伊豆・小笠原弧の地震活動

海 宝 由 佳*

Seismicity of the Izu-Ogasawara Arc Region

Yuka KAIHO*

Abstract

A review of the seismicity in Izu-Ogasawara region is presented. In this region, earthquakes occur associated with the interaction of the subducting Pacific Plate and the overriding Philippine Sea Plate. The Wadati-Benioff zone, the deep seismic zone of the descending slab, is steep in this region. The Japan Trench subduction zone, which is the northern extension of Izu-Ogasawara arc has a less steep dip angle. The Mariana slab, the southern extension of the Izu-Ogasawara slab dips almost vertically. Within the Izu-Ogasawara slab, the dip angle becomes steeper towards the Mariana arc.

The seismic activity differs at three depth ranges. The top zone, shallower than 100 km depth, is active probably due to plate interaction at subduction. The middle zone between the depths of 100 km and 300 km is low in activity. The bottom zone is an active seismic zone, outstanding in the western Pacific region. This bottom active zone deepens toward the south. At the southern deepest end of the slab, however, the slab is suggested to be bent horizontally. No earthquakes occur deeper than 600 km.

Earthquake mechanisms in this region can be characterized by locations in the plate. There are several groups of different mechanisms indicating the regional stress field: normal type caused by plate bending seaward of trench; thrust type where two plates contact; high angle normal fault type within the descending Pacific Plate; down dip compression type near bottom of the top active zone; and tensile type in the back arc region suggesting an east to west extensional field. Finally, a peculiar tsunami earthquake in 1984 that suggests a magma intrusion in the back arc region is described.

I. はじめに

伊豆・小笠原弧は東北日本弧の南に位置し、更に南のマリアナ弧へと続く太平洋プレート西縁の島弧系である(図1)。多くの沈み込み帯では海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込むのに対し、ここ伊豆・小笠原弧やその南のマリアナ弧で

は海洋プレートが海洋プレートの下へ沈み込む。また、深さ600km近い深発地震面が観測され、縁海を伴う島弧の一般的な性質を理解するという立場からも、伊豆・小笠原弧の構造は注目されている。

太平洋のまわりの沈み込み帯はいくつかの種類に分類できる(Kanamori, 1971; Uyeda and Kanamori, 1979など)。例えばチリ・アラスカ型は沈み込みの角度がゆるく、深発地震面の長さが短い。背弧海盆がなく巨大地震が起きる。マリア

* 東京大学理学部地球物理学教室

* Department of Geophysics, Faculty of Science, University of Tokyo

図 1 伊豆・小笠原弧付近の海底地形

ナ型は、深発地震面の角度は急で海溝も深く、背弧海盆が発達し、島弧側のプレートが薄く大地震は起こっていない。伊豆・小笠原弧は前出のマリアナ型に近く、深発地震面の角度はマリアナ型よりやや小さい。また伊豆・小笠原弧では、深発地震面の深さが100-300kmの間は地震は少ないが、それより深い部分では再び深発地震の活動が活発になる。この伊豆・小笠原弧での実際の震源分布や応力分布と、それらの解釈を以下に述べる。

現在のプレートの構造や応力分布を考える上で、震源分布やメカニズムを知ることは有用である。

この海域においても、沈み込み帯のテクトニクスについて震源分布やメカニズムなどから多くの研究がある (Katsumata and Sykes, 1969; Isacks and Molnar, 1971など)。しかし海域であり十分な観測網に覆われていないため、自然地震の検知能力や震源位置の精度は、例えば微小地震による精密なプレート構造が見える日本列島下に較べてだいぶ落ちる。そこでグローバルに観測可能な大きい地震を使って、プレートの形状や応力場を探る手法が主流となる。一方、震源域の上にネットを展開するためには海底での観測が必要となるが、

Fig. 2 (5)

Fig. 2 (6).

図 2 宇津 (1982) より

日本付近の $M6.0$ 以上および被害地震の表 1885-1980 から、関東・東海地方の図。

臨時観測となるため、これまで観測の機会や期間が不十分であった。

II. 地震の規模と発生度数

伊豆・小笠原弧では、マグニチュード (M) 8 クラスの巨大地震は過去数十年の観測でも、また歴史地震でも報告されていない (宇津, 1982: 図

2)。表 1 に、1964年から1982年の間に、この海域に起こった $M6.0$ 以上の地震を ISC (International Seismological Centre) のリストより抜きだして示す。近年の観測では、 $M5$, $M6$ クラスの地震は起こっているが、それより大きいものは起こっていない。地震の規模に対する発生度数について、ある一定の期間、地域内に起こった地震のマ

表 1 1964-1982年間に伊豆・小笠原地域で起こった $M6$ 以上の地震

震源パラメータは ISC より、範囲は北緯25-35度、東経135-145度とした。以下のリファレンスに使用されている場合は、備考欄に著者とリファレンス内での地震の番号を挙げる。

年 月 日	時 刻	緯 度・経 度	深さ (km)	マグニチュード	備 考
1964. 1. 15	21:36 4.8	29.190N 141.150E	67.0	6.2	Katsumata and Sykes No. 6, 森山 No. 1, Seno and Eguchi No. 104
1968. 10. 7	19:20 20.8	26.290N 14.700E	518.0	6.1	Mikumo No. 3, 安中 I 113
1970. 5. 27	12:05 8.3	27.220N 140.290E	406.0	6.0	Mikumo No. 9, 安中 I 116
1970. 12. 7	21:35 21.9	29.790N 140.110E	183.0	6.0	森山 No. 8
1972. 2. 29	9:22 59.3	33.384N 140.973E	50.0	6.5	Seno and Eguchi No. 100
1972. 12. 4	10:16 11.5	33.336N 140.822E	62.0	6.7	
1974. 11. 29	22:05 23.5	30.708N 138.438E	429.0	6.1	
1977. 2. 18	20:51 30.4	33.247N 141.060E	46.0	6.0	
1977. 12. 21	1:00 34.0	25.544N 143.247E	42.0	6.3	森山 No. 24
1978. 3. 7	2:48 47.6	31.986N 137.612E	441.0	6.5	
1978. 3. 15	22:04 41.8	26.449N 140.761E	278.0	6.0	
1979. 12. 11	17:26 18.5	28.953N 140.944E	126.0	6.2	森山 No. 26, Okino EQ 1
1980. 12. 19	23:32 41.8	30.634N 140.851E	82.0	6.1	森山 No. 28
1982. 1. 1	18:51 2.6	26.845N 142.736E	30.0	6.4	
1982. 2. 20	19:18 24.1	33.671N 141.168E	46.0	6.1	
1982. 7. 4	1:20 8.2	27.900N 137.037E	554.0	6.2	Okino Unusual event
1982. 9. 6	1:47 3.2	29.400N 140.433E	179.0	6.4	

グニチュードとその発生度数の指数関数的な関係を示した Gutenberg-Richter の式

$$\log n(M) = a - bM$$

が、全世界の大地震、局地的な群発地震や $M3$ を下回るような微小地震についてもよく成り立つことが知られている。マグニチュードが $M \sim M + dM$ の区間にはいる地震の数を $n(M) dM$ とした時の、 n と M の間に成り立つ経験式である。 b 値は地震の起こっている媒質の性質を表わし、 b 値が大きくなると、大地震の数の割に小さい地震がたくさん起こる。火山性地震では b 値は2くらいまで大きくなることがあり、また、不均質な媒質では大きな値を取るというが、広域的に見た大きな地震については世界的にほとんど1である。図2の宇津のデータについて尾形(1986)の計算した b 値の空間分布が図3である。伊豆・小笠原弧も他の地域と同様、 b 値は1前後をとり、あまり変化がないことがわかる。

Gutenberg-Richter の式の成り立つマグニチュードには下限があり、それ以下では微小地震の

数の増え方が鈍る。内陸や浅い地震では、観測の限度の $M0$ 以下の極微小地震でもこの Gutenberg-Richter の式があてはまるのだが、ここ小笠原や千島での海底地震の観測からは海溝の海側の地震について、より小さい地震の頻度が増えなくなることが報告されている。微小地震といっても測器の観測限界の大きさやまわりのノイズよりもまだ十分に大きい地震波が観測され、地震数の減少はこれらの原因による見かけのものではない。これは Suyehiro (1960) が $M4$ を下回るような深発地震について示した Gutenberg-Richter の式からのずれと似ており、海洋プレートの性質を表わすという指摘もある(浅田・島村, 1974)。

また、これらの自然地震の地震波は陸上で観測されるものに比べ短周期成分に富む。浅田・島村(1974)は地震波の減衰の周波数特性を調べ、海洋プレートの Q 値 (Quality factor) を少なくとも3,000、おそらく5,000以上と推定している。

図3 尾形 (1986) Fig. 1c
図2に一部を示した宇津のデータに対して計算された b 値のコンターマップおよび鳥瞰図。大きい地震については、広域的な b 値にあまり変化がないことがわかる。

III. 震源の空間分布

伊豆・小笠原弧においても、東北日本などと同様沈み込むプレート付近で起こる地震や島弧側プレート内部の浅い地震が見られ、プレートの沈み込み角度は東北日本弧とマリアナ弧の間である。

図4に、伊豆・小笠原弧とその周辺海域の深さ別震央分布を示す。図5の右図は、左図中の囲みの部分の震源を矢印の方向から深さ断面に投影した図である。伊豆・小笠原弧は地震観測網が発達していないため、微小地震の多くは捉えることができない。この図では、地域的な検知能力の差で地震の数に偏りが出ないように、 $M4.5$ 以上の地震をISCの1975-1982年分の震源データからプロットしている。

以下に深度別の震源分布とその特徴を示す (図

4)。

(1) 0-100km

伊豆・小笠原弧全体にわたり、沈み込むプレートの中やその上盤のフィリピン海プレートの中に地震が起きている。地震活動は全体に活発で、スラブの形や活動度の海溝に沿った変化はあまり大きくない。背弧側で、フィリピン海プレート内部の地震活動が少ないながら見られる。島弧全体にわたっての活動は一様ではない。海溝海側での地震活動も見られる。

(2) 100-300km

この深さでは活動度が低い。

ここには示していないが、1960-1970年頃の震源分布では北部が南部に較べてやや活動度が高く、この範囲でも深さ方向に連続した地震面を追うことができる。一方、南部ではこの深さの地震があまり起こっていない。

(3) 300-500km

再び、伊豆・小笠原弧全体にわたって活発な活動が見られる。これは伊豆・小笠原弧の特徴である。深さ500km位までは近隣の海域に較べて多くの地震が起こっているが、600kmを超えるような地震は見られない。

1960年代の震源分布から、火山島の多い北部では中・深発地震が活発なのに較べ、南部ではそうでもないなど (Katsumata and Sykes, 1969) 伊豆・小笠原弧の南北での違いが論じられている。しかし、ここに示した1975年以降の震源分析では、それ以前に活発であった北部での地震が減り、逆に南部は以前よりやや活動的になったため、深さ100-300kmの活動の南北での違いはあまり明瞭でない。北側の300-500kmの活動域が南にいくにつれて深くなっているように見える (図5)。

ここで使用しているISCのデータの誤差は、図4および図5で使用している程度の大きさの地震では震源決定誤差は数km程度である (Adams *et al.*, 1982)。また、場所により数十km程度の系統的な誤差がある可能性があり、これはスラブなどの異常域をささむ方向に観測点があれば改善される。現在、個々の地震をテクニクスと結びつけて議論するためには慎重な吟味を要するが、

図 4 日本列島周辺および、伊豆・小笠原海域の深さ別震央分布図
震源データは ISC のもので、1975-1982年間に起こった M4.5以上の地震を使っている。

伊豆・小笠原弧の海溝に沿った方向への応力の変化、テクトニクスの変化とサイスミシティの関連はスラブの形が北から南へ変化しているこの沈み

込み帯での、今後の重要な課題であろう。

図 5 伊豆・小笠原弧付近での、震源の垂直断面図
データは ISC の 1975-1982 年, $M4.5$ 以上を使用。左図の囲みの中の地震を矢印の方向から投影している。

IV. 震源メカニズムとその分布

多くの研究者によって、この地域の地震について

震源の再決定やメカニズムの計算が行なわれ、プレートの形や相互作用が調べられている (Katsumata and Sykes, 1969; Isacks and Mol-

図 6 森山 (1988) による地震の分類
Bが太平洋プレートのベンディングによる正断層型の地震、Dはプレート間のスラスト型の地震、Tは高角正断層型、Cは down dip compression 型、Pはフィリピン海プレート内の背弧の地震である。

nar, 1971; Mikumo, 1971; 安中, 1977; Isaacs and Barazangi, 1977; Seno and Eguchi, 1983)。伊豆・小笠原弧では、扱える地震の規模も期間も限られているが、これまでの多くの研究によりプレート内の大まかな応力分布は推定できる。一部、背弧活動を示唆するような結果も得られている。これらの応力分布や震源分布は、現在いわれているテクトニクスとそう矛盾しない。近年のメカニズムの研究のうち、深さ200km までを Izutani *et al.* (1975) と森山 (1988MS) の浅部のメカニズムからまとめ、Okino (1990MS) の特異な深発地震を使った深部のスラブの解析、Kanamori *et al.* (1986) の背弧でのマグマの貫入の可能性を示唆する特異な津波地震の結果を紹介する。

(1) メカニズムの空間分布

Izutani *et al.* (1975) は、震源が近く、P波初動の分布が同じような地震をグループ化して、全体としてのメカニズム解を求めている。1つの地震のメカニズムを決めるにはデータが少ない場合でも、平均的なその場での応力場がわかる。このメカニズムから、スラブの各部分に対応した考察をしている。また、森山 (1988MS) は波形を使って深さ200km までの震源の再決定とメカニズムの計算をした。この研究では特に、地震の深さをより正確に求めてプレートのどの部分で起きた

地震かを考え、この地震のテクトニクスに考察を加えた。

森山 (1988MS) は、それぞれの地震をその深さとメカニズム、テクトニックな意味から7つに分類している。主な5つを図6に示す。以下に森山 (1988MS) の分類に従って地震を分けるが、7種のうち、最初に挙げた3種類は Izutani *et al.* (1975) の分類と対応している。

D型：フィリピン海プレートと太平洋プレート間のスラスト型地震

太平洋プレートとフィリピン海プレートの間にかかる逆断層型の地震である。スリップベクトルはよく揃う。この地震の震源分布によって示される沈み込んだ太平洋プレートの浅部での傾きは、深発地震面の傾きとは異なる (森山, 1988MS)。

C型：P軸（圧縮軸）がスラブの最大傾斜方向に向かう down dip compression 型の地震
フィリピン海プレートの厚さよりも深い部分に沈み込んだスラブ内で起きている。

100-200km 程度の地震では、北緯30°以北ではC型の down dip compression を示すが、それより南ではP軸がプレートの傾斜方向でなく走向方向となる (後出のA) (森山, 1988MS)。

また、P軸の向きは揃うが、T軸（伸張軸）の向きはばらつき、スラブ内部のゆがみなどに支配されているのではないと思われる (Izutani *et al.*, 1975)。

P型：背弧海盆の付近でおきた浅い地震

正断層型、横ずれ型の解を持つ。東西あるいは北東-南西方向の伸張力を示し、背弧が開いていることを支持する (森山, 1988MS)。

フィリピン海プレート内の浅い地震は、P軸が南北方向を向き、横ずれの断層解である。プレート内部の応力場を表わすものである (Izutani *et al.*, 1975)。

B型：海溝海側のベンディングによる正断層型の地震

三陸沖のようにプレート全体を断ち切るほどの大規模な地震ではなく、プレートが曲げられ

図 7 Okino (1990)による横たわるスラブのモデル

走時解析から、スラブは 670km 不連続面の上に横たわっていることが示唆される。

たための表層の正断層である (森山, 1988 MS)。

T型: 太平洋プレート内部の高角正断層型

沈み込む太平洋プレート内で高角正断層の地震が起きている (森山, 1988MS)。

A型: マリアナ弧との会合部付近の地震

100-200km 程度の地震では、北緯30°以南でP軸がプレートの走向方向となり、スラブの走向方向に圧縮力が働いている。伊豆・小笠原弧とマリアナ弧との会合部の変形の影響と考えられ、影響が島弧の中央部まで続いていることを示す (森山, 1988MS)。

O型: これらにあてはまらない地震

太平洋プレート内部で起きているが、上記の分類に当てはまらない。太平洋プレートの形や地形の変化から生ずる横方向からの応力の影響を受け、A型のようにP軸の向きがずれた地震など (森山, 1988MS)。

(2) Okino (1990MS) によるスラブ先端の形状 (図7)

Okino (1990MS) は、深発地震面の先端から西に 200km ほど離れた所に起こった深さ 573km の深発地震の震源パラメータを求め、走時解析から震源と深発地震面先端の間にもスラブがあること、すなわちその地震が横たわるスラブの中に起きたことを明らかにした。

スラブの深い部分の形状や応力分布は、グローバルあるいはリージョナルなプレート運動、マン

トルのダイナミクスと密接に関連している。伊豆・小笠原弧は、他の太平洋西縁の沈み込み帯と同様500km 以深まで地震が起こっている。しかし、マリアナ弧などのように600km を超えるような地震はない。このような深くまで達するスラブの先端が670km 不連続面を突き抜けているかどうかは、マンテル対流による物質循環が670km の境を越えて起こるかという問題の鍵ともなるので、多くのスラブで調べられている (Jordan, 1977; Creager and Jordan, 1984, 1986など)。より深部にもスラブの存在が示唆されるような沈み込み帯もあるが、ここでは、スラブの先端が曲がり、670km 不連続面の上に横たわっていることが示されている。スラブが短く不連続面に達していなかったり、不連続面を越えるような状態ではない。

(3) 1984年6月の津波地震

1984年6月スミス凹地付近で起こった地震は、マグニチュードの割に大きな津波が起こる、いわゆる津波地震であった。阿部 (1988) によると、この地震はモーメント・マグニチュード $Mw=5.6$ 、表面波マグニチュード $Ms=5.6$ 、津波の規模から求めた津波マグニチュード $Mt=7.3$ であることが報告されている。 Mt が Mw や Ms とこれほど食い違うのは例のないことである。

金森らによると、この地震の長周期表面波の様子は、ラブ波がほとんど見られず、レーリー波がすべての方向に同じ振幅、同じ位相で発生している。金森らは、この地震のメカニズムが一般の地震のようなダブルカップル (断層のずれで表わされる) モデルではなく、垂直な軸を持つ CLVD (Compensated linear vector dipole, この場合垂直方向への伸長、体積変化は伴わない) モデルで長周期表面波の波形をよく説明できることから、海底下でのマグマ貫入に伴うマグマと海水の反応の可能性を示唆している。水平方向に広がりを持つマグマの貫入とも考えられるが、地震の規模と変動の起こった速度からマグマと海水との反応の方が可能性が高い (Kanamori *et al.*, 1986; Barker and Kanamori, 1986)。この地震は背弧のひとつであるスミス凹地で起こっており、現在の

背弧活動を示す。

V. ま と め

伊豆・小笠原弧は、深発地震面の角度はマリアナ型に次いで急で海溝も深く、背弧海盆が発達し、島弧側のプレートが薄く、大地震は起こっていない。300km より深い所で深発地震の活動が活発になる。これは伊豆・小笠原弧特有の活動である。東北日本などと同様沈み込むプレート付近で起きる地震、陸側プレート内部の浅い地震が見られ、プレートの沈み込み角度が東北日本弧とマリアナ弧の中間である。北側の300-500kmの活動域が南へ向かって深くなっている。伊豆・小笠原弧南部において深発地震面から200kmほど離れて起きた地震から、スラブの先端が水平方向に曲がっており、670km不連続面より下にはスラブは続いていることがわかる。背弧海盆での伸長を示す地震が起きている。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、種々助言をいただいた末広潔助教授、原稿を見ていただいた金沢敏彦助教授に感謝いたします。ISCの震源データの作図には頼綱、吉井のmicro SEISを使用しました。

文 献

- 阿部勝征 (1988): 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化。震研彙報, **63**, 289-303.
- Adams, R. D., Hughes, A. A. and McGregor, D. M. (1982): Analysis procedures at the International Seismological Centre, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **30**, 85-93.
- 浅田 敏・島村英紀 (1974): 海底地震計と新しい地球物理学。科学, **44**, 278-285.
- 安中 正 (1977): 伊豆小笠原弧東北日本弧の深発地震の分布と発震機構。地震2, **30**, 213-225.
- Barker, J. S. and Kanamori, H. (1986): Analysis of the teleseismic body waves for the June 13, 1984 Earthquake near Tori Shima, Japan. *EOS Trans. A. G. U.*, **67**, p. 1117.
- Creager, K. C. and Jordan, T. H. (1984): Slab penetration into the lower mantle. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 3031-3049.
- Creager, K. C. and Jordan, T. H. (1986): Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other island arcs of the Northwest Pacific. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 3573-3589.
- 堀内茂木 (1977): プレートの絶対運動と深発地震面の形状——伊豆・小笠原マリアナ弧——。地震2, **30**, 435-447.
- Isacks, B. and Barazangi, M. (1977): Geometry of Benioff Zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. In Talwani, M. and Pitman, W. C.: *Island arcs deep sea trenches and back-arc basins, Maurice Ewing series 1*. A. G. U., Washington, D. C., 99-114.
- Isacks, B. and Molnar, P. (1971): Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys.*, **9**, 103-174.
- Izutani, Y., Koyama, J., Horiuchi, S. and Hirasawa, T. (1975): Tectonical implications of the Izu-Bonin-Mariana Arc from composite mechanism solutions. *Sci. Reps. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys.*, **23**, 1-12.
- Jordan, T. H. (1977): Lithospheric slab penetration into the Sea of Okhotsk. *Jour. Geophys.*, **43**, 473-496.
- Kanamori, H. (1971): Great earthquakes at island arcs and the lithosphere., *Tectonophys.*, **12**, 187-198.
- Kanamori, H., Ekstrom, G., Dziewonski, A. and Barker, J. S. (1986): An anomalous seismic event Tori Shima, Japan—a possible magma injection event. *EOS Trans. A. G. U.*, **67**, p. 1117.
- Katsumata, M. and Sykes, L. R. (1969): Seismicity and tectonics of the Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions. *Jour. Geophys. Res.*, **74**, 5923-5948.
- Knopoff, L. and Randall, M. J. (1970): The compensated linear vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *Jour. Geophys. Res.*, **75**, 4957-4963.
- Mikumo, T. (1971): Source process of deep and intermediate earthquakes as inferred from long-period P and S waveforms 2. Deep-focus and intermediate-depth earthquakes around Japan. *Jour. Phys. Earth*, **19**, 303-320.
- 森山哲二 (1988MS): 伊豆-小笠原弧における地震の深さとメカニズム。筑波大学理工学研究科修士論文。
- 尾形良彦 (1986): 空間地震パタンのベイズ型モデルによる統計解析。数理地震学, 214-227.
- Okino, K. (1990MS): The horizontally lying slab. *Master Thesis, Faculty of Science, Kyoto Univ.*
- Seno, T. and Eguchi, T. (1983): Seismotectonics of the Western Pacific regions. In Hilde, T. and Uyeda, S.: *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region.*, *Geodynamics series vol. 11*. A. G. U., Washington, D. C., 5-40.
- Suyehiro, S. (1960): Deep-focus earthquakes of small magnitude. *Meteor. and Geophys.*, **11**, 97-143.

宇津徳治 (1974) : 日本周辺の震源分布. 科学, **44**, 739-746.

宇津徳治 (1982) : 日本付近の $M6.0$ 以上の地震および被害地震の表 : 1885年-1980年. 震研彙報, **57**, 401-463.

Uyeda, S. and Kanamori, H. (1979) : Back-arc opening and the mode of subduction. *Jour. Geophys. Res.*, **84**, 1049-1061.

Uyeda, S. (1987) : Mariana type subduction zones

with remarks on arc volcanism and collision tectonics. In Monger, J. W. H. and Francheteau, J. : *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin, Geodynamics Series vol 18*. A. G. U., Washington, D. C., 1-7.

横山博文 (1984) : 最近の気象庁地震観測網の震源決定能力——1979-1983——. 験震時報, **49**, 53-65.

(1991年2月18日受付, 1991年6月17日受理)