

神奈川県西部地域における地震発生層の厚みについて

棚田俊収*

The thickness of the seismogenic layer in the western Kanagawa prefecture

by

Toshikazu TANADA

Abstract

The depth variations of the seismic-aseismic boundary and the thickness of the seismogenic layer in the western Kanagawa prefecture of Japan are investigated in detail on a basis of precisely determined hypocenters identified by the Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture.

Hypocenters of earthquakes were determined from 14 stations for the present seismicity analysis. Seismic stations are deployed at a spacing of 2 - 10 km. The accuracy of the hypocenters in this study area was investigated by applying the method of prediction analysis. This test supports the idea that the error of hypocenter and focal depth is less than 2 - 3 km in this study area. The minimum magnitude of observable earthquakes was estimated to be M₀- class in the Hakone area and M₁-class in other areas.

In order to examine regional variations of seismicity depths in the crust in detail, a total of 5,256 earthquakes which occurred during 1989 to 1999 were relocated by using data collected from the stations. Then, the upper and bottom cutoff depth of seismicity and the thickness of the seismogenic layer were estimated at each mesh area (5 × 5 minutes).

The upper cutoff depths of seismicity are clearly determined at about 2 - 3 km and 10 - 15 km in the Hakone volcano and in the Tanzawa mountains, respectively. It is found that there are directional changes in the contour map of upper cutoff depths in relation to active faults, such as the Kannawa and Koze-Matsuda faults.

The bottom cutoff depth of seismicity is found to be about 3 - 6 km below Hakone volcano. In the area between the northern part of Hakone volcano and the Tanzawa mountains, the bottom cutoff depth is 20-25 km. However, there is an abrupt change on the contour map in the border between the eastern part of Hakone volcano and the center of Kanagawa Prefecture.

The thickness of the seismogenic layer in Hakone volcano and for about a 10 km thickness around Hakone volcano, is about 4 km. This thickness change could be attributed to the thermal structure of Hakone volcano.

1.はじめに

これまでの調査研究では、内陸で発生する大地震は、震源が 20 km 程度よりも浅く、規模もマグニチュード 7 程度のものが多いことが報告されている（地震調査推進本部、1999）。また、内陸での微小地震活動も地殻上部（15 ~ 20 km 程度）で発生し、下部地殻ではほとんど発生していない（例えば高木、松澤、1987; Hasegawa et al., 1991）。これらのことを岩石の力学的性質に結びつけ、上部地殻では脆性破壊が、下部地殻では流動変形が生じているためと考えられている（Brace and Byerlee, 1970; 小林、1976 など）。

長谷川ほか（1991）はこの考え方にに基づき東北地方における火山の深部構造と内陸地震の発生機構との関係を

考察した。彼らは、微小地震の震源分布や、P 波および S 波の 3 次元速度構造解析から、地震発生層の厚みが局所的に薄い場所、もしくはその周辺部に、規模の大きい内陸地震が発生していることを明らかにした。また、地震発生層の厚みが局所的に薄くなる理由として、最上部マントルから地殻下部へのマグマ上昇に伴う地殻内の温度上昇により、流動変形域が拡大したと考えている。

Ito（1990, 1993）は、内陸で規模の大きい地震が発生するには、地震の下限が深く、地震発生層が十分に厚いことが必要であるとしている。さらに、地震発生層の下限が深い領域から浅い方へ急激に変化するところで大地震の破壊が出發する場合が多いことを示した。

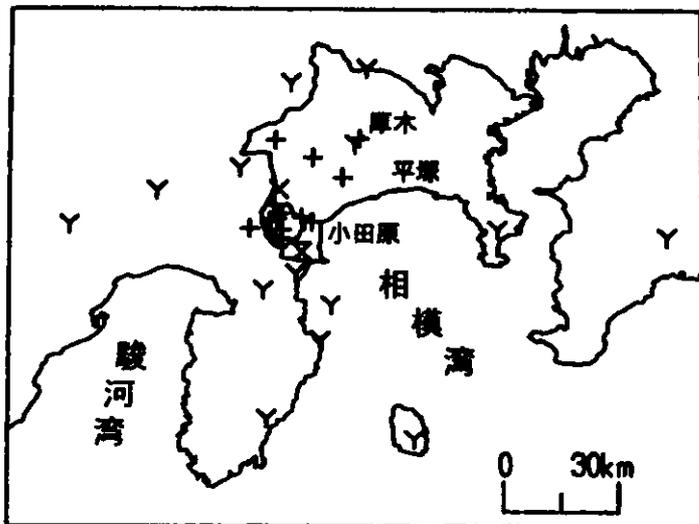
これらの考え方を示す例として、伊藤ほか（1995）は

* 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586
論文, 神奈川県温泉地学研究所報告第 31 巻, 第 1 号, 31-43, 1999.

京都大学の観測網で得た地震の深さ分布から、地震発生層の地域的な厚さ変化を求めた。その結果、1984年長野県西部地震(M6.8)では余震域に発生する地震の下限が、東北東から南南西に向かって7 kmから15 kmと深くなっていることを報告している。1995年兵庫県南部地震(M7.2)では北東部と南西部で5~7 km程度余震の深さが異なっていることを明らかにした。さらに、1949年今市地震(M6.2とM6.4)は、日光白根山付近の熱構造が急変している場所で発生していることを示した(伊藤、1995)。伊藤ほか(1995)は、これらのことから、過去の大地震は地震発

生層の変化する火山地域の周辺部や海岸付近に多く発生しており、地下の熱構造を反映していると考えている。

梅田、伊藤(1998)は、これらの考察結果をさらに押し進め、地震発生層の下限分布が急変するところを見いだせば、かなり高い割合で内陸での大地震の発生場所を想定できると提案している。そこで、本研究では、神奈川県西部を中心とした地震の深さ分布(上限と下限)と地震発生層の厚み分布を求め、「神奈川県西部地震」想定地域の特徴を調査した。



観測機関マーク

- + HSRI
- Y ERI
- × NRIESDP
- ⊗ IISEE

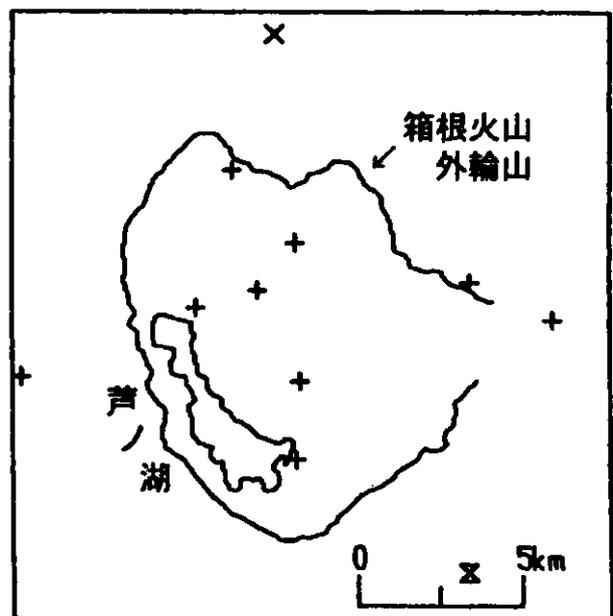
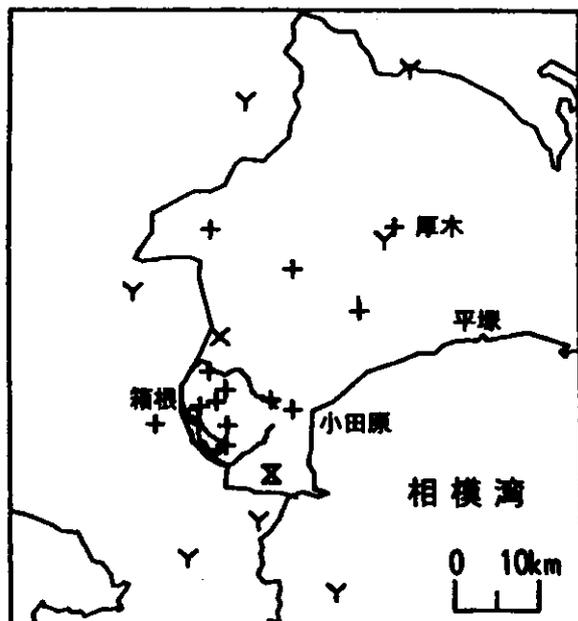


図1 1999年4月現在の観測点分布図(30観測点)。左下は神奈川県西部地域、右下は箱根地域の拡大図を示す。図中の観測点マークは機関名ごとに示した。HSRI:温泉地学研究所、ERI:東京大学地震研究所、NRIESDP:科学技術庁防災科学技術研究所、IISEE:建設省建築研究所

Fig.1 Observational network as of April 1999(30 stations). Upper right and lower left show western Kanagawa and Hakone, respectively. Current observation stations include seismic stations of other organizations, including the Earthquake Research Institute of Tokyo University(ERI), the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NRIESDP) and the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering (IISEE).

2. 温泉地学研究所の地震観測

温泉地学研究所では、1989. (平成元) 年より神奈川県西部地域におけるテレメータ方式の地震観測を開始した (伊東ほか、1990)。その後、地震観測能力の向上を目指し、独自観測点の増設および近隣他機関観測点とのデータ交換を進めた (温泉地学研究所、1999)。図1は1999 (平成11) 年現在の観測点分布である。

地震波相の検出および震源要素の決定は、計算機によってリアルタイム処理されている。この処理とは別に、研究員による再検出処理および再震源決定が行われる。

震源要素は、4観測点以上で観測されたP波の到達時刻をもとに、最小二乗法による逐次近似で求めている。この際、P波およびS波の読み取り誤差や震源距離に対する重み付けは行っていない。また、震源決定に使っている速度構造は、平賀 (1987) の丹沢水平成層構造モデルにしたがっている。

マグニチュードは、気象庁マグニチュードをもとに作成されたF-P時間 (振動継続時間) から算出している (棚田、田中、1999)。

上述の方法により、1989年4月~1999年3月までの期間に、6,000個以上の震源が再検出処理によって決定された。

震源決定精度の不確かさは、棚田 (1999) が予測解析法を用いて評価を行っている。その結果、震源決定精度は、観測網内で発生した深さ10km地震に対しては1km程度、周辺部では数km程度であった。また、地震の規模に対する震源検知能力は箱根火山でマグニチュード0程度、その周辺部でマグニチュード1程度と求まっている。

3. 神奈川県西部地域における震源の再決定

再検出処理による震源の位置は十分な精度が確保されているが、震源の深さ精度をより高めるために、次のような処理を行った。(1)県西部に分布している観測点でS-P時間 (初期微動継続時間) が5秒以内、P波の読み取り観測点が6点以上の地震だけを抽出した。これは、観測点の組合せや地殻構造の影響を最小限にするためである。今回解析に用いた観測点は、温泉地学研究所と科学技術庁防災科学技術研究所、建設省建築研究所の計15点とした (図1)。(2)震源決定を行い、各観測点ごとにP波とS波に対する走時残差 (O-C時間; 観測走時 - 理論走時) を求め、震源決定用の構造は、定常処理と同じ丹沢速度構造モデルである。(3)震源決定されたすべての地震に対し、各観測点ごとの走時残差をまとめ、頻度分布および平均値を求めた。(4)走時残差の平均値を各観測点の補正值とし、P波とS波読み取り値に加算し、再度震源決定を行った。(5)再震源決定によって、各観測点ごとに、P波とS波に対する走時残差の頻度と平均とを求めた。(6)補正前後の走時残差を調べ、走時残差が0.00秒

に近づけば震源決定の誤差が小さくなったと考えた。

各観測点における補正前後の走時残差分布を図2に示す。図2からわかるように、補正值を加えることによって、ほとんどの観測点で走時残差の平均が0.00秒に移動していることがわかる。また、全観測点の走時残差に対する標準偏差の再頻値が、補正によって0.1秒台から0.0秒台へと移行している (図3)。これらの結果は、走時残差を補正として加えることによって震源決定の精度がさらに高まったことを示している。

上記の処理によって、定常処理に比べ精度の高い5,256個の震源が得られた。マグニチュードの範囲は0.0~5.8であった。

4. 震源の上限、下限、地震発生層の決定方法

神奈川県西部直下における深さ50kmまでの震源の上限、下限および地震発生層の厚みを検出する方法について述べる。

図4は、第3章で述べた補正後の震源分布である。

期間は1990年1月から1998年12月までの約9年間で、採石発破などの人工震源は除去済みである。

次に、この震源データをもとに、深さ別頻度分布を領域ごとに作成した。領域の範囲は、東経138度50分北緯35度00分を原点とし、経度および緯度方向に5分×5分と設定した (図5点線領域)。

図6に、各領域の深さ別頻度分布図を示した。図中における矢印は、深さ0~50kmまでの地震の深さ上限と下限を示している。上限と下限は以下のように算出した。まず、任意の区域内の深さ別頻度と全地震数を求める。次に、浅部 (0km~) と深部 (~50km) から各々全地震数の10%を差し引いた深さを地震の上限および下限とした (図7)。10%を差し引いた理由は、異常に浅く (深く) 決まった地震を取り除くためである。また、地震発生層の厚みは、(下限の深さ) - (上限の深さ) とした。ただし、区域内の地震数が10個以下の場合には算出しなかった。図8に、各区域ごとに求めた地震数を示した。

5. 神奈川県西部地域における上限、下限および地震発生層の特徴

箱根火山 (北緯35度10分~15分と東経138度55分~139度00分) では、地震の上限および下限とも数kmと非常に浅い。火山体の東側にあたる東経139度05分~139度10分の領域では、地震の上限は深さ10km付近、下限は16kmまで深くなる。それに伴い箱根では数km以下であった地震発生層の厚みが7~12kmに増加している。

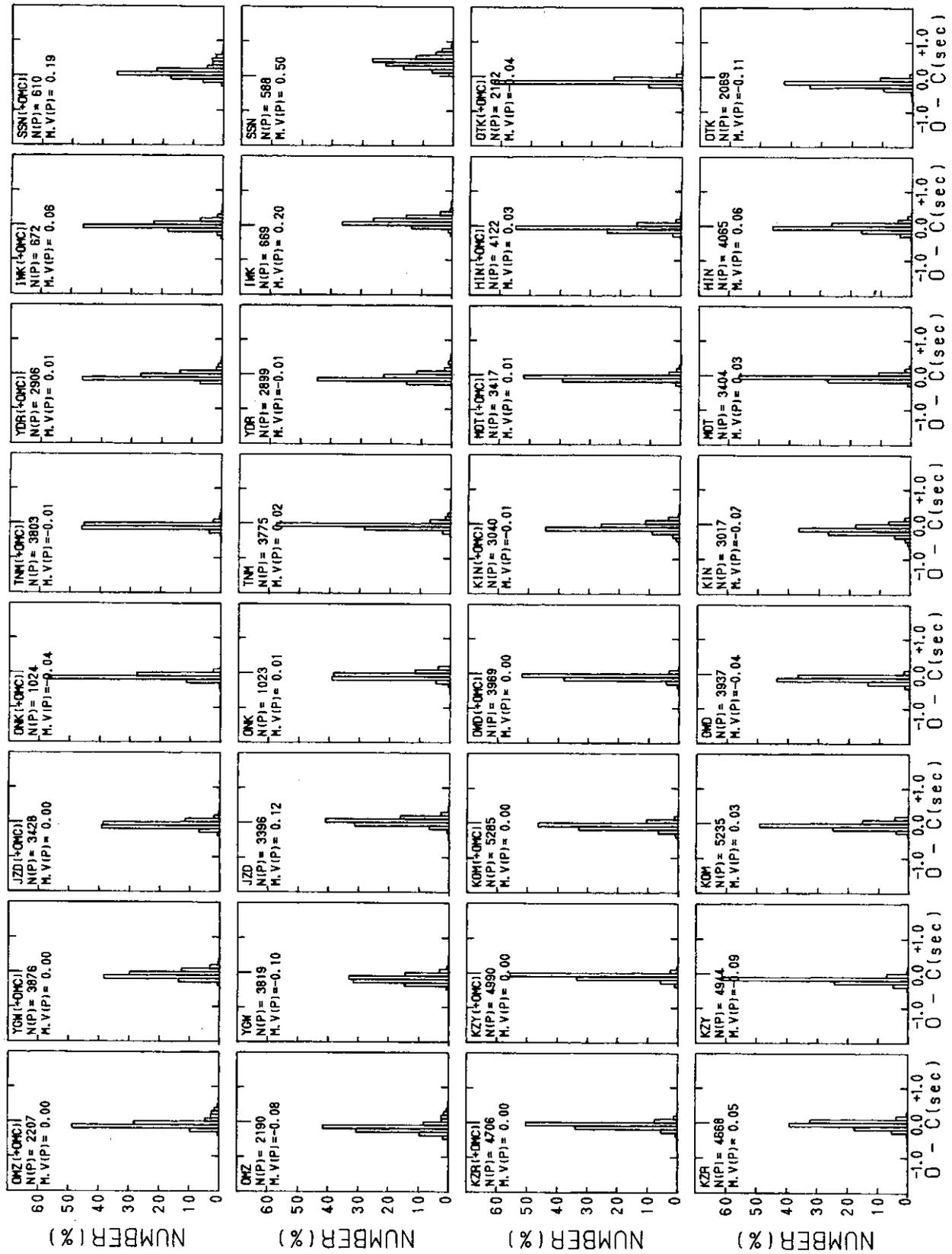


図 2(a) 各観測点における補正前後の P 波走時残差分布

Fig.2(a) O-C time distribution of P arrival time at each station. Three characters are station codes. N; number of earthquakes, M.V.; means values and (+ O-C); after O-C time collection.

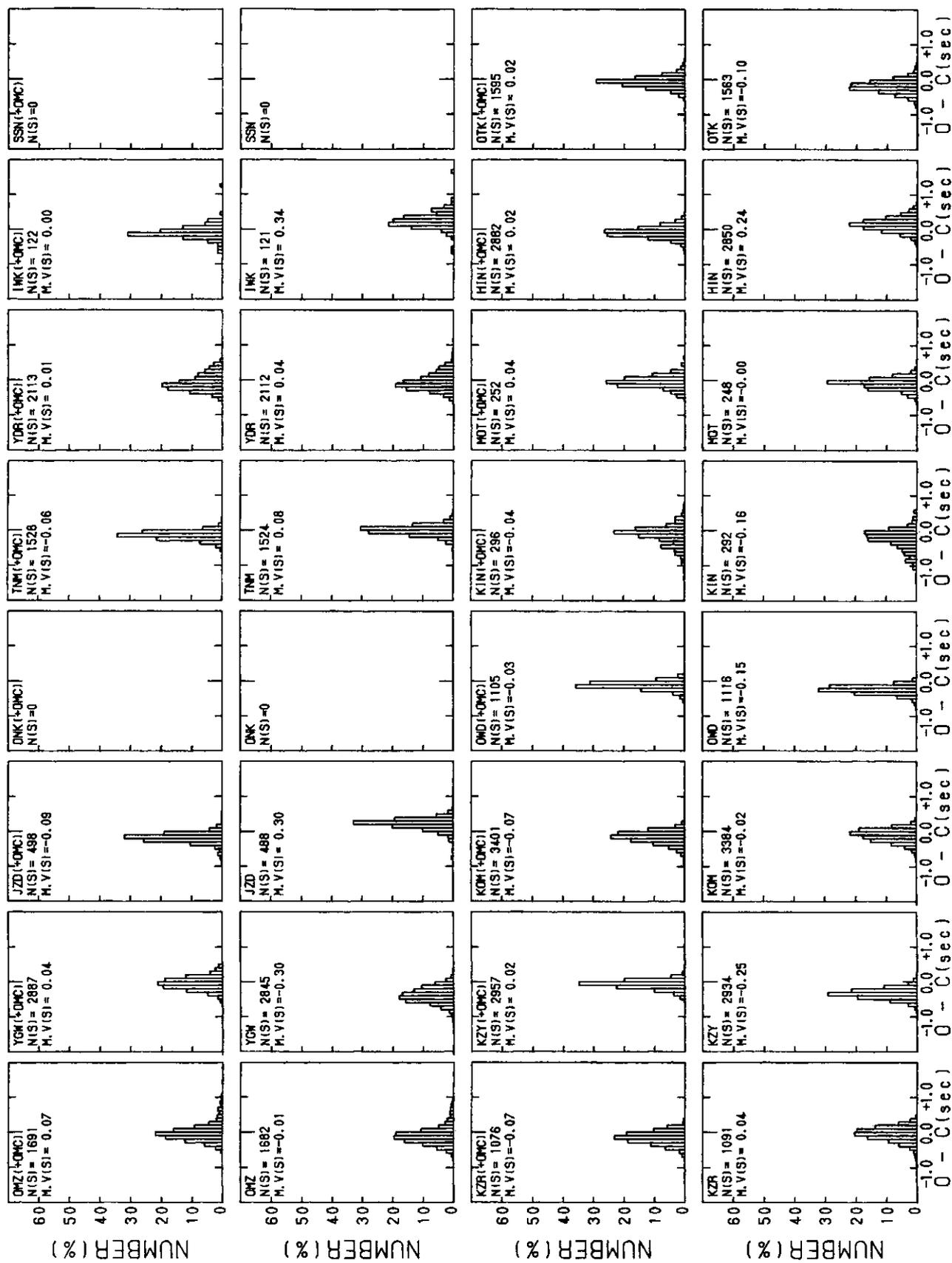


図 2(b) 各観測点における補正前後の S 波走時残差分布
 Fig. 2(b) O-C time distribution of S arrival time at each station.

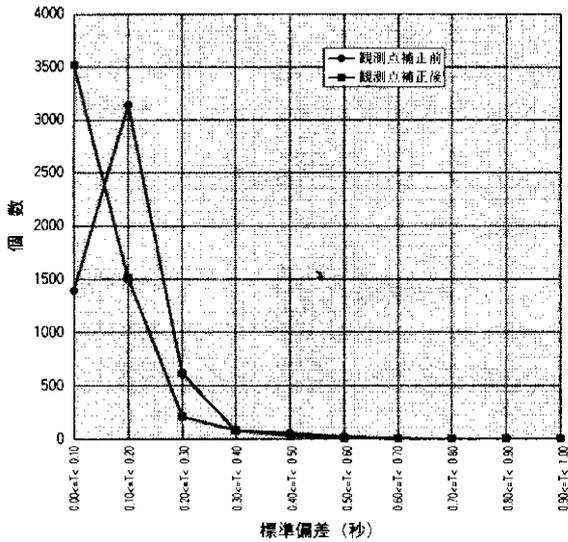


図3 全観測点の走時残差に対する標準偏差
Fig. 3 Standard deviation of earthquakes before and after O-C time collection.

丹沢山地（北緯 35 度 20 分～35 分、東経 138 度 55 分～139 度 15 分）では、震源は深さ 15 km～28 kmに集中している。北緯 35 度 20 分～25 分で深さの上限が 10 km前後、下限が約 20 km、地震発生層の厚みは 10 km程度である。北緯 35 度 25 分以上では、深さの上限が 16 km前後、下限が約 25 km、地震発生層の厚みが 10 km前後である。深さの上限および下限とも、北に向かって 5 kmほど深くなっているが、地震発生層の厚みはほぼ 10 kmと一定である。また、東経 138 度 55 分～139 度 15 分における東西方向には、上限、下限および地震発生層の厚みはほとんど変化していない。

次に、県西部地域全体の状況を把握するために、各領域ごとに算出した上限、下限および地震発生層の厚みの値および等深線図を作成した（図 9～11）。等深線を描く際には、各領域の中心を代表値とした。等深線作成にあたっては、塩野ほか（1985）の加重一次補間法を用いた。

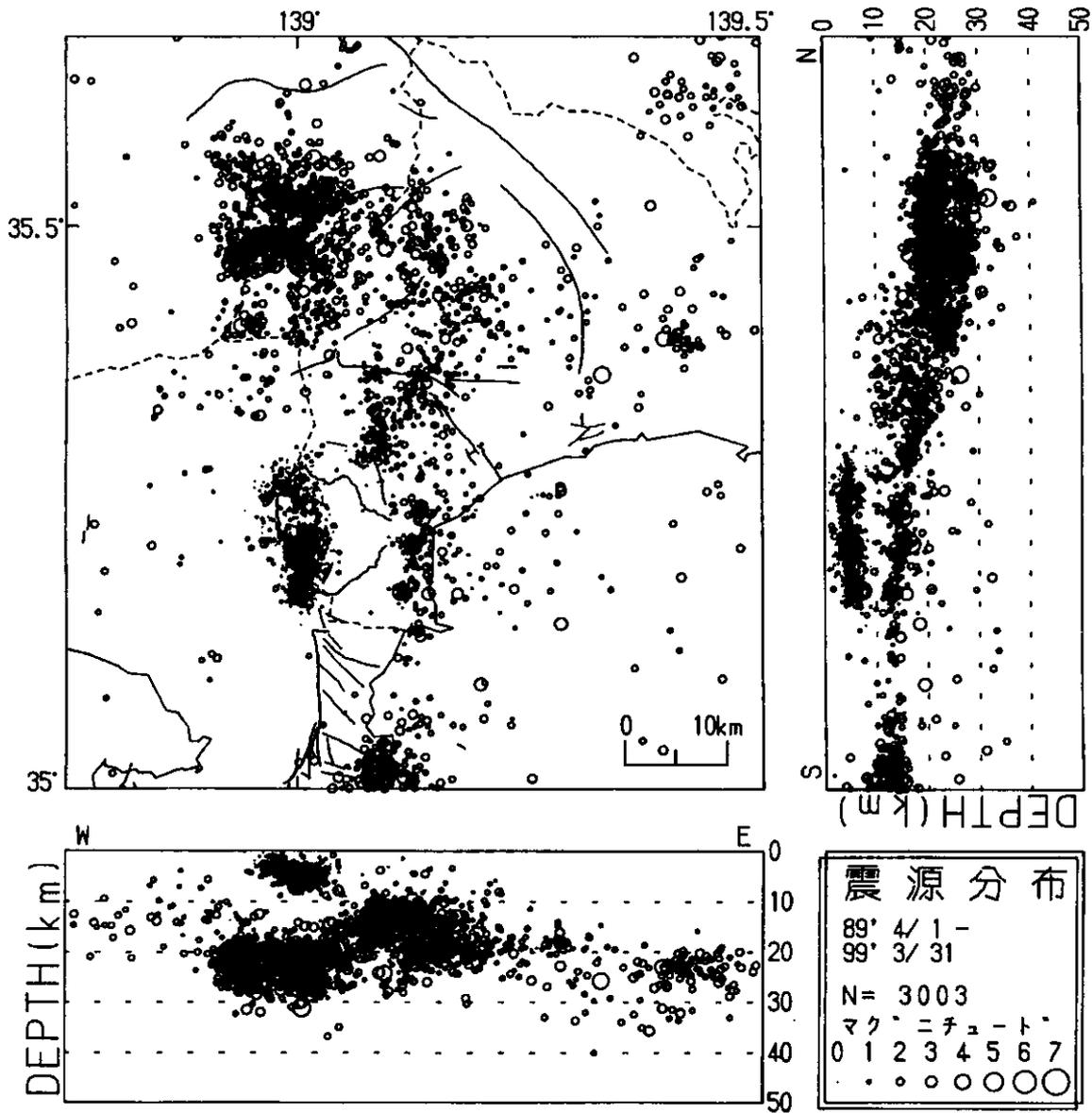


図4 補正後の震源分布
Fig. 4 Hypocenter distribution after O-C time collection.

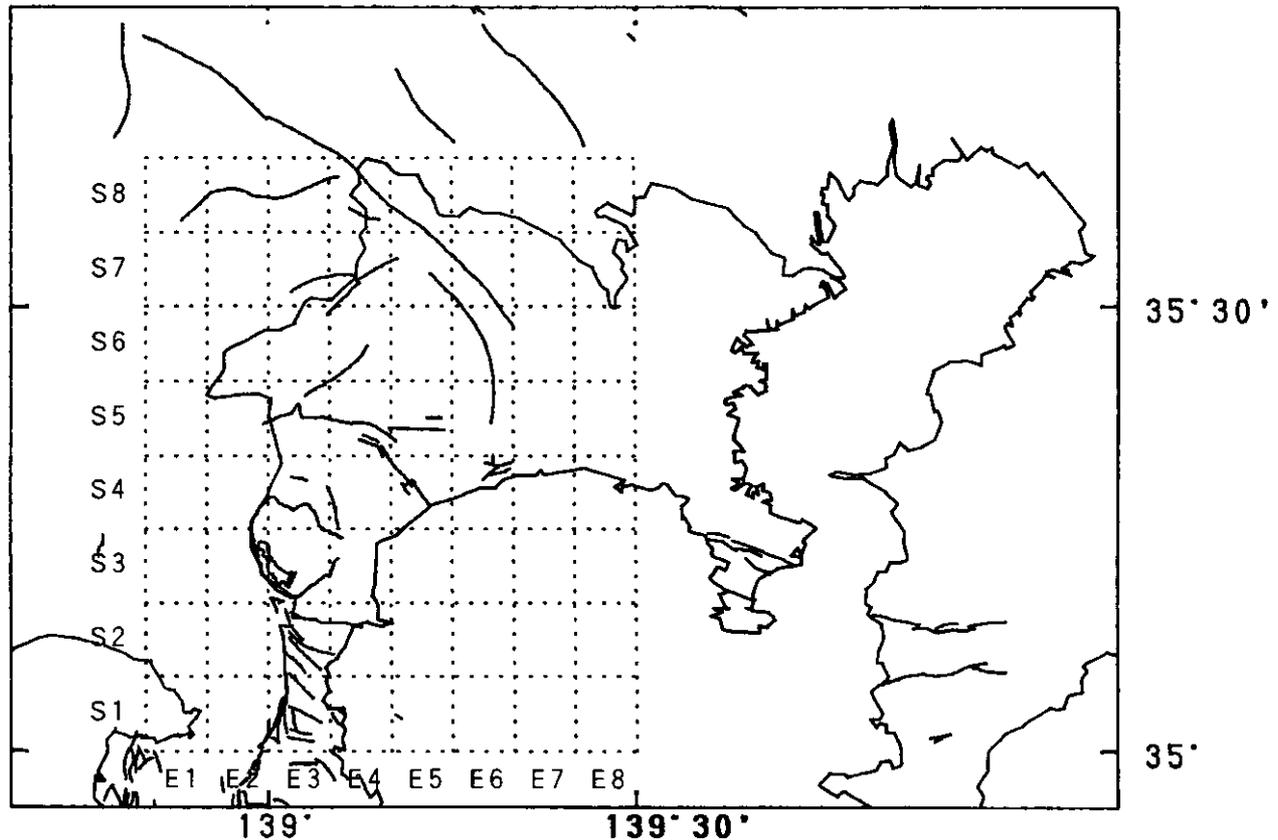


図5 深さ別頻度分布に対する領域分け
Fig.5 Area map of focal depth distribution.

地震の深さ上限等深線（図 9）の大きな特徴は、等深線の配列方向である。箱根芦ノ湖～相模湾沿岸では等深線はほぼ南北方向に、丹沢山地ではほぼ東西方向に、また、神奈川県中部では北西～南東方向に並んでいる。

地震の深さ下限等深線（図 10）は、深さ上限等深線（図 9）と比べ、やや複雑な形状が求まった。箱根火山体内では地震の深さ下限が深くなる方向は、南西から北東であった。

古期外輪山北側から神奈川県・山梨県境では北に向かって、深さ下限が緩やかに深くなっている。一方、古期外輪山東側から神奈川県中部にかけては、深さ下限が東に向かって急に深く変化している。

地震発生層の厚み等深線（図 11）から、箱根火山では、地震発生層の厚みが 4～10km 程度で、神奈川県・山梨県境では 6～10km 程度である。国府津～松田断層より東側の県中部では、地震発生層が 10km よりも厚くなっている。

6. 上限、下限および地震発生層に関する考察

プレート内部で発生する地震はプレート内地震と呼ばれ、日本列島内陸部の地殻浅部で発生している。現在、内陸で観測されている微小地震活動は地殻上部に限られており、その下限は深さ 15～20km 程度である（例えば、高木、松澤、1987; Hasegawa et al., 1991; 地震調査推進本部、1999）。こうした地震の分布は、地殻を構成する岩

石の物性や地殻の熱的構造によって、強く支配されていると考えられている（小林、1976; Ito, 1990; Hasegawa and Yamamoto, 1994）。

Hasegawa and Yamamoto (1994) は東北地方における地震の下限が火山から遠ざかるにつれて、5～10km から 15km まで徐々に深くなっていると指摘している。彼らは、火山体の熱的影響のために、地震発生層の厚みが火山中央に近づくに従い薄くなり、それに呼応して地震の深さの下限が浅くなっているためと説明している。

今回得られた地震の深さ上限・下限は、箱根火山の南西側では浅く、火山体から離れるに従い深くなる傾向を示した。同様に、地震発生層も中心部（南～南西側）では薄く、箱根古期外輪山を越えると厚くなることがわかった。このような傾向は、Hasegawa and Yamamoto (1994) の結果と類似し、箱根火山体の熱的構造が地震発生層の深さを制御していると考えられる。

一方、Ito (1990) は、日本列島における第四紀の火山と M6.5 以上の内陸型地震（1885-1987）との位置関係を調査した。その結果、火山中心から約 10km 以内では規模の大きい地震が発生していないことを報告している。この理由として、火山付近では地震発生層が薄いために、大地震を発生させるだけの歪が蓄積できないためと説明している。

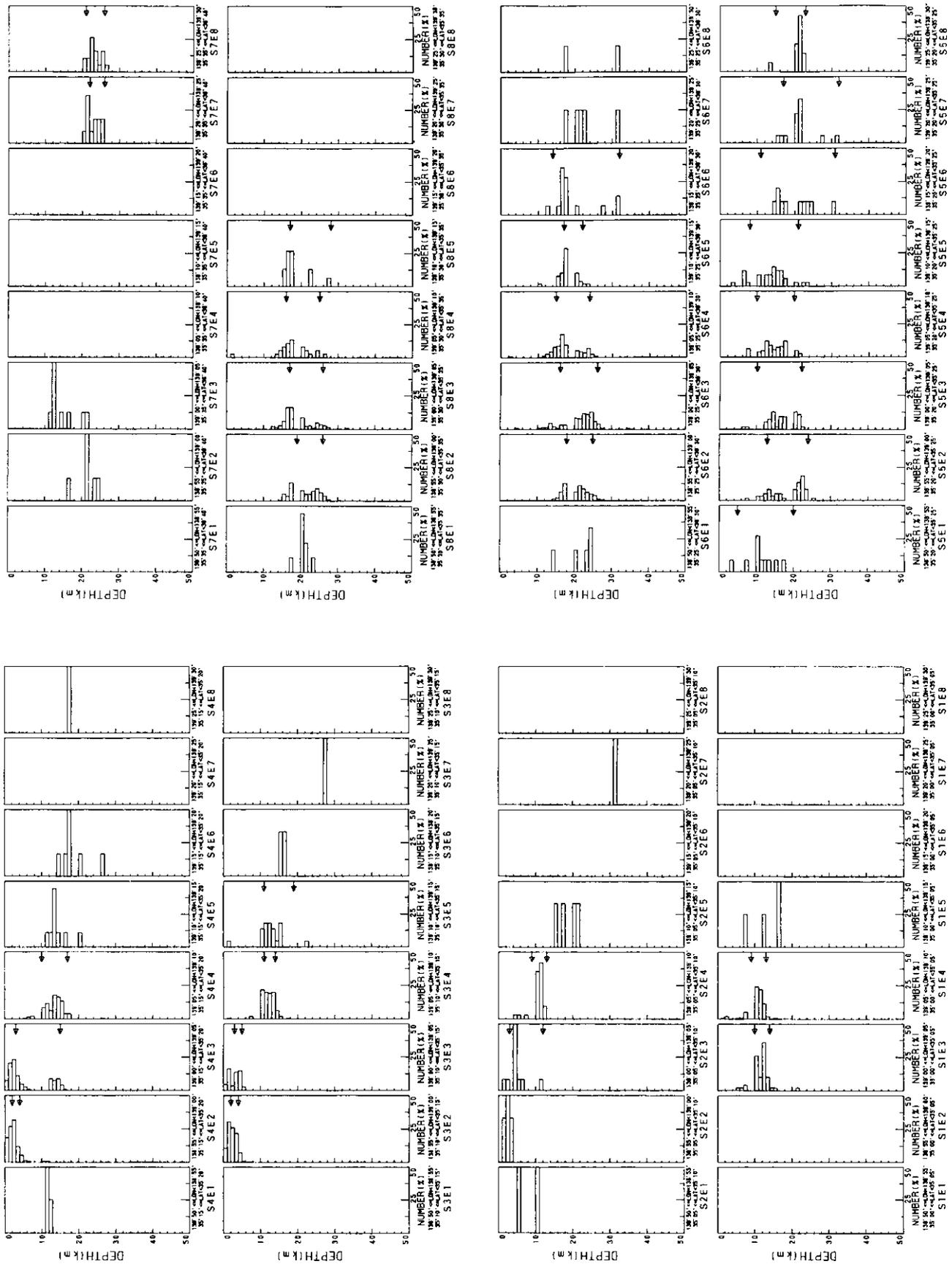


図6 深さ別頻度分布
Fig.6 Focal depth distribution of well-located earthquakes.

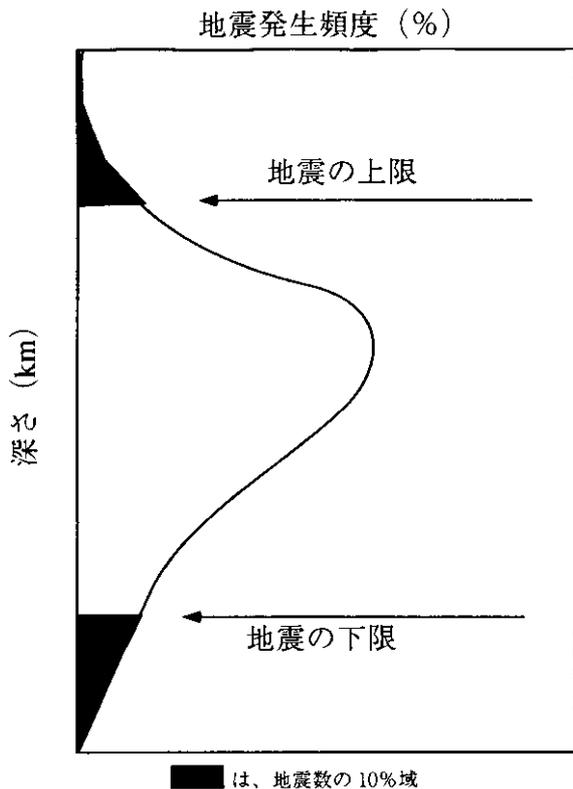


図7 地震の深さ上限・下限および地震発生層の厚み検出方法
Fig.7 The schema of detection for bottom and upper cutoff depth of seismicity, and the thickness of the seismogenic layer.

この Ito (1990) の考え方に従えば、近い将来起こるであろう「神奈川県西部地震」震源域の候補として、地震発生層が厚くなる箱根火山周辺部などが挙げられる。「神奈川県西部地震」の想定モデルは、岡田 (1993) のレビューに従えば 4 つに分類できる。その内の国府津・松田断層モデルやプレート断裂モデルは、地震発生層の厚みが変化するところに一致している。一方、新プレート上面モデルやプレート内破壊モデルは、地震発生層の薄い部分も含まれている。しかしながら、今回は内陸型 (プレート内地震) と地震発生層の厚み変化との関係という立場で解釈を行ってきており、プレート間地震モデルと地震発生層の厚み変化との関係を一緒に議論することは難しい。

7. まとめ

微小地震活動のデータより、神奈川県西部地域の地震深さ分布 (上限と下限) とその形状を調べた。さらに地震発生層の厚み分布を求めた。

(1) 地震の深さ上限は、2~15 km 程度であった。

その深度分布は、箱根芦ノ湖~相模湾沿岸ではほぼ南北方向に、丹沢山地ではほぼ東西方向に、また、神奈川県中部では北西-南東方向に連続的に深くなっていた。

(2) 地震の深さ下限は、深さ上限分布と比べ、やや複雑な形状をしていた。箱根火山体中心部では、地震の深

さ下限は 3~6km であった。中心部から離れるに従い、深さ下限は徐々に深くなり、火山体北東部に境に、20 km の等深線は東西と南北とに向きを変えた。この東西方向の深度 20 km 等深線より北側では、等深線間隔が広がっている。一方、南北方向の深度 20 km 等深線より東側では、等深線間隔が狭くなっていることがわかった。

(3) 地震発生層の厚みは神奈川県西部地域では、4~10 km 程度であった。

国府津-松田断層より東側の県中部では、地震発生層が 10km よりも厚くなっている。

本研究は地震観測施設運営事業のもとで行われた。

参考文献

- Brace, W.F. and Byerlee, J.D. (1970) California earthquakes: Why only shallow focus? *Science*, 168, 1573-1575.
- Hasegawa, A. and Yamamoto, A. (1994) Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, 233, 233-255.
- Hasegawa, A., Zhao, D., Hori, S., Yamamoto, A. and Horiuchi, S. (1991) Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity, *Nature*, 352, 683 - 689.
- 長谷川昭、趙 大鵬、山本 明、堀内茂木 (1991) 地震波からみた東北日本の火山の深部構造と内陸地震の発生機構, *火山*, 第 36 巻, 第 2 号, 197-210.
- 平賀士郎 (1987) 箱根火山と箱根周辺海域の地震活動, *温地研報告*, 18, 149-273.
- 伊東 博、小鷹滋郎、棚田俊收、荻野喜作、長瀬和雄、横山尚秀、平野富雄、大木靖衛 (1990) 温泉地学研究所の地震・地下水位観測システムについて, *温地研報告*, 21, 1-16
- Ito, K. (1990) Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, *J. Phys. Earth*, 38, 223 - 250.
- Ito, K. (1993) Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan, *Tectonophysics*, 217, 11 - 21.
- 伊藤 潔 (1995) 日光付近における地震発生層と内陸大地震, *地球*, vol. 17, no. 2 (no. 188), 68-72.
- 伊藤 潔、梅田康弘、大見士朗、大東明子、松村一男 (1995) 地震発生層の厚さ変化と 1995 年兵庫県南部地震, *日本地震学会講演予稿集*, vol. 1995, no. 2, A79.
- 小林洋二 (1976) 西南日本および中央日本における微小地震の震源分布と地殻熱流量との関係, *地震予知シンポ*

ジウム (1976), 184-193.
 岡田義光 (1993) 「神奈川県西部地震」の諸モデルと期待される地殻変動, 地学雑誌, 102 巻, 4 号, 445-456.
 温泉地学研究所 (1999) 温泉地学研究所における「神奈川県西部地震の取り組み」, 温地研報告, 29, 3-41.
 塩野清治、弘原海清、升本眞二 (1985) パソコンで不規則に分布するデータを格子データに変換してコンターマップを作成する方法(1), 情報地質, .10 号, 65-78.
 高木章雄・松澤 暢 (1987) 日本における微小地震活動,

棚田俊收 (1999) 温泉地学研究所の地震観測網における震源決定精度と検知能力, 温地研報告, 29, 47-57.
 棚田俊收、田中丈博 (1999) 温泉地学研究所の地震観測網におけるマグニチュード算出式, 温地研報告, 29, 41-47.
 梅田康弘、伊藤潔 (1998) 地殻不均質構造の評価と大地震発生のモデリング, 地球, vol. 20, 123-127.

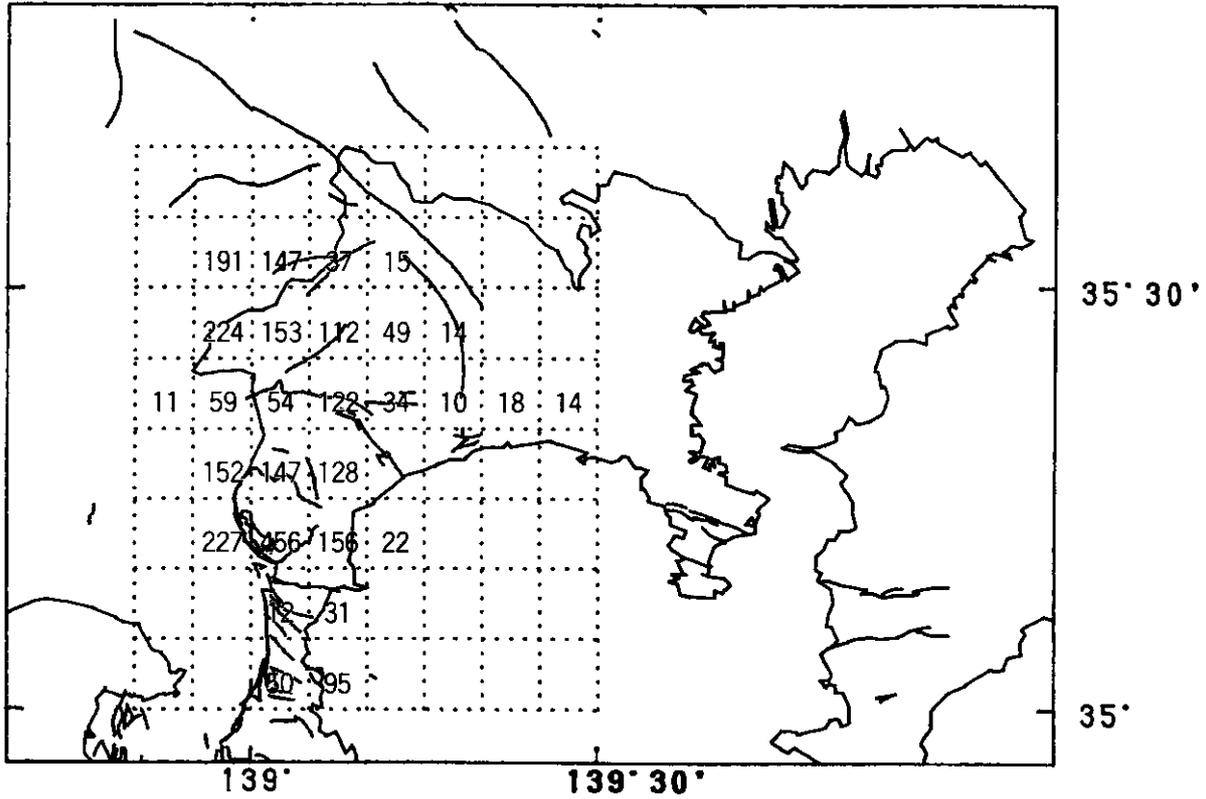


図8 区域毎の地震数。10個以下の場合には記載されていない。
 Fig.8 The number of earthquakes in each area. Values less than 10 are not shown in the map.

地震予知研究シンポジウム, 17-30.

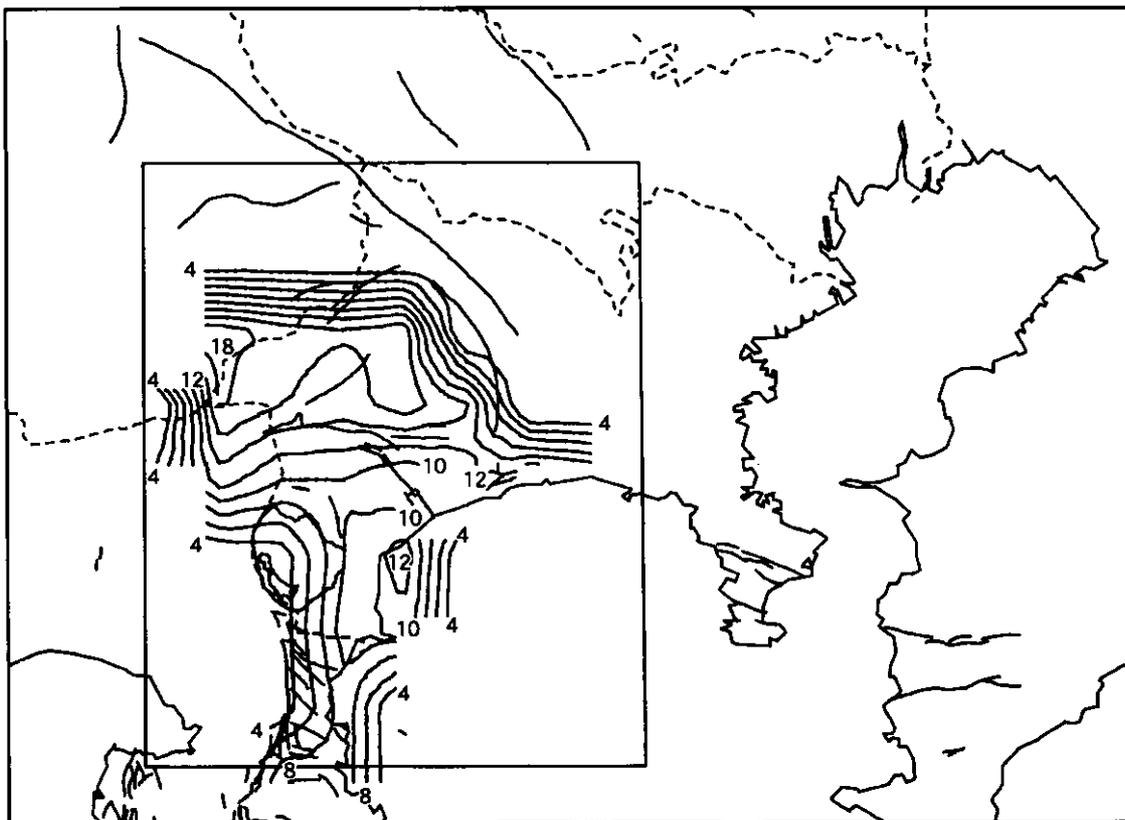
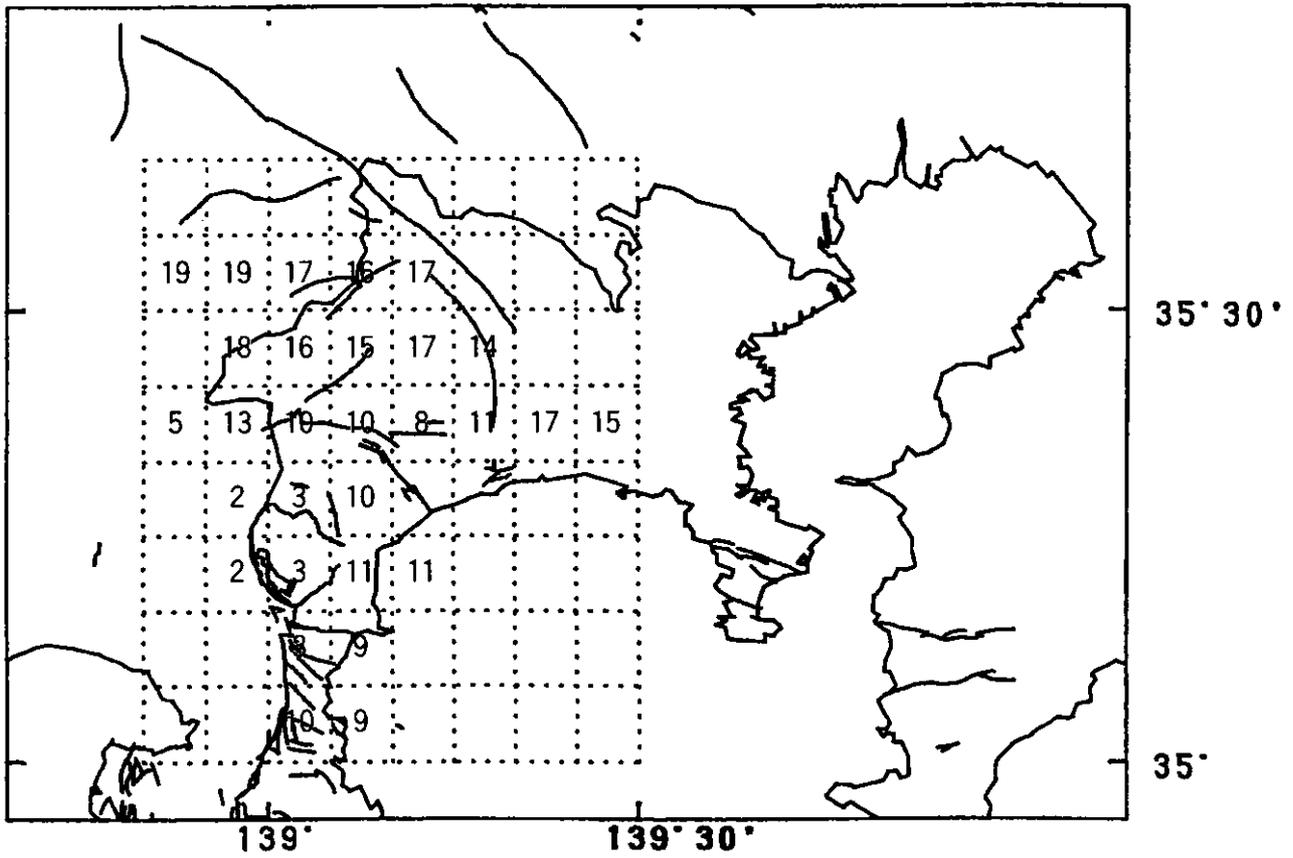


図9 地震の深さ上限値とその等深線図(等深線間隔 2km)

Fig.9 The values and contour map of upper cutoff depth of seismicity. The contour interval is 2km.

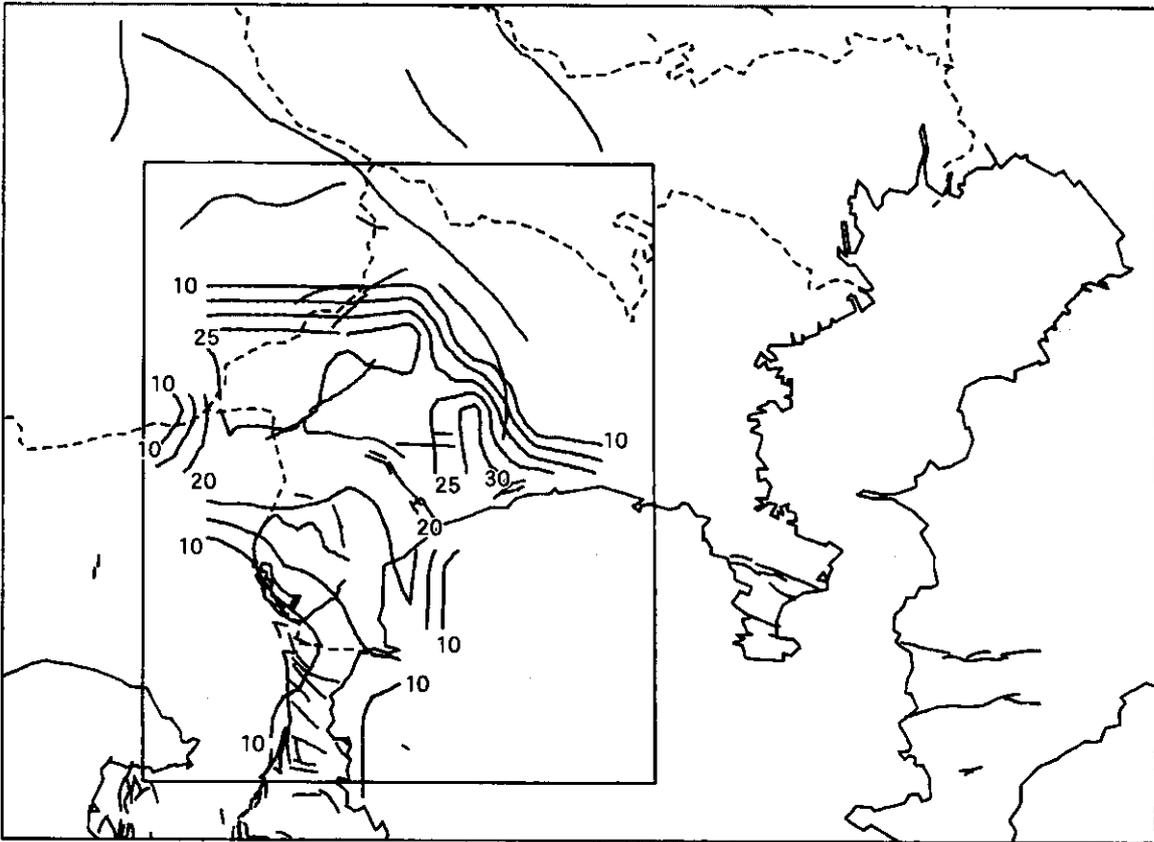
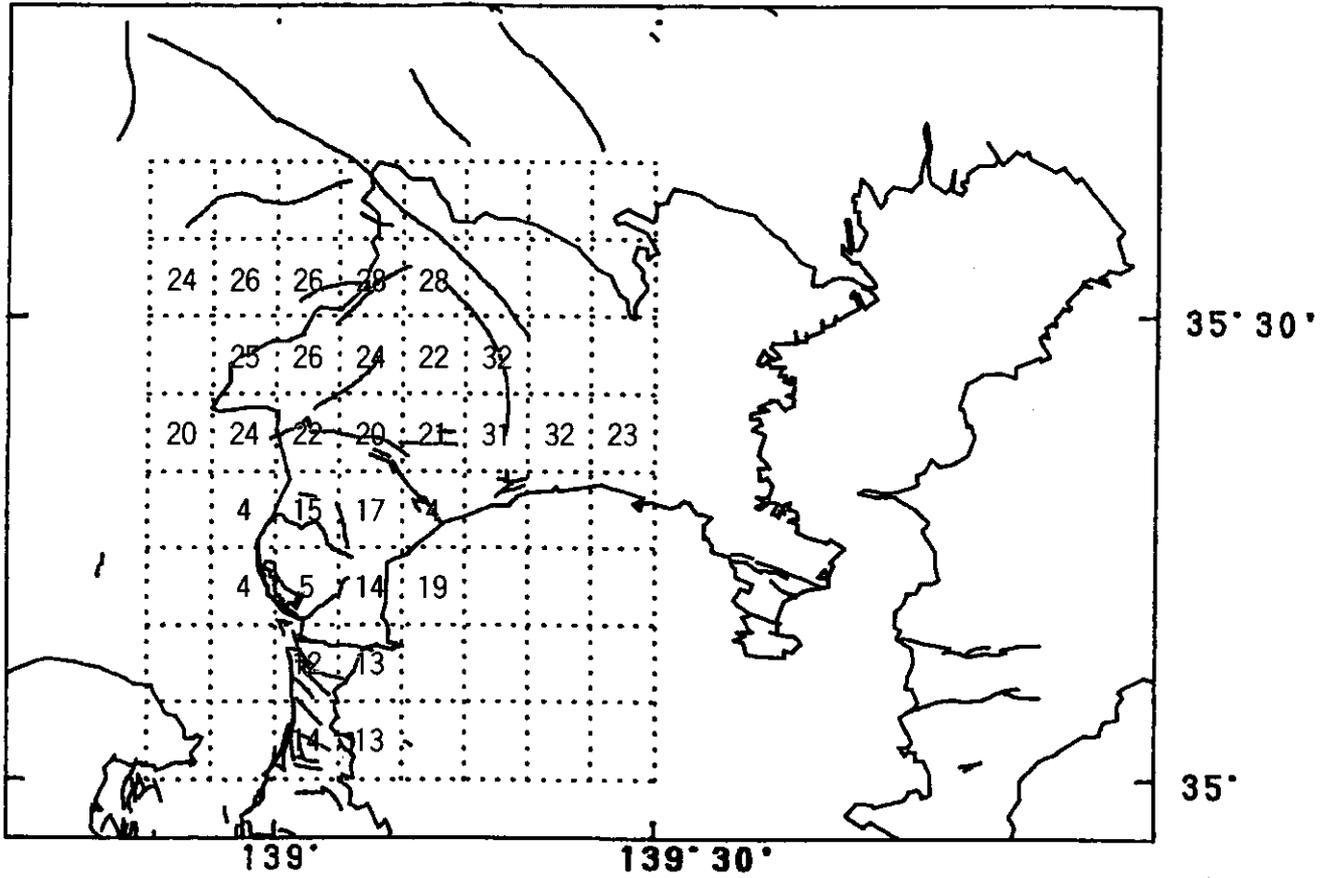


図 10 地震の深さ下限値とその等深線図(等深線間隔 5km)
 Fig. 10 The values and contour map of bottom cutoff depth of seismicity. The contour interval is 5km.

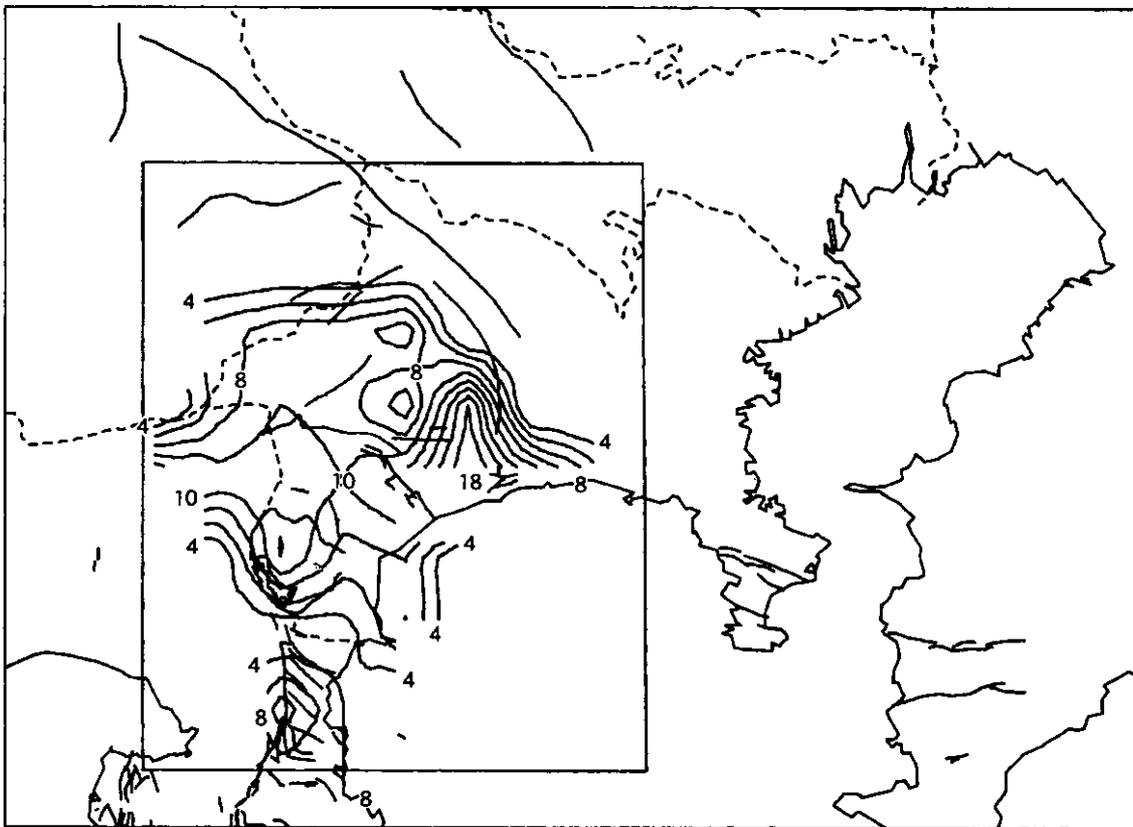
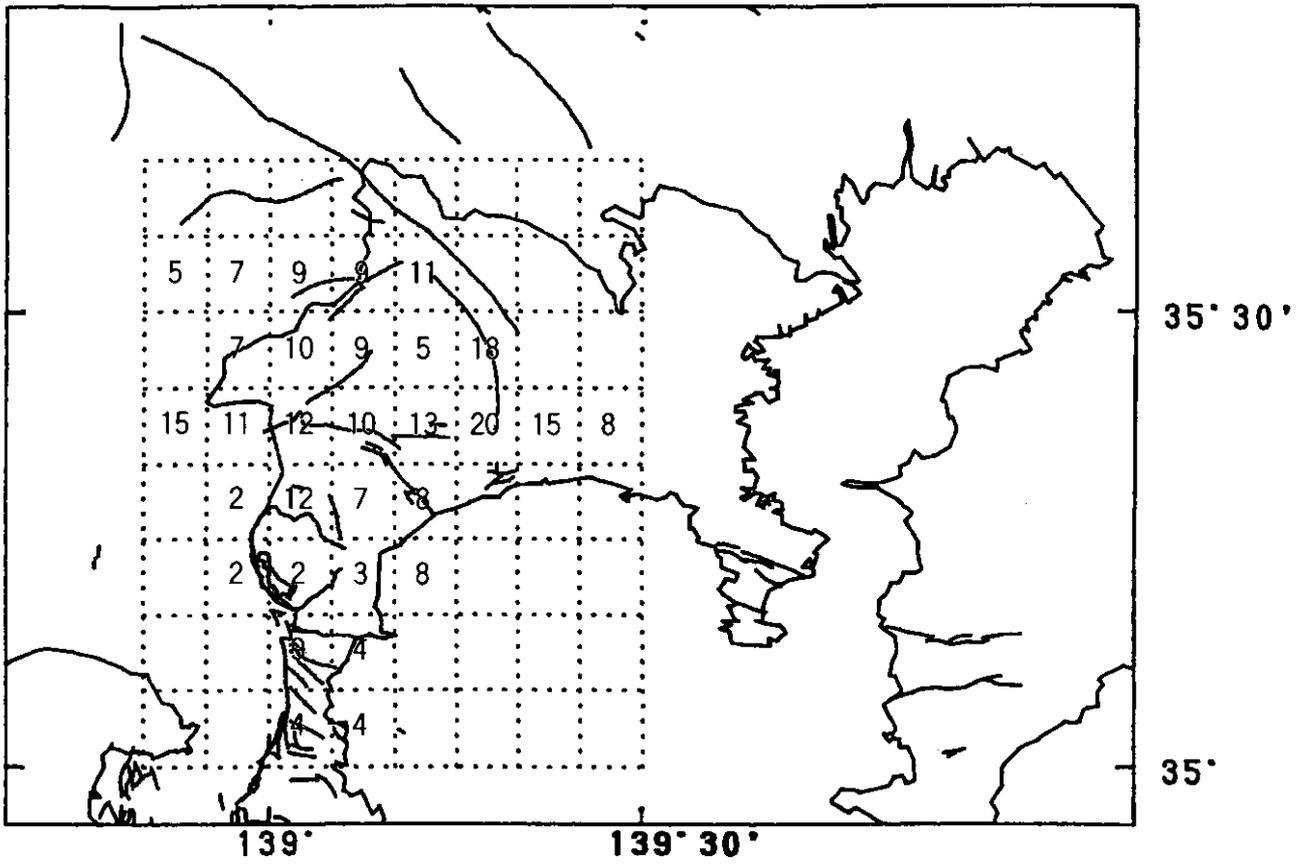


図 11 地震発生層厚とその等深線図(等深線間隔 2km)

Fig.11 The values and contour map of the thickness of the seismogenic layer. The contour interval is 2km.

