地 体 構 造 と 多 重 震 源

気象研究所 長 宗 留 男

(昭和 53 年 11 月 22 日受理)

Tectonic Structures and Multiple Earthquakes

Tomeo NAGAMUNE

Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency.

(Received November 22, 1978)

The natures of multiple earthquake are investigated in relation to the tectonic structure in the source region. The multiple earthquake is characterized by the successive different events that occurred at respective places in the source region. However, it shows an appearance of one earthquake in the seismogram, and does not give an impression of two earthquakes or more.

It seems that the earthquake multiplicity at the source is attributed to the complexity of tectonic structure in the source region, as it consists of blocks, and that the 2nd and later events take place near boundaries of blocks, due to the extending of rupture to the next block.

§ 1. ま え が き

一般に、地震観測においては 1 つの地震に対して 1 組の P 波, S 波等 (反射・屈折などによるものは除く) が観測され、これらの波の波源としてその地震の震源が求められる。

しかし、地震記録を詳しく調べてみると、地震によつては、複数の P (S 等) が記録されており、それらは「前震と本震」または「本震と余震」としては説明が困難なような場合がある。この場合、それぞれの P (S 等) に対して、それぞれ異つた波源 (震源) が求められる。

このような地震は、いわゆる多重震源地震 (multiple earthquake) で、比較的規模の大きい地震では、多重震源としてそれぞれの波源が求められている例がいくつかある [例えば, WYSS and BRUNE (1967), NAGAMUNE (1971), 安藤ほか (1978), 島崎・SOMERVILLE (1978)]. また, multiple earthquake の一般的性質, その発生の機構については, MIYAMURA *et al.* (1965) による報告がある。

どのような場合に震源が多重になるのか、を調べてみることは、地震、特に比較的大きい地震の震源における時間・空間的過程を解明する上で興味あることである。

ここでは、いくつかの **multiple earthquake** について、これらの地震と震源域の地体構造との関係について調べる。

なお、多重震源のうち最初の震源、2 番目、3 番目、…、の震源、などを、本震の震源、2 番目、3 番目、…、の「地震」の「震源」、などと表わすことにする。また、記録上 2 番目（またはそれ以後）に現われている P, S 等を、2 番目（またはそれ以後）の「地震」、2 番目（またはそれ以後）の event、などと表現する。

§ 2. 1978 年伊豆大島近海の地震

気象庁地震月報によるこの地震の震源要素は次のとおりである。

発震時：1978 年 1 月 14 日 12 時 24 分 38.6 秒

震 源：34° 46'N, 139° 15'E, 深さ 0 km

M : 7.0

震央は伊豆大島と伊豆半島との間の海域で、伊豆大島西海岸からの距離 10 km 弱のところであるが、震源域は西に広がって伊豆半島中央部にまでおよび、伊豆半島の東部を中心に大きな被害があつた。

安藤ほか(1978)および島崎・SOMERVILLE (1978) は、主として高倍率地震計の P 波の部分の解析から、この地震はいわゆる **multiple earthquake** で、最初前駆の小破壊が起りその約 6 秒後に主破壊が始まつた、と報告している。安藤ほかおよび島崎・SOMERVILLE による前駆の破壊および主破壊をここでは第一震および第二震と呼んでおく。JMA による震源（上記の値）は、第一震のそれに相当する。

安藤ほか(1978)は、第一震と第二震との相対的位置関係を調べ、第二震(主破壊)は第一震からの方位 230°~270°、距離 12~16 km の地点で始まつた、と述べている。

島崎・SOMERVILLE (1978) の調査によると、第二震の位置は第一震(JMA による震源とほとんど同じ、ただし深さは約 10 km) の WNW 約 4 km で、その発生時刻は第一震の 5.9 秒後となつている。

要するに、上の 2 つの調査結果の間には多少の相違はあるが、第一震の約 6 秒後にその西方数 km~十数 km のところで第二震が発生した、ということになる。

第二震は「主破壊」と言われているので、恐らくこの地点から比較的大きい地震波が射出されたものと思われるが、果して「第一震は前駆の小破壊であつた」という表現が適当かどうか検討してみよう。

Fig. 1 は、網代 (AJI)、三島 (MIS) および名古屋 (NAG) における強震計記録のトレースお

Fig. 1. Seismograms by the JMA type strong motion seismograph (magnification=1) at Ajiro (AJI), Mishima (MIS) and Nagoya (NAG), and time-distance curves of P and S, corresponding to the origin of the main shock estimated by the JMA, for the near Izu-Oshima earthquake of January 14, 1978.

よびこれらの記録から読取れる P, S の走時を示したものである (タイムマークの入った成分で, S 波の立上りが比較的明りような強震計記録の例として 3 地点を選んだ). 図中の走時曲線は JMA による震源に対するものであり, 各観測点の震央距離はこれからの距離である. プロットした P, S の読取値は, AJI の S の時刻が 2, 3 秒おそくなっているほか, かなりよく走時曲線にのっている.

図でわかるように, AJI, MIS の記録で S に続く 1~2 振動 (S から 12~13 秒間) はこの記録の主要部分で, S はその始まりとみてよい. NAG の記録においても S から「数秒後」に特に顕著な波が現れているとは見られない. P 波も, AJI, MIS の強震計記録による限り, P~S 間ほぼ 1 振動で, 途中に異った波が入っているとは見られない.

すなわち, これらの波は今回の地震の主体 (主破壊) と考えてよいであろう. しかもこれらの発現時が Fig. 1 の走時曲線によくのっているということは, 第一震の震源が本震の震源 (主破壊の始まりの地点) と考えてよいことを意味している. 安藤ほか, などによつて「主破壊」と呼ばれているものは, 主破壊の進行中に発生した 1 つの event と考えるのが適当と思われる. Fig. 2 は余震分布図である. 1 月 20 日までに発生した余震で, JMA によつて震源が決めら

Fig. 2. Epicenters of the main shock and aftershocks that occurred up to January 20, for the near Izu-Oshima earthquake of 1978. O_1 and O_2 indicate respectively the epicenter of the main shock obtained by the JMA and the origin of the 2nd event investigated by ANDO *et al.* (1978). A is the largest aftershock of M 5.8 at 07 h 31 m 46.9 s on January 15.

The aftershock area is divided into three regions, a, b, and c, respectively. The source region of this earthquake consists of two regions a and b, for the region c is the aftershock area of the event A.

It seems that the 2nd event takes place near the boundary of regions a and b.

れたもの(ただし $M \geq 3.0$)をプロットしてある。 O_1 は本震, A は最大余震(15 日 7 時 31 分 46.9 秒, M 5.8)である。 O_2 は, 安藤ほか(1978)によつて主破壊の始まりの位置として求められた地域を中心の位置(O_1 からの方位 250° , 距離 14 km)である。

この地震の余震域は, おおよそ 3 つの部分に分けられる。すなわち, (a): 伊豆大島と伊豆半島との間の海域で, ほぼ東西に広がった区域, (b): 伊豆半島東岸付近から WNW 方向に伸び, 半島西部に達する区域, および(c): 伊豆半島西部で NNE—SSW 方向に広がった区域である。

区域 b の広がりの方角, WNW—ESE, は, 従来伊豆半島内にある活断層の走向と一致する。上の 3 つの余震域のうち c は, 最大余震 A の余震域で, これが NNE—SSW 方向に広がっているのは, WNW—ESE 走向の断層と共役な走向の断層の活動によるものと考えられている [例えば, 山川ほか(1978)]. 今回の地震に直接関与したのは(直接の震源域と考えられ

るのは) **a** と **b** 2 つの区域である。

今回の地震の震源パラメータとして、E-W 走向の右横ずれ断層、が求められている [気象庁地震課(1978), 島崎・SOMERVILLE(1978), 須藤ほか(1978)] が、山川ほか(1978)は今回の地震発生の過程について次のような解釈をしている。すなわち、本震はこの地域の造構主圧力(NW-SE 方向)をほぼ直接反映する形で発生し、破壊はほぼ西方向に進んだが、伊豆半島に達してからは、伊豆半島の構造に従い、WNW-ESE 走向の断層に沿って進行した、と説明している。これは当を得た見方であると思われる。

伊豆半島の東には、地質学的な不連続面があり [例えば石橋(1976)], これを境にしてその西側伊豆半島部分と東側の海域部分とは構造的に異質、と考えられる。すなわち、Fig. 2 の **a** と **b** は異つたブロックになつており、**a** の部分の地震に誘発された形で **b** の部分が活動した、と考えられる。そして O_2 は、「**a** と **b** との境界付近」という見方ができるように思われる。

今回の地震は O_1 で始まり、破壊は西の方に進行して伊豆半島との境界に達した。 O_2 は、破壊が境界を越えて **b** の領域にまで波及するに伴つてやや大きい地震波が射出された地点である、と解釈できそうである。

この例から、multiple earthquake で本震の始まり以後の「地震」は、破壊があるテクトニックなブロックの境界面に到達し、それを越えて次のブロックに及ぶ場合に、境界面近傍で発生する現象、という見方ができる。

§ 3. 1968 年十勝沖地震

この地震(1968 年 5 月 16 日 9 時 48 分 53.0 秒, $40^{\circ}44'N$, $143^{\circ}35'E$, 深さ 0 km, $M 7.9$, いずれも JMA による)では、本震の約 45 秒後に、本震

Fig. 3. Source region of the Tokachi-Oki earthquake of 1968. Epicenters of aftershocks of $M \geq 5.0$ that occurred up to the end of May are shown by the open circles. Thick straight lines indicate boundaries of tectonic blocks defined by NAGAMUNE (1977).

O_1 and O_2 are respectively the epicenter of the main shock and the wave origin of the 2nd event obtained by NAGAMUNE (1971). O_2 is located near the boundary of blocks.

の震央の西約 107 km のところから大きな振幅の地震波が射出された [NAGAMUNE (1971)]. この地点と本震の震央との関係は, Fig. 3 に示すとおりである.

Fig. 3 には 1968 年 5 月末日までの余震のうち $M \geq 5.0$ のものを示してある. また, 陸地と海溝との間の太実線は, $M 7$ クラスの地震の発生場所に基いて求めた各領域 (G, H, I 等) の境界である [長宗 (1977)].

余震はほぼ点線で囲まれた地域に起つているが, 北緯 40° 線より南の部分は, 約 1 日後に起つた $M 6.7$ の余震 (17 日 8 時 5 分ごろ) とこれに関連した余震と考えられる. さらに, 6 月 12 日に岩手県沖に発生した $M 7.2$ の地震に伴う余震が図の余震域の南西側に分布しており, これらもすべて, この地震 (O_1) の余震と考えると余震域はかなり広がるが, O_1 に伴った津波の波源域などを考慮すると, この地震の直接の震源域は, 北緯 40° 以北の点線内, すなわち, H のブロックと, これと青森県との間の地域の一部と考えてよいであろう.

この場合, O_1 で始まつた破壊は真直に西方向に進行したとは限らないが, H 領域の破壊が境界を越えて西側の領域に波及するに際して O_2 で大きな「地震」が起つた, と見ることができる.

§ 4. 1963 年千島南部の地震

USCGS によるこの地震の震源要素は次のとおりである.

発震時: 1963 年 10 月 13 日 14 時 17 分 57.1 秒

震 源: $44.^\circ 8' N$, $149.^\circ 5' E$, 深さ 60 km

$M : 8.1$

ただし M は JMA によるマグニチュードである.

北海道内の強震計記録 (気象庁 1 倍強震計) には, 場所によつて, S から 62~69 秒後に顕著な波が現われている. 走時解析の結果この波は, 本震の震央から NE 約 130 km の地点で, 本震の約 37 秒後に発生した S 波として説明された [NAGAMUNE (1971)]. 本震の震央とこの地点との地理的關係は Fig. 4 の O_1 および O_2 で示してある.

Fig. 4 で太い実線は, Fig. 3 の場合と同様に長宗 (1977) による領域の境界線である. また, 点線はこの地震による津波の波源域 [HATORI (1971)] である.

KANAMORI (1970) は, 長周期表面波の解析から, 断層の長さ 200~300 km, 破壊の進行方向 $N 43^\circ E$, 進行速度 2.7~4.5 km/sec, と求めており, 断層の長さは点線で示した波源域に比べてやや短い, この地震の震源域はおおよそ図の点線で囲まれた地域と考えてよい (図で O_1 は, わずかに領域 D に入っているが, 境界線の位置もそれ程確定的なものではないので, こ

Fig. 4 Source region of the Kurile Islands earthquake of Oct. 13, 1963. O_1 and O_2 show origins of the main shock and the 2nd event investigated by NAGAMUNE (1971), respectively. The wave origin of tsunami is shown by the dotted line. Straight lines approximately perpendicular to the trench axis are boundaries of tectonic blocks by NAGAMUNE (1977).

It can be seen that O_2 is located near the boundary of B and C.

の場合の震源域は領域 C および B としてよいであろう).

破壊は、 O_1 から NE 方向に進み、境界を越えて B 領域に波及したが、 O_2 は前節の場合と同様に、破壊が境界面を越えて隣りの領域に及ぶに際して発生した event である、と解釈できる。

§ 5. 1960 年 5 月 22 日の Chile の地震

この地震(19 時 11 分 22 秒 UT, 38° S, $73^\circ 1/2$ W) は極めて大きいもので、恐らく機械観測が始まって以来最大の規模であつたと思われる [KANAMORI (1977)]. これに伴う断層は南に伸び、その長さは 1000~1200 km に及ぶと言われている [BENIOFF *et al.* (1961), PRESS *et al.* (1961), 和田ほか (1963)].

この地震も multiple shock であつた。NAGAMUNE (1971) は、比較的短周期表面波の解析結果から、少なくとも 3 つの独立した波源があつたらしいとし、それぞれの「波源」(1 つは本震の震源)を求めた。本震の震源および解析の結果求められた「震源」は Fig. 6 の O_1 および O_2 , O_3 である。 O_1 と O_2 との距離は約 256 km で、発生時間間隔は 53 秒、 O_2 と O_3 との距離約 600 km, 時間間隔 121 秒である。

Fig. 5. Tectonic structure in the coastal region of Chile. The right figure indicates the strain release (in arbitrary scale) per degree along the coast of Chile and tectonic blocks by DUDA (1963). The left figure indicates the blocks defined in the present paper.

Fig. 6. Relationship between the multiplicity of the source and the tectonic structure, for the Chilean earthquake of May 22, 1960. O_1 is the epicenter of the main shock, and O_2 and O_3 are wave origins of the second and the third event obtained by NAGAMUNE (1971).

O_2 and O_3 are located near boundaries of blocks, B and C, and C and D, respectively.

さて、Chile の沿岸およびその付近の地震帯は、主として地震活動の調査から、GAJORDO and LOMNITZ (1960) および DUDA (1963) によつて、いくつかの領域に分けられている。

Fig. 5 の右半分 (70°W の子午線の右側) は、DUDA (1963) によつて求められた緯度 1° ごとのひずみ放出量およびこれに基づいて行われた区分けである。資料は 1960 年 5 月 22 日以後 1962 年 12 月 31 日までの地震 (ただし、本震および本震発生後 26 時間内の余震は除く) が使用されている。

ここでは、上記の区分け、南 Chile 海嶺などを参照して Fig. 5 左半分のように A, B, C, D の領域に分けた。点線で示した A の北限の境界は、DUDA による領域 A の北端であり、C と D の境界は南 Chile 海嶺である。A と B および B と C の境界は、例えば HEIRTZLER (1968) による南 Chile 海嶺に関連した破碎帯に基づいて決めたものである。B と C との境界は DUDA による A 領域の南端に対応している。

Fig. 6 には、本震の震央 (O_1) および前に述べた「震源」(O_2 , O_3) とともに、おもな余震 (1960 年 6 月末日までのもの) の震央をプロットしてあるが、この地震の余震域 (震源域もほぼ同じ範囲と考えられる) は、Fig. 5 の B,

C および D 3 つの領域に広がっている。

O_2 および O_3 は、破壊がその進行途中、それぞれ領域 B と C および C と D の境界付近で、次の領域に波及するに際して発生した events と解釈することができる。

§ 6. 考 察

これまで multiple earthquake における 2 番目およびそれ以後の「地震」の「震源」の位置は、「領域(ブロック)の境界付近」と表現してきた。求められた「震源」や領域の境界の位置は、それ程厳密なものではなく不確定性を考慮せざるを得ないので、決定的なことは言えないが、Fig. 4 および Fig. 6 の例では、2 番目(以後)の「地震」の「震源」は、領域の境界(不連続面)の手前にあるように見える。すなわち、破壊が領域の端に到達したことによつて発生しているとも見える。

境界の手前ということになれば、2 番目(以後)の event は、SAVAGE and HASEGAWA (1964), SAVAGE (1965) 等による“Stopping phase”という見方もできる。

しかし、若しこれらが“Stopping phase”，すなわち破壊が停止(この場合、不連続面のための一時的停止ということになる)によつて生じた波とすれば、Fig. 2 の領域 b の NW 端付近、Fig. 4 における震源域の NE 端付近、などはこの種の波の発生源になつてよさそうに思われるが、実際には震源域の端と思われるところでは発生していない。

また、不連続面は、破壊がかなりの速さで地殻内を進行している場合これを停止させる役目を果たすと考えられているが[大塚(1972), 竹内・菊地(1972)], 破壊の進行は不連続面に衝突することによつて止めるのではなく、かなり急速ではあつても、徐々に減速して停止すると考えるのが妥当であろう。したがつて、“Stopping phase”といった波は、現実問題としては存在する可能性が少ないように思われる。

別の見方として、1 つの領域に対して 1 つの「地震」が対応し、 O_2 , O_3 等は、それぞれの領域内の地震の震源(それぞれの領域内の破壊の始まりの地点)と考えることもできる。しかし、破壊の始まりで必ずしも地震波が大きくなるとは限らないし[長宗(1974)], O_2 , O_3 等の位置が「境界面の手前にある」と見られる地震があることも、あながち捨て去れないので、単に「1 つ 1 つの地震」とも言い切れないように思われる。

今回取扱つたのは比較的規模の大きい 4 つの地震の例で、この他にも multiple shock と考えられる地震は多数あり、これだけから確定的なことは言えないが、多重震源は震源域の地体構造の複雑さに原因がある、ということは恐らく間違いないであろう。また、いわゆる 2 番目以後の「地震」は、ある領域内で起つた破壊が次の領域にまで波及する場合に起る現象、と言

えるであろう。

§7. あとがき

多重震源地震 (multiple earthquake) について, その地震の震源域の地体構造と, 本震の震源および2番目以後の「地震」の「震源」位置との関係について調べた。

調査した地震は, ごく最近の例として 1978 年伊豆大島近海地震の他, 1968 年十勝沖地震, 1963 年 10 月 13 日の千島南部の地震および 1960 年の Chile 地震である。

これらの地震は, 最初のを除いて, いずれもいわゆる海溝沿いに発生した巨大地震で, かなり広い震源域を持つたものである。そして, それらの震源域はいずれも複数の領域 (ブロック) から成つており, 多重震源地震としての2番目 (およびそれ以後) の event は, ブロックの境界付近で起つている, と見られる。このことは恐らく多重震源地震の性格を表わしているものと思われる。

今回の調査によつて得られた結果は, 次のように要約される。すなわち, 多重震源になる地震では, 震源域の構造が複雑で, いくつかのブロックから成つている。「本震」以後の「地震」は, 境界面に達した破壊が, 引き続いて次のブロックにも波及する場合, 境界付近で起る event である。

文 献

- 安藤雅考・三雲 健・石川有三, 1978, 1978 年 1 月 14 日伊豆大島近海地震の発生機構, 地震学会講演予稿集, 1, 63.
- BENIOFF, H., F. PRESS and S. SMITH, 1961, Excitation of the Free Oscillations of the Earth by Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **66**, 605-619.
- DUDA, S. J., 1963, Strain Release in the Circum-Pacific Belt, Chile: 1960, *J. Geophys. Res.*, **68**, 5531-5544.
- GAJORDO, E. and C. LOMNITZ, 1960, Seismic Provinces of Chile, *Proc. World Conf. Earthquake Eng.*, 2nd, Tokyo-Kyoto, Japan, Vol. 3, 1529-1540.
- HEIRTZLER, J. R., 1968, Sea-Floor Spreading, *Scientific American*, **219**, 6, 60-70.
- HATORI, T., 1971, Tsunami Sources in Hokkaido and Southern Kurile Regions, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **49**, 63-75.
- 石橋克彦, 1976, 「伊豆東方線—西相模湾断層」と伊豆異常隆起の解釈—フィリピン海プレート最北端の二重構造, 地震学会講演予稿集, **2**, 29.
- KANAMORI, H., 1970, Synthesis of Long-Period Surface Waves and Its Application to Earthquake Source Studies—Kurile Islands Earthquake of October 13, 1963, *J. Geophys. Res.*, **75**, 5011-5027.
- KANAMORI, H., 1977, The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- 気象庁地震課, 地震予知情報室, 1978, 1978 年伊豆大島近海地震について, 地震予知連絡会会報, **20**, 45-50.
- MIYAMURA, S., S. OMOTE, R. TEISSEYRE and E. VESANEN, 1965, Multiple Shocks and Earthquake Series Pattern, *Bull. IISSE*, **2**, 71-92.
- NAGAMUNE, T., 1971, Source Regions of Great Earthquakes, *Geophys. Mag.*, **35**, 333-399.

- 長宗留男, 1974, 大きな地震の検測について, 測候時報, **41**, 311-317.
- 長宗留男, 1977, M 7 クラスの地震と地体構造, 地震学会講演予稿集, **2**, 119.
- 大塚道男, 1972, 地震の起こり方のシミュレーション, 第四部 断層面における破壊の成長, 地震 **2**, **25**, 275-282.
- PRESS, F., A. BEN-MENACHEM and M. N. TOKSÖZ, 1961, Experimental Determination of Earthquake Fault Length and Rupture Velocity, J. Geophys. Res., **66**, 3471-3485.
- SAVAGE, J. C., 1965, The Stopping Phase on Seismograms, Bull. Seism. Soc. Amer., **55**, 47-58.
- SAVAGE, J. C. and H. S. HASEGAWA, 1964, Some Properties of Tensile Fractures Inferred from Elastic Wave Radiation, J. Geophys. Res., **69**, 2091-2100.
- 島崎邦彦・P. SOMERVILLE, 1978, 1978 年 1 月 14 日伊豆大島近海地震の断層パラメーター概報, 地震予知連絡会会報, **20**, 51-52.
- 須藤 研・石橋克彦・平田 直・川崎一郎, 1978, 1978 年 1 月 14 日伊豆大島近海地震の発生機構, 地震学会講演予稿集, **1**, 60.
- 竹内 均・菊地正幸, 1972, コンピューターによる地震のシミュレーション, 科学, **42**, 492-497.
- 和田卓彦・古沢 保・小野博尉, 1963, 長周期表面波スペクトルから求めたチリー地震の発生機構, 地震 **2**, **16**, 181-187.
- WYSS, M. and N. BRUNE, 1967, The Alaska Earthquake of 28 March 1964, A Complex Multiple Rupture, Bull. Seism. Soc. Amer., **57**, 1017-1023.
- 山川宜男・吉田明夫・岸尾政弘, 1978, 伊豆半島南部の地震発生とテクトニクス(Ⅲ)—1978 年伊豆大島近海の地震に関連して—, 地震学会講演予稿集, **1**, 65.