

西南日本内帯における地殻内地震発生層

伊藤 潔・松村 一男・和田 博夫・平野 憲雄・
中尾 節郎・渋谷 拓郎・西上 欽也・片尾 浩・
竹内 文朗・渡辺 邦彦・渡辺 晃・根岸 弘明

SEISMOGENIC LAYER OF THE CRUST IN THE INNER ZONE OF SOUTHWEST JAPAN

By *Kiyoshi ITO, Kazuo MATSUMURA, Hiroo WADA, Norio HIRANO, Setsuro NAKAO,*
Takuo SHIBUTANI, Kin'ya NISHIGAMI, Hiroshi KATAO, Fumiaki TAKEUCHI,
Kunihiko WATANABE, Hikaru WATANABE and Hiroaki NEGISHI

Synopsis

Hypocenters of earthquakes determined from the data recorded by Kamitakara, Hoku-riku, Abuyama and Tottori Observatories, Kyoto University during 1976 - 1991 are collected to define the distribution of the thickness of the seismogenic layer of the crust in the inner zone of southwest Japan. Total of 63,961 well-located earthquakes are selected and used to determine the cutoff depths in the crust. As a result, the thickness of the seismogenic layer varies 5 - 25 km from place to place and is closely related to the thermal structure of the crust. Further, active faults and large inland earthquakes are likely to occur at the steep change in the cutoff depth. Thus, the thickness of the seismogenic layer is important to examine the rheological characteristics of the crust and eventually to reveal the relationship between the crustal heterogeneity and large inland earthquakes.

1. はじめに

内陸大地震の発生が地殻の不均質構造に関連すると考えられ、地殻の各種の不均質構造の調査を基にして、内陸大地震の発生との関連を明らかにしようという試みがなされてきている^{6,18)}。不均質構造は地震波速度ばかりでなく、反射面など地震波から求められるものがあるが、地震分布から得られるレオロジカルな性質、力学的な強度もその一つである⁵⁾。これには長期間にわたる微小地震観測の結果による精度の高い地震の分布を用いるのが有効である。

京都大学防災研究所地震予知研究センターでは理学部との地震予知関連部門等の統合の後、観測網の改変に努めてきた。その一環として、従来から実施されていた観測網による観測記録の集積を行ってきている¹¹⁾。本報告では、そのデータを用いて、西南日本内帯における地震発生層の地域的な変化を調べ、地殻の熱構造、過去の大地震及び活断層との関係について述べる。

2. データ及び解析方法

京都大学防災研究所の内帯における観測網は Fig. 1 に示すように、上宝 (KTR)、北陸 (HOK)、阿武山 (ABU) および鳥取 (TOT) の4観測所から成り立っている。これらの観測所はそれぞれの地域における微小地震観測を目的に設立され、独立に地震観測を実施することでその役割を果たしてきた。しかし、京都大学における地震予知研究機関が統合されたことによって、個々の観測所の役割だけでなく、全体としてのやや広域の研究にもデータが有効利用されるようになりつつある。実際には観測網自体の統合が進められているが、それと併行して従来独立に処理されてきたデータを収集し、広範囲に内帯の活動を把握しようとする試みがなされている¹⁾。

本研究においては、これらの統合された震源データに加えて、読みとりデータを用い、観測網全域の活動を解析した。Fig. 1 の観測点以外に、周辺の観測網と隣接交換網が形成され、それらのデータも処理されているが、本報告で使用した他機関のデータは、上宝観測所とローカルに交換網が作られている名古屋大学高山観測所の3観測所のデータのみである。

まず、各観測所で決定された震源データを集めた。その際、松村・他の結果¹⁾を利用した。各観測所で決定された震源データを時間順に並べ、3秒以内に10km以内で発生した地震を同じ地震として判定している。この条件の基でも異なった地震があるが、これは各観測所の観測データを用いてマニュアルで分離した。同じ地震に対して複数の観測所で震源が求められている場合は、震源から最も近い観測点が属する観測網による震源を選び、全地震のファイルを作成した。これらの震央を Fig. 2 a に示す。データは1976-1991年の間で総数9万個を越える。こうして選んだ震源データについて、観測された相の読みとりデータを集め、それぞれの地震について、震央距離の最大値、最小値及び震源を見込む観測点間の最大の空き角を計算した。最後のパラメータは震源が観測網の中にあるかどうかの判定に有効であり、前2者は深さの精度の判定に有効である。これらに震源決定に用いたP及びS波の着震時の数、仮定した構造との走時

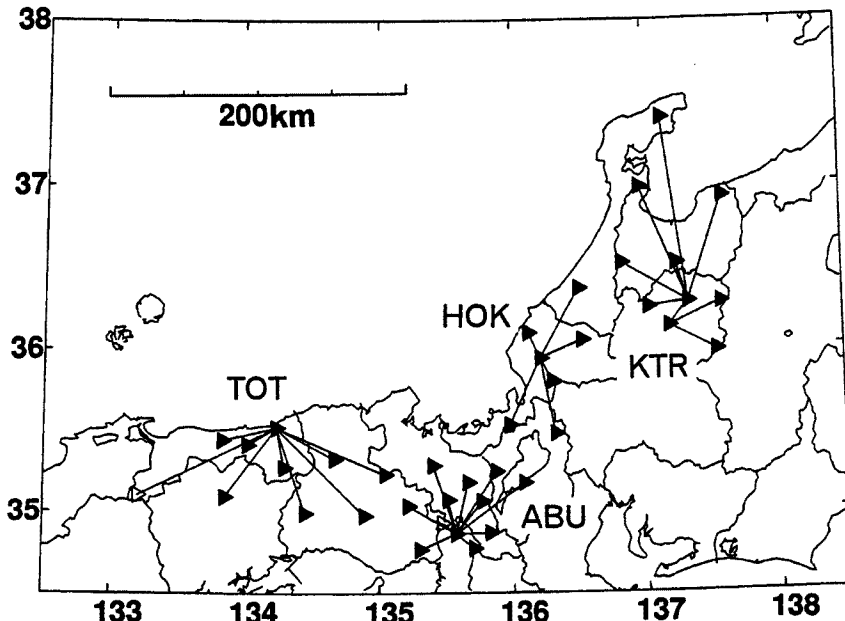


Fig. 1. Telemetered networks of earthquake observation in the inner zone of southwest Japan operated by the Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University. KTR, HOK, ABU and TOT indicate Kamitakara, Hokuriku, Abuyama and Tottori Observatories, respectively.

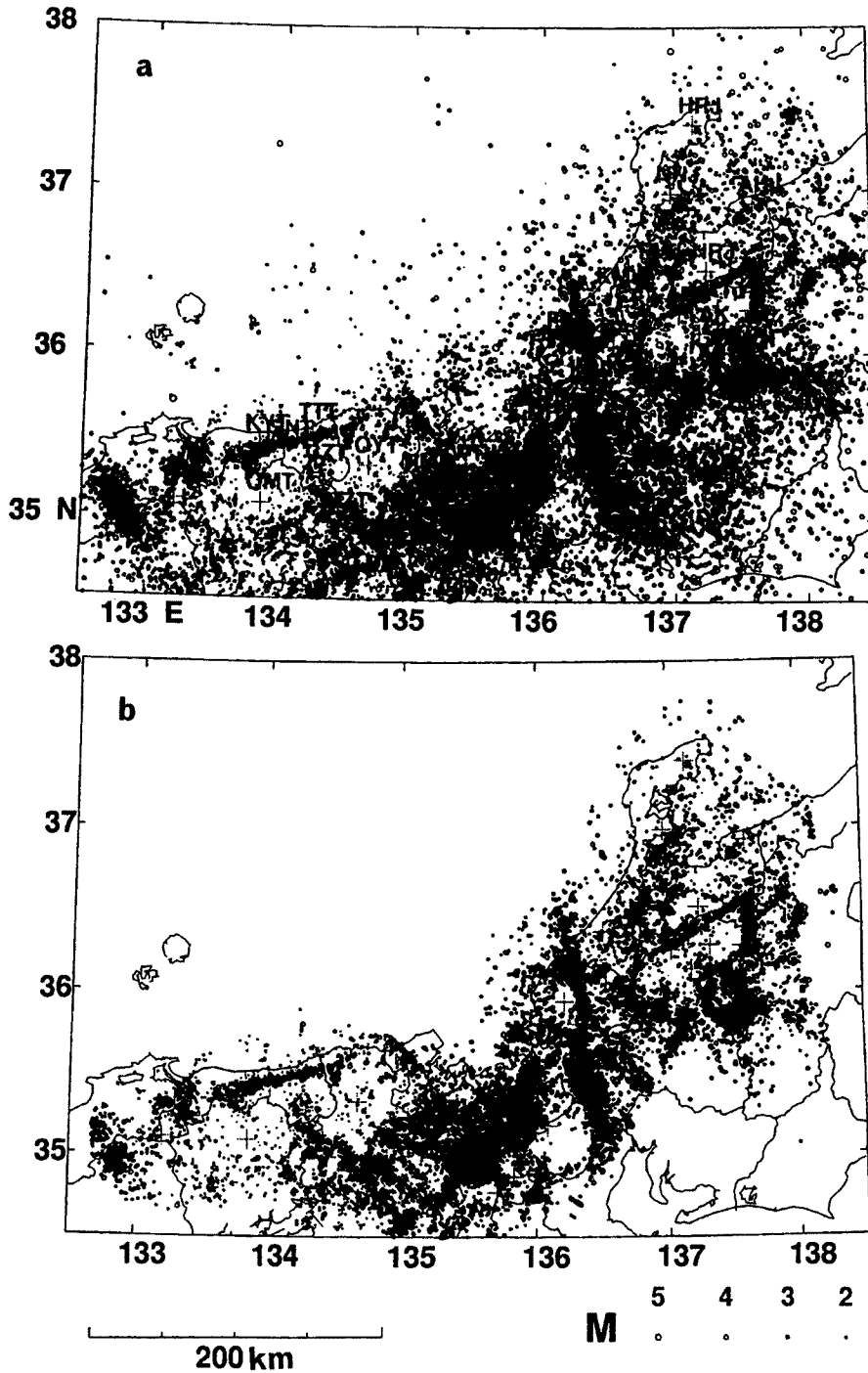


Fig. 2. Composite epicenter distributions determined by the four networks of Kamitakara, Hokuriku Abuyama and Tottori Observatories: a, all events during 1976-1991, total of 90,690; b, well-located events for the determination of the cutoff depth of seismicity in the crust. The hypocenters are selected as those with more than four P-arrivals and more than one S-arrival and with the minimum epicentral distance to observed station less than 30 km. Total number of events is 63,961.

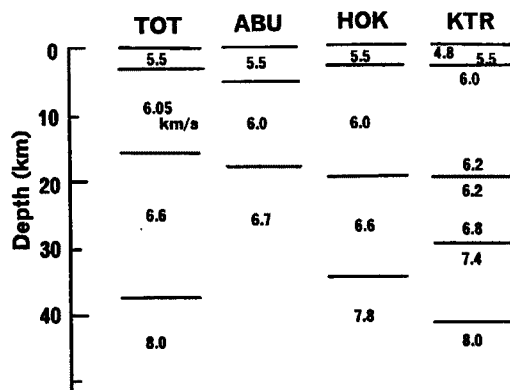


Fig. 3. Crustal P-wave velocity structures used for the determination of hypocenters at four observatories. KTR, HOK, ABU and TOT indicate Kamitakara, Hokuriku, Abuyama and Tottori Observatories, respectively.

差の標準偏差のデータを加えて精度のよい震源を選ぶことができる。全域を覆ってある程度の数を確保するという点から、実際にはP波の着震時4個以上、S波の着震時1個以上、震央の最小値30 km以内のデータを選んだ (Fig. 2 b)。総数は約6万個である。深さの精度の良い地震だけを選ぶには条件はもっと厳しくするべきであるが、全域を震源が覆うためにはこのデータセットではこの程度が限度であろう。

各観測所ではそれぞれ異なった地殻の速度構造を用いて震源決定を行っている^{3, 10, 12, 17, 20~22})。Fig. 3にP波の速度構造を示すが、これは人工地震による結果を参照しており、それぞれの地域の特徴的な地殻構造を示している。上宝だけは層の間で速度が直線的に変化する多層構造を用いている。S波の速度についてはどの観測所も V_p/V_s を1.73と仮定している。全部の地震について同じ方式で震源を再決定することが必要だが、その際には地域的な構造の相違を十分反映できる方法を考えなければならない。その点、従来の方法で地域的な特徴を生かした結果が得られているので、本報告では各観測所の結果をそのまま用いることにした。再決定しても震源位置は大きくは変化しないと考えられる。

3. 解析結果

これらの震源について、各種の深さ分布図を作り、地震の下限を決定した。Fig. 4には一例として、南北断面に短冊に切った場合の深さの投影図を示す。Fig. 4 aは断面図の位置を示し、Fig. 4 bは西半分の深さ分布、Fig. 4 cは東半分の断面図であり、Fig. 4 bに比べて南北の範囲が2倍大きい。これらの図および深さ別震央分布、各地域の拡大した断面図などから地震の下限を決定し、概略の等深度線の分布を求めた (Fig. 5)。深さの下限の決定の際には、観測網の配置などの影響を考慮した。特に中部地方は観測網の密度が荒いので、最低の震央距離30 kmでは震源の深さの精度が十分でない。Fig. 4 cのi, j, kなどの両端では深さの精度は十分でないのでこれらを考慮した。

Figs. 4, 5からは次のようなことが分かる。地殻内の地震発生層の厚さの変化を50~100 kmの波長で見ると、地域によって5~25 kmの範囲で変化する。地震発生層の厚さは中国地方では中国山脈沿いに浅く、日本海側及び瀬戸内海に向かって深くなる。この傾向はさらに西の中国地方でも、東京大学広島観測所観測結果で得られている¹⁾。また、四国山脈付近でも地震の下限が浅くなること、徳島観測所⁹⁾及び高知地震観測所¹³⁾の結果で知られている。地震発生層は山崎断層付近で深く、琵琶湖周辺では特に深く25 km程度になる。白山付近、中部山岳地域では浅くなり、飛騨山脈では5 kmと非常に浅くなる。

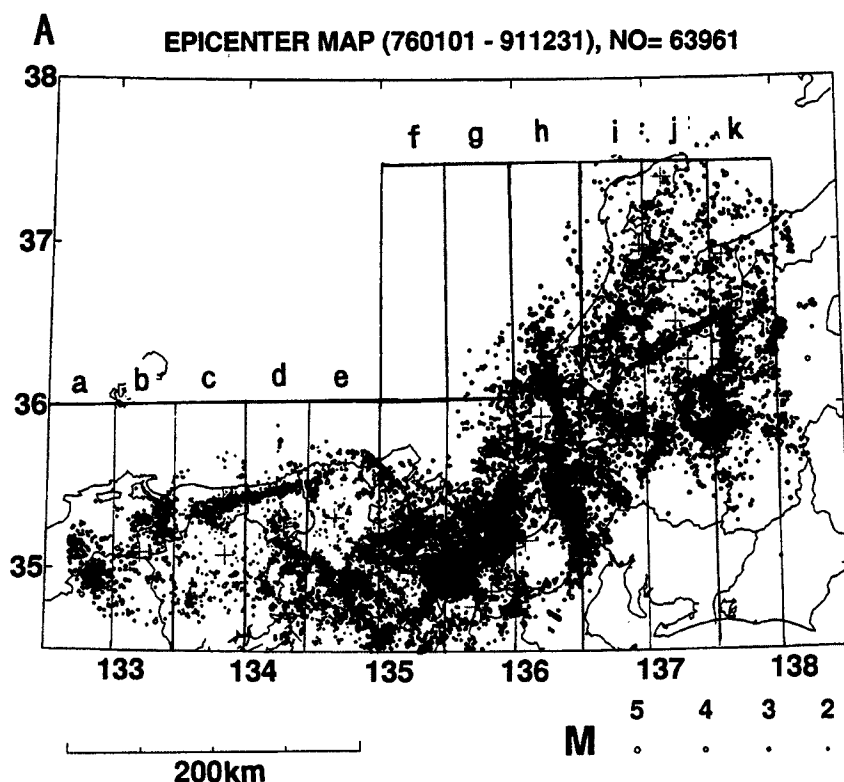


Fig. 4 a. Depth sections for earthquakes. A, Index map to the figures 4 B and 4 C. B, North-south depth sections for events in the strips a~g in Fig. 4 a. C, North-south depth sections for events in the strips f~k in Fig. 4 a.

4. 考 察

Fig. 5の結果は地殻の熱構造とよく対応するようと思われる。全域における地殻熱流量は測定値が少ないので、十分な相関がとれないが、測定値がある地域ではよく対応している。キュリー点深度分布¹⁴⁾をFig. 6に示すが、概略的には非常によく対応している。キュリー点深度分布は種々の問題を含んでいるので、深さの絶対値は問題があるが、相対値は熱構造の指標になると思われる。従って、Figs. 5, 6の比較によって、このスケールでの地震発生層の深さ変化は概略的には、地殻の温度構造に支配されていると考えられる。

地震発生層以深の部分は長期間の応力に対して流動変形すると考えられるので、地震発生層は地殻の強度を支えていると考えられる。従って、地震発生層の厚さの変化は地殻の強度変化を表すと考えられる。強度の変化は応力に対する応答の変化を生じ、内陸大地震の発生と関連すると思われる^{2,4,16)}。過去の大地震の震央¹⁹⁾及び活断層の分布⁷⁾(Fig. 7)をFig. 5の地震発生層の厚さの変化と対応させると、過去の大地震は地震発生層の厚さが変化している地域と対応するようである。日本海側、大阪湾から琵琶湖周辺、中部地方にかけての地域、中部地方の中央部など対応している。これは地殻の強度が変化する付近で歪みの蓄積解放がなされるためだと考えられる。このように地震発生層の変化をさらに詳細に調査することは、内陸地震のポテンシャル評価、震源機構の解明のために重要だと思われる。

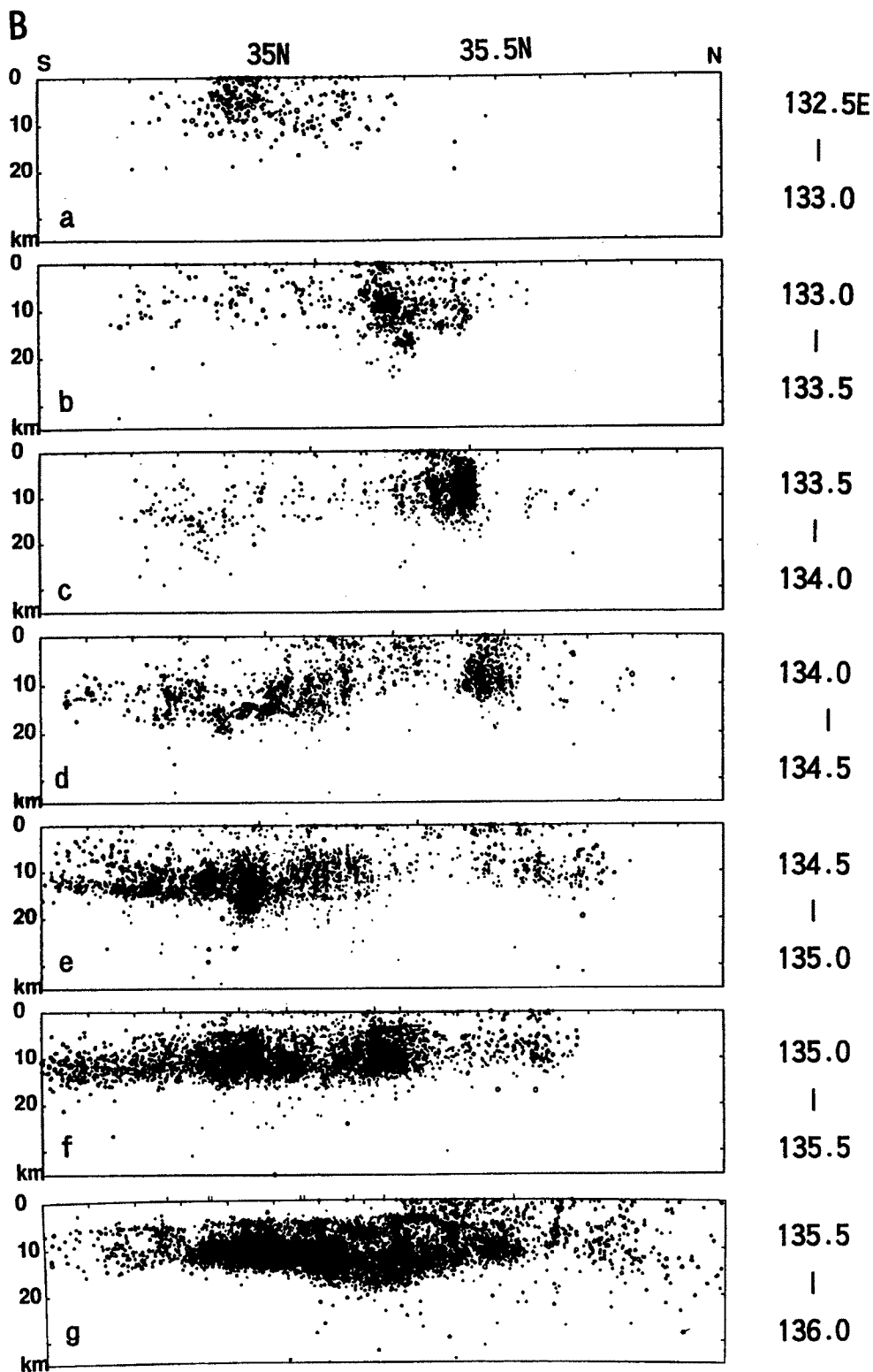


Fig. 4 b.

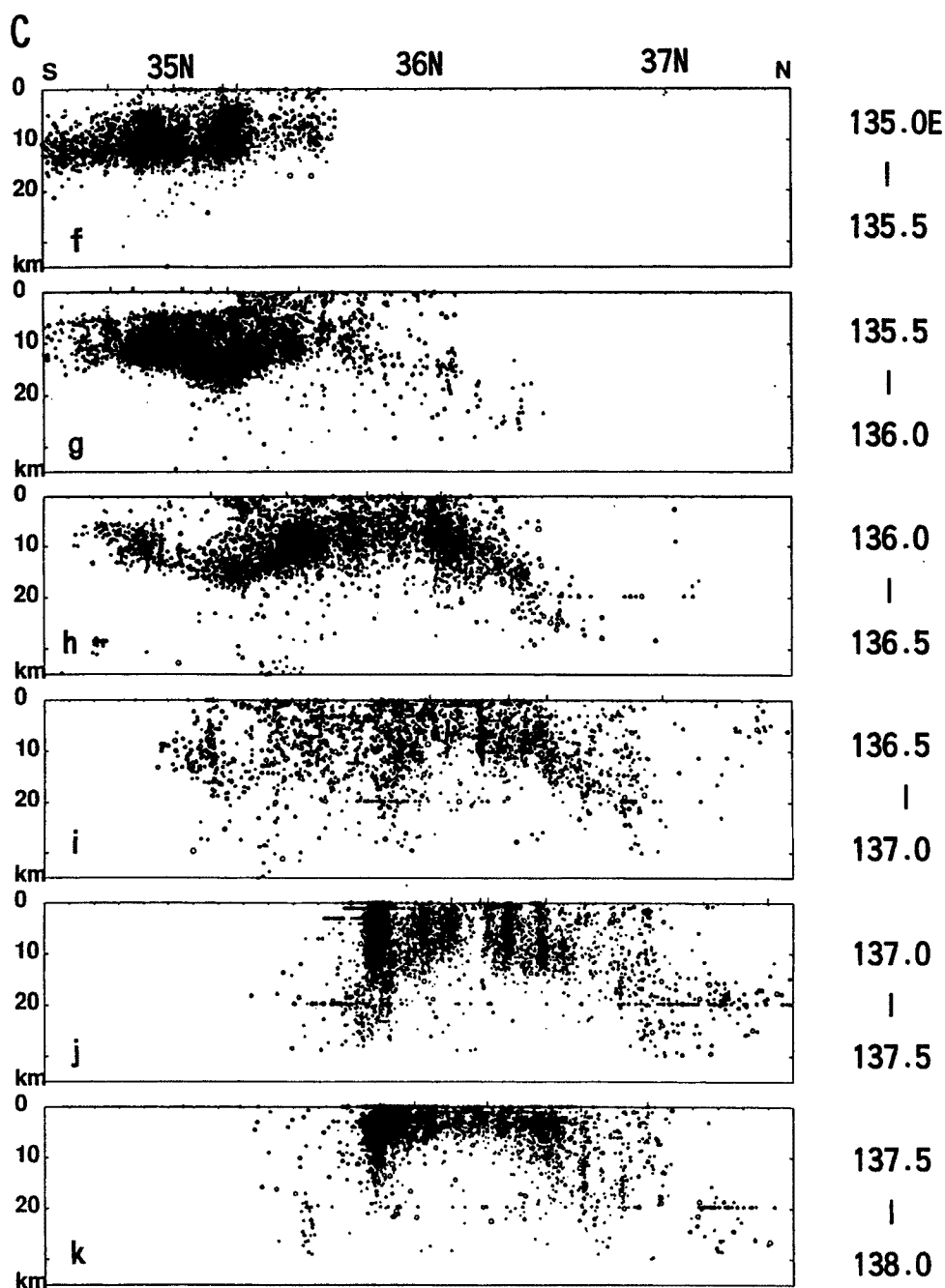


Fig. 4c.

本報告では定常観測でこれまでに蓄積された結果をほとんどそのまま利用している。これ以外に多数の臨時観測などがなされており、これらのデータを加えて解析することによって、さらに精度の高い地震発生層の分布が得られることが期待される。これらは内陸地震の発生を探るための基礎資料として、活断層の分布と同様に重要であると思われる。

また、地震発生層はさらに短波長で変化している。Fig. 8には阿武山観測所の結果を処理して得られた地震発生層の下限と過去の大地震である⁴⁾。Fig. 5と概略的には同じであるが、さらに詳しく地震発生層

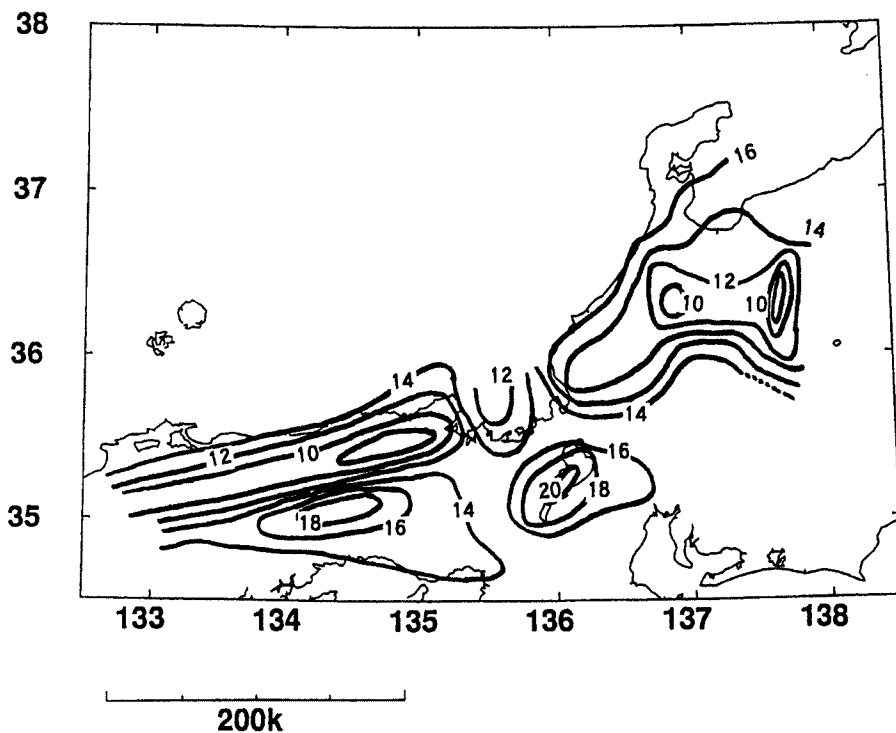


Fig. 5. Contours of the depth to the seismic-aseismic boundaries in km. Contour interval is 2 km.

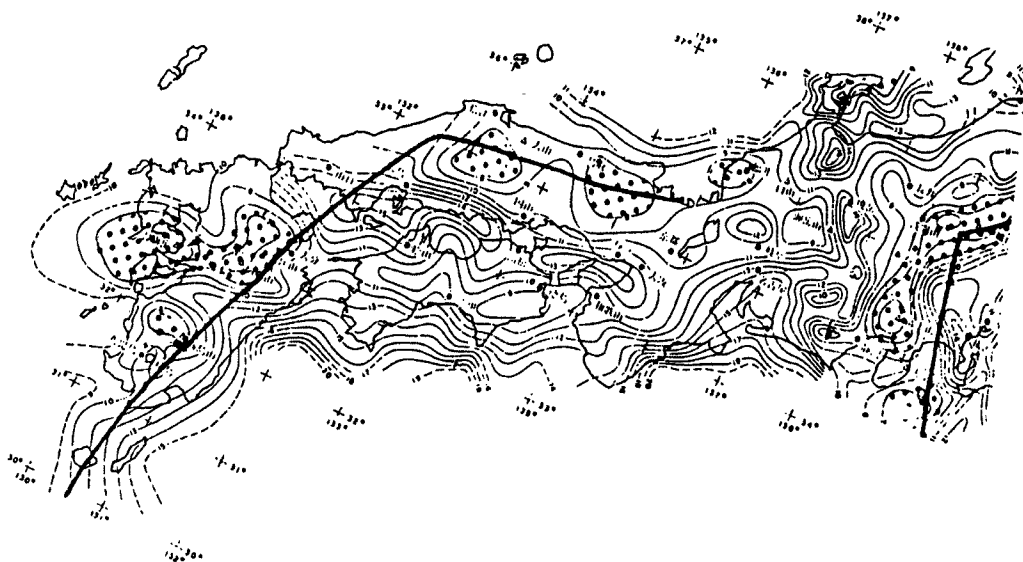


Fig. 6. Curie point depth map¹⁴⁾.

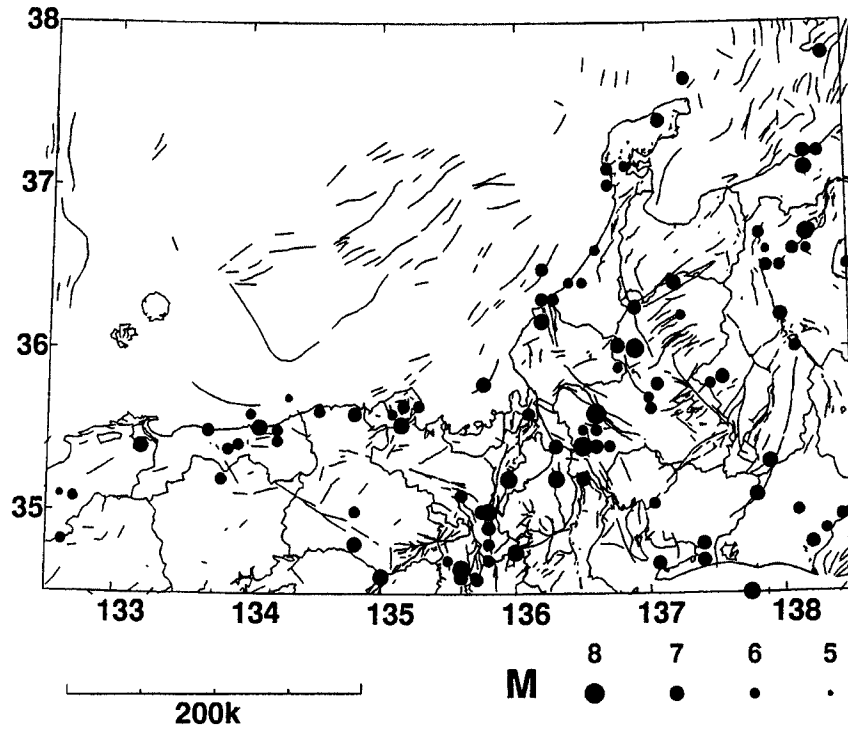


Fig. 7. Active faults⁷⁾ and historical large ($M \geq 6$) earthquakes¹⁹⁾.

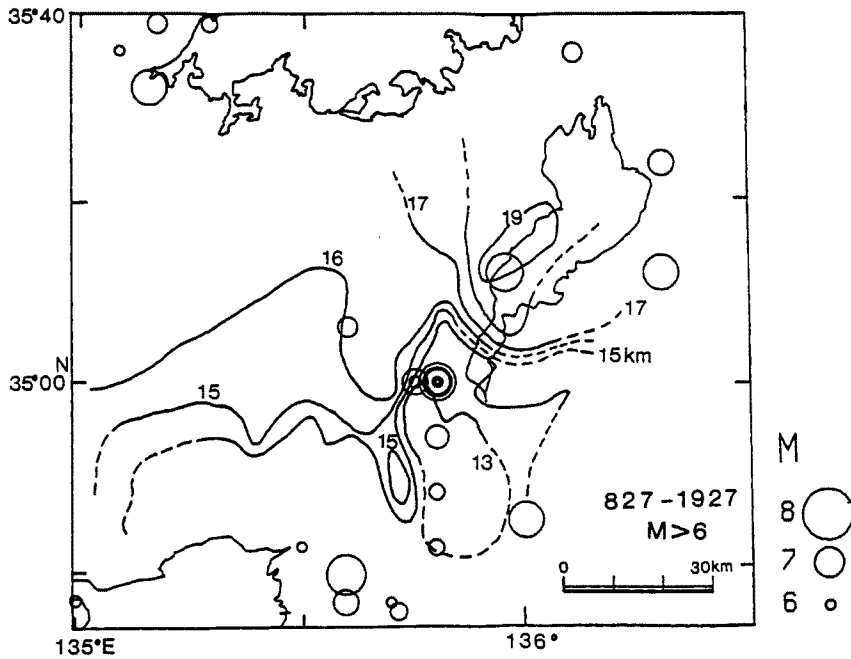


Fig. 8. Depth to the seismic-aseismic boundaries determined from the data of the Abuyama observatory and large historical earthquakes⁴⁾.

の変化が求められている。さらに、短波長の変化についての顕著な結果は長野県西部地震の余震分布である¹⁵⁾。この地域では約 20 km 離れた地域で深さが 8 ~ 12 km と約 5 km 変化する。余震の深さ分布の変化は観測精度の向上とともに多くの大地震で見られるようになった。このような地震発生層の厚さの大地震域での変化は、大地震の震源核の形成に寄与していると考えられるので、さらに研究されるべきであろう。短波長の地震発生層の厚さの変化は、単に熱構造だけでなく、間隙水圧、歪速度など他の要素が大きく作用すると思われるので、熱構造以外にこれらを含めて調査する必要がある。

また、地震発生層の下限は時間的に変化することが考えられ、地震発生の際の性質として非常に重要である。Fig. 4 b, e には 1984 年に発生した山崎断層付近の余震分布が含まれている。その震源域では地震発生層の下限が深くなっている⁹⁾。これは中規模地震の発生によって、歪速度が大きくなるあるいは間隙水圧が変化するなどの原因で、通常では地震が発生しなかった深さで地震が発生したのかもしれない。これらの調査は地震発生の際の震源過程の研究にも地震予知研究にも重要だと考えられる。

5. お わ り に

10-20 年間にわたるやや広域の定常観測のデータによって西南日本内帯の地震発生層の厚さの地域分布を求めた。これらは内陸大地震の発生の際の場を表示する一つのパラメータとして重要であると思われる。今後、他大学の観測データ、稠密地震臨時観測、余震観測等のデータを加えて、日本全体の詳細な分布を作成し、熱構造、活断層、過去の大地震等と比較することによって、地震が発生している深さにおける場の性質を知ることが重要である。また、このような地域的な変化をもたらした過去のテクニクスからの考察も必要であろう。

上記の解析では地震分布について深さのパラメータのみを重視している。今後は解析を水平方向にも広げて、いわゆる地震発生層内で実際に地震が発生する場と発生しない場との相違に関する考察を進めることも大切である。これには活断層との関連などが問題になるが、今回の解析で得られた地殻の強度変化を活断層の形成と結びつけて考えることもできる。

謝 辞

解析に用いたデータは長期間にわたり多くの方々で維持されてきた定常観測の結果である。阿武山観測所のテレメータ観測網の維持は中川 渥、浅田照行両氏に負うところが大きい。また、データの読みとり処理は竹内晴子氏によってなされたものを用いた。長期間良好なデータ収集処理をされてきた方々に感謝します。

参 考 文 献

- 1) 浅野周三・三浦勝美・井上義弘・三浦礼子・石桁征夫・吉井敏尅：中国地方およびその周辺の最近の地震活動—白木微小地震観測所テレメータ観測網による—, 地震 2, 第 39 巻, 1986, pp. 229-240.
- 2) 長谷川 昭：微小地震活動の時空間特性, 地震 2, 第 44 巻特集号, 1991, pp. 329-340.
- 3) 橋爪道郎・岸本兆方：微小地震の震源の求め方について, 京都大学防災研究所年報, 第 10 号 A, 1967, pp. 35-41.
- 4) Ito, K.: Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes, J. Phys. Earth, Vol. 38, 1990, pp. 223-250.
- 5) Ito, K., 1992, Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan,

Tectonophysics, Vol. 217, 1992, pp. 11 - 21.

- 6) 伊藤 潔：日光付近における地震発生層と内陸大地震，月刊地球，第 17 卷，1994，pp. 68 - 72.
- 7) 活断層研究会編：新編日本の活断層，東京大学出版会，1991，pp. 1 - 437.
- 8) 岸本兆方：1984 年 5 月 30 日山崎断層の地震 (M5.6)，地震予知シンポジウム (1987)，1987，pp. 101 - 107.
- 9) 許斐 直・渡辺 晃・伊藤 潔・近藤和男：国東部および周辺地域における地震の発震機構，京大防災研年報，第 35 号 B-1，1992，pp. 333 - 346.
- 10) 前田直樹・渡辺 晃：微小地震の活動様式，地震 2，第 37 卷，1984，pp. 579 - 598.
- 11) 松村一男・渡辺 晃・片尾 浩・渋谷拓郎・西上欽也・竹内文朗・渡辺邦彦・伊藤 潔・中川渥・平野憲雄・中尾節郎・和田博夫：西南日本内帯の地震活動特性，日本地震学会講演予稿集，No. 2，1993，p. 161.
- 12) 尾池和夫：鳥取微小地震観測所の震源表について，地震 2，第 28 卷，1975，pp. 331 - 346.
- 13) 岡野健之助・木村昌三・許斐直・中村正夫：四国および周辺地域の震源分布，地震 2，第 38 卷，1985，pp. 93 - 103.
- 14) Okubo, Y., H. Tsu and K. Ogawa : Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan, Tectonophysics, Vol. 159, 1989, pp. 279 - 290.
- 15) Ooida, T., F. Yamazaki, I. Fujii and H. Aoki : Aftershock activity of the 1984 western Nagano Prefecture earthquake, central Japan, and its relation to earthquake swarms, J. Phys. Earth, Vol. 37, 1990, pp. 401 - 416.
- 16) Sibson, R. H. : Roughness at the base of the seismogenic zone : Contribution factors, J. Geophys. Res., Vol. 89, 1984, pp. 5791 - 5799.
- 17) 竹内文朗・平野憲雄：北陸地方の微小地震活動の特徴について (その 1)，一浅井観測室付近の活動，京都大学防災研究所年報，第 22 号 B，1979，pp. 11 - 18.
- 18) 梅田康弘・山下輝夫：地震の成長過程と地震予知，地震予知研究シンポジウム (1994)，1994，pp. 53 - 62.
- 19) 宇佐見龍夫：新編日本被害地震総覧，東京大学出版会，1987，pp. 1 - 435.
- 20) 和田博夫・岸本兆方：跡津川断層付近における微小地震活動，第 1 報，地震 2，第 27 卷，1974，pp. 1 - 9.
- 21) 和田博夫・三雲 健・小泉 誠：飛騨地方北部特に跡津川断層付近の地震活動と発震機構，地震 2，第 32 卷，1979，pp. 281 - 296.
- 22) 渡辺邦彦・平野憲雄・岸本兆方：北陸地方のサイスミシティ，地震 2，第 31 卷，1978，pp. 35 - 47.