四国地方の震源分布と地質構造線との関連

高知大学理学部物理学教室 岡 野 健 之 助
高知大学理学部高知地震観測所 木 村 昌 三
京都大学理学部徳島地震観測所 許 斐 直

(昭和 57 年 9 月 8 日受理)

Focal Distribution of Earthquakes in Relation to Major Geological Tectonic Lines in Shikoku, Japan

Kennosuke OKANO

Department of Physics, Faculty of Science, Kochi University

Shozo KIMURA

Kochi Earthquake Observatory, Faculty of science, Kochi University

Tadashi KONOMI

Tokushima Seismological Observatory, Faculty of Science,
Kyoto University

(Received September 8, 1982)

The Shikoku Island is divided into four zones different in geologic nature by the three major faults called the Median-, the Mikabu- and the Butsuzo-Tectonic Lines, respectively. It has become obvious from the precise examination of the focal distribution of earthquakes that the four zones are characterized not only by the geological features but the seismological ones. That is, there exist aseismic zones along the three tectonic lines and the deepest levels of seismically active regions in the crust are discontinuous across the tectonic lines. The aseismic zone of about 2km wide in the northern side of the Butsuzo Tectonic Line approximately corresponds to the Kurosegawa Tectonic Zone. Since this tectonic zone is considered to be a suture zone characterized by the serpentine melange and also to be the transitional zone from the continent to the ocean, this correspondence is noteworthy.

§1. ま え が き

四国地方では北から中央、御荷鉾、仏像の 3 大構造線が東西に近い走向をもつて走り、領家帯、三波川帯、秩父帯および四万十帯を分けている。これらの異なつた地質帯の接合部として上記構造線がどの程度の深さまで入っているのかは議論のあるところであるが、もし地震の発生している深さにまで達しているならば、それらの構造線の両側で連続した地震活動が存在するとは考えられない。筆者等はこれまでも四国地方の震源分布について考察して来たが【岡野・他 (1978)】、その時点では明瞭な特徴を指摘するまでには至らなかつた。それは第 1 に、地質構造線の走向が直線でなく場所によつてかなり曲つているにもかかわらず広い範囲の震源

昭和 56 年 10 月 7 日、昭和 57 年 4 月 10 日発表

を同一断面上に示したことが、第2には、決定精度のよくない震源をも含めて図示したことによるものと考えられる。そこで今回これらの点を考慮して震源分布を再検討したところ、地質構造線との間に興味ある関連が見られた。

§2. データ

四国地方には中央部に高知大学の観測網が、また北東部に京都大学徳島地震観測所の観測網がある。そこで、構造線が直線に近い部分を選ぶことと震源の決定精度とを考慮し、上述の観測網内およびそれらの周辺地域の地震に限定してそれぞれの震源分布を調べた。特に地殻内の浅い地震や構造線に近い地震については震源決定精度に注意を払った。

震源は、S-P と P の関係から求めた震源時と観測点における P 波初動時刻とを用い、地殻構造を仮定して計算しているのでこれらの値の誤差が決定精度に影響する。高知、徳島両観測所の観測システムはドラム記録方式（送り速度 4 mm/sec）なので 0.1 秒程度の誤差は免れない。また震源時については誤差の評価自体困難である [高知地震観測所 (1981)]。さらに仮定する地殻構造による誤差を考えると、ここで問題とする分布の特徴を議論することに不安がない訳ではない。それ故数多くのデータを使い平均的に見られる特徴について考えることにした。具体的には、高知地震観測所では 5 観測点が整備された 1972 年 4 月から、1972~1974, 1975~1976, 1977~1979, 1980~1981 の 4 期間、徳島地震観測所の観測網については 4 観測点が整備された 1975 年から、1975~1976, 1977~1979, 1980~1981 の 3 期間にそれぞれ分けて震源分布を求め、各分布に共通して見られる特徴を考察した。なお計算に用いた地殻構造を Table 1 に示す。四国の地殻構造は特に四万十帯より南側では複雑で明らかでない点が多いため、幾通りかの構造モデルを用いて計算し、構造による震源分布の違いをも検討した。

Table 1. Crustal structures used for the determination of hypocenter locations.

	1972~1974		1975~1976		1977~1979		1980~1981	
	Depth km	P Vel. km/s	Depth km	P Vel. km/s	Depth km	P Vel. km/s	Depth km	P Vel. km/s
Kochi Earthquake Observatory	Surface		Same as in 1972~1974		Same as in 1972~1974		Surface	
	5.0	5.5					2.8	5.3
	15.0	6.0					12.0	6.15
	30.0	6.7					22.0	6.3
		7.8					35.0	6.7
								7.85
Tokushima Seismological Observatory			Surface		Uniform 5.8 km/s		Same as in 1975~1976	
			2.0	5.5				
			12.0	6.2				
			22.0	6.4				
			35.0	6.7				
				7.85				

§3. 震源分布

震源分布と構造線との関連は構造線の走向に直角な方向の鉛直断面上に最もよくあらわれると予想される．ここでは構造線の走向として高知の観測網に対しては $N68^{\circ}E$ 、徳島の観測網に対しては $N72^{\circ}E$ を採用した．これらの値は特に御荷鉾構造線の走向を考慮してとられたものである．1977～1979の期間についての両観測網周辺域の震央分布をそれぞれ Fig. 1 と Fig. 3 に示す．またこれらの地震群に対する、N-S 方向と構造線に直角な方向の両鉛直断面上の分布をそれぞれ Fig. 2 と Fig. 4 に示す．

これらの図を見ると、前述のように、構造線の走向と直角な方向の鉛直断面上の分布には、N-S 方向の分布からは明らかでない特徴が顕著にあらわれている．そこで他の期間については構造線と直角な方向の断面上の震源分布だけを示した．Fig. 5 は高知の、Fig. 6 は徳島の観測網についてのものである．これらの鉛直断面分布図には次のような興味深い特徴が共通して見られる．すなわち、中央、御荷鉾、仏像の3構造線沿いに地震活動の低い領域が存在し、各構造線の両側で震源分布に明瞭な差が見られる．3 構造線の中、四国東部の中央構造線沿いの低活動域は構造線の北側の地震活動が極端に低いのでその詳細はよく分からないが、構造線付近で地震活動が限られていることは紀伊半島の地震活動と類似している．御荷鉾構造線沿いの低活動域は、徳島の分布図には比較的明瞭であるが、高知の観測網ではその幅が狭いように見える．一方仏像構造線沿いの低活動域は顕著で、その両側の震源分布の違いも著しい．震源分布の違いは御荷鉾構造線の両側でも見られ、特に分布の最深

Fig. 1. Epicenter distribution of earthquakes in and near the observation network of the Kochi Earthquake Observatory in 1977-1979.

Fig. 2. Projections of earthquakes shown in Fig. 1 onto vertical planes striking N-S (A) and $N22^{\circ}W$ (B). Shaded portion in (B) shows the Kurosegawa Tectonic Zone.

Fig. 3. Epicenter distribution of earthquakes in and near the observation network of the Tokushima Seismological Observatory in 1977-1979.

Fig. 4. Projections of earthquakes shown in Fig. 3 onto vertical planes striking N-S (A) and N18°W (B).

の位置は震源決定の誤差を考えても有意である。

§4. 考 察

高知、徳島両地震観測網で得られたそれぞれの震源分布に見られる前述の著しい特徴は、観測網、観測期間および震源計算のために仮定された地下構造によつて多少の違いがあるが、構造線に直角な方向の鉛直断面上の分布にほとんど共通してあらわれているのでほぼ間違いないものと思われる。

先ず、震源分布の最深の位置が構造線を境としてくい違っていることは、地殻構造の差を反映していると考えられることから両側の地殻が上下にずれたためとも、あるいは両側の地殻が衝突して出来たものとも推定される。また地震の発生する上部地殻の層とコンラッド面との間に存在する無地震域は玄武岩質層とは考えられないので [KIMURA *et al.* (1982)], 玄武岩質層における無地震域とは違った意味を持っているのかも知れない。

次に、各構造線沿いに見られる低活動帯は各期間の分布についてかなり様子が異なり、あまり明瞭に見られないものもあるが、筆者等は、これは震源決定精度が主な原因となつていると考えている。中央構造線については、高知の観測網にはその付近に観測点がないので震源分布の境界となつているという程度にしか分からないが、構造線沿いに2観測点のある徳島の観測網の分布で見える限り鉛直ではなく北下がりのように見える [Fig. 4-(A)]. しかし構造線の北側の地震活動が極端に低く、また観測点の配置がこの付近の浅い地震の震源を精度よく求めるにはやや不適当なのであまりはつきりしたことは分からない。半田・玉田 (1981)

Fig. 5. Projections of earthquakes in and near the Kochi network onto vertical planes striking N22°W in 1972-1974 (A), 1975-1976 (B) and 1980-1981 (C).

が高知の方ではそれ程はつきりとは見られない。しかし震源分布のくい違いから考えてその存在は否定出来ない。そしてこの低活動帯は他の2つの構造線に関連したものとは異なりほぼ鉛直であるように思われる。

仏像構造線沿いには特に興味ある震源分布が見られる。すなわちかなりの急勾配をもつ低地震活動域が2 km程度の幅を持つて少なくとも約20 kmの深さまで達している。この無地震帯ともいえる低地震活動域を地表まで追うと丁度黒瀬川構造帯にはほぼ一致する。黒瀬川構造帯は造構過程を異にする領域の縫合部として地下深部にまで延びている可能性が指摘されている[HADA *et al.* (1982)]のでこの無地震帯の意味は大きい。ただ黒瀬川構造帯に見られる蛇紋岩

Fig. 6. Projections of earthquakes in and near the Tokushima network onto vertical planes striking N18°W in 1975-1976 (A) and 1980-1981 (B).

は中央構造線にほぼ直交する南北の測線上で地下の電気比抵抗を測定し、構造線北側に8 km以上の幅を持つ低比抵抗帯の存在を報告している。この比抵抗値が破碎によるものであればこの構造線沿いの低地震活動が説明出来るかも知れない。

御荷鉾構造線沿いの低地震活動帯については、徳島の観測網地域では比較的明瞭である

が黒瀬川構造帯の上昇運動に重要な役割を果たした【鈴木 (1977)】かどうかを地殻構造の面から明らかにするためには更に深所の震源分布を精密に調べる必要がある。またこの無地震の原因が先の2構造線と同じく破碎によるものか、あるいは岩石の性質によるものかを明らかにすることは地殻内の無地震地域についての推測に手がかりを与えるかも知れない。

このような構造線（または断層）に沿う地震活動については、断層が地震活動域の境界となり、その片側（隆起側）に地震活動（特に余震活動）が活発であるという報告が多い【例えば那須 (1929)；渡辺・黒磯 (1970)】。筆者等の示した構造線沿いの低地震活動帯に類した特徴は跡津川断層付近にその存在が暗示されている【和田・岸本 (1974)】。これらの異なつた地震活動様式は構造線（または断層）の生成過程の違いによるものと考えれば大へん興味ある特徴である。

Fig. 7. Histograms of S-P times observed at each observation station of the Kochi and Tokushima networks.

§5. その他の 2, 3 の特徴

秩父帯では震源は 13 km 位の深さまで観測されるが 10 km を越えるものは大へん少ない。ところが 1980 年 10 月より約 1 年間にわたつて高知地震観測所の IHR 観測点の南西約 7 km の地点で約 12~13 km の深さに群発地震が発生した【Fig. 5-(C)】。観測された地震数は 1500 を越えたが、震源の位置は狭い範囲に限られていてひろがりには小さかつた。それ以前には全く地震が観測されていない地域である。

次に、高知の観測網直下約 20 km の深さに 2~3 km のうすい板状の地震活動が存在し、その上の地震活動域との間に空白域が見られる。この空白域は南北方向が約 8 km、深さ方向が約 6 km の拡がりを持つている。そしてこの板状に分布する震源は、北は前述の黒瀬川構造帯に関連する無地震帯あたりでそのほとんどが限られているが、それを越して御荷鉾構造線まで延びている可能性もある【Fig. 5-(A)】。南の方へはかなり延びて分布し、UMJ 観測点の下あたりでは地殻上部の震源分布とつながっているように見える。しかしこのあたりは観測網から離れてくる上に地殻構造が複雑になるので震源精度が悪くなり信頼性がうす

れる。徳島の観測網は高知の観測網よりやや北に位置しているのでこれらの特徴はそれ程明らかでないが、板状震源分布は四国の東部にも普遍的に存在するものと想像される。そしてこの板状分布は筆者等が 20~23 km の深さに推定している [KIMURA *et al.* (1982)] コンラッド不連続面と密接に関係していることは確かであろう。なお、均質構造を仮定して求められた震源分布 (Fig. 4) からは見られないマントル地震の北下がり分布が、成層構造によつて求められた分布 (Fig. 6) に見られることから四国の中部と東部との類似性が推定されると共に、精密な震源分布を議論するためには仮定する構造が微妙に影響することが分かった。

次に、地殻内地震の分布の上面が南下がりになつてきていることは以前から気付かれているが [澤村・木村 (1971)], これは構造線を境とした階段状分布による可能性がある。しかし観測点の配置がその地域で密でないために浅い地震の震源決定精度が悪く、これを確認出来るまでに至らなかった。ただ Fig. 7 に示す S-P 時間の頻度分布から、三波川帯では秩父帯に比べてごく浅い (深さ 3 km 程度) 地震が発生することが推定される。

§6. あとがき

震源の決定精度やデータの処理に注意をはらつた結果、震源分布にいくつかの新しい特徴が見出された。特に地質構造線との密接な関連が明らかになつて来たことは収穫であつた。これは結果からすると当然といつてよいと思うが、深い部分について得られた興味ある震源分布の特徴はそのほとんどが明確でない。今後観測点の増設も予定されているので更に精度を高めて調べて行き度い。

ここに用いたデータは多くの方々の労力によつて得られたものである。特に観測、読み取りは高知地震観測所の川谷和夫技官と徳島地震観測所の近藤和男技官とに負うところが大きい。ここに深く感謝の意を表します。

文 献

- HADA, S., T. SUZUKI, K. OKANO and S. KIMURA, 1982, Crustal Section Based on the Geological and Geophysical Features in the Outer Zone of Southwest Japan, *Mem. Geol. Soc. Japan*, **21**, 197-211.
- 半田 駿・玉田 攻, 1981, 中央構造線の地下比抵抗の観測—四国北東部における ELF-MT 探査—, 九十九地学, 京都大学教養部地学教室, **16**, 1-5.
- KIMURA, S., K. OKANO and T. KONOMI, 1982, The Conrad Discontinuity in Shikoku, Japan Examined by Apparent Velocities of First P Arrivals from Earthquakes, *Mem. Fac. Sci., Kochi Univ.*, **3**, Ser. B, 9-16.
- 高知地震観測所, 1981, 震源時について, 高知地震観測所年報, **4**, 16-20.
- 那須信治, 1929, 丹後地震の余震観測調査報告 (第一報), 地震研究所彙報, **6**, 245-332.
- 岡野健之助・木村昌三・許斐 直, 1978, 四国中・東部における地震活動, 地震 **2**, **31**, 63-72.
- 澤村武雄・木村昌三, 1971, 四国中央部における微小地震活動 (II), 高知大学学術研究報告, **20**, 自然科学 **14**, 1-9.
- 鈴木堯士, 1977, 四国における黒瀬川構造帯と秩父帯, 三波川帯, 広島大学出版研究会, 153-164.
- 和田博夫・岸本兆方, 1974, 跡津川断層附近における微小地震活動 第1報, 地震 **2**, **27**, 1-9.
- 渡辺 晃・黒磯章夫, 1970, 岐阜県中部地震—1969年9月9日—の余震について, 地震研究所彙報, **48**, 1195-1208.