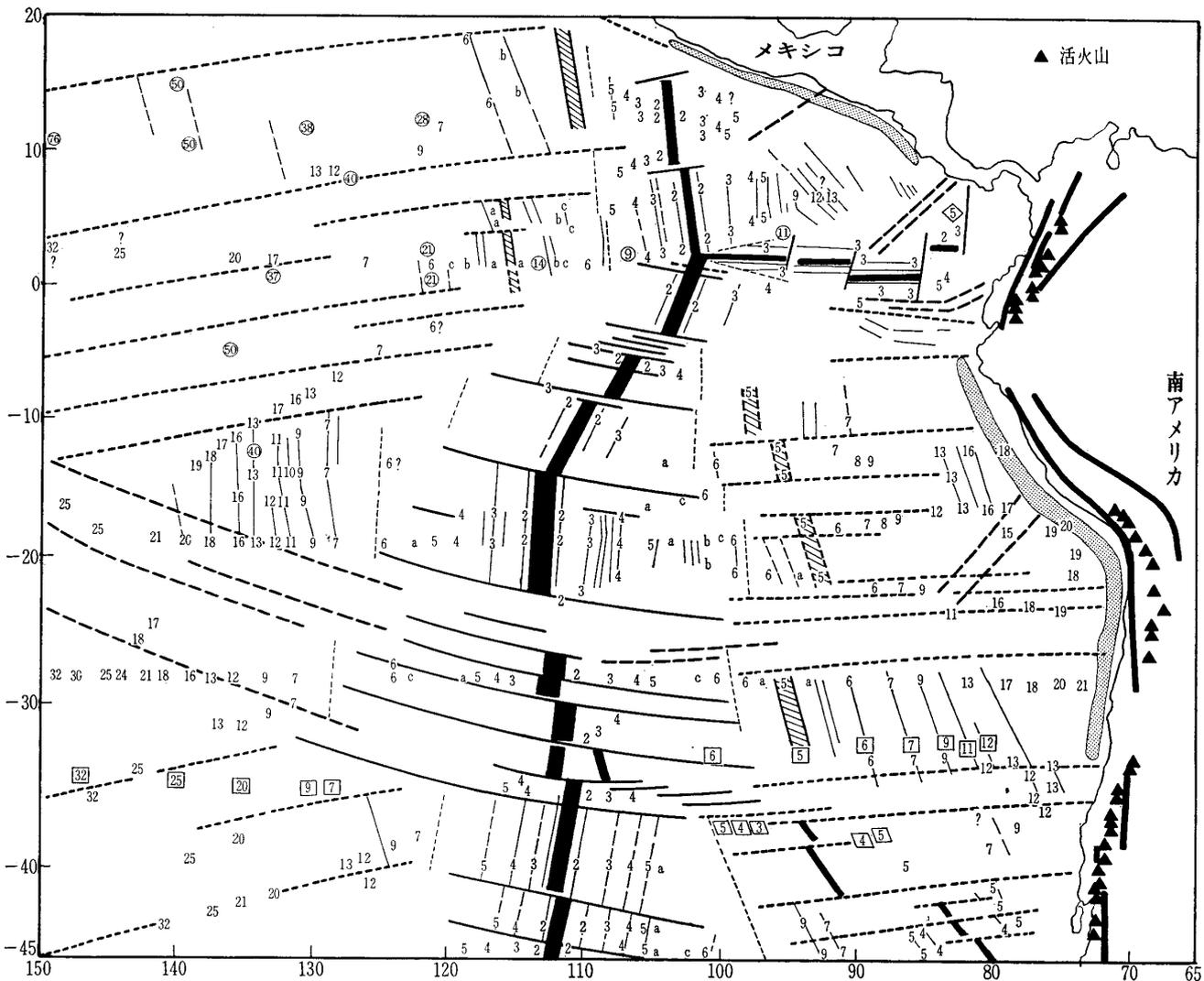


図-2.18 南米大陸西方の太平洋海域における新・旧の海嶺(黒ぬりおよび斜線部分)。実線と破線はそれぞれに付随した破碎帯および地磁気異常のしま模様³⁷⁾

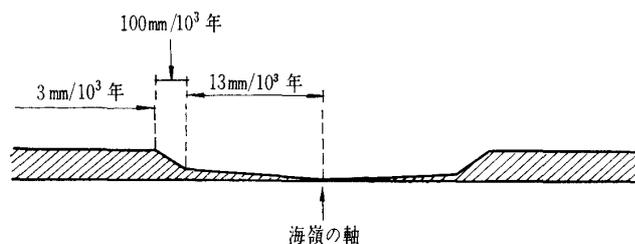


図-2.19 海嶺と直角な方向での海底タイ積物の厚さの変化
図に示されているタイ積速度 ($\text{mm}/10^3\text{年}$) は、かりにプレートの移動速度を $4.5\text{ cm}/\text{年}$ とした場合の値³⁸⁾

あるとみられる海嶺の一つである。なぜなら、次号で詳しく述べるように、インド大陸はこの海嶺から北東方向に流れ出るプレートによって北北東に押しあげられたあげく、アジア大陸に合併し、その接合線に沿って、この合併事件による力で特有の地震活動を起こしていることはほぼ間違いないのだが、このインド大陸は今から約7,000万年前、つまり白亜紀の後期ごろは、現在のアフリカ大陸の東南端付近にへばりついてきたことが、古地磁気学から推定されている。それで、もしこのインド海嶺がそのころも現在の位置にあったとすると、そのころのインド大陸はこの海嶺の西南端に位置することになるから、インド大陸は決して北東方向には移動できず、したがって、前に述べたインド、アジア両大陸の合併事件は起こりようがなかったことになる。つまり、インド海嶺自体も白亜紀のころのインド大陸の西側、つまり現在のアフリカ大陸の東海岸沿いあたりに走っていないと、話のつじつまが合わなくなるのである。結局この海嶺は、みずから送り出す北東方向へのプレートにインド大陸をのせ、しかもその後を追うようにして、みずからも北東方向に移動して現在の位置に達したと考えざるを得ないのである。

プレートの移動速度も変化の歴史をたどってきたらしい。それはつぎのような事実による。海嶺から生まれてはほとんど広がってゆく海底につもるタイ積層の厚さは海嶺から遠い、したがって古い海洋底ほど厚くなるはずである。事実もそのとおりののだが、それは海嶺から $100\sim 400\text{ km}$

の間だけのことで、それから先でタイ積物は急に厚くなり、それを過ぎるとまたゆるやかになる³⁸⁾。どの海洋底でもそうである。図-2.19に示されたように、かりに海洋底の移動速度が一定で年に 4.5 cm とすると、この急に厚くなる時期には、タイ積速度がその前後の時期に比べて10倍から30倍にも大きかったと考へなくてはならないが、そういうことは考へにくいので、これはこの時期に海洋底の移動速度が非常に遅かったためとみた方が妥当であろう。また、この急に厚くなる位置と海嶺の軸との距離を、それぞれの場所での現在のプレートの移動速度で割ると、どこでも約1,000万年という値が出てくる。つまり、現在のプレートの動きは、ある静穏期を経た後、今から1,000万年前くらい前から再び始まって現在に至ったものだということになる。最近太平洋西部海底にも古い海嶺やそれに関係した地磁気のしま模様などが発見され、それらに基づいて、太平洋底における約1億年来の海嶺の移動状況が、かなりはっきりと把握されている³⁹⁾。

参 考 文 献

- 32) X. Le Pichon : Sea Floor Spreading and Continental Drift, *J. Geophys. Res.*, 73 (1968), 3661~3697
- 33) 三東哲夫 : 海洋底の運動, *海洋科学*, 3 (1971), 14~21
- 34) J.R. Heirtzler : Sea-Floor Spreading, *Scientific American*, 219 (1968), 60~70
- 35) T. Atwater : Implications of Plate-Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western-North America, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 81 (1970), 3513~3535
- 36) 伊勢崎修弘・J.G. Solater・T.W.C. Hide and J.M. Wageman : 北太平洋の地磁気異常とプレートテクトニクス, *地震学会*, 1971, 10月
- 37) E.M. Herrin : Sea-Floor Spreading and the Geozoic History of the East-Central Pacific, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83 (1972), 1671~1692
- 38) J. Ewing and M. Ewing : Sediment Distribution on the Mid-Ocean Ridges with Respect to Spreading of the Sea Floor, *Science* 156 (1967), 1590~1592
- 39) R. L. Larson and C. G. Chase : Late Mesozoic Evolution of the Western Pacific Ocean, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83 (1972), 3627-3643

(原稿受理 1973.3.29)

*

*

*