太平洋プレートの沈潜に伴う反流について (2)

東海大学海洋学部 広 野 卓 蔵

(昭和 54 年 5 月 21 日受付)

A Countercurrent Accompanying the Descending Pacific Lithosphere (Part 2)

Takuzo HIRONO

Faculty of Oceanography, Tokai University

(Received May 21, 1979)

In the Kanto District, Japan, the Pacific Plate dips beneath the aseismic front at an angle of approximately 33° beneath the land, and about 40° beneath the sea where the aseismic front disappears. The boundary between these two segments underlies the Sagami Trough, suggesting that the Pacific Plate at its subduction, splits into two parts along the trough. Further, the marginal line of the upper plate passes beneath Oshima Volcano, Izu Peninsula, Shizuoka City, and then continues in a northwest direction.

The Toyama Deep Sea Valley, about 500 km long in the Sea of Japan, starts at Toyama Bay and provides the gate for another type of countercurrent to the subducting Pacific Plate. It is a slab-type one of about 280 km in length. The tip of the slab, where it runs against the subducting plate surface, is converted to magma. This, in turn, exerts the pressure needed to enhance separation at the boundary between plate and crust.

Rock breakage and/or crustal block movement result and cause earthquakes. An example is the movement of an isolated tertiary block with the dimensions of $120 \times 75 \times 50 \text{ km}^3$, located off south Kanto which is known to be the source of the 1923 Kanto Earthquake.

Using the hypothesis of perfect elasticity, the fault plane of an earthquake would never be expected to strike in a direction parallel with that of the rock stream. This peculiar situation in the distribution of the direction of principal pressure for earthquake mechanism around Izu Peninsula, can thus be explained by the influence exerted by the comparatively large shearing stress of the rock stream.

§1. は し が き

前報 [広野 (1978)] において著者は、火山前線を軸とし、日本海沿岸線と Aseismic Front (AF) を両限界とする熱対流の帯が、東北地方の地下に生じている可能性を述べた。その対流の力によつて、太平洋プレートが湾曲し、斜めに沈降するようになったと結論した。次は、東北地方とその南続きの関東地方も含めたより広い地域で、この対流を考える。

関東地方は、本州島弧と伊豆小笠原島弧の交わる場所で、海溝軸の方向も大きく変わるので、プレートの沈降のようすを説明するには、今まで考えてきた島弧下の対流以外に、別種の反流、

Fig. 1. A model of the thermal convection (IC) beneath Japan Island Arc.

それも関東地方およびその周辺の地区に関するもののみを考えることにする。

§ 2. 島弧対流

前報において述べた如く、島弧対流の深さを h (火山前線の深さ)、幅を $2a$ 、火山前線から海溝までの距離を L 、 $L/h=r$ 、AF 以下のプレートの傾斜角を θ 、 $\cot\theta=e$ とすると、

$$2a/h=1.3 \quad (1)$$

$$r=(2e+\sqrt{e^2+1})/2 \quad (2a)$$

$$\text{または } e=(4r-\sqrt{4r^2+3})/3 \quad (2b)$$

の関係がある (Fig. 1)。但し、対流の屈曲点 (AF) の深さは $h/2$ にしてある。

島弧対流の厚さは、前報 Fig. 8 に見られる東側への板状の下降部分で計ると約 30 km である。これがプレートに衝突する点で熔岩を生じ、その一部または全部が熔岩流となつて、プレート面上を流れ下つていると考えられる。

前報において、島弧対流のプレート上の着力点を AF としたが、対流の厚さや、熔岩層の厚さを考慮に入れると、その深さは、初めに定義した最も地震活動の盛んな深さより、やや深くなる。前報の場合、着力点の深さは 60 km で、地震活動の最も盛んな深さは 50 km であった。これからの議論においても、特にことわらぬ限り、板状の流れはすべて、厚さを無視し、直線で表わすことにする。

今考えている地域において、島弧対流の運動の方向は、すべて東西方向であると仮定する。その理由は、 36°N 線上で、後に述べる火山前線の異常点諏訪に対応して、千葉県沖に海山があり、そこで、海溝の深さが不連続となつていること、かつプレートの運動は準剛体的である

すなわち、前報で言及した日本海物質の動きも、考えなければならないと思われる。これは、太平洋プレートに対する、島弧下の熱対流より一段と大規模な反流と考えられるので、熱対流と区別するために、日本海反流と名付け、これに対し熱対流を島弧対流と名付けることにする。

ただし、ここでは日本海域全体の対流を扱うのではなく、その流れの一部分、

から、他の東西断面でも 36°N 面と同じになると考えられること、などである。また、各東西断面について、(1)、(2) 式が成立すると仮定した。こうおいても、対流発生の条件は満足されることは容易に分る (前報参照)。

初めに、前回と同様、 $\theta=33^{\circ}$ とし、(2a) 式を用いて r を求め、次で、地図上で、各火山について L を計つて h を求め、(1) 式によつて a を得た。但し、那須火山前線の西部の位置は、赤城・榛名・浅間でいつたん止まり、平行して妙義に始まり、蓼科・霧ヶ峯 (諏訪) に終るとした。また富士火山前線の北部の位置は、霧ヶ峯・八ヶ岳に始まり、途中関東山地によつて約 20 km 中断され、同じ NE 方向ながら 80 km 西にずれ、富士・大島に続くとした。大島以南は SSE に方向が変わる。

かくして定められた AF の位置は、

Fig. 2 の実線で示されたようになる。それは比較的良好よく 50 km 深度の地震活動境界線 (SAB) (Fig. 2, AF) と一致する。しかし、計算された火山前線の深さ (プレートまでの) は、東北

Fig. 2. Boundaries of IC (ICB and AF(CAL)) based on the model in Fig. 1. Good agreement is shown between the calculated and the observed aseismic front (AF(50 km)). Numerals along the volcanic front (VF) are calculated depths to the plate surface and those in brackets depths read from seismic activity profiles. Epicenters of intermediate earthquakes and fault lines A' B' etc are after Aoki, 1974. A' B' is a part of the Sagami Plate Tectonic Line (SPTL), along which the Pacific Plate splits into two segments. ATF: Atotsugawa Fault, ARF: Atera F. AF(COR): Corrected AF

Table 1. Dimensions of island-arc convection (Fuji Volcanic zone)[†]

No	Volcano	L	Calculated		Read		Calculated	Read Dip
			h	a	h^*	a^* ($0.65 h^*$)	Dip*	
1	KIRIGAMINE	405 km	165 km	107 km	190-200 km	—	37-39°	32-35°
2	FUJI	315	128	83	130-150	—	33-38°	31°
3	OSHIMA	246	100	65	120	—	39°	—
4	MIYAKE	222	90	59	150	98 km	50°	40°
5	HACHIJO	196	80	52	150-160	98-104	54°	40°

[†] h , depth; a , a half width; Dip, dip angle of the plate below AF, L, E-W distance between the trench and the volcanic front. Values of Read Dip in No. 1 and 2 are read on Fig. 6.

地方と違つて、北緯 37° 付近より、南へ行くに従つて次第に増加し、 36°N 、那須火山前線西端で最深(約 165 km)となり、それ以南、富士火山帯では、再び漸次浅くなる。地震活動断面図 (Fig. 8 と前報 Fig. 7 参照) より比較的正確に深さの読み取れる富士火山帯について、その値と計算値とを比較すると、Table 1 の如く陸上の火山では読取値は計算値より 20~30 km 深くなつている。この差はプレートの傾斜角が増大したためのように見えるが、津村 (1974) の関東地方地震活動断面図 (Fig 6a, b) を見ると、深発地震帯二重構造の傾斜はいろいろに取れるが、最低角は約 31° で、仮定した値とほぼ一致する。従つて、傾斜の違いではこの差は説明されない。津村の図では、AF の位置とは別にその東側に大きな地震の巣が見え、島弧対流以外にも力が働いているように見える。これについては再び §5 で述べる。

いずれにしても火山前線の深さが変わるから、それにつれて AF の深さも増減しているはずである。そこで地震活動分布図 (気象研究所, 1972) から作つた深さ 50~90 km 間の各 10 km おきの SAB をもとにして、深度 $(h/2-10)$ km (h は計算値) の SAB 線を作り Fig. 2 に鎖線で示したが [AF(COR)], 50 km 深度の SAB によく一致していることが分る。ここに、-10 km は、前に述べた着力点と最大地震活動深度との差の補正值である。

これらのことより、関東地方においても、VF, AF, 海溝等の位置関係について、(1), (2) 式が成立するといつてよい。但し、関東地方では、島弧対流の他にも、プレートを押し下げる作用が働いているが、それによつてはプレートの傾斜角は変わらないようである。

§3. 相模プレート構造線

さて、(1), (2) 式は AF が存在する場合に建てた実験式であるが、大島より南方の富士火山帯については AF がないので、(2) 式は成立の根拠がない。可能性のあるのは (1) 式だけである。しかし、一応 (2) 式で $\theta=33^\circ$ として計算された諸値と、地震活動断面図 (気象研究所, 1972) より読取つた対応値が Table 1 に示されている。富士、大島に比し、三宅、八丈島では両者の値が大いに違うことが分る。三宅島も八丈島も、 θ の値は、地震活動断面図より測ると、約 40° である。表の数値を参考にすれば、この地区では、プレートは海溝において、やや折れ曲りに近い状態で沈降していることが分る。

プレート沈降傾斜角の食違ひの根本原因は、AF の有無、即ち、大陸性と海洋性の地殻の相違にあると思われる。しかし、直接には、島弧対流以外に、プレートに曲げモーメントを加えている力があるためと考えられる。Fig. 3 は、三宅島近くを通る緯度線に沿つた地震活動断面図で、島弧対流と重なつた東下りの太い地震帯が見える。これがその力の源と考えられる。その下部とプレートとの間に無地震層があり、プレート上面あたりに地震の集中が見られる。

この地震帯も、太平洋プレートに対する一つの反流の現われと考えられるが、その議論については、改めて § 9 で行う。

ついでながら、三宅島と八丈島火山の読取ったプレートまでの深さと (1) 式により、島弧対流の東西の地理的限界を決めると、Fig. 2 の鎖線のように、その西縁は伊豆海嶺の西縁とはほぼ一致する。伊豆海嶺と東北地方の地形の相似性については、茂木 (1977) によつて指摘されたところであるが、伊豆海嶺は島弧対流の基本形を示しているものと考えられる。

さて、日本海溝と相模トラフの交差点が、三宅島の真東に当ることは注目値する。すなわち、交差点付近は、プレートの沈み込みの角度が急に変わる点であるから、特別な応力場となつて地震が起り易い。房総沖地震 (1953, $M=7.5$, $H=40\sim60$ km, $A=139^\circ$, $D=70^\circ$, 正断層, ICHIKAWA, 1971) がこの付近に起つたことは、この考えを支持する (Fig. 2 参照)。

青木 (1974) は、島弧同志の会合点では沈降するプレートは、その面積を不変とすると、沈降するに従い折目がつき、重なってくる筈であると主張した。このことと上に述べた事実を考慮すると、折目は切れ目でもよく、相模トラフがその切れ目であり、プレートの傾斜角の不連続線であると考えることができる。また、プレートは沈降と共に切断されることになる。そこで、相模トラフ沿いに始まるプレートの断裂線のコースを考える。実際の相模トラフの北部は、大島・房総半島の間を北上して相模湾内にはいつているが、大島は陸地側プレートの上にあるはずであるから、コースは房総沖から北上せず、西方へ大島を通過して、伊豆半島に達していると考えられる。1978 年の伊豆大島近海地震はこの線上に起つている。伊豆半島の美事に揃つた活断層群の曲つた方向 [村井・金子 (1974)] より考えて、その先は北西に向きを変え、静岡付近に上陸しているであろう。

青木は前記の論文 (1974) において、高山付近の稍深発地震の発震機構に言及し、それらが、高山付近から SE 方向に延びた長さ 90 km の断層の滑り運動によるものであることを明らかにし、プレートの重なりに関係ありと考えた (Fig. 2)。この地震群は 36°N 線を跨いでおり、同緯度線の断面を示した Fig. 8A に見られるように、その震源群はプレート面付近にあるので、この断層はプレート自身の断層と考えることができる。その位置は正に静岡付近を通る線

Fig. 3. The E-W profile of seismic activity along the latitude 34.0°N passing near Miyakejima Volcano (M). It shows a big dipping earthquake zone running against the surface of the dipping plate.

上にあるので、プレート断裂線の静岡より先のコースは、これに接続するものと考えられる。相模トラフを含めたこの長い断裂線を相模プレート構造線 (SPTL) と呼ぶことにする。

富士火山帯を中心とした島弧対流の西の限界線は、Fig. 2 に示すように相模プレート構造線に接近してほぼ平行に走っている。また中部地方の有数の活断層である阿寺断層が、その縁に沿って位置していることは注目に値する。他方、島弧対流の北側の縁の西端付近には、跡津川断層があり、那須火山前線とはほぼ平行している。両断層の動きは共軛関係にあることが知られており、阿寺断層は左ずれである。高山付近の稍深発地震の発震機構のズレの方向は、断層線をほぼ NW とすると、市川(1971)の資料の 5 ケの該当地震を調べた結果、すべてが左ずれであつて、地上の断層の動きと一致する。これら断層の動きは、切られた二つのプレートの相対運動に関係しているものと思われる。

かくして、太平洋プレートが相模トラフの入口で二つに切られるとき、その両側の海溝の向きがやや異つているために、沈み込みの方向が互いに喰い違い、沈降した先の方で重なることになるはずである。

§ 4. 島海火山帯と富山深海長谷

島海火山帯を生じた日本海反流がありとすれば、海底にその流入口があるはずであると考えていたが、それらしいものを発見した。すなわち、富山湾口から北上し、大和堆の北側まで、延々 500 km に及ぶ富山深海長谷である [茂木(1977); 岩淵(1968); 川上(1970)]。以後、簡単のため深海長谷と呼ぶ。その位置は川上によつて Fig. 4 に示す。深海長谷は深さ数 100 m、幅数 km、両岸は自然堤防をなし、特に東側が高い。図の ED 区間を除き蛇行が著しい。南端の富山舟状海盆は沈降地帯でかすかな負の重力異常があり、東西側に断層がある [茂木(1977)]。

深海長谷の概略の方向は南北で、富山舟状海盆より南の延長上には、フォッサ・マグナの西縁、糸魚川・静岡線（以後糸静線と略称）が続いていることは注目に値する。

以下、深海長谷より日本海物質が、日本島弧に向つて直線的に流下していると仮定し、Fig. 4 の如く A から G まで 6 区間に分けて、その先端の位置を考える。まず、その北半分の G, F, E, D 点は特長ある曲り方をしており、これを島海火山帯と対照すると、寒風山 (G') から吾妻山 (D') までが対応するように見える。特に、月山から吾妻山までの間は、朝日山地と飯豊^{イイデ}山地 (E') がほぼ直角に屈曲し、この間、実際の火山はないが、深海長谷の $\angle FED \div \angle R$ との対応は誠に顕著である。

いま、(i)寒風、島海 (F'), 吾妻の諸火山が、深海長谷の G, F, D の諸点から出た日本海

反流の終点である, (ii) それぞれの熱源は火山直下の太平洋プレート上面 (深さは Fig. 1 のモデルにより計算) にある, (iii) 日本海反流が深海長谷から東へ降下する際の曲り方は簡単のため折れ曲りである, などと仮定すると, G, F, D と対応する火山までの流向は Fig. 4 のように, また, 熱源までの距離は Table 2 のようになる.

図表に見る如く, 太平洋プレートと違つて, 傾斜角も方向も不定であるが, 距離が一定に保たれていることに気付く. そこで, 深海長谷のD点より先のA点に到る部分についても, 降下して先端に到る長さは一律に 280 km に等しいと仮定した. それは, このような反流があるとすれば, その板状流の成長率は一様であろうと考えたからである. 勿論, 反流の先端はプレートの上面にあるものとする. また, 第1近似として厚さを無視する.

さて, 日本海反流は島弧対流の場の中に侵入して行く. 特にD点より南半分では, 火山前線を越えて, 更に深く島弧対流と交差するようになる. ここで, 本題を続ける前に, 両者の間の関係を考える.

まず, 島弧対流の存在の可能性は, 場のレーレー数でできる. 深さ H を与えるとき, レーレー数を決める重要な数値は粘性率 μ であるが, 東北地方の下では μ のオーダーが $<10^{10}$ P ならば対流は可能であることが分っている [広野 (1978)]. 日本海反流と島弧下の媒質が多少異

Fig. 4. General situation of the Japan Sea Countercurrent (JSC). The Toyama Deep Sea Channel (TDC) is its gate. A' B' ... are its terminal locations corresponding to A B ... of TDC. The D' C' part of JSC caused the earthquakes of 1938 occurring east off that coast. The C' B' part corresponds to the earthquake nests determined by USAMI (1977). The B' A' part caused the Kanto Earthquake of 1923.

Table 2. Distances to volcanoes from Toyama deep Sea channel

Volcano	Code	Hori. Dist.	Depth	Direct Dist.	Dip	Azimuth
KANPU	G'	218 km	179 km	282 km	39°	N 66° W
CHOKAI	F'	228	165	281	36	59
AZUMA	D'	250	127	280	27	59

るとしても、日本海および島弧は共に熱流量の高い所であるから、そのために、上記の、 μ のオーダーの範囲が破られるとはとうてい考えられない。故に、島弧対流は日本海反流層が場にあつても存在すると考えられる。

次に場の重ね合せの原理について考える。対流理論によれば [竹内 (1972)], 対流の起る空間は、深さが決まれば、横幅は寸法比の法則によつて自ら決まる。今の場合、対流の東西の境はほぼ AF と日本海沿岸線に一致する。しかし、その両側は同じような媒質が連続していて、島弧対流の空間を含め一連の別の媒体を形成している。今考えている日本海反流はその中の現象である。日本海反流が対流圏の中にはいると、圈内の媒質の挙動は両者の影響を受けるであろう。そのとき、対流も反流も、運動は極めて緩慢であると考えられるから、媒質の応力関係は準静力学的と考えられる。すなわち、場を通じて偏差応力 (Stress deviator) は釣合の式を満足する。

簡単のために、島弧対流面を含む二次元 (x, y) 面を考え、場の偏差応力を $\sigma_x, \sigma_y, \tau_{xy}$ とすれば、釣合の式は

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

とかける。勿論、島弧対流も、日本海反流も、各成分は物質の物性の如何にかかわらず、厳密にこの式を満足する。

また物質が等方性であるとすれば、変形速度 (Strain rate) と偏差応力との関係は

$$\frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{\partial v}{\partial y} = \frac{1}{2} \lambda (\sigma_x - \sigma_y), \quad \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \lambda \tau_{xy} \quad (4)$$

とかける。但し u, v は速度の成分で、 λ の意味は次の通りである。

一般の可塑性物質の場合、流れの状態で実効変形速度 $\dot{\epsilon}$ と実効偏差応力 τ との関係は

$$\dot{\epsilon} = f(\tau)$$

とかける。但し $f(\tau)$ は τ の任意の関数で、かつ、 $\tau, \dot{\epsilon}$ は次の 2 次不変量で定義される。

$$\tau^2 = (\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2$$

$$2\dot{\epsilon}^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \quad (5)$$

では物質の状態値で、一般には位置と時間の関数である。そして、物質は、応力が (5) を満足するように動いていると考える。そのとき $\lambda = f(\tau)/\tau$ となることが NYE (1957) によつて証明されている。したがつて λ は位置と時間の関数となる。

(3) によつて場の偏差応力が重ね合せの原理に従うことが分り、更に、(4) によつて、変形

速度も同じ原理に従うことが分る。

これらの式は、島弧対流の媒質に日本海反流が侵入している場合の偏差応力等の分布は、各々が単独に起つた場合の値を加え合せればよいことを示している。換言すれば、島弧対流内の日本海反流の挙動は、対流の存在を無視して考えることができる。この原理は、反流同志が重なるときにも適用することができる。

地震活動の場は τ 値 (場所についての定数) に関係するから、かならずしも、流れの全貌を表わすような分布にはならない。このために、島弧対流や日本海反流の姿が見にくいのであると思われる。

§ 5. 日本海反流 (1)

さて、本題にもどつて、§ 4 により、島弧対流の影響を無視して日本海反流を考える。

まず、DC 間で日本海反流の流れの方向は一定とする。吾妻山以南の反流の先端をプロットすると、Fig. 4 の D' C' の如くなる。D' C' はほとんど直線で、阿武隈山地の西縁に接している。火山前線を越えた日本海反流は、島弧対流とプレートとの間に生じている滑面 (熔岩層) を挟んでプレートと接する。Fig. 5 は D' C' の中ほど (37.2°N) の地震活動断面図であるが、阿武隈山塊の下深く広大な無地震地帯を示している。これがすべて山塊自体とは考えられない。反流が溶けて、滑面の熔岩と共に、山塊を包んでいるように見える。その圧力は阿武隈山塊を押し、1938 年の福島県沖の群発地震を起したと思われる。Fig. 4 にそのときの震央分布の範囲 [ABE (1977)] と、主な地震の震央とその主圧力の傾斜の方向 [ICHIKAWA (1971)] を示す。震源域の幅はほぼ D' C' 間に一致し、主圧力の方向はほぼ DD' 方向に一致する。

阿部 (1977) によれば、Fig. 4 の如き路線 (LR) による水準測量が 1938 年の地震を挟んで 4 回行われている。1897 年より 1939 年 (地震の翌年) の間では、会津若松市 (J 4264) より磐城市に近づくに従つて水準点は放物線的に沈降しており、路線の先端 (J 4201) では沈下量 30 cm に及んでいたのが、1939~1955 年の間には山形の分布で恢復し、先端よりやや陸地にはいつた所 (4210) で最高の 10 cm 隆起があつた。1955 年以後はほぼ変化はない。この事実から次の如き起震過程が考えられる。

まず、反流層の圧力が増加して、その先端がプレートを押し、弾性変形

Fig. 5. The profile of seismic activity at the latitude 37.2°N (See Fig. 4). It shows that the tip of the DC part of JSC runs against the plate surface beneath the Abukuma massif (AB).

(押し下げ)を起さす。それに伴つて地表が沈降する。この変形が起り得るのは、反流層の長さが十分に長くて、変形の影響外の場合から力を及ぼすことができるからである。反流の着力点は AF より深い所であるから、AF 以下のプレートを覆う熔岩層を下から押し上げ、その圧力を高める。そのために起る地表の隆起量は、熔岩層が深いため (60 km 以深)、プレート変形による沈降に比し小さいと考えられ、結局、地震前には、地面は沈降する。

熔岩層上端 (AF 付近) は圧力増加により、地殻とプレートの境界層が裂け、地震が発生する。低圧の割目へ熔岩が奔入して、その場所の上層は隆起し、熔岩層の先端部分は減圧し、その上層は沈降する。地震直後の短時間にこの一対の変化を起した地域が震源域を構成する。粘性のため時間が遅れて、後続の熔岩層の圧力も、次第に減圧して、その上層は沈降の方向に向う。やがて、反流先端からの溶岩補給量が増加して、次第に溶岩圧力を恢復し、地表は上昇し出す。しかし、地震直前の沈下量は、完全には恢復しない。その量だけ、プレートは沈降し、海溝は遠ざかり、反流先端は前進する。これが、考えられる 1938 年の福島県東方沖地震の発

震過程である。

日本海反流の先端の軌跡は C' 点で AF 線と交差し、これを越え B' まで関東東部の地震活動地帯にはいる。CC' は機械的に DD' に平行に引いた直線であるが、津村 (1974) の Fig. 2 を見ると、CC' の線はさらに西方 CC''' 付近まで広がっているようである。1938 年福島県東方沖地震の活動範囲にも一致する (Fig. 4)。

C' B' の位置は利根川北岸一帯の地震活動に対応する。同地区の発震機構は、市川 (1962) の資料によれば、主圧力の方向は平均して N 44°W であるから、BB' の方向 (約 N 50°W) とはほぼ一致する。

Fig. 4 に宇佐美 (1978) による関東地方の微小地震の巣の分布状態が記入されており、それに方向と深さを合せ

Fig. 6. Vertical distribution of hypocenters of micro-earthquakes for the areas, (a) north of, and (b) south of the latitude 36.0°N with 50 km width (after TSUMURA, 1973). Dense portions of seismic activity in (a) correspond to the B' C' tips of JSC (Fig. 4) and that in (b) to the tip of the Atera Countercurrent (§8). Aseismic layers slant westward from beneath the seismic dense portions, at angles, 32-35° (a), and 31° (b) respectively. They are probably magma layers.

るように、都合よく CC' , bb' , BB' を引くことができる。深海長谷上の Cb , bB からの日本海反流はその先端付近で重なっている。その重なり具合は、津村(1974)の図 (Fig 6a) によく現われている。

Fig. 6 で見られる地震の巣の下側から発してプレート沿いに下降する無地震層は熔岩層と考えられる。日本海反流の $B' C'$ 先端の位置は AF より海溝側にあるからプレート上に滑面がないので、自ら熔岩層を生成して、新しい滑面を生じている。そのさまは、島弧対流の下降部分がプレートに衝突して熔岩流となる場合に似ている。BC 日本海反流の先端で生じた熔岩層は、本来の島弧対流の勢力を増強し、規模を大きくする。またその圧力は、着力点の位置が、島弧対流のそれよりやや東にずれており、プレートの湾曲部にあるので、島弧会合点における島弧対流のみの場合に生ずるプレートの歪を調整するように働いているものと考えられる。

§ 6. 松代で観測された顕著な相

日本海から関東地方東部にかけて傾斜した層が存在するという推測に対し、験震的な証拠と思われるものがある。宇津(1956)によれば、松代で観測された関東地方東部の深さ 40~60 km の地震記録には、東西成分のみに、P~S 間に、説明困難な二つの顕著な相、 X_1 , X_2 が現われる。両者の特長は、前者は P 波に、後者は S 波に波形が似ており、走時は両者とも、松代からの震央距離に対し直線的で、その延長は原点を通る。見かけの速度は、それぞれ 5.0, 4.3 km/sec で、両者とも振動方向は P 波

的である (Fig. 7)。

まず、 X_2 の走時は、松代付近より東に傾斜する層に沿う S 波の屈折波 (近地地震のように、速度のより早い下層に沿って進む波) とすれば説明がつく。振動方向についても、SV 型の S 波 (層の境界面に垂直な面内の振動成分) ならば、その屈折波は P 波的振動をする。SH 型は境界面に沿う屈折波を生じないから [BULLEN (1963) 89p], 空間波として伝播し、普通の S 波として観測される。

P 波については、観測された X_1 の

Fig. 7. Travel time curves of phases X_1 and X_2 observed at Matsushiro which appear in the E comp. seismograms between P-S, and an example of X_2 phase (after Utsu, 1956). A clear phase of $\tilde{S}$ is seen after X_2 (See text).

速度は表層近くの値で、深所の P には小さ過ぎるから、層の外に震源がある場合は、遅い波は起り得ない。そこで、震源の位置が層の中にあるか、層の先端付近にあるとすれば、 P 波は層中を層の速度を以て、あたかも $\bar{P}$ の如く伝播する。そのとき走時は直線的となる。これが X_1 で、 P_n に相当するものは普通の P として観測される。

震源から出た SV 波は、 $\bar{P}$ に対する $\bar{S}$ 波と、層外媒質の、より早い速度で伝播する屈折波とよりなる。宇津の示した記録例 (Fig. 7) には、 E, U 成分に、 S より後に $\bar{S}$ らしきものが見える。そして、 X_2 は屈折波であるから、その速度は一般の S に基だ近いが、径路が直線のため、一般の S よりやや早く (約 6sec) 着く。震源と層との相対位置によつて、いずれかの相の欠如も考えられる (Fig. 7 の例には X_1 が無い)。

宇津の付図を見ると、Fig. 4 の $CC'-BB'$ の範囲の地震から問題の相が観測されており、かなりの沖合のものにまで及んでいる。松代は上記の範囲よりやや外れた所に位置しているが、あたかもその層の上に載つており、かつ、 $B'C'$ の全方向から来る地震波に問題の相を観測しているところより見ると、日本海反流層は、少なくとも BC 線より松代付近まで一枚続きになつていて、かつ、松代付近の層の上面はかなり浅いものと思われる。なお、島弧対流の西北縁線が松代付近を通つていることは注目に値する。

§7. 日本海反流 (2)

深海長谷の CB 部分は、 BA に連続しているように見えるが、むしろ糸静線に連続しているようである。そして BA は西隣の跡津川反流 (§9) に関係が深い。

深海長谷 AB の部分からでる反流は BC の部分より更に南へふれ、 $S 38^\circ E$ の方向に傾斜している。この方向は、 B 点からは、新潟焼山、浅間山の線、 A 点からは諏訪、富士、大島を連ねた線と一致する。この流れは糸静線北半分を跨いで、関東南西部に達している。

中村 (1969) は、大島、富士山付近一帯に働く場の力が、これら火山の側火山の並び方より見て、 $NNW-SSE$ の方向にあることを推論しており、 AA' の方向とほぼ一致する。

反流の先端の地理的位置は、丹那から相模湾沿いに横浜市付近に達している。Fig. 8D は反流の先端付近の地震活動垂直断面で、今までの例と違つて、その先端は、東端はプレートに接しているが西上りとなつてプレートから離れているように見える。

この場合も、 $D'C'$ の場合と同様、反流の作用は、もつぱら起震力になつていると考えられる。その位置から考えて、これが、1923 年関東地震の原動力の一つではないかと思われる。金森・安藤 (1973) によると、関東地震の測地による断層モデルとして示された震源ブロックの北限は、ほぼ $A'B''$ 線に、南限は相模プレート構造線に一致している。震源ブロックの移動

方向 (地震モデルの場合 $S 52^{\circ}E$, 測地モデルの場合 $S 24^{\circ}E$) は AA' の方向に近い。

地震活動断面図 [気象研究所 (1972)] を見ると, ちょうどこの断層モデルに相当するところに, SSE 方向に 120km, WSW 方向に 75km, SSE 方向の稜の深さ 50 km (傾斜角約 45°) の逆三角形の無地震ブロック (SG) が見える (Fig. 8, 9). その西側の縁は, ほぼ相模湾内の相模トラフに一致する. 房総から三浦半島にかけて, 葉山嶺岡層と呼ばれる西日本外帯の古第三系に相当する地層が露出しているが [村井・金子 (1973)], 上記ブロックの稜の位置は, 図の如く, ほぼ葉山-嶺岡隆起帯に一致する. また AF の位置とも一致する. したがって, このブロックの動きが関東地震を起したと考えてよいであろう.

なお, 上記ブロックの北側 (SI) と東側 (BS) にも無地震ブロックがある. (Fig. 8), これら 3つの無地震ブロックは, その大きさと位置から見て, 西日本帯状構造外帯の片割れで, 相模湾と房総沖のブロックは, 四万十帯の東続きが糸静線から離れたもの, 北側の小ブロックは関東山地の東続きの古生層山塊の断片と思われる. なお, 東京湾北部には, ここを中心にやや東西方向に広がる負の重力異常地帯があり [ERI(1972)], 沈降地帯であることが知られているので, Fig. 8 C に表われている無地震ブロックは厚い堆積層

Fig. 8. The profiles of seismic activity along latitude lines traversing South Kanto area at 0.2° interval showing buried crustal blocks. The location of upper plates are drawn after the model in Fig. 1 with on correction of JSC effect.

Fig. 9. Three buried crustal blocks including some attached sediments in South Kanto, depicted from Fig. 8 (SI, SG, BS). RG: downward ridge of SG, HM: Hayama-Mineoka Zone, ARTS: a fault line found by the ARTS, solid circles: destructive earthquakes occurring around SI since 1615 (after ABE, 1975), EN: earthquake nests.

Fig. 10. Variation of ground level along the leveling route, J30-J52 (See Fig. 9) for a period including the Kanto Earthquake of 1923 (after NAKAEN and FUJII, 1977). It shows that the maximum changes occurred at J43, Oiso.

熱海間の水準路線による水準変化は、Fig. 10 のように、関東地震前 (1896-1884) は全路線を通し 2 cm 以内の変化であつたが、地震前後の変化 (1924-1896) は、大磯付近を最高とした山形隆起で 200 cm に及んだ。地震後 1 年間の変化 (1925-1924) は大磯付近を最低とした谷形沈降だが、その量は 5 cm 程度であつた。その経過の様子は、丹沢山塊の沈降を考慮に入れば、前記福島県沖地震の場合と似ている。ただ、側線のある反流の場所がちがうだけである。

上記の水準変化は大磯付近が最も大で、熱海と川崎付近がほぼ固定端となつている。そこは

であることも考えられる。関東山地と SI ブロック間に 1931 年の西埼玉地震が起つている。阿部(1975)によれば 1615 年以来 1931 年までに 8 ケの被害地震がこの付近に起つており、そのほとんどがこのブロックの周辺である (Fig. 9)。房総沖のブロックは、元祿の関東地震(1703)に関係ありと考えられる。これらのブロックを相模、埼玉、房総埋没山塊と名づける。相模埋没山塊が糸静線より東へ分離移動したのは、富士火山帯の島弧対流による漂流と考えられる。

AB 日本海反流の先端 A' B'' は、ちょうど相模埋没山塊の北側、かつその下部に達しており、A' B'' の力がこのブロックに掛つていることは明白と思われる。そして、ブロックを西から押す島弧対流との共力によつて、これを動かしたのと考えられる。島弧対流の起震力が地変を残さないならば、断層モデルとしての地震学的モデルは、当然、測地学的モデルよりも力の方向が西寄りになるものと思われる。

中根・藤井(1977)によれば、東京-

A'B'' の両端に近い場所である。他方、水平変動の方は A'B'' の両端近くの変化が大きく、西部では丹那断層と箱根付近 [藤井・中根 (1978 a)], 東部では横浜から相模原にかけての一帯に [藤井・中根 (1978 b)], 北西方向より、地震前は圧縮、地震後は引張応力が現われている。

これらのことは、A'B'' にかかる反流の圧力の増加と共に、縁辺部に大きな剪断力がかかっていたことを意味する。B'' 部分は AF に引つかかっているの、島弧対流との共力によって、AF に沿って SE 方向に地殻とプレートの剥れが起り、剥れの線を軸にして相模埋没山塊の西斜面に沿って断層を生じたものと考えられる。

A' 部分は深さ約 40~50 km で、B'' 部分のような引つかかりの部分がないから、その力は周囲の媒質に対し、滑りではなく、可塑的変形を起こすものと考えられる。AA' の延長線は富士山と大島を結んだ線で、それは、丹那断層と西相模湾断層 [藤井 (1978 a)] を横切っており、そこで、伊東群発地震 (1930) や北伊豆地震 (1930) が起っている。上記両断層の動きは、主圧力の方向を NW、断層の方向を N-S とすれば、左ずれ断層となり、観測事実と一致する (§ 10 参照)。

§ 8. 阿 寺 反 流

富山深海長谷より発する日本海反流のうち AB と BC 部分の流れは方向が大きく変り、そのため、南関東の利根川と多摩川の間が反流の空白境となつたが、この間隙は、千葉市付近を中心とした大型の地震の巣によつて埋められている (Fig. 4)。この地震の巣の、発震機構の主圧力の方向は、市川 (1962) によれば東西方向である。これも一つの反流によるものとすれば、その流れてくる方向は真西に近いものと考えられる。しかし、その源の性質は不明である。

さしあたり、流れは真西からくる板状の、長さ 280 km の層であると仮定すれば、そのもぐり込みの位置は、島弧対流の西の限界線上、ちょうど阿寺断層線の位置になり、幅もそれと一致する。そこで、これを一応、阿寺反流と名付ける。

この反流によつて、関東山地の南側から房総半島中部にかけて、ほぼ東西に点在一連の小さい地震の巣 (Fig. 4) を、流れの境界線上に働く剪断応力によるものとして説明することができる。また、南関東の地質構造を破壊し、これを関東山地、埼玉・相模埋没山塊等のブロックと化し、これらを東に押しやる原動力の一端をなしているものと考えられる。

なお、1973 年に、科学技術庁が発表した人工衛星 ERTS の写真に現われた、利根川下流域に沿う東西の線形は、埼玉埋没山塊の南縁に沿っており、阿寺反流の動きによる断層と考えることができる (Fig. 9)。

§ 9. 跡津川反流と相模プレート構造線

§ 3 で述べたように、三宅島周辺のプレートに加えられる外力は、Fig. 3 に見るように、島弧対流と重なって、東へ傾く地震ブロックによつて表わされている。図上で計ると、その東方への傾斜角は 43° である。もしこの層が岩石流であるとすれば、明らかに西から東へ流下する成分がある。しかし、この層の浅い方の半分を占める地震活動ブロックは 1962 年の三宅島噴火に伴う群発地震を含み、その主圧力の方向は NW で、その傾斜角は $<20^\circ$ ($H \leq 40$ km) であつた [市川資料(1971) による]。したがつて、地震ブロックが表わす岩石流の方向からは、東への傾斜角は説明しにくい。

問題の地震ブロックは、東傾斜の層中で楔状をなし (Fig. 3)、その東縁は、ほぼ鉛直な壁をなしているので、その位置は深さに無関係である。一方、Fig. 4 の 50 km 深度面の地震活動図では、三宅島付近は、NW 方向の長方形に近い活動域を持つている。そこで、その東縁を延長すれば、地震ブロックが表わす岩石流の源が迎れると思われた。その直線は次第に東隣の AA' 線に近づき、S から A 点までの間で一致する。この方向は、流れの北部で跡津川断層をほぼ直角に横切るので、この流れを一応、跡津川反流と名付けることにする。なお、Fig. 3 の地震ブロックの西端で AM' に平行に直線を引くと、跡津川断層のほぼ西端を通る (Fig. 4 NN')。

跡津川反流沿いの地震ブロックの厚さは、陸上では 20 km くらい、海にはいつては、 35° N より南で約 30 km、 34.4° N から南では急に底が深くなり 60~80 km となる。 34.4° N は跡津川断層よりの距離が 280 km の所にあり、そこでは新島・神津島の線が SW に伸び、同線沿いに銭洲の先まで、深度 50 km 面の地震小ブロックが並んでいる。この線は一種の構造線と考えられているが、今までの例と違つて、支流に対する明瞭な対抗物がない。三宅島を中心とする深度 50 km 面上の長方形の地震活動域 (Fig. 11) は、これより南東側にある。

中村(1961)は、伊豆大島から大島近海にかけて NW 方向の地表的応力が存在する証拠として、伊豆半島から新島・銭洲までの陸海の地形に、波長 15~20 km で、NE 方向に軸を持つ波状の畝の存在を指摘したが、跡津川反流とは、その方向と流れの浅さの点で一致する。また、新島・銭洲線の南側で畝が消滅しているのは流れが急に深くなつたためとする考えに調和する。

跡津川反流は AB 日本海反流と隣接していて、その底面も共通で、地震活動断面図 (Fig. 8D) を見ると三宅島付近と同様、西から東へ傾斜している。この底面の下にある無地震層は、相模プレート構造線に沿つて切れているプレートの両側の動きを反映して生じた層と考えられる。Fig. 3 は、三宅島付近の同類の層と、跡津川支流とが重なつた所を示しているものと考ええる。次に深さ 0 km 面の地震活動分布図 (Fig. 11) によつて、問題の層を調べる。

三宅島付近の 0 km 面の地震活動域の続きは NW ではなく N 方向に延び、静岡県西部の地震活動域と相模プレート構造線 (SPTL) を境に完全に分離している。北へ延びた地震活動域の西縁は、ほぼ SPTL に平行である。その 35.4° 付近では (Fig. 8D), 同構造線から発した無地震層と地震ブロックの境界面が、東へ 18° の角度で傾斜している。他方, SPTL より海側では, SPTL の代りに南海トラフの線から発した無地震層と地震ブロックの境界面が東へ弓なりに約 40° で傾斜している (Fig. 3)。

陸地におけるこの地震ブロックの下面は、下降して AF の下でプレート面に達している ($35.8^{\circ} \sim 34.8^{\circ}\text{N}$)。また海側では、地震傾斜層の下面は、例えば三宅島より東へ下り、AA' の延長線の下あたり (140°E) で、プレートの面に達している。

緯度 34°N の東西断面図で計った地震傾斜層の厚さは 47 km であつた。このように強力な地震活動ブロックも、これより北に向つて急速に足下から消え、相模プレート構造線を境に変化は陸型に移る。また 34°N から南に向つても急速に上下左右から消え 33.6°N で消滅する。このように、相模プレート構造線付近には独特の傾斜層があるが、その南北の範囲はほぼ $34.0^{\circ} \sim 35.8^{\circ}\text{N}$ の間に限られている (Fig. 11)。

Fig. 11. Seismic active areas (SAA) at 0 km and at 50 km in depth around the Atotsugawa countercurrent (PQSM'N'P) and the area (abcdefa) occupied by an eastward dipping layer associated with SPTL. The line connecting N(Niijima), K(Kozushima) and Z(Zenisu) may be the terminal of the Atotsugawa countercurrent.

Fig. 12. Principal pressure directions of shallow earthquakes occurring in Izu Peninsula and its vicinity, 1926-1968 (after ICHIKAWA, 1970).

Fig. 13. An elementary prism in a plastic body at equilibrium state under the principal stresses P , Q , and R (at static state) and pure shear T (at flow state).

圧力 N - S 方向のものとが相隣接している (Fig. 12). 山口・小高 (1974) は、それぞれの群を B, A 型と呼び、その境は神津島付近にありとした。

ここでは、A 型を跡津川反流に引きずられて動いている傾斜層内に起る地震の発震機構として説明を試みる。

跡津川反流内の一点 O から、流れの方向に x 軸、垂直上方に y 軸、同じ方向に流れる隣接媒質に z 軸を向ける (Fig. 13). 隣接媒質の影響のないときの主圧力を P , Q , R とし、 $P > Q > R$ とする。但し圧力を正とする。さらに、 z 方向に隣接する媒質により、 T なる剪断応力を受けるとする。

今、Fig. 13 の如く、 y 軸を含み x 軸と θ をなす面と、 x , z 軸に直角な面とで区切られた微小ブロックの釣合いを考えると、面に及ぼす法線応力 N と切線応力 S は、 P , R , T と次の関係にある。

$$N = \{(P+R) - (P-R)\cos 2\theta\}/2 - T \sin 2\theta$$

$$S = -\{(P-R)\sin 2\theta\}/2 + T \cos 2\theta$$

簡単のため断層面の摩擦を無視すると、媒質内に断層が発生する場合の方向は、 S の最大値の方向となる。その場合 θ は一般に $-45^\circ \sim +45^\circ$ の間の任意の値を取り得るが、極端な場合として、 $P-R \gg T$ ならば $\theta = \pm 45^\circ$ 、 $P-R \ll T$ ならば $\theta = 0^\circ$ となる。前者は普通の場合 (B 型) であるが、後者は、断層が流れの方向にでき、見かけの主圧力は実際と 45° 違う場合 (A 型) である。跡津川反流が西隣の傾斜層に対し、NW の方向から右ずれに動くならば、後者の中に誘発される地震の見掛けの主圧力の方向は N - S となる。

伊豆半島については、村井・金子 (1974) によつて詳細な活断層図が作成されているが、山口小高 (1974) の伊豆地震発震機構の諸例と比較してみると、震央の場所の活断層の方向が NW ならば A 型、 N - S ならば B 型になるように思われ、上の理論と調和する。

§ 10. 伊豆半島付近の発震機構

跡津川反流と、相模プレート構造線によつて生じた傾斜層との重なり合いの影響は、伊豆半島とその南方沖の発震機構の分布にも表われており、前者によるとと思われる主圧力 NW - SE 方向のものと、後者によるとと思われる主

§ 11. 摘 要

関東地方を中心に、東北地方の南部から、中部地方の東部にかけての地域に、前報で述べた、島弧対流と沈み込む太平洋プレートとの規模の関係式をあてはめて計算した Aseismic Front の位置が、実際と一致することを確認した (§ 2)。

島弧対流の他に、富山深海長谷を流入口とする日本海反流 (§ 4) が、島弧対流の場に共存していて、島弧対流を増強し、プレートに 2 次の量的変形を加えている (§ 5) ことを推論した。

相模トラフを境に南側で、プレートの傾斜角が不連続的に増加していることから、太平洋プレートが相模トラフ沿いに裂けていること、またその裂け目は、大島・伊豆・静岡を通り、NW に延びていることを知った (§ 3)。裂けた上下 2 枚のプレートは、下降と共に異なる動きをするために、中部地方から、東へ傾斜しプレートに達する構造帯を生じている (§ 9)。この構造帯に沿って、縦糸のように NW から、AB 日本海反流 (§ 7) と跡津川反流 (§ 9) が SE へ流れている。前者は先端が相模湾頭にあり、1923 年の関東地震を起した力の主部と考えられる。同地震に関連し、関東地方で、地震の震源となりそうな 3 箇の埋没山塊を指摘した (§ 7)。

日本海反流が覆い切れない千葉県地方には、真西から一束の反流が来ているらしいが、その正体は不明である (§ 8)。

なお、日本海反流の存在する証拠として、驗震的一事実を § 6 で論じ、また、伊豆半島付近の複雑な発震機構分布に関連して、岩石流を考えることによつて、発震の際の断層方向が、流れに平行になることを論じた。

謝 辞

海上保安庁水路部の茂木昭夫氏には、富山深海長谷の正確な位置を示した日本海等深線図をいただいた。ここに厚く感謝の意を表する。また、印刷前に通読して原稿の不備を指摘していただいた編輯委員の方々、および英文を見ていただいた USGS の H. L. Krivoy 氏に厚く感謝の意を表する。

文 献

- ABE, K., 1975, Static and Dynamic Fault Parameters of the Saitama Earthquake of July 1, 1968, *Tectonophysics*, **27**, 223-238.
ABE, K., 1977, Tectonic Implications of the Large Shioya-Oki Earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, **41**, 269-289.
青木治三, 1974, 島弧会合点におけるプレートの沈降, *海洋科学*, **6**, No. 10, 続島弧. 11-16.
BULLEN, K. E., 1963, *An Introduction to the Theory of Seismology*, Cambridge Press.
Earthquake Research Institute, 1972, *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area*, Part 1 *Geophysics*, 9-10.
藤井陽一郎・中根勝見, 1977, 伊豆半島北東部の地殻水平歪の推移, *測地学会誌*, **23**, 239-253.

- 藤井陽一郎・中根勝見, 1978 a, 1930 年北伊豆地震とその前後における伊豆半島北部の地殻変動, 測地学会誌, **24**, 59-68.
- 藤井陽一郎・中根勝見, 1978 b, 関東地方における 1923 年関東地震前の地殻水平変動, 測地学会誌, **24**, 69-73.
- 広野卓蔵, 1978, 太平洋プレートの沈潜に伴う反流について, 地震, **31**, 101-111.
- ICHIKAWA, M., 1962, Statistical Investigation of Earthquake Mechanism in Kwanto District, Geophys. Mag., **31**, 243-256.
- 市川政治, 1970, 関東地方南部の地震活動, 地学雑誌, **79**, 151-166.
- ICHIKAWA, M., 1971, Reanalyses of Mechanism of Earthquakes which Occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solutions Obtained, 1926-1968, Geophys. Mag., **35**, 207-274.
- 岩淵義郎, 1968, 日本海南東部の海底地質, 東北大地質古生物研報, **66**, 1-76.
- 地震研究所, 1973, 日本の地震, 震研速報, **9**.
- 金森博雄・安藤雅孝, 1973, 関東大地震の断層モデル, 震研, 関東大地震 50 周年論文集, 89-101.
- 川上喜代四, 1970, 日本海東部海底の地形学および地球物理学的研究, 水路研報, **5**, 1-46.
- 気象研究所地震研究部, 1972, 日本付近の地震活動分布図一特に無地震帯の分布について一, 気象技報, **81**, 1-112.
- 茂木昭夫, 1977, 日本近海海底地形誌一海底俯瞰図集, 東京大学出版会.
- 村井 勇・金子史朗, 1973, 南関東のネオテクトニクス・ノート, 震研, 関東大地震 50 周年論文集, 125-145.
- 村井 勇・金子史朗, 1974, 1974 年伊豆半島沖地震の地震断層, とくに活断層および小構造との関係, 震研速報, **14**, 159-203.
- NAKAMURA, K., 1961, Stratigraphic Studies of the Pyroclastics of Oshima Volcano, Izu, Deposited During the Last Fifteen Centuries. II. Activity of Parasitic Volcanoes, Sci. Pap. Col. Gener. Ede. Univ. Tokyo, **11**, 283-319.
- 中根勝見・藤井陽一郎, 1977, 関東南部における 1923 年関東地震の前兆性地殻水平変動, 測地学会誌, **23**, 254-260.
- NYE, J. F., 1957, The Distribution of Stress and Velocity in Glaciers and Ice-Sheets, Proc. Roy. Soc. (London) A, **239**, 113-133.
- 竹内 均, 1972, 地球科学における諸問題, 裳華房.
- 津村建四郎, 1973, 関東地方の微小地震活動, 震研, 関東大地震 50 周年論文集, 67-87.
- 宇佐美竜夫・渡辺唯夫, 1977, 関東地方の地震の巣一定義と性質, 震研彙報, **52**, 379-406.
- 宇津徳治, 1956, 松代の近地地震記録中の顕著な相について (その 1), 験時, **20**, 141-144.
- 山口林造・小高俊一, 1974, 1974 年伊豆半島沖地震調査報告, 震研速報, **14**, 241-255.