

地震発生層の深さ分布と活断層のセグメンテーションとの関係

伊藤 潔

要 旨

2000 年鳥取県西部地震や 2004 年中越地震など、精度良く求められた陸域の浅い大地震の余震分布は、震源断層の両端に向かって浅くなる傾向にある。また、跡津川断層や山崎断層についても、断層の両端で地震が浅くなっている。このように地震の深さの下限が浅くなる地域が大地震のセグメント境界に対応するとすれば、中央構造線や新潟-神戸歪み集中帯などの長大な構造線でもいくつか地震が浅くなっている部分が、活断層の区切り目に対応する可能性がある。地震の下限の変化と地表の活断層の対応関係から、長大活断層のセグメント境界の推定が可能であることを示し、起震断層の評価に用いるための試案を示す。

キーワード: 活断層, セグメンテーション, 地震の下限, 内陸大地震, 地震発生層

1. はじめに

活断層と地震活動は密接な関係があると思われるが、定常的な微小地震活動と活断層の関係は必ずしも明確ではない。Fig. 1 に近畿地方における典型的な地震数の深さ分布の例を示すが、地殻内地震発生層は、深さ 15-20km 程度までで、多くの内陸大地震はこの深さまでの破壊によって発生する。さらに、深さ 3-5km までは通常地震活動は非常に低いこともわかってきている。つまり、内陸大地震の震源域の主要部分は、深さ 3-5km から 15-20km に存在する。したがって、地震の際の破壊が地表にあらわれる形態は、この表層が存在するために単純ではない。実際にマグニチュード (M) 7 クラスの地震では、地表地震断層が出現する場合、しない場合、部分的に出現する場合などさまざまである。

しかしながら、活断層と地震発生層との関連を調査することは、地震発生の本質を理解するためにも、将来の地震の予測のためにも必要である。特に活断層による将来発生する大地震の確率予測には、地震の大きさを推定するために、地表活断層の形態によるセグメントが起震断層の大きさを決めるために用いられている。このように地表における活断層の大きさが、地震発生層内における何らかの大きさを規

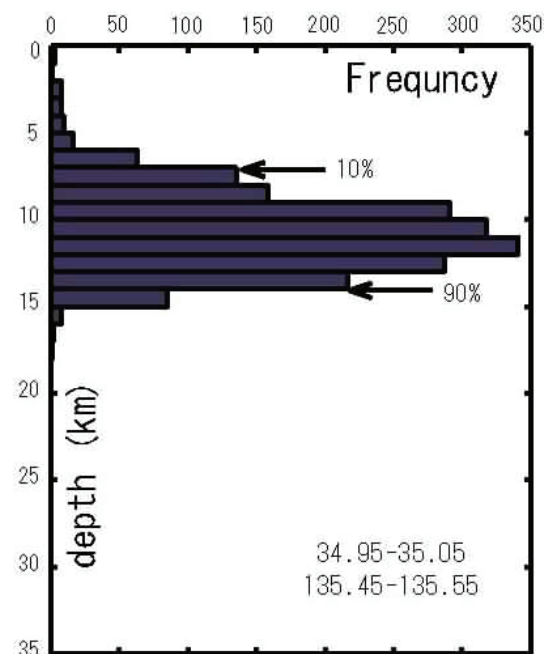


Fig.1 An example of depth-frequency distribution of earthquakes. Earthquakes are taken in a square area of 0.1x0.1 degree latitude and longitude in the northern Kinki district. 10% and 90% show the depths above which 10% and 90% earthquakes occur in the area.

定する尺度と結びつくことによって、将来の地震予測の確度が高まると考えられる。実際、1995年兵庫県地震の際の地表活断層は、淡路島の野島断層に限られる。神戸市には多くの活断層が存在するが、地表でのずれはなかったとの考えが大勢である。したがって、地表活断層から推定される1995年兵庫県南部地震は淡路島の部分だけということになる。地震予知推進本部の調査委員会(以下推本と記す)の六甲淡路断層帯の評価はこの立場をとっている(地震調査研究推進本部地震調査委員会 2005)。その結果、神戸市周辺には1995年の起震地震は存在しないことになる。これは今後の地震の予測に大きな問題を残すことになる。

本報告においては、活断層と地震活動の関係を、地震発生層の形態を通じて明らかにすることを目的とする。さらに、これらの関連が地表で見られる活断層のセグメント構造と関連するかどうかを調査し、内陸地震の起震断層の規模推定のための指標を提出する。そのため、特に、中央構造線と新潟-神戸ひずみ集中帯のセグメント構造を例として調べた。

2. 調査方法

過去30年にわたって蓄積されてきた、大学による微小地震観測結果および気象庁の一元化震源を用い、震源精度を考慮して、活断層と地震活動の関連を調査する。実際には地震発生層の深さ変化を調べて、その形状と活断層の関係について比較を行う。特に、最近発生した内陸地震については、余震の震源決定精度が向上したので、それらを利用することによって、震源断層と余震分布の関係を詳細に知ることが

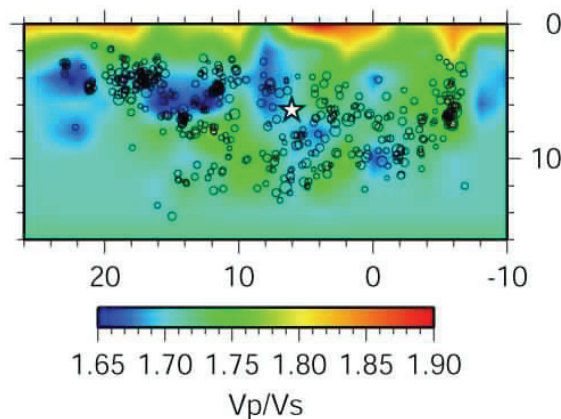


Fig.2 Focal depth distribution of the main and after shocks for the 2000 Western Tottori earthquake (M7.3) along the strike of source fault. Star shows the main shock. Color cantors show V_p/V_s determined by velocity tomography (Shibutani, et al., 2005a).

できる。これらを利用して、深さ分布の特徴を調査し、さらに、長大な活断層である中央構造線について、震源の深さ分布と地表における活断層のセグメンテーションの関係性を調査する。

また、震源には精度のよいデータでも少数の精度の悪い地震が混入することは避けがたい。これらを考慮して、簡単な統計的な方法を導入して、地震発生層の深さの平均と下限を求める方法で、その地域変化を解析することができる。すなわち、地表から数えて90%の地震が発生する深さ、D90%の分布を求めることによって、地震発生層の地域的変化を調査する。

3. 内陸大地震の震源の深さ分布と地震断層

まず、余震分布が精度良く決定されている。最近の内陸大地震について、その余震分布を調べる。Fig. 2はShibutani et al.(2005a)による2000年鳥取県西部地震の余震分布である。この地震は横ずれ型で、Fig. 2は、その走向に沿う断面である。稠密余震観測の結果を用いて、速度構造にも注意を払いながら、ていねいに余震分布が解析されている。背景は地震波速度構造トモグラフィによる V_p/V_s の分布である。特徴的なことは震源断層の両端で余震分布が浅くなっていることである。

このような分布は横ずれ型だけでなく、縦ずれ(逆断層)型の地震でも見られる。Fig. 3には2004年中越地震の例を示す(Shibutani et al., 2005b)。Fig. 3の

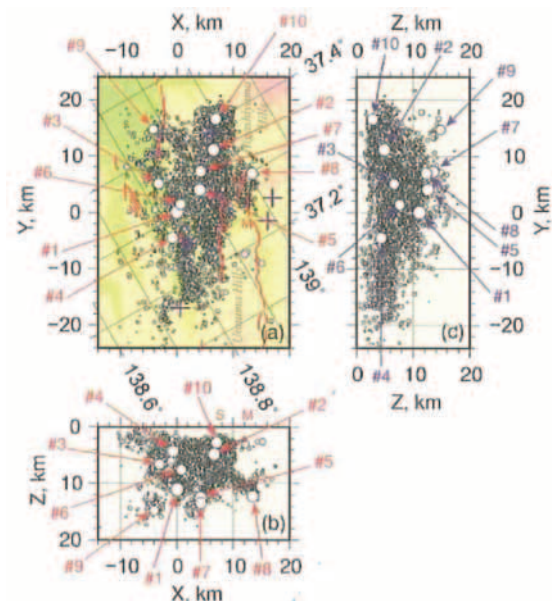


Fig.3 Focal depth distribution of the main and after shocks for the 2004 Niigata Chuetsu earthquake (M6.8) along the strike of source fault (Shibutani et al., 2005b).

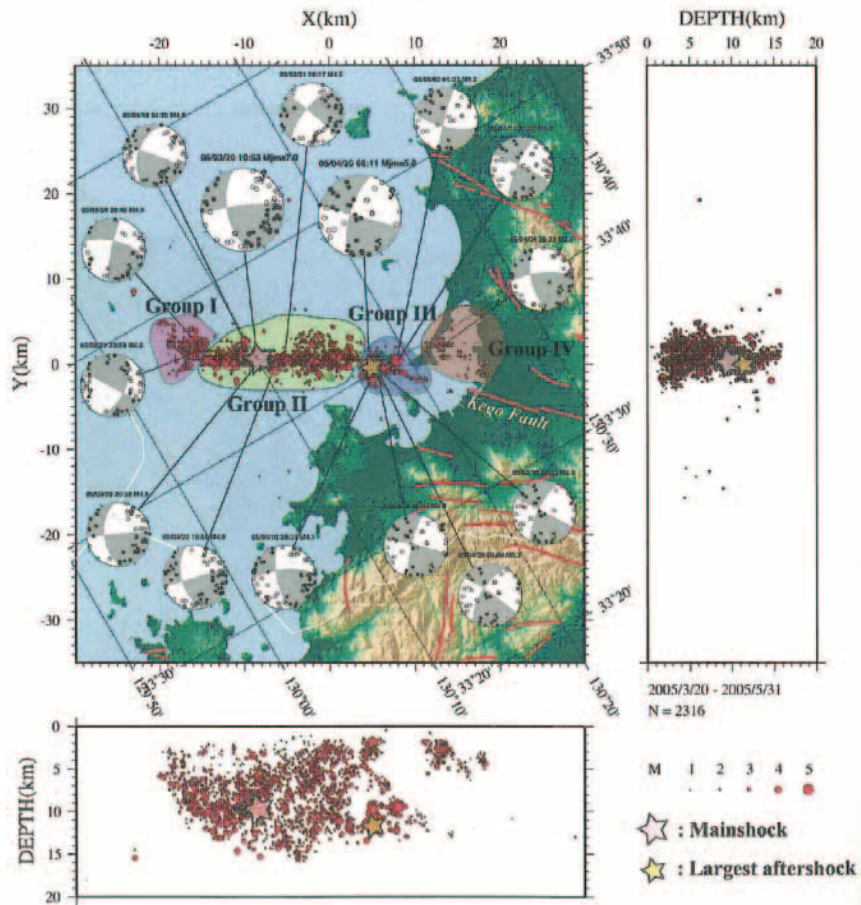


Fig.4 Focal depth distribution of the main and after shocks for the 2005 West off Fukuoka Prefecture earthquake (M6.9) along the strike of the source fault (Kyushu Univ., et al. (2005)).

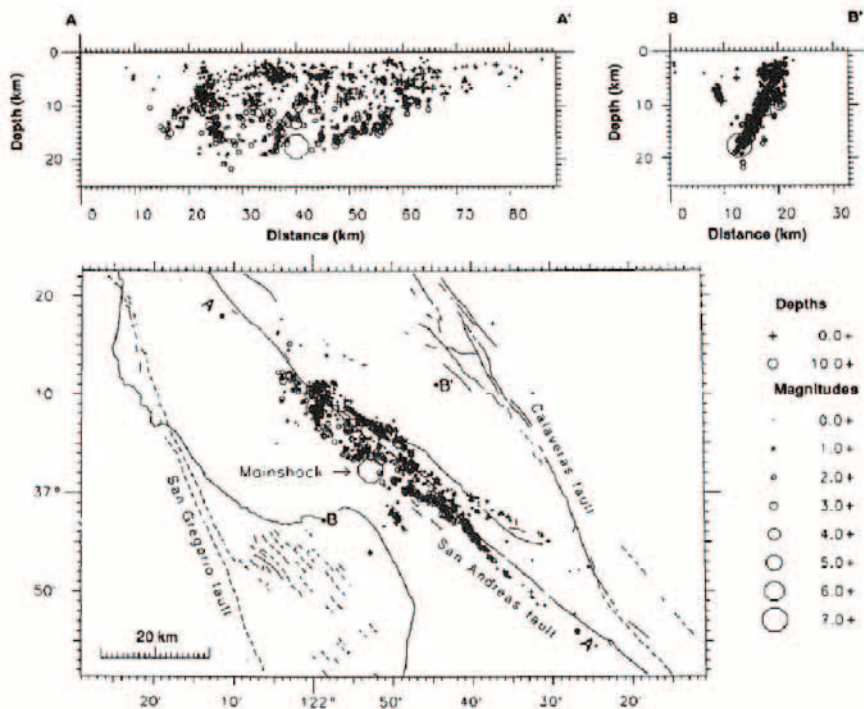


Fig.5 Epicenter (lower figure) and focal depth (upper figure) distributions of main and after shocks for the 1989 Loma Prieta earthquake in California along the strike of source fault (U.S. Geological Survey Staff, 1990).

うな深さ分布が得られている。この震源分布も地表付近の極端な速度構造変化をも考慮して求められたものである。

さらに、Fig. 4には2005年福岡県西方沖地震の例を示す(九州大学・他, 2006)。この地震は陸に近いとはいえ海域で発生したもののだが、島などを利用した観測と海底地震計によって、Fig. 3のような精度の良い余震分布が得られている。この地震も横ずれ型であるが、断層に沿って両側で余震が浅くなる傾向が見られる。陸域の観測点だけの分布でも同様な傾向が見られるが、陸から離れた部分の震源がやや深くなる傾向が見られる。この傾向は、海底地震計のデータを加えると補正され、Fig. 4のように対称に近い形になる。なお、Fig. 4は double-difference 法による結果である(九州大学・他, 2006)。

同様な傾向はこれまで多くの内陸の浅発地震で見られるが、ここではFig. 5に示す米国カリフォルニアの1989年ロマ・プリエタ地震の例を挙げる。この地震は逆断層型である。この地震については大地震前のサンアンドレアス断層に沿う分布も得られているが、地震発生前の分布も同様な形をしている(U.S. Geological Survey Staff, 1990)。すなわち、地震前の震源分布にも余震域と同じような分布が見られるということである。

Fig. 6には跡津川断層に沿う震源分布を示す。この断層における大地震は1858年飛越地震(M7.0)が

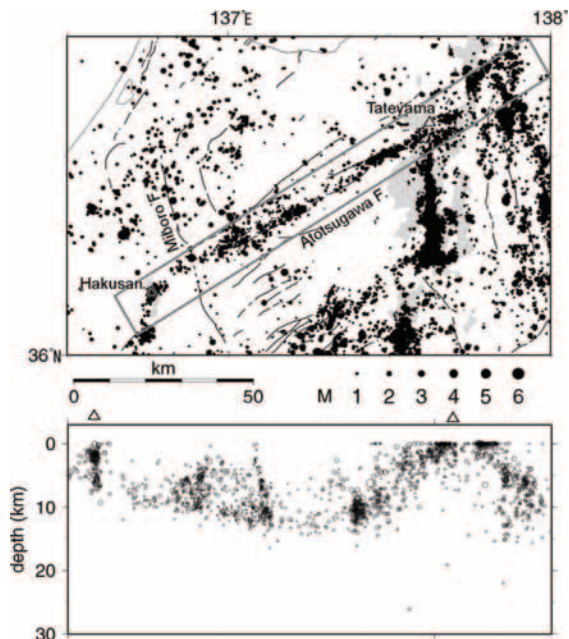


Fig.6 Epicenter distribution in the Atotsugawa fault area (upper figure) and focal depth distribution of earthquakes in the strip shown in the upper figure along the Atotsugawa fault zone (lower figure).

知られている。余震の分布は明かでないが、最近の地震分布は図のような下に凸の分布を示す(たとえば Ito and Wada, 2003)。断層の北西端は立山火山付近である。南西側は地表断層としては御母衣断層との交点付近までとされるが、地震活動は白山火山付近まで延びているように見える。このように、地表断層と地震分布は必ずしも一致しない場合もあるが、概略的には震源の下限が浅くなる地域は断層のセグメント境界に対応する可能性が高い。

4. 中央構造線付近の震源分布とセグメンテーション

中央構造線のような1000km以上もある長大な活断層で発生する地震像については、必ずしも確定しているわけではない。活断層による地震の規模の予測は活断層の長さをもとにされる場合が多い。その際に用いられるのは、Mと断層の長さの式やMと断層の変位量(すべり量)の関係式である(たとえば、松田, 1975)。これらの式はM7クラスの地震までには適用可能であるが、それ以上になると必ずしも適当ではない。特に地殻内の大地震は、地震発生層の厚さがおよそ20km以内に限られるため、M7.5を越す地震の場合は、長さの割には断層の幅が狭くなる。また、変位量が断層の長さとともに大きくなるわけではない。したがって、長大活断層はいくつかのセグメントに分かれて活動すると考えるのが自然であり、1回の地震で活動する起震断層の概念が提出された。実際にサンアンドレアス断層やアナトリア断層などはそのように活動している。

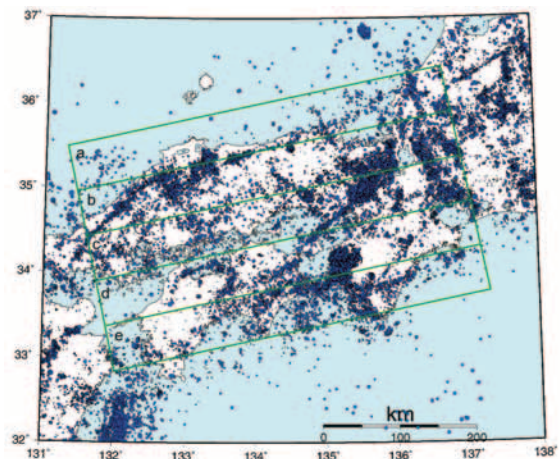


Fig.7a Epicenter distribution of earthquakes in Southwest Japan. Locations of sections in Fig.7b are indicated.

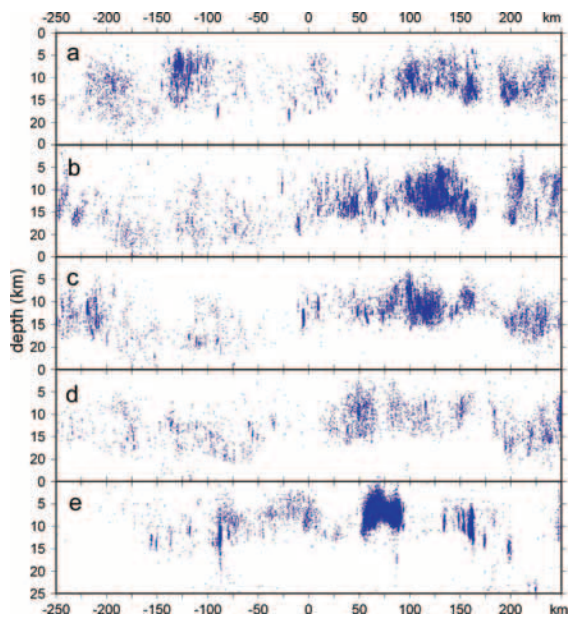


Fig.7b Focal depth distributions of earthquakes in the direction of the strike of the Median Tectonic Line (MTL) shown in Fig.7a. The section d is the zone of the MTL.

活動歴が分かる断層については、セグメント構造は推定できる場合もあるが、中央構造線は活動の間隔が長く活動歴がそれほど詳細にわかっているわけではない。そのため、セグメント構造は地表の活断層の形態や非常に長期にわたる地質学的な活動形態などによって推定される。たとえば、推本ではそれらを集めて、セグメント構造を想定し、後述するように 5 つの起震断層の地震の予測を行っている(地震調査推進本部調査委員会, 2003)。

これらの推定と地震発生層の形態を結びつけることができれば、長大活断層のセグメント構造の推定の確度が増すと考えられる。地殻内地震の震源精度は観測網の充実とともに向上している。以前は大学の微小地震観測網のデータを用いることによって、地殻内地震発生層の地域的な変化が検出されていたが(伊藤・中村, 1998), 高感度地震観測網の整備によって、全国的に地震発生層の地域的な変化が分かるようになった(地震予知総合研究振興会, 2005)。

Figs. 7a, 7b には中央構造線に沿う方向の震源分布を示す。Fig. 7b, dの断面が中央構造線沿いのものである。データは気象庁の一元化震源のうち、1997年10月から2003年12月までの地震を用いた。深さ分布は断層を含む 40km 程度のやや広い範囲をとっている。中央構造線付近は地震活動度がそれほど高くないので、この程度の幅をとらないと、地震発生層の下限の変化を全体的に決めるのが難しいからである。今後、データが蓄積されれば、断層の傾斜等

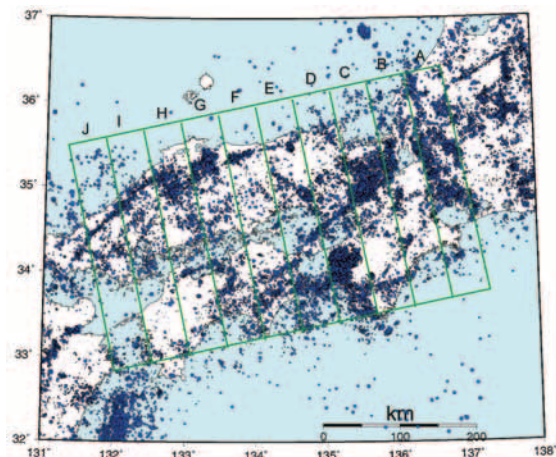


Fig.8a Epicenter distribution of earthquakes in Southwest Japan. Locations of sections in Fig.8b are indicated.

も考慮して、さらに詳細な議論が可能になるであろう。Fig. 7b の断層に沿う方向の距離は四国の東部海岸付近を原点にしたもので、四国東部付近で全体的に地震発生層の下限がフック状になることが分かる。また、b, c, d は似たような変化をしていることもわかる。

Figs. 8a, b-1, b-2 には、中央構造線にほぼ直交する方向の断面図を示す。矢印で示す中央構造線付近の変化の様子を見ると、共通に地震発生層が北側に向かって深くなることが分かる。また、中国地方を横断すると日本海側に向かって地震発生層は浅くなる

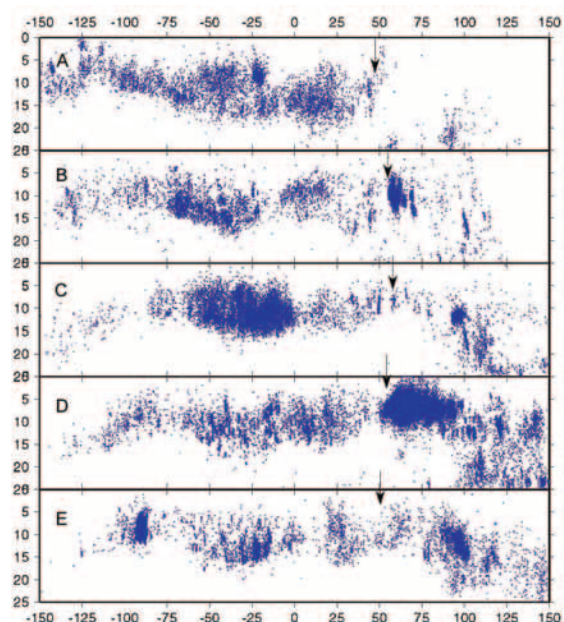


Fig.8b-1 Focal depth distributions of earthquakes across the Median Tectonic Line in the strips shown in Fig.8a. Arrow head shows the location of MTL (to be continued).

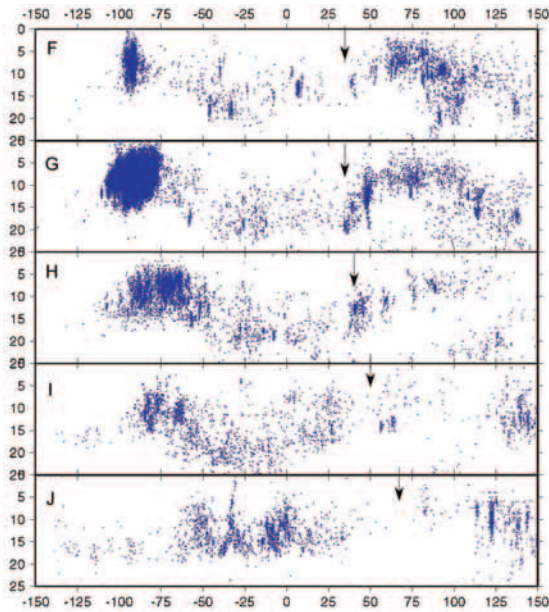


Fig.8b-2 Continued from Fig.8b-1.

り、さらに日本海に向けて再び深くなる。中央構造線付近から紀伊半島中部および四国中央部にかけて地震発生層は浅くなり、紀伊半島と四国の南部では再び深くなる。地震発生層は約 10km の厚さを持って、その上限と下限が同じような変化をしているように見える。このことは概略的に見た場合で、詳細に見ると、地震発生層の下限は精度良く求められているが、上限はそれほど精度がない。また、気象庁の一元化震源データでは、観測点がある個数以下の地震は検測されていないので、浅い小さい地震の震源は決まってない割合が多くなることも考慮しないと、上限についての議論は難しい。しかし、中央構造線付近で地震発生層の深さが変化することは、地表の活断層が広域にわたって、地震発生層で発生する大地震の反映であることを示していると考えられる。

Fig. 9 には D50%および D90%の地域的な変化をコンターの形で示す。D50%と D90%はある範囲の地震を地表から数えて、その数がそれぞれ全体の 50%および 90%になる深さである。したがって、これらは、それぞれ地震発生層の平均的な深さと下限の深さに近い深さを示している。Fig. 9 は 0.2 度の経緯度内のデータを数え、その数える点の範囲を 0.1 度ずらしてもう一度数え、それらをデータとしてコンターを作成したものである。したがって、各ポイントは約 20km の範囲の値である。

D50%と D90%は絶対値は違うが、同じような変化をしていることが分かる。Fig. 9 には Fig. 7 および Fig. 8 の分布が当然反映されているが、より空間的にその変化を見ることができる。つまり、中央構造線沿いの地震発生層の深さ変化は、四国中央部の浅

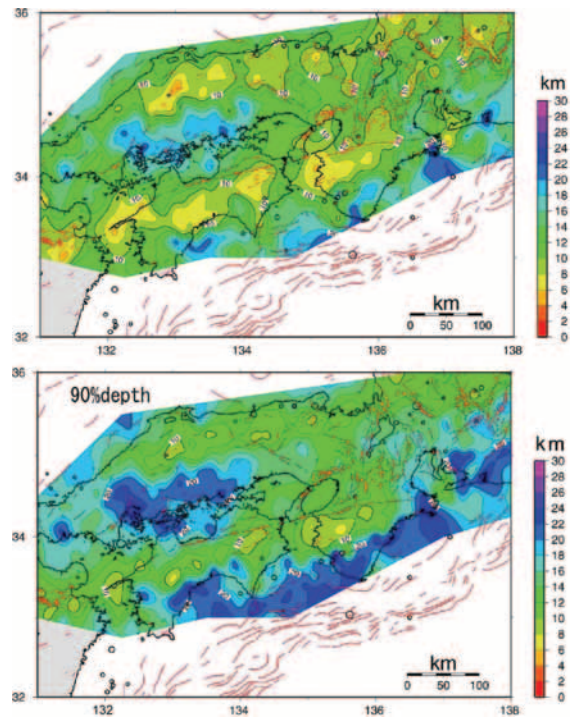


Fig.9 Depth distribution of 50% (upper figure) and 90% (lower figure) depths of earthquakes in Southwest Japan. Lines show active faults. The 50% and 90% depths are the depths above which 50% and 90% earthquakes occur, respectively. The value is calculated in every area of 0.2 degree in latitude and longitude.

い地震発生層がどの程度中央構造線の方にしみ出しているか、または瀬戸内海地震発生層の深い部分が中央構造線に達しているかによるのである。その境目が地震発生層の深さが急変するところになる。

Fig. 10 には中央構造線に沿う地震発生層の変化を推本によるセグメント構造と比較して示す。Fig. 10 の中図には、下図に示す中央構造線付近の地震の深さとともに、断層沿いに 50 個ずつで積算した D90%の深さ分布(赤い点)を示す。また、その深さが上に凸になるところ、つまり両側より浅くなることを基準にして、A~F のセグメント分けを行った。推本の結果①~⑤と比較すると、図に示すように Fig. 10 の D, E, F は対応が良いが、B と C は対応していない。セグメント区分は単一ではないので、今後、種々の比較が必要だと思われる。

5. 新潟—神戸ひずみ集中帯北東部の震源分布とセグメント

新潟—神戸ひずみ集中帯が提案されているが (Sagiya et al., 2000), この実体は良くわかっていない。元々は GPS による変位ベクトルの大きさがこの地域を境に変化していることから提案され、種々

の検討がなされている。この地域では前述の 2004 年中越地震や 1858 年飛越地震および 1847 年善光寺

地震などが発生している。しかし、その他の地学的に共通な現象としては、ブーゲー重力異常の急変帯

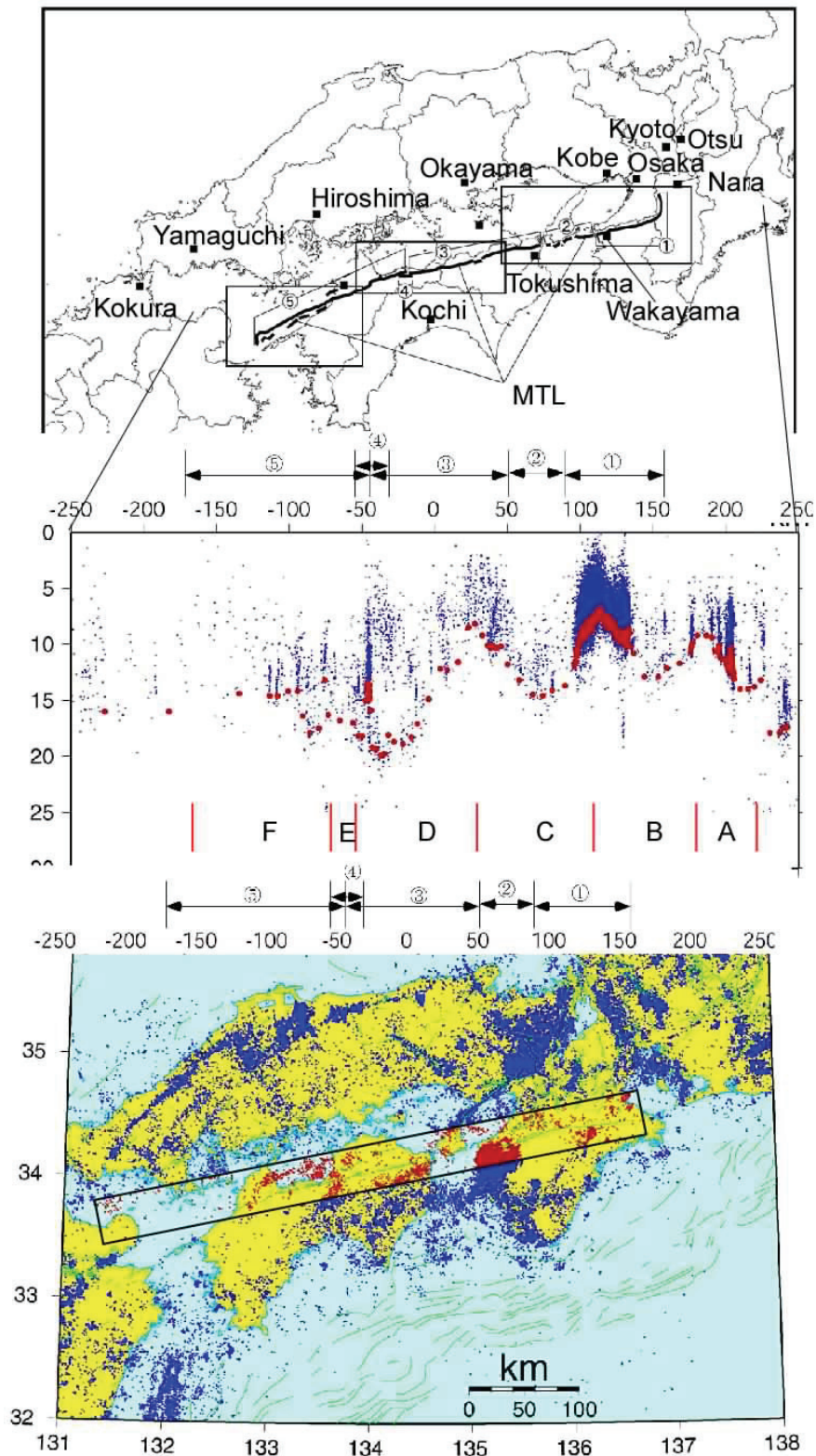


Fig.10 Segmentation of MTL by the Headquarter of the Earthquake Research Promotion (2005) (upper figure), focal depth distributions of earthquakes along MTL shown in the strip in the lower figure and 90% depth of earthquakes in every 5km along the section (red dots in middle figure). An attempt of segmentation of MTL by the depth change presented in the study is also indicated in the middle figure. Epicenter distribution of earthquakes for the unified hypocenters of earthquakes by Japan Meteorological Agency (JMA) (lower figure).

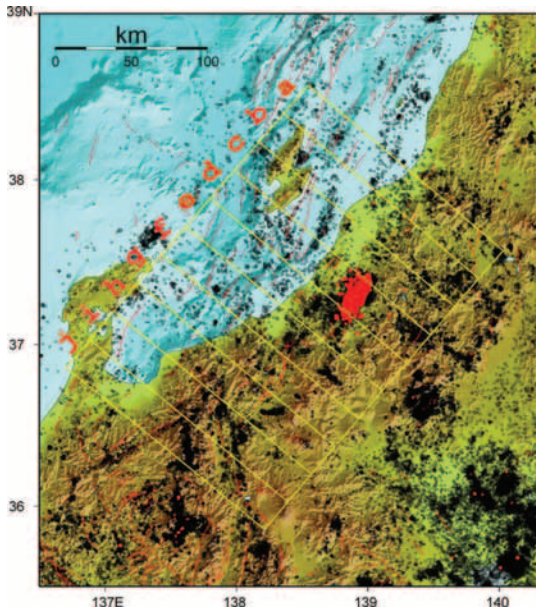


Fig.11a Epicenter (circles) distribution of earthquakes in the Niigata-Kobe Tectonic Line (NKTL) for JMA data. Locations of sections in Fig.11b are indicated. Red lines show active faults. Red circles are aftershocks of the 2004 Chuetsu earthquake.

が対応しているくらいで、あまり共通点がない。また、集中帯と言ってもその幅が50km程度はあるとされ、実体の解明は今後の課題である。しかし、この地域では地震活動が活発でかつ前述のように大地震が発生しているの、一種の地震帯と考えることも

できる。ここでは、新潟-神戸ひずみ集中帯の北西部における、地震発生層の深さの変化について検討する。

Figs. 11a, b-1, b-2 には新潟-神戸ひずみ集中帯北西部に対して、集中帯の走向にほぼ垂直な方向の震源分布を示す。データは気象庁の一元化震源で1997年10月から2004年12月までである。全体として新潟-神戸ひずみ集中帯を境に震源の深さが変化し、北西側で深くなっているのがわかる。気象庁の震源は中越地震の余震では、震源決定に用いる速度構造の影響で南東に数 km ずれることが分かっている (Shibutani et al., 2005)。この原因は新潟平野で速度の遅い堆積層が厚いためである。したがって、これを考慮すると、震源の深さの絶対値も変化するが、深さ分布の傾向は変わらない。すなわち、新潟-神戸ひずみ集中帯北西部では、この地域を境にして、地下の構造または物性が変化していることが分かる。やや詳細に見ると、Fig. 11b-1 と Fig. 11b-2 では集中帯付近の地震発生層の変化のようが異なっている。a ~ f は深さがある幅を持って変化し、集中帯の南東側では震源が浅いままである。一方、g ~ j では集中帯付近では地震発生層は集中帯付近でもっとも浅くなり、南東側でも深い部分がある。図に示されていないが、さらに、南西側の跡津川断層付近においても、集中帯の北西側で震源が深くなることが分かってきている。

Figs. 12a, b には Fig. 11 と同様なデータを用いて、

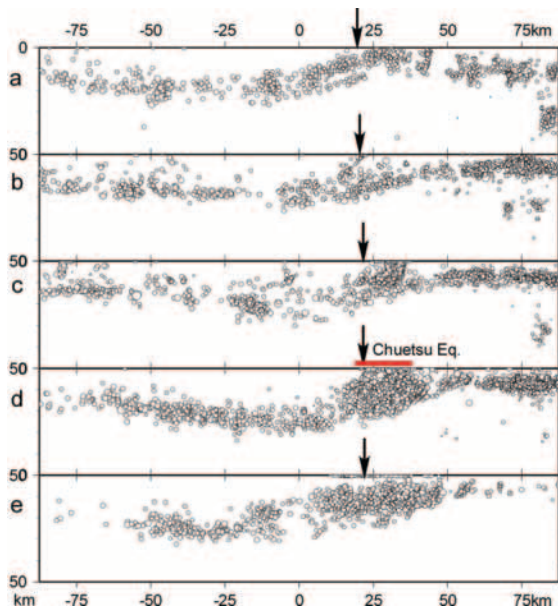


Fig.11b-1 Focal depth distributions of earthquakes in the direction of the strike NKTL shown in Fig.11a. Arrow heads show the Hida Mountain Range. The section 'd' is the zone of the 2004 Chuetsu earthquake of M6.9.

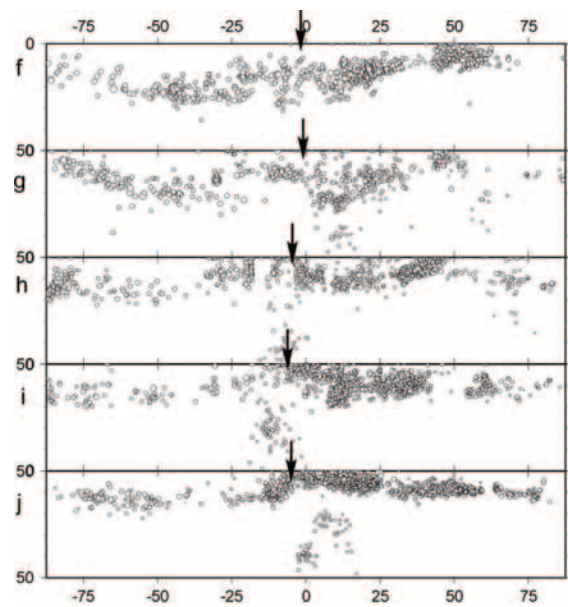


Fig.11b-2 Continued from Fig.11b-1. Deep events with depth greater than 20km in sections G-J are low-frequency earthquakes.

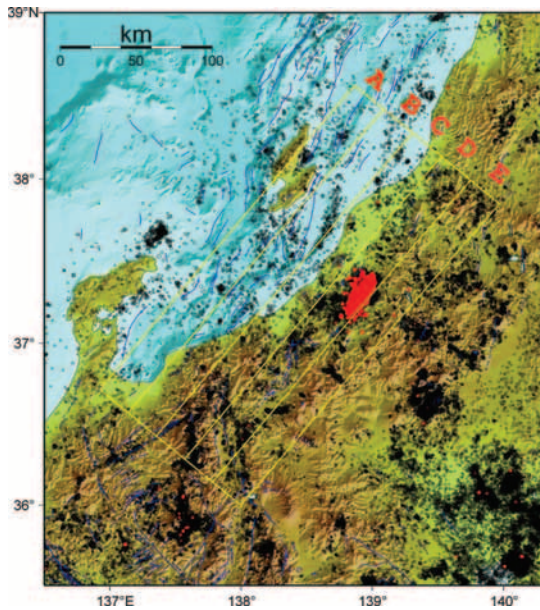


Fig.12a Epicenter distribution of earthquakes in NKTAL area. Locations of sections across NKTAL in Fig.12b are indicated. Red lines show active faults. Red circles are aftershocks of the 2004 Chuetsu earthquake.

新潟-神戸ひずみ集中帯に沿う方向の断面図を示す。A, Cは海域および新潟平野の低速度層を含むので、深さの精度は検討を要するが、似たような変化を示す。Dが新潟-神戸ひずみ集中帯を含む分布である。2000年中越地震の北東側では分布が浅くなるようであるが、さらに南西に深い地震発生層が存在する。さらに精度を上げるとFig.3と同様な分布が得られると思われるが、Fig.12bは長期間の地震を含み、Hi-netのデータが含まれる以前の震源も含まれているので、誤差が含まれる可能性が高い。Fig.12bのDには1847年善光寺地震(M7.4)の震源域を示すが、この地域の両端では地震発生層が浅くなり、地震発生層が周囲より深いことが分かる。中越地震と善光寺地震の間はいわゆる大地震の空白域だと思われるので、いずれ破壊するであろう。その際には中越地震と同じ規模のM7程度の地震が発生する可能性がある。

なお、Figs.11,12には30km以深の地震が分布している。これらは低周波地震であり、その存在したが地殻および最上部マントルの性質を表している興味深い、これについては稿を改めて論じる予定である。

中央構造線と同様にして作成したこの地域のD90%の分布をFig.13に示す。この図はFigs.11,12よりさらに広い範囲で跡津川断層付近も含んでいる。この図でも分かるように、新潟-神戸ひずみ集中帯の北西側では、全体として地震発生層が深くなってい

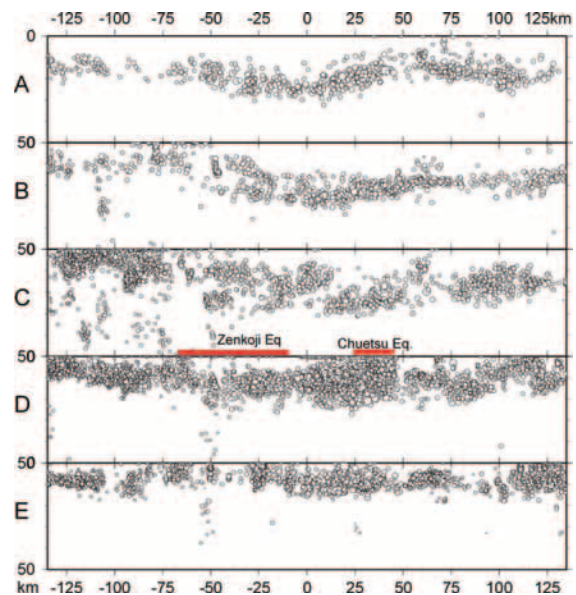


Fig.12b Focal depth distributions of earthquakes across NKTAL in the strips shown in Fig.12a. The section 'D' is the section along the NKTAL, in which the 2004 Chuetsu earthquake and the 1847 Zenkoji earthquake of M7.4 occurred as indicated in the figure.

ることがわかる。ただし、集中帯は飛騨山脈で切られており、この地域では地震発生層が極端に浅くなる。また、その北東側と南西側では地震発生層の変化の深さが違う。Fig.13には過去の大地震(M>=6.0)を☆で、活断層を線で示すが、新潟-神戸ひずみ集中帯付近には、活断層が多く存在し、多くの大中歴史地震が発生している。これらのことから、大地震は地震発生層の厚さが変化する地域で多く発生していることがわかる。

6. 考察

大地震の余震分布が震源断層の端で浅くなるのは、その両端では構造的に強度が大きく、破壊しにくくなっており、その付近で破壊が止まるためと考えられる。しかし、構造的な強度は同じでも、深さによって封圧が異なり、浅い部分では封圧が小さいので、同じ応力での破壊は封圧が小さい浅い部分でより進行しやすいためとも考えられる。後者の場合は、破壊するたびに違った場所で破壊が止まる可能性もあり、境界付近に何らかの強度の変化があると考えるのがよい。また、活断層が数kmも変位しているという事実は、不均質構造が破壊の端を決めている可能性も高い。したがって、同じような破壊が同じような場所で繰り返す可能性が高い。しかし、これはあくまでも可能性であって、セグメントは、連動してあるいは誘発されて破壊する可能性

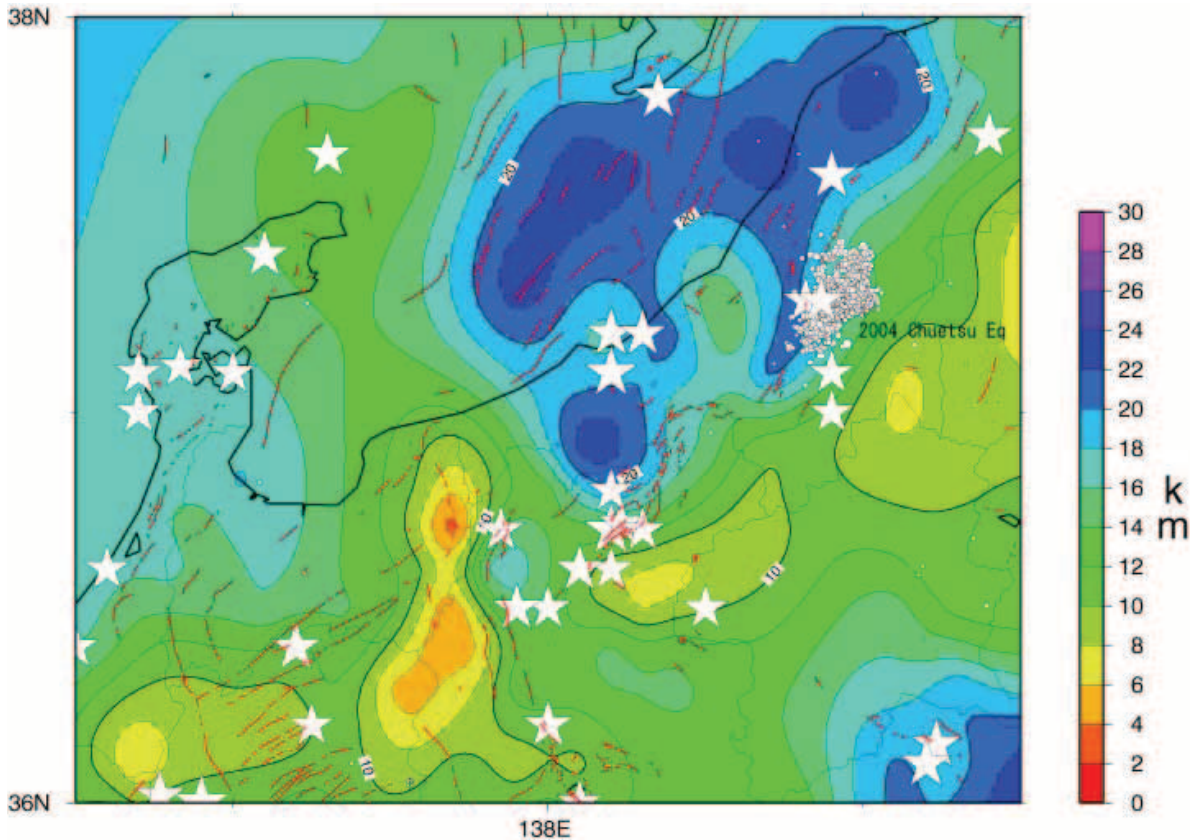


Fig.13 Depth distribution of 90% depth of earthquakes in the Niigata-Kobe Tectonic Line. Red solid lines show active faults. The 90% depth is the depth above which 90% earthquakes occur. The value is calculated every area of 0.2x0.2 degrees in latitude and longitude. Stars show large earthquakes with M greater than or equal to 6.0 from 900-2004. Small circles show aftershocks of the 2004 Chuetsu earthquake.

もある。その場合でも地震は連発地震になると考えられるので、あらかじめセグメント構造が分かれば、地震規模推定の確度は高まることになる。

地殻の表層数 km には地震がほとんど発生しない。この層が、活断層による地震発生予測はより困難にしている(大内・他, 1999)。GPS などひずみの測定はこの表層部、特に地表付近で行われるので、表層部が地震発生層と異なる動きをすると、ノイズとなって地震発生層の動きを表さないことになるからである。地表での観測と地震発生の深さでの変化を結びつけるものとしては、地震活動の変化など間接的なものに頼らざるを得ない。最近の地震観測の充実によって、地殻内地震の下限の地域的変化が、精度良くなってきた。このため、活断層などとの対応関係の調査もできるようになっている。今後は地震発生層の上限の変化の検出ができれば、地表での観測との対応はより確実になると思われる。そのためには、過去の大地震の余震地域や今後大地震が予想される地域での稠密観測が必要である。

新潟-神戸ひずみ集中帯は活断層ではないが、このような地域での各種データは、内陸地震の発生機構の解明に大きな寄与をするものと思われる。ただ

し、この集中帯は中央構造線のようにはっきりした構造線ではないので、その原因の究明は重要であり、活断層がなぜ生じるかと言う疑問の答えを与えてくれるかもしれない。Fig. 13 を見ると、ひずみ集中帯は、基本的には地殻内あるいは上部マントルも含めて、熱構造の境界のように見える。ただし、温度が高い飛騨山脈がその途中を横断しているので、熱的な観点からの理解を困難にしている面がある。新潟から飛騨山脈の東側までは、集中帯は明らかに熱構造の境界に生じている。南西側には火山帯が存在している。このことは地震の深さ分布に如実に表れている。飛騨山脈の西側から南西方向は、北東部ほどはっきりしないが、跡津川断層を挟んでやはり熱境界に集中帯がある。この地域は北東部ほど表層が厚くないので、断層帯が地表地殻まではっきり見える。この断層帯は立山火山と白山火山を結ぶ形で発達したものである。また、飛騨山脈を挟んで地震の発震機構が異なり、東側では逆断層、西側では横ずれになる。これは地殻上部だけでなく、下部地殻の断層などの構造が異なっており、その影響で上部地殻の応力分布および破壊様式が異なっているためと考えられる。両者で中間主応力の大きさが異なるよ

うな応力状態になるか、あるいは下部地殻のすべり面の角度などが変わるなどが考えられる。ここより南西部の中部地方から近畿地方にかけても同様な考察が必要だが、稿を改めて論じる予定である。

また、地震の深さ分布の地域的な相違は、大地震の発生過程の解明に役立つものと思われる。地殻内地震は地震発生層の下限から破壊が開始するケースが多い。Fig. 13 を見ると新潟-神戸ひずみ集中帯が地震発生層の急変地域に存在し、その付近に大地震が多いのは、地震発生層が急変する付近に内陸大地震が発生するという仮説(Ito,1992)を支持するものといえる。また、地震発生層の深さの相違は、封圧の差なども含めれば、アスペリティなど断層破壊面の強度の相違を見積もるのに有効である可能性もある。このことは将来の大地震の強震予測等にも重要な情報を与えるものと思われる。

7. まとめ

2000年鳥取県西部地震、2004年新潟県中越地震および2005年福岡県西方沖地震の余震は断層の両端に向かって浅くなる傾向にある。また、ロマ・ブリエタ地震など他の多くの地殻内の地震についても、同様の傾向がみられる。さらに、跡津川断層についても、断層の両端で地震が浅くなっている。上記のように大地震の震源分布は震源断層の両端で余震分布が浅くなるのが分かってきた。このことから震源域の両端付近では構造あるいは状態が異なっており、破壊の進展を妨げる状態になっていると考えられる。この状態が通常の微小・小地震の分布にも適用できれば、大地震が発生していない長大活断層や、地震帯のセグメンテーションに利用できる。

このような観点で中央構造線および新潟-神戸ひずみ集中帯のセグメント構造への適用を試みた。中央構造線では地震が浅くなっている地域が地表で見られる断層のセグメント境界に対応している。新潟-神戸歪み集中帯でもいくつか地震が浅くなっている部分がある。これらは活断層の区切り目に対応する可能性がある。特に善光寺地震の付近ではこの傾向が顕著に見られる。まだ、テスト的な状況であるが、今後種々の地域の活断層や地震帯に適用できる可能性がある。

謝 辞

本論文の多くの図の作成には森下可奈子氏に世話になった。また、多くの図の作図にはGMT(Generic Mapping Tool) (Wessel and Smith, 1998)を用いた。

記して感謝の意を表します。

参考文献

- 伊藤 潔・中村修一 (1998): 西南日本内帯における地震発生層の厚さ変化と内陸大地震, 京都大学防災研究所年報, 第41号B-1, pp. 27-35.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005): 六甲・淡路島断層帯の長期評価について http://sparc1038.jishin.go.jp/main/chousa/05jan_rokko/.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003): 地震調査委員会中央構造線断層帯(金剛山地東縁-伊予灘)の長期評価について, http://sparc1038.jishin.go.jp/main/chousa/03feb_chuokozo/.
- 地震予知総合研究振興会 (2005): 日本各地方における地震発生層の上限・下限-内陸地殻内地震断層幅の推定手法の高度化に向けて-, 1-102pp.
- 九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター・東京大学地震研究所・鹿児島大学理学部・京都大学防災研究所・東北大学大学院理学研究科・北海道大学大学院理学研究科 (2005): 福岡県西方沖地震の精密余震分布と震源域周辺の地殻構造, 地震予知連絡会会報, 第75巻, pp. 546-552.
- 松田時彦(1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震2, 第28巻, pp. 269-283.
- 大内 徹・山口 覚・伊藤 潔(1999): 地震発生と地殻上層部, 神戸大学都市安全研究センター, 研究報告, 第3巻, pp.187-193.
- Ito, K. (1992): Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan, *Tectonophysics*, Vol. 217, pp. 11-21.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000): Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, *Pure and Appl. Geophys.*, Vol.157, pp. 2303-2322.
- Shibutani, T., Katao, H. and Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake (2005a):, Very dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake (Mj = 7.3) in southwestern Honshu, Japan: high resolution aftershock distribution, focal mechanisms and 3-D velocity structure in the source region, *Earth Planets Space*, Vol.57, No.9, pp. 825-838.
- Shibutani, T., Iio, Y., Matsumoto, S., Katao, H., Matsushima, T., Ohmi, S., Takeuchi, F., Nishigami,

K., Enescu, B., Hirose, I., Kano, Y., Kohno, Y., Korenaga, M., Mamada, Y., Miyazawa, M., Tatsumi, K., Ueno, T., Wada, H. and Yukutake Y. (2005b): Aftershock distribution of the 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake derived from a combined analysis of temporary online observations and permanent observations, Earth Planet Space, Vol. 57,

pp. 545-549.

U.S. Geological Survey Staff (1990) : The Loma Prieta, California, earthquake, An anticipated event, Science 247, 286-93.

Wessel, P. and Smith, W. H. F., (1998): Generic Mapping Tool, V3.1

Depth Distribution of Seismogenic Layer and its Relation to Segmentation of Active Fault

Kiyoshi ITO

Synopsis

Depths of aftershocks of major inland earthquakes decrease towards the both ends of the source fault along the fault strike. Depths of the seismogenic layer along the long major faults, such as the Median Tectonic Line, have some undulations and the shallow depths seem to correspond to the segmentation boundaries of surface faults. Thus the variations in seismogenic layer can be an index to reveal the segmentation of the active faults.

Keywords: active fault, segmentation, cutoff depth of seismicity, large inland earthquake, seismogenic layer