

講座

地震学の新しい展開 2

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 さん とう てつ お
三 東 哲 夫

前号で述べたように、「動く海洋底」の仮説は、地震発生の謎を一挙に解き明かす道を開いてくれた。地震学者たちがここで当然究明にのり出した点は、はたしてプレートの出口と入口付近の海洋底の地震が、プレートの動きから想像されるようなストレスで起こっているかどうかであった。こうして、発震機構の研究者たちはこぞってこの問題にとりくみ出したのである。

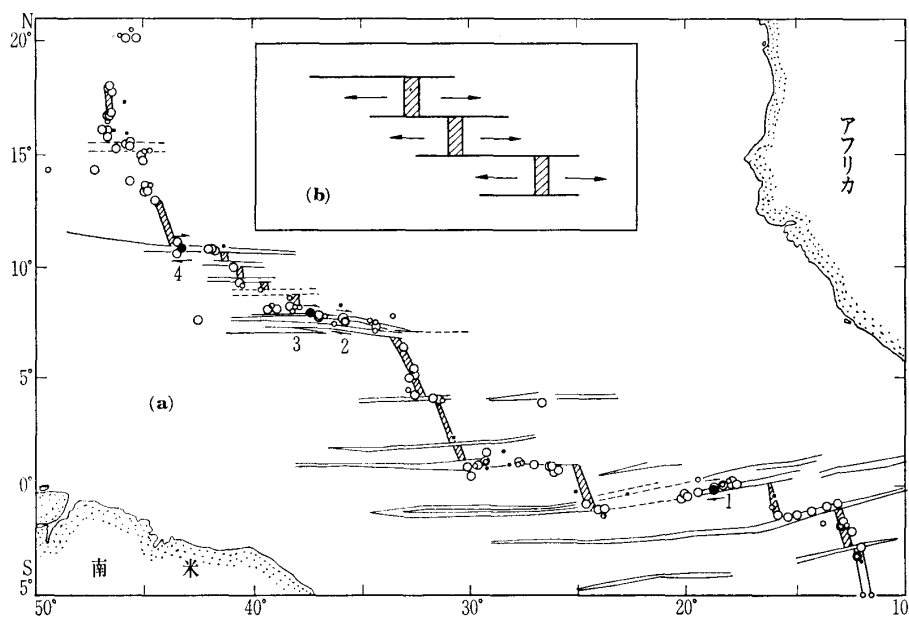
2.1 海洋底の地震

2.1.1 海嶺周辺の浅い地震

1960年代の前半は、各所で海底調査が精力的に行なわれた時代として特色づけられるが、その成果の一つに、従来ひと続きだと思われていた海嶺が実はそうではなく、至る所で大きなずれが見られるという事実の発見がある。この横ずれの傷あとを破砕帯 (Fracture zone) といっている。しかもこの破砕帯は、例の海底における地磁気異常のしま模様が、この破砕帯によって 100 km 以上も大きくくいちがっている場所がバンクーバー沖で見つかったことをきっかけとして、その地球物理学的な意味の重要性が急に深まったのである。

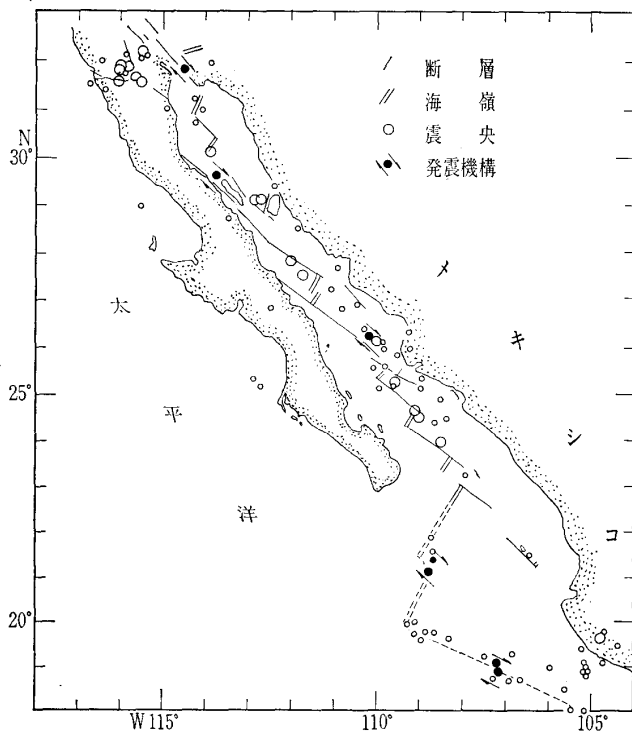
一方、地震の震源決定の精度も、電子計算機の活用に伴ってここ 10 年来急速に高まり、めばしい地震活動地域については、震央位置や深さの再決定が行なわれたりして、精度の高い震央分布図が各所で得られるようになった。図—2.1(a)には、こうして得られた大西洋底における浅い地震の震央が示されている¹⁵⁾が、これで初めてわかったことは、たとえば前号に示した図—1.1 のような世界地図では単に細長い一本の線のように見えていた海底地震の連なりも、局地的に細かい震央分布図にして見るとそうではなくて、海嶺の真下で起こっている地震の他に、前記の破砕帯沿いにも別の地震の連なりがあるどころか、むしろその方が多いことであった。しかも以下に述べるように、この二種類の地震は、地震活動の様子も違う¹⁶⁾ばかりでなく発震機構も全く違うのである。

まず、海嶺沿いの地震は、上から見ると、海嶺軸の両側に引っ張られるような力で、また断面で見ると、海嶺に向かって傾いた斜めの断層面に沿った正断層的な動き、つまり、断層面上側の岩石が下側の岩石に対して相対的に斜め下方にずれ落ちる場合に生ずる偶力で起こされていることが判明した¹⁶⁾。このことは、海嶺下から上昇してきた物



図—2.1 (a) 大西洋海嶺北部の破砕帯と浅い地震の震央分布。小さい丸は小さい地震。
番号のついた黒丸の地震は、発震機構の調べられた破砕帯沿いの地震¹⁵⁾。
(b) トランスフォーム型地震の発生機構。

講座

図-2.2 カリフォルニア湾内の破碎帯と浅い地震の震央分布¹⁸⁾。

質が両側に移動するために海嶺がずれ落ちることを示している。一方、この海嶺を各所で寸断している破碎帯沿いに起こっている地震となると、その起こり方の方は、プレートが海嶺から生まれ、左右に広がってゆくとする考えにそのままびたりなのである。つまりこの場合には、図-2.1(b)にも示されているように、ずれた海嶺にはさまれた間の部分だけ、2枚の板が反対（このために生ずる局限化された横ずれ断層には特にトランスフォーム断層という名がつけられている¹⁷⁾）から、この境界面にはその向きのねじれのヒズミがたまり、そのヒズミを一挙に取り除こうとする浅い地震が起こるはずである。図-2.1(a) はほんの一例だが、地震はもの見事に上に予想したとおりの場所に、しかも予想どおりの向きのねじれによって引き起こされていることがわかる。

メキシコの太平洋岸沿いの海嶺は北西方向に走る数多くの破碎帯でずらされながら北上している（図-2.2）。そして、ここを走る浅い地震帯中のほとんどの地震は、これらの破碎帯上でのトランスフォーム断層の活動によって起こっている。1906年にサンフランシスコ大地震を起こした有名なサン・アンドレアス大断層も、これらの破碎帯がさらに北上して陸地にはいり込んだ部分に相当し、それに沿う多くの地震の発震機構から考えて大陸地殻内に生じた長いトランスフォーム断層である。カリフォルニア湾は、図-2.2 で示されたようなきれぎれの海嶺から生まれ出る「広

がる海底」の所産として、大陸の一部に開きつつある海である。これと同じ証拠から、アラビア半島も、アフリカ大陸から分離したもので、紅海およびアデン湾もまた「開きつつある海」と考えられているし、アフリカ東部を南北に走る大地溝帯とか、シベリア東部に細長い形で形成されているバイカル湖も、それらに沿って起こっている浅い地震がいずれも地溝や湖をさらに左右に引きさくような力が原因で起こっていることから考えて、大陸がここからすでに徐除に割れ始めつつある場所ではなかろうかとみられている¹⁹⁾。

2.1.2 沈み込むプレート内での地震

いっぽう、海溝付近から斜めに落ち込んでゆくプレート内の深い地震（かつて、これらの斜めに分布する地震についての研究を行なった H. Benioff の名をとって、ベニオフ帯地震と呼んでおこう）の発震機構はどうだろうか。

落ち込むプレートの中のいろいろの深さで起こった地震のうち、その発震機構が調べられたものは今までに全部で204個あるが、その結果を場所ごとにまとめたのが図-2.3である²⁰⁾。この図を見ると、まずプレートの沈み込む角度や形は場所によってさまざまである。しかし、深さについていえば、トンガやマリアナのように、700 km 近くの深さまで連続的に地震が起こっている場所、南米やスンダ列島のように、深さ300 km～500 kmの範囲に地震のないところ、琉球や中米その他のように、200 km ちょっとしか地震発生の深さがとどいていないところと、大きく分けて三つのタイプに分かれそうである。さて、この図でまず気付くことは、この中で起こっている地震のほとんどが各プレートの落ち込む角度と同じ方向の圧縮力または張力によって起こっており、さらに、それが圧縮力であるか張力であるかが、図に示されたように、タイプによりまた

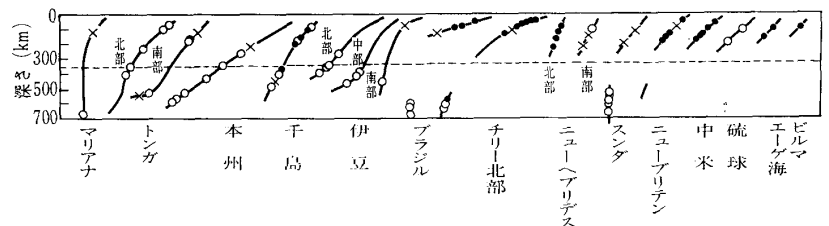
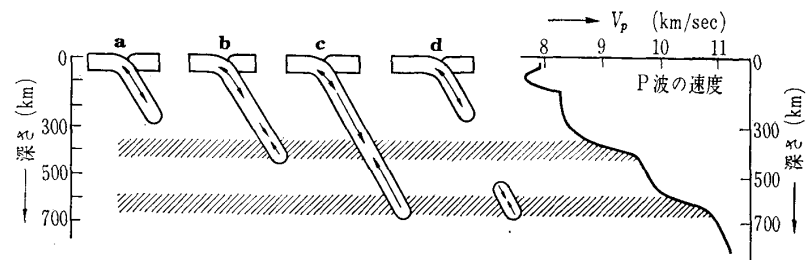
図-2.3 世界中のいろいろな場所で沈み込んでいるプレートのかたちと、それぞれの深さで調べられた地震の発震機構。プレートの傾きとはほぼ平行な圧力および張力で起こった地震はそれぞれ白丸と黒丸で、またそれ以外の発震機構の地震は×印で示されている¹⁹⁾。

図-2.4 斜めにはいり込むプレート内でのストレス分布。図-2.3の結果を整理し、模式化したもの。左側にハッチした部分は、この速度が急に増加する二つの層を示す。

深さによって、しかも系統的にほぼきまっていることである。それらをまとめて模式的に示すと図—2.4 のようになる。この図から、斜めに落ち込むプレートの内部にどのようなストレスがたまり、それがついには地震発生となるかの推定ができる。aのように、300 km 足らずの深さまでしかプレートがとどかない場合は、プレート内には張力が働いているが、bでは200 km 内外の深さまでは張力が働き、そしてその先は圧縮力になる。cのように、700 km くらいまで先がとどいている場合には、ごく浅いところを除き、ほとんど全プレート内が圧縮力に満ちる。最後のdでは、途中で切れた先の、深い部分では圧縮力が、そして根本のやや浅い部分にはaと同様に張力が働いている。

はじめの頃は、この海溝付近から斜めにはいり込むプレートの運動に対しては“underthrust”，つまり「突っ込む」とか「押し入る」とかいう表現が用いられてきた。この表現が正しかったら、これらのプレートの中でのストレスは至るところでその運動方向への圧縮力でなければならない。ところが上述の結果では、プレートが700 km もの深さにまではいり込んでいる場合を除いては、比較的浅い場所での地震は逆に引っぱられる力で起こっている。つまりプレートはむしろ引きづりこまれていることになる。それにしても、なぜ図—2.4 のようにいろいろの場合で特有のストレス分布になるのだろうか。

マントル物質は深くなると徐々に堅くなってゆくが、その堅さの増し方は350 km～400 km くらいと、620 km～660 km の間の2か所で突然急に堅くなることが地震波の速度分布から知られ、このうち最初の深度範囲での急増はおそらく、この範囲の深さでマントル物質を構成している鉱物の結晶構造に相転移が起こり、そのために岩石が急に堅くなるのだということが実験的にも確かめられている²¹⁾。そこで、プレートも、元来は引きづりこまれるような力ではいってゆくのだが、先端がこの急に物質の堅さが増す深さにはいりこむと、先端の速度がにぶるので先の方から圧縮力に変わり(b)，先端が700 km あたりまで達するところでは、先端は第2の堅い層に突き当たってそれ以上はいり込めなくなるとまってしまう。こうなれば、プレート内は全面的に圧縮力で満たされてしまうだろう(c)。

ただ、このような説明ができるためには、沈みこんだプレートが、沈み込み口から先端まで一様の堅さをもった均一の板では困る。というのは、もし均一の板だったらたとえば図—2.4 のbやcの場合、先端の圧力はそのまま根元にも及ぶはずだからである。それで、このように先端と根元で、ストレス分布が違うということは、沈み込んだ部分のどこか途中に、力の伝達を妨げる粘弾性的な部分があるのではないかと想像される。この想像を裏付けるものとして、この沈み込んだプレートの中の地震活動が、図—2.4 のcのような場合でも、途中のある深さの範囲で目立って弱まっている、という事実がある。そしてその最も極端な

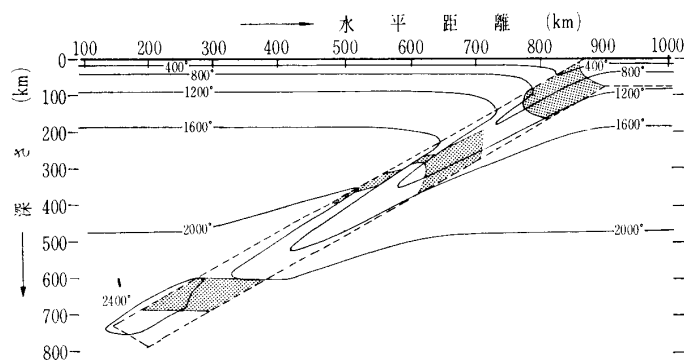
場合が図—2.4 のdなのである。だからdの場合でも、本当に途中がこの図のように切れているのか、または本当は続いているのに、特に途中の部分の粘弾性が強くて、ストレスをためられないために地震が起こりにくいのか（もしかすると、観測にかからない程度の小さい地震は起こっているかもしれない）、その辺はわからない。いずれにせよ、沈み込んでからのプレート内の物性の変化を何らかの方法で調べることがこれからの問題なのだが、これは難問である。それは次のような理由による。

一般に、地球の内部構造の情報を最も的確に運んでくれるのは地震波である。特に、何か異常に堅いもの、柔らかいものがあれば、その存在は、そこを通過する地震波の速度異常となって捕えられる。この速度異常は、その物質の内部を通過する地震波の経路の全体に対する割合が大きいほど認めやすいのは当然である。

前回も述べたように、海溝付近から斜めに堅い板状のものが沈み込んでいることが実証されたのも、まさにこの方法だったのである。ところが、この板の堅さが、深さと共にどう変化するかという問題になると、いろいろの深さの部分でこの板を横断する地震波の速度異常が地上で観測されなければならない。しかしこの場合には、板の厚さがわずか数10 km しかない。この長さは、かりにどんな地点に臨時の観測点を設けようとも、そこに至るまで地震波の全走破距離に比べるとはるかに短く、地震波の速度異常が認められるとはとても思えない。

そこで今のところ、たとえば次のような試みもなされている。

冷たいプレートが高温のマントル物質中にゆっくり侵入していった場合に、相互間の温度差によってプレート内に生ずるストレス分布をいろいろの場合を仮定して計算し、それと実際とを比べることによって、逆にこの沈下しつつあるプレートの内情を探ろうというのである。たとえば冷たいプレートが30度の角度で斜めに8 cm/年の速度で沈み込んでから約1,300万年たつと、温度分布は図—2.5 のようになることが予想される²²⁾が、その場合、仮りに周囲



図—2.5 角度30°で年に8cmの速度で沈み込んだ冷たいプレート内部に予想される温度分布。この図はプレートが沈み込み始めてから約1,300万年たった時点でのもので、斜線の部分はプレート内のマントル物質に相転移が生じている場所を示す²²⁾。

講 座

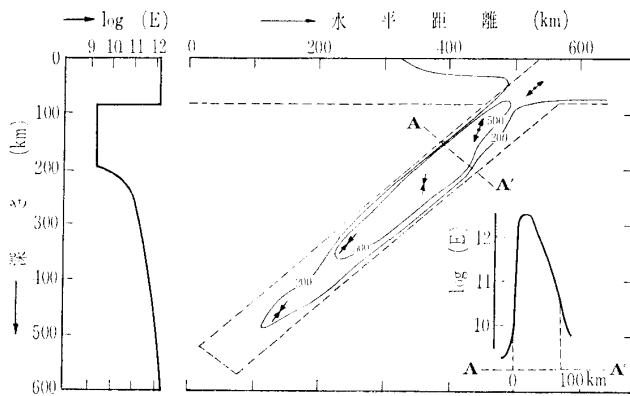


図-2.6 図-2.5のような温度分布によってプレート内に生ずるねじれのストレスの分布（数字の単位は bar. 左のグラフは周囲のマントルのヤング率の分布。右下のグラフは、プレートを AA' の位置で切った断面でのヤング率の分布。矢印はそれぞれの位置で予想される最大圧力または最大張力方向²³⁾。

のマントル物質やプレートの断面 AA' でのヤング率 E が図-2.6 のグラフのように変化していると、プレート内部にはこの図で示されたようにねじれのヒズミが分布し、プレート内のところどころで図に示したような方向の圧力と張力がかかって、実際の場合に似てくる²³⁾。

しかし、この場合、計算は 2 次元でなされているので、実際の 3 次元の場合との比較で安心することはできない。

2.1.3 海溝付近の浅い地震

アラスカからアリューシャン、千島、日本列島と続く長大な列島群の下には、太平洋プレートの北西端が斜めに沈み込んでいる。一方、これらの列島に沿う海溝と島弧の間あたりの太平洋底は、マグニチュード 8 以上の巨大な浅い地震の発生場所として特色づけられている。しかも、最近調べられたこれらの巨大地震の発震機構は、これまたプレートテクトニクス支持者にとって、画期的ともいえる有利な事実をつけ加えた²⁴⁾。それを示したのが表-2.1 の(A)で、その位置が例外的に海溝に近い三陸沖の地震を除くと、どれもみな約 20 度の浅い傾きで島弧側に落ち込む面に沿った逆断層型の地震なのである²⁴⁾。これも、図-2.7 のようなしくみで起こると考えれば明快に理解される。

なお、表-2.1(A)で例外的な三陸沖地震についても、これだけが他と違って海溝の真下付近で起こっている点と正断層型である点などから判断して、これは沈み込んだプレートの部分の重みで、その部分が海溝あたりで斜めにずれ落ちることによって起こる地震ではないか、という説明がなされ²⁴⁾、この見方は、別のアリューシャンの地震およびその余震についても裏付けられている²⁵⁾。

注目されるのは、この突っ込み型と見られる巨大地震が西南日本の太平洋側でもやはり起こっていることである(図-2.8)。後にふれるように、このあたりの大地震は発生の周期が長いので、地震記録がないために発震機構が調べられない古い地震が多く、これらの全部が突っ込み型で

表-2.1 太平洋北西部の海溝沿いの巨大地震とその発震機構

(M: マグニチュード, N: 正断層, R: 逆断層, α : 断層面の傾き)

(A) アラスカから東北日本にかけて

地震名	年月日	M	T	α
三陸沖	1933 III 3	8.3	N	45°
エトロフ島沖	1963 X 13	8.1	R	22°
アラスカ	1964 II 28	8.4	R	20°
アリューシャン	1965 II 04	7.9	R	20°
十勝沖	1968 V 16	7.9	R	20°

注) この程度の巨大地震は以上のほか 1900 年以降、アラスカで 2 個、アリューシャンで 4 個、カムチャッカ沖で 2 個、千島沖で 2 個、それぞれ起こっている。

(B) 東海道から四国沖にかけて (有史以来)

地震名	年月日	M	T	α
1. 天武	684 XI 29	7.9		
2. 仁和	887 VII 26	8.1		
3. 正平	1361 VIII 03	7.9		
4. 明応	1498 VIII 16	8.1		
5. 宝永	1707 X 04	7.9		
6. 安政	1854 XI 04	7.9		
7. 安政	1854 XI 05	7.9		
8. 東南海	1944 XII 07	8.0	R	10°
9. 南海	1946 XII 21	8.1	R	10°

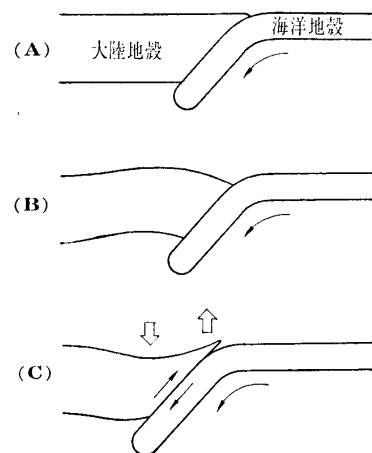


図-2.7 突っ込み型地震の発生機構

この図には、プレートの上にある地殻の部分だけが画かれている。海洋性プレートの沈み込み(A)によって、大陸地殻には(B)のようなヒズミが起こる。やがて、両地殻間に(C)のような逆断層が突如起こって巨大地震を発生し、それに伴って大陸の先端は隆起し、内陸部は沈降する。

あるという実証は得られない。しかし、地震波形の記録が各地でとれている 1940 年代の二つの地震については、表-2.1 の(B)に示されているとおり、どちらも逆断層でゆるやかな傾斜をもつ突っ込み型になっていることが発震機構の研究から判明した。しかも、これらの地震は、わりに陸地に近いので、地震による地殻変動もよく測量されている。その結果は地震によって四国や紀伊半島の南端が急激に大きく隆起し、逆に内陸部にはわずかな沈降が見られて

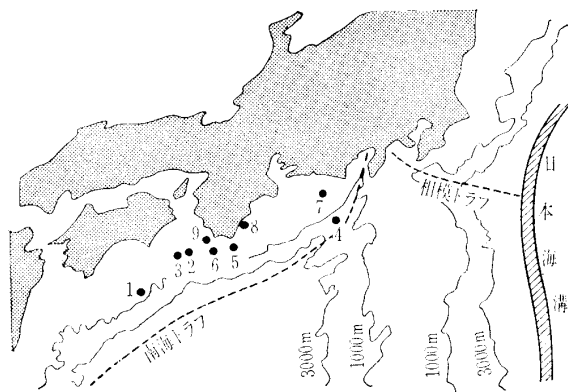


図-2.8 西南日本の太平洋底で起こる巨大地震の震央分布。震央わきの番号は表-2.1の(B)にある地震番号に対応する。

いて、図-2.7 から予想される変動を裏づけている。

ただ、東北日本の太平洋側の場合とちがって、ここには海溝もなく、また海洋性プレートの沈み込みを示す深い地震も日本海側にはない。しかしここには海溝の代わりに南海トラフと呼ばれる長い凹みが海底を走っており、巨大地震は、この凹みの軸にほぼ平行に陸より並んでいる点は、海溝沿いの巨大地震群と似ている(図-2.8)。また、図-2.9 でわかるように、紀伊半島の南西部を南海トラフにほぼ直角方向に切った切口に震源をプロットしてみると、和歌山地区に長い期間にわたってひん発している浅い地震群とは別に、40~70 km くらいの深さに別種の地震が固まって起こっていることが明りょうに現われている²⁷⁾。これらの事実からみると、このかたまりは、ここにもやはりフィリピン海底をつくるプレートが西南日本の陸塊の下に短く沈み込んでいて、あたかもこのプレートの先端が相手

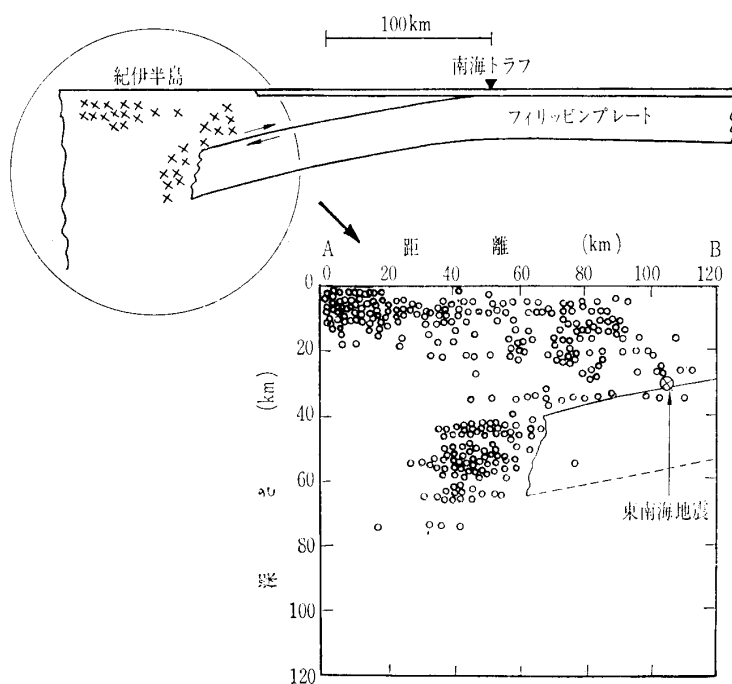


図-2.9 右下：東南海地震(⊗印)を含んで、紀伊半島の南西部を和歌山市付近まで切った断面上にプロットした震源分布²⁶⁾。上：プレートテクトニクスから推察される地震の発生機構²⁶⁾。

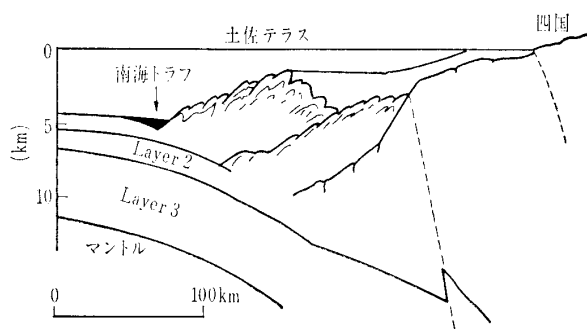


図-2.10 土佐沖の地殻構造²⁹⁾

のプレート内のマントル上部に圧迫を加え、それによって起こっているかに見えるのは興味がある。四国の南方沖で南海トラフに直角な測線で得られた地殻構造にも、この沈み込みの様子が現われている(図-2.10)。さらに図-2.9 で⊗印でかかれた東南海地震が、ちょうどこのプレートと相手のプレートとの境目付近にあることは、東北日本の巨大地震と同様に、この地震を突込み型と考えるのにはさらに有利な事実である。ただ、フィリピン海底には、南方のルソン島東方沖で、今から7,000 年以上も前の多分中生代の頃、南北に海底が拡張した痕跡があるだけで、それ以後の海洋底が拡張した事実は認められていない。したがって現在、四国沖のフィリピン海底が北進しているとは主張できかねるが、その代わりに、西南日本を載せたプレートが1億年の間に約500 km ほど南下したと推定される事実がある²⁷⁾。したがって、この場合にはむしろ、西南日本を載せた北方のプレートの南下が、南のフィリピンプレートの先を下に押し込んだということかもしれない。

いずれにせよ、以上のように、同じ海洋底の地震でも、海嶺のいただきに沿って起こる地震(海嶺性地震)、破碎帯周辺の地震(トランスフォーム型地震)、海溝の真下付近の地震(海溝性地震)、海溝またはトラフからやや陸寄りで起こる巨大地震(突込み型地震)、沈み込むプレート内のいろいろの深さで起こる地震(ベニオフ帯地震)というふうに、それぞれの場所における発生条件の相違によって違った起こり方をしていることが明らかになった³⁰⁾のも、プレートテクトニクスがもたらした地震に対する新しい認識である。

2.1.4 ニュー・ヘブリデスからトンガ諸島にかけての地震

太平洋の西南部の海域は、地学的なすべての面から見て、非常に複雑で、それだけに興味のある海域である。その中にあって、ニュー・ヘブリデスからトンガ諸島にかけての領域は、はっきりした特徴が地形上にも浮彫りにされている場所である(図-2.11)。つまり、トンガ諸島とニュー・ヘブリデス諸島が、フィジー島をはさんで強い力で北東方向にひきちぎられたようになっていて、し

講 座

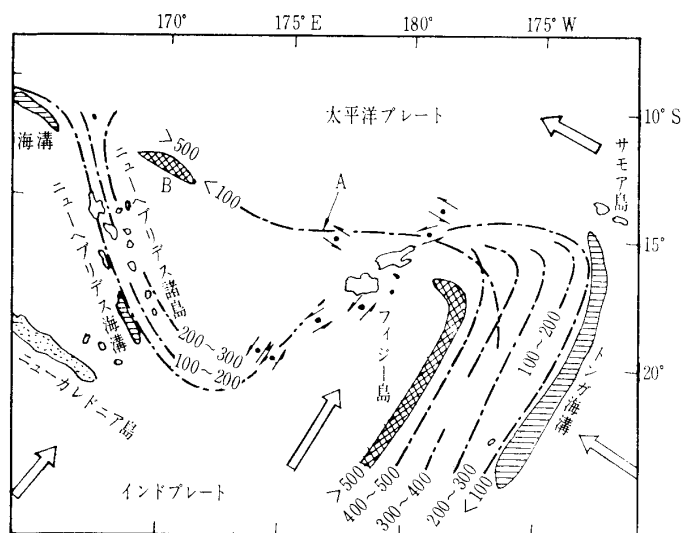


図-2.11 ニューヘブリデス諸島からトンガ諸島にかけての太平洋底の地震の深さの等深線と、プレートの境界にそった数個の地震の発震機構。白い矢印はプレートの動き³¹⁾。

かも島弧と海溝との位置関係が双方で逆になっている。つまり、トンガ海溝はトンガ諸島の東側にあるのに、ニュー・ヘブリデス海溝はニュー・ヘブリデス諸島の西側にある。地震の震源の深まり方もしたがって逆で、前者では西に、後者では東に深まる。このような特徴は、プレート・テクトニクス立場から次のような明快な説明がなされる。西南方向からのインド・プレートと、東方からの太平洋プレートがここでかち合う。インド・プレートの一部は今のニュー・ヘブリデス海溝のあたりで太平洋プレートの下に吸いこまれてそこに海溝をつくり、その向こう側は盛りあがって島弧をつくる。他の部分はそのまま進んでクサビ型に太平洋プレートの中に押し入るが、その途中の、現在のトンガ海溝付近で側面から逆に太平洋プレートに斜めにはいり込まれて、ここに寄よりに深まる震源層と共に、別な海溝-島弧系が出現している。前の海溝-島弧系の南端と、後のその北端とを結ぶ線は、それを境に両プレートが行き違うことになるから、ここでは水平面上での横ずれ断層による浅い地震が起こるはずである。図-2.11に、この線にそった数個の浅い地震の発震機構が矢印で示されているが、いずれも上に予想したとおりのものである。ニュー・ヘブリデス諸島とフィジー島の間の三角形をした海域のプレートは、生産される海嶺がないから現在は動かない。したがって、その北部を西北西に動く太平洋プレートとの間

にも、相対的なずれがどこかで起こることになる。図でAとかいた浅い地震の線にのった二つの地震の発震機構もこのことを裏づけている。しかし、この線の北西部にある深い地震群Bがいったいどうして起こっているのかについてはまだわかっていない。このようにまだはっきりしない問題点を含んだ地震活動地区が地球上にはまだかなり残っている。

参 考 文 献

- 15) L.R. Sykes : Mechanism of Earthquakes and Nature of Faulting on the Mid-Oceanic Ridges. J. Geophys. Res., 72 (1967), 2131~2153
- 16) L.R. Sykes : Earthquake Swarms and Sea-Floor Spreading, J. Geophys. Res., 75 (1970), 6598~6611
- 17) J.T. Wilson : A New Class of Faults and Their Bearing on Continental Drift, Nature 207 (1961), 343~347
- 18) B. Isacks, J. Oliver and L.R. Sykes : Seismicity and the New Global Tectonics, J. Geophys. Res., 73 (1968), 5855~5899
- 19) 三東哲夫 : 新しい地震観(3), 建築技術 8月号 (1973)
- 20) B. Isacks and P. Molnar : Distribution of Stresses in the Descending Lithosphere from a Global Survey of Focal Mechanism Solutions of Mantle Earthquakes. Rev. Geophys. Space Phys., 9 (1971), 103~174
- 21) 秋本俊一 : 上部マントルの相転位と超高压高温実験, 科学 36 (1968), 290~298
- 22) M.N. Toksöz, J.M. Minear and B.R. Julian : Temperature Field and Geophysical Effect of a Down-going Slab. J. Geophys. Res., 76 (1971), 1113~1138
- 23) A.T. Smith and M.N. Toksöz : Stress Distribution Beneath Islands Arcs. Geophys. J. Roy. Astro. Soc., 29 (1972), 289~318
- 24) H. Kanamori : Great Earthquakes at Island Arcs and the Lithosphere, Tectonophysics 12 (1971), 187~198
- 25) H. Kanamori : Seismological Evidence for a Lithospheric Normal Faulting—The Sanriku Earthquake of 1933. Phys. Earth Planet. Interiors 4 (1970), 289~300
- 26) K. Abe : Lithospheric Normal Faulting Beneath the Aleutian Trench. Phys. Earth Planet. Interiors 5 (1971), 190~198
- 27) H. Kanamori : Tectonic Implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido Earthquakes. Phys. Earth Planet. Interiors 5 (1971), 129~139
- 28) 竹内 均 : 日本海の成因, 科学 41 (1971), 687~688
- 29) 吉井敏郎ら : 土佐海段——南海舟状海盆の地殻構造について「島弧と海洋」東海大学出版会 (1970) 93~99
- 30) T. Santo : Classification of Earthquakes into Seven Types from the View of Plate Tectonics. Bull. IISSE 9 (1972), 1~10
- 31) T. Santo : Regional Study on the Characteristic Seismicity of the World, part III—New Hebrides Islands Region, Bull. Earthq. Res. Inst., 48 (1970), 1~18

(原稿受理 1973.2.13)

*

*

*