関東地域における b 値の 3 次元分布

防災科学技術研究所* 井元政二郎
建築研究所国際地震工学部** 古川信雄
統計数理研究所*** 尾形良彦

Three-Dimensional Spatial Variations of b -value in the Kanto Area, Japan

Masajiro IMOTO

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Tennodai 3-1,
Tsukuba-shi, Ibaraki-ken 305, Japan

Nobuo HURUKAWA

International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research
Institute, Tatehara 1, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken 305, Japan

and Yoshihiko OGATA

Institute of Statistical Mathematics, Minami-Azabu 4-6-7,
Minato-ku, Tokyo 106, Japan

(Received May 28, 1990; Accepted July 24, 1990)

Three dimensional spatial variations of Gutenberg Richter b -values are studied for the micro-earthquakes which occurred in the Kanto area, central Japan, during the period from January 1983 to December 1988. In order to derive precise variations of b -values, hypocenters of these earthquakes are relocated using station corrections for travel times. The introduction of a prior distribution of gentle spacial variations of b -value makes estimated b -values stable and reliable. Parameters of the prior distribution are chosen to minimize the Akaike's Bayesian Information Criterion ($ABIC$). As a result, it is found that the b -value is low in the subducting plates and high in the Eurasian plate. However, a high b -value appears at the lower plane of the double seismic zone in the Pacific plate.

Key words: $ABIC$, Bayesian, b -value, Kanto.

§ 1. はじめに

地震の規模別頻度分布を表す関係式として、グーテンベルグ・リヒターの関係 $\text{Log}_{10}N = a - bM$ は有名である。ここに、 a, b は定数である。Mogi (1967) は、 b 値が媒質の不均質性に関係あるとし、媒質が不均質であるほど b 値は大きくなると述べている。また、 b 値が地震波の減衰に関係した定数 Q と相関があるとの研究も多くなされている [例えば、Jin and Aki (1989)]。このように、 b 値は地震発生域での不均質性に強く関係している

と考えられ、 b 値の空間分布を詳細に調べることは地震発生場における媒質の特性を研究する上で、重要な情報を与えるものと期待される。このような観点から、OGATA *et al.* (1989) は防災科学技術研究所 (国立防災科学技術センターより改組) の微小地震観測結果をもとに、関東地域における b 値の空間分布を調べている。ここでは、相異なった 2 つのベイズ統計手法が用いられ、千葉県中部の地震密集域では b 値が急激な深さ変化を表すという結果が得られている。しかしながら、古川・井元 (1990) は、茨城県南西部や千葉県中部における太平洋プレートとフィリピン海プレート境界地震の震源再決定を行い、防災科学技術研究所の震源決定結果には、

* 〒305 茨城県つくば市天王台 3-1

** 〒305 茨城県つくば市立原 1

*** 〒106 東京都港区南麻布 4-6-7

大きい地震程震源が深く決まる等、地震の大きさに依存した偏りが含まれていると指摘している。大きな地震では、遠くの観測点の読み取り値も震源計算に用いられるが、逆に近くの観測点のS波到達時刻が読み取れなかったりする。一方、小さい地震では近くの観測点でのP波およびS波の到達時刻を用いて震源決定されている。このように、地震の大きさによって震源決定に用いられている観測点・相が異なるため、速度構造モデルの実際の構造からのずれや、観測点近傍の局所的な速度異常の存在によって、地震の大きさに依存した系統的な震源位置の偏りが現れると考えられる。例えば、ある震源密集域では小さい地震ほど震源が浅く決定される。この場合、その震源域では b 値は上部で大きく、下部では小さい値となり、そのみかけ上の変化は急激になることが考えられる。OGATA *et al.* (1989) の結果は、この影響を受けている可能性がある。

ここでは、防災科学技術研究所の観測結果について震源の再決定を行い、これに基づいた b 値の空間分布を関東地域について求める。

§ 2. 解析方法

2.1 震源再決定

古川・井元(1989)の指摘した震源位置の偏りを完全

になくすためには、精度の高い走時が必要となる。また、 b 値の詳細な分布を得るためには、可能な限り多くの均質な震源要素を必要とする。防災科学技術研究所の観測による震源は、関東地域では1983年以降深さ約100 km以下、 $M2.0$ 以上で均質と考えられている[松村(1984)]。この範囲にある全ての地震について震源を再決定するためには、S波到達時も利用する必要がある。しかしながら、地震波速度の分布(特にS波速度分布)は現時点では不確定な要素も多く、またその不均質性を反映させるには大量の計算が必要となる。ここでは、地震密集域における地震規模依存の偏りを取り除くことに目的を絞り、震源の再決定を行う。狭く限られた範囲の地震の相対位置を正確に求める方法として、連係震源決定法(JHD)が考えられる。この方法では、走時の不確定さは観測点補正に反映され、震源の相対精度はよくなるが、震源決定と観測点補正値を同時に計算するため、通常の震源決定より計算量が増大する。一方、通常の震源決定でも、適当な観測点補正値を使えば、この方法と同じ結果を期待できる。本研究では以下の方法により、観測点補正値を仮定し、通常の震源決定法で再決定した。震源の再決定を行った範囲は $139.0^{\circ}\text{E}\sim 140.85^{\circ}\text{E}$ 、 $35.0^{\circ}\text{N}\sim 36.5^{\circ}\text{N}$ 、深さ0.0 km $\sim$ 110.0 kmである。用いた観測点は、関東及びその周辺の42観測点である。震

Fig. 1. Epicenters of earthquakes and partitions of the studied area.

Fig. 2. Comparisons of station corrections used in the present study with those obtained by the JHD method for earthquakes in the southwestern part of Ibaraki Prefecture.

源再決定の手順は次のとおりである。

1) 走時残差

震源再決定領域に 1983 年 1 月から 1988 年 12 月の期間に発生したマグニチュード 1.5 以上、10 点以上で観測された地震について再決定を行った。

2) 観測点補正値の推定

1) で得られた各観測点の走時残差の平均値を、観測点補正値とする。古川・井元 (1990) の結果では観測点補正値は地域により系統的にばらついているので、上に述べた範囲を 14 の小領域に分け、それぞれについて観測点補正値を計算した。この際、地震が密集しているところでは、同じ領域に幾つもの地震群が含まれないように、留意した。また、地震の密集していないところでは、 b 値計算に際して導入する事前分布 (後述) による平滑化が広範囲に働くため、先に述べた震源偏りの b 値計算

Fig. 3. Magnitude-depth plots for hypocenters in a part of the central Chiba area, where earthquakes are densely clustering at the depths of 60 km through 80 km. (a) relocated hypocenters using station corrections, (b) hypocenters from the catalogue of National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention.

Fig. 4. Same comparisons of magnitude-depth plots as Fig. 3. (a) relocated hypocenters by the JHD method. (b) hypocenters from the original catalogue. Same earthquakes as in Fig. 3a are plotted.

へ及ぼす影響は少ないと考え、比較的大きい領域をひとまとめにした。補正値は大部分がP波で $-1.0 \sim 1.0$ 秒、S波で $-2.0 \sim 2.0$ 秒の範囲にあり、各観測点の地域による変動は概ねP波で0.5秒、S波で1.0秒程度である。

3) 震源再決定

2)で得られた補正値を用いて、各領域毎にマグニチュード1.5以上のすべての地震について震源再決定を行った。

2.2 b 値空間分布の推定

方法は、井元(1987)と基本的には同じである。但し、時間軸の代わりに深さを用いている。Fig. 1に示された $140 \text{ km} \times 140 \text{ km}$ 、深さ100 km以浅の範囲を、幅10 kmの格子で分け、再決定震源を用いて地震を分類し、各ブロックについて b 値を求めた。計算には、1983年1月1日から1988年12月31日までに発生した $2.0 \leq M < 4.0$ の地震およそ6200個を用いた。解の安定を図るために、 b 値が緩やかに変化すると仮定し、相隣合う b

値の差が小さくなるとの条件を事前分布として導入した。水平方向と垂直方向では変化の緩やかさが異なることを考慮し、各方向に対して別のパラメータを与えた。パラメータの値はABIC最小の条件よりもとめた。

§ 3. 解析結果と考察

Fig. 2は、茨城県南西部の $140.0^\circ \text{E} \sim 140.32^\circ \text{E}$ 、 $36.125^\circ \text{N} \sim 36.5^\circ \text{N}$ 深さ60 km $\sim$ 100 kmの範囲に対して今回用いた観測点補正値(横軸)と古川・井元(1990)によりJHD法で得られた補正値(縦軸)の比較を示している。用いた観測点が両者で一致していないので、完全な比較は不可能であるが、相対的な傾向はよく似ているといえる。

Fig. 3は、千葉県中部の地震密集域におけるマグニチュードと深さの関係を比較したものである。再決定前(Fig. 3b)では60 kmから65 kmにかけてマグニチュード2.5以下の地震が数多く現れているが、再決定結果

Fig. 5. b -value contours for the vertical cross section along the A-A' line Fig. 1. Contours are drawn at an interval of 0.1. Thick solid, thin solid and dashed lines denote $b=1.0$, $b > 1.0$ and $b < 1.0$, respectively. Earthquakes in the segments along A-A' are plotted for comparisons.

Fig. 6. Same as Fig. 5 but along the B-B' line.

(Fig. 3a) では 65 km 以浅にほとんど地震はなく、67.5 km から 75 km の間に地震が密集している。再決定により震源の集中度が高くなっていることが解る。深さ分布の広がり約 10 km 程度であり、格子間隔の 10 km にほぼ等しい。Fig. 4 は同一の地域について古川・井元 (1990) の結果を用いてマグニチュードと深さの関係を比較したものである。古川・井元 (1990) の JHD 法では、防災科学技術研究所の定常震源計算用速度構造モデルとは異なった速度構造モデルを用いているため、JHD 再決定の震源 (Fig. 4a) が再決定前の震源 (Fig. 4b) に比べ全体的にみて数 km 深くなっている。再決定前の震源

Fig. 7. Same as Fig. 5 but along the C-C' line.

Fig. 8. Same as Fig. 5 but along the D-D' line.

(Fig. 4b) では、大きい地震ほど深くなっているが、JHD 再決定結果 (Fig. 4a) では、このような傾向は見られない。JHD 再決定震源の深さの広がり約 10 km で、今回の再決定結果 (Fig. 3a) にほぼ等しい。従って、 b 値計算結果に影響を与える震源の偏りは、震源再決定によりかなり小さくなっていると推察される。

計算結果を東西断面および南北断面を用いて表すと Fig. 5~Fig. 10 となる。断面の位置は Fig. 1 に示されている。重ねられた震源は再決定前のものである。これは、再決定前の震源でも地震密集域の相対的位置関係は再決定後のものと大差なく (走時残差から観測点補正値を求めているため)、再決定の震源は前節 2.2 で述べた解析範囲とその周辺に限られていて、2 重発地震面との関係等が解りにくいためである。各ブロックについて得られた値はスプライン補間法を用いて滑らかにされている。 b 値の等高線は 0.1 刻みで示され、太線が $b=1.0$

Fig. 9. Same as Fig. 5 but along the E-E' line.

で、細線は $b > 1.0$ 、破線は $b < 1.0$ である。おおまかに見ると、 $b = 1.0$ が 20 km から 40 km の深さに現れ南方向に浅い様に見える。Fig. 5 から、2 重深発地震面の下面の活動域で b が 1.0 より大きくなっていることが分かる。Fig. 6 および Fig. 9 において、 $b = 1.0$ の等高線は東京湾直下において周辺部に比べ深くなっていることが認められる。

関東地域におけるプレートの形状については、中村・島崎 (1981) 以来、幾つも提唱されているが [岡田 (1990)]、今回の結果はそれらの差異を議論するには十分ではない。既に述べたような b 値分布のおおまかな傾向は、どちらの震源 (再決定あるいは再決定前) を用いても現れており、間違いのないことと考えられる。また、OGATA *et al.* (1989) による太平洋プレートおよびフィリピン海プレートで b 値が小さいとの結果は、今回の結果と調和的である。しかしながら、OGATA *et al.* (1989) の b 値変動量が今回の結果に較べかなり大きい点については、地震密集域で b 値の変化勾配が急であることを考慮すると、地震の大きさに依存した震源位置の偏りに起因していると考えられる。

b 値の分布について得られた結果をまとめると以下の様になる。

- 1) b 値の変化は水平方向より深さ方向が激しい。
- 2) 0~40 km の深さでは、ほぼ全域において b 値は 1.0 以上となっている。
- 3) 太平洋プレートの二重深発地震面下面でも、 b 値は 1.0 以上となっている。
- 4) 太平洋プレートやフィリピン海プレートでは、 b

Fig. 10. Same as Fig. 5 but along the F-F' line.

値は小さくなっている様である。

- 5) $b \geq 1.0$ の領域は東京湾直下において周辺部より深くなっている。

謝 辞

本研究は科学技術庁研究調整費省際流動基礎研究『不均質構造における地震破壊と波動伝播に関する基礎研究』として行われた。本報告について、有益な御意見を頂いた編集委員の方々に深く感謝の意を表します。

参考文献

- 古川信雄・井元政二郎, 1990, 関東地方におけるフィリピン海・太平洋プレートの地下境界の微細構造 (地震印刷中)。
- 井元政二郎, 1987, 東海地域における最近の b 値の時空間変化について, 地震 2, 40, 19-26。
- JIN, A. and K. AKI, 1989, Spatial and Temporal correlation between coda Q and seismicity and its physical mechanism, J. Geophys. Res., 94, 14041-14059。
- 松村正三, 1984, 微小地震観測網の検知能力の評価について—国立防災科学技術センター関東・東海地殻活動観測網—地震 2, 37, 475-489。
- 中村一明・島崎邦彦, 1981, 科学, 51, 490-498。
- Mogi, K., 1967, Earthquakes and fractures, Tectonophysics, 5, 35-55。
- OGATA, Y., M. IMOTO and K. KATSURA, 1989, Three-dimensional spatial variation of b -values of magnitude frequency distribution beneath the Kanto district, Japan (submitted to Geophys. J. International)。
- 岡田義光, 1990, 南関東地域のサイスモテクトニクス, 地震 2, 43, 153-175。