

## 大地震に学ぶ内陸地震の発生機構と不均質構造

伊藤 潔

### 要 旨

電子機器や通信機器の発達により震源精度が向上し、地下の不均質構造、地震の破壊過程が詳細にわかるようになった。そのため地震の発生機構の解明は進んだが、未だに大地震発生の際に新たな事象が発見されたり、仮説が検証されたりするケースが多い。地震の発生機構に関してはまだまだ未知のことが多いので、大地震など極端な地学的現象の継続的な観測・研究が必要である。

**キーワード:** 大地震, 地震活動, 地震観測, 震源精度, 地震波反射面

### 1. はじめに

地震の機械観測が開始されて約100年、歴史記録を加えても、地震活動が記載された歴史は1600年ほどである。中国などの記録を加えても4000年程度の期間の記録が残されているだけである。さらに、これらの記載は種々の事情によって、不完全な場合が多い。一方、地球上の一現象である地震活動は、一見繰り返し起きているようであるが、不可逆現象であり、しかも、大規模になるほどその数は対数関数的に減少する。したがって、われわれの地震に関する知識は限られたものであり、今後も大地震が発生するたびに、未知の事象が発見される確率は非常に大きい。計器による地震観測は、通信網や電子計算機の発達に多くを依存しているため、近年急速に発達してきた。最近の数十年間においても、大規模な地震が発生するたびに、観測及び解析方法の発達に伴って未知の事象が発見されたり、予測されていたことが一挙に証明されたりしてきた。

「震源」は二つの意味で使われる。一つは地震が発生するたびに気象庁などによって発表される破壊開始点を示す。もう一つは震源域を意味する地震の破壊域（震源断層とされる場合もある）について使われる。「震源から○○kmは離れた地域で××名の死者が出た」との報道がされるようになったが、この場合は震源を破壊開始点として使っている。しかし、これは場所を特定する意味はあっても、震源域

と被害の関係を表すには、正確な表現ではない。そもそも「地震」という用語も震動現象と破壊現象の二つの意味を持っている。地震の原因がわからない時代においては、地震は単に震動現象であった。地震が地下における破壊現象であることが解明されて、地震が二つの意味を持つようになった。これは地震の大きさを表す2つの尺度、すなわち震度とマグニチュード（あるいは地震モーメント）に反映されている。破壊開始点の震源という定義もそのうちプレスリップなどが特定されるようになると、さらに詳しい定義が必要になるかもしれない。

上記のように地震現象が理解されるとともに、語義の多重性が生じたり、新たな言葉が生じたりする。

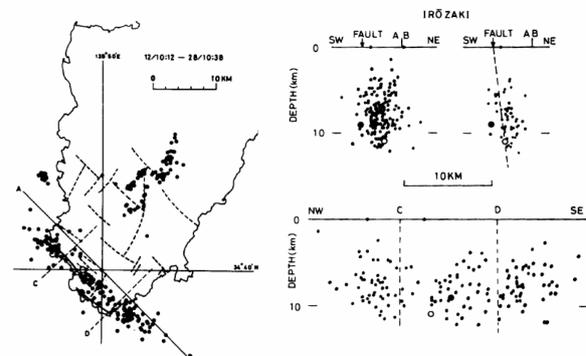


Fig.1 Epicenter and focal depth distributions of the 1974 Izu-Hanto-oki earthquake (M6.9) (after Joint observation of Aftershocks, 1974). Dotted lines show active faults.

これは最近の活断層や地震断層など「断層」という用語にも反映されている。地表で見る地表活断層と地下深くに存在する「活断層」は必ずしも一致するものではない。活断層は地質学の分野で地表活断層を意味し、変位基準によって定義されている。しかし、地下深くの地震断層が見いだされ、この用語が広く使われるようになって、あいまいにされたり誤用されたりする場合も多い。用語はともかく、これらの背後には地震現象についての理解が進んだことがある。

本報告においては、主に地震の震源決定精度の向上によって、過去数十年間に地震の破壊過程が理解されてきた経緯を概観し、地震発生過程の今後の展望を探りたい。特に、内陸地震に関連する活断層と地震発生層や地震断層との関連についても述べる。

## 2. 震源精度の向上と地表活断層

### 2.1 大地震の余震の震央分布と活断層

1963年、1964年および1964年には、根尾断層および福井地震の余震域および和歌山付近で、それぞれ、極微小地震の臨時観測が実施され、根尾断層や福井地震の断層付近に多数の極微小地震が発生していることやその分布が詳細にわかった（たとえば、渡辺・中村，1967）。これらの観測は全国の大学等研究機関による合同観測として実施された。これらの観測では、夜間だけとはいえ、データレコーダが用いられ、紙などの可視記録だけでなく、電気的処理可能な記録が得られるようになった点でも画期的なものであった。合同観測はその後種々の規模で実施され、機材の不足を全国の研究者で補い、また、それぞれの時期で最高の技術を尽くして、地震の観測が実施されてきている。

高感度地震観測網は1960年代の後半に入ってから、地震予知(研究)計画の基に主に大学の観測所の設置とともに整備が進められた。これらの観測によって、地震の震源の精度は格段に向上し、地震活動の情報が全国的に得られるようになった。1~4Hzの固有周波数を持つ地震計と最初は煤書きまたはインク書きドラムレコーダーが用いられ、1970年代中頃からテレメータ観測に移行した。この結果、地震活動が種々の地域で明らかにされた。たとえば、跡津川断層地域では、高感度観測によって初めて、活断層沿いに微小地震が発生していることが報告された（和田・岸本，1974）。

さらに、大地震が発生する度に地震の余震観測が実施され、その都度、新しい知見が得られた。たとえば、1974年伊豆半島沖地震（M6.9）については、

震央分布が活断層とよく一致することがわかった（Fig.1）。また、本震は震源域の中央部に位置し、断層運動が両端に向かって進行したこともわかった（余震合同観測班，1974）。この頃になると個別観測点の時計の精度が上がり、観測走時データの精度が0.1秒程度に向上した。1976年伊豆大島近海地震（M7.0）では余震分布の明らかな屈曲が見いだされ（Fig.2）、大地震の破壊はいくつかの破壊の集まりだという考えがより明らかになった（たとえば、津村・他，1978）。また、余震分布が地表活断層と斜交することもわかって、活断層と地震断層の関連が議論されるようになった（たとえば、梅田・村上，1978）。この地震では気象庁が前震を観測し、注意報を出している。地震後ではあるが、前兆現象も見いだされ、地震予知が可能だと示す効果もあった（地震予知連絡会報，1978）。その後、伊豆半島と周辺では数年おきにM6-7クラスの地震が発生し、各種の観測網も充実されたが、この地震のような明瞭な前兆現象は見られなかった。しかし、この地震に先立ち、伊豆半島内で地面の隆起が水準測量で検出され、地震が発生する地殻内部および上部マントルを含めた地震の発生メカニズムについての議論もなされた（たとえば、石橋，1980）。

横ずれ断層の場合は震央の並びと地表活断層との関連が議論できるくらいに震源の精度が向上したが、縦ずれになると震央分布が面的に広がるので、深さの決定精度が向上しないと、震源分布と地震断層の傾きの決定が問題になり、地表活断層の対応は難しい。一般に、観測点は地表に分布しているので、震

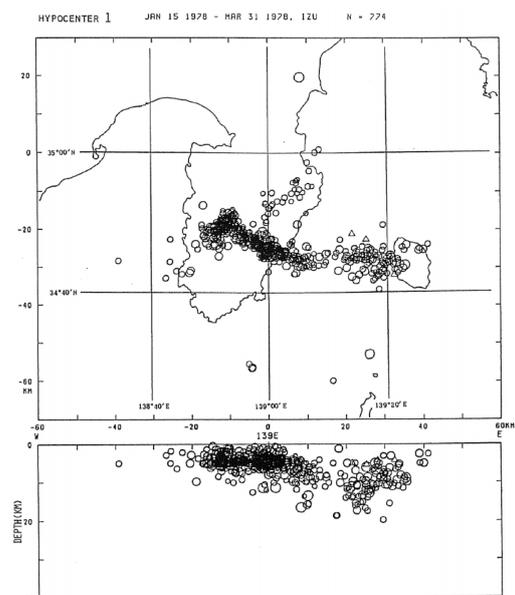


Fig.2 Epicenter and focal depth distributions of the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake (M7.0) (Tsumura et al., 1978).

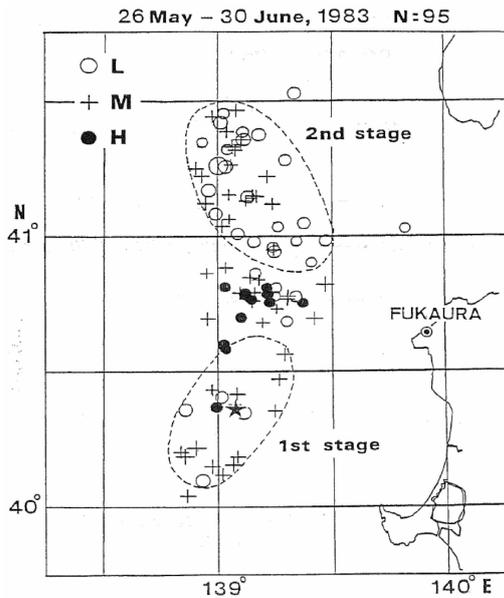


Fig.3 Epicenter distribution of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake (M7.7) from JMA data after Kuroiso et al. (1986). Symbols, L, M and H indicate frequencies of low, middle and high at the Abuyama Seismological Observatory. Earthquake ruptures preceded 1st stage to 2nd stage with a pause of about several seconds.

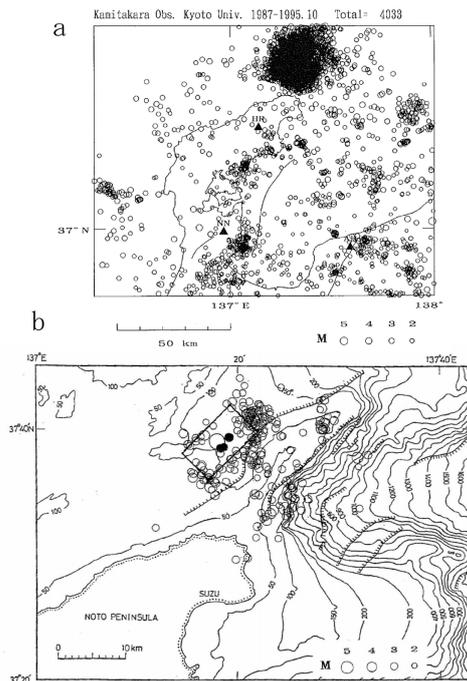


Fig.4 Epicenter distribution of northwestern Chubu district including aftershocks off Noto Peninsula earthquake (M6.6) in 1993 by the Kamitakara Observatory of Kyoto University(a). Foreshocks (solid circles) and aftershocks (open circles) of the off Noto Peninsula earthquake (M6.6) in 1993. The largest circle shows the main shock Focal depth section is also shown and the rectangle indicates deduced source region of the main shock (b) (Ito et al., 1994). Bathymetric contours of 100m interval are also shown in offshore area (Ito et al., 1994).

精度を上げるには、震央を取り巻く観測点が存在し精度を上げるには、震央を取り巻く観測点が存在していることとともに、震源に近い点とやや離れた観測点が必要になる。特に震央に近い観測点は深さの精度の向上に不可欠である。目安としては震央距離が深さより小さい観測点が有効であるが、この条件は地震が浅くなるほど満たすのが困難になる。地殻内の地震は深さ20km以浅で発生するので、後述するようにHi-netの約25km間隔の観測網でも、実際には不十分な場合が生じる。

1983年日本海中部地震 (M7.7) では、海域の地震にもかかわらず、震源域が大きかったこともあって、陸上の観測網で余震分布が求められ、破壊が一度止まって、また拡大したことがわかった。停止した付近では高周波の地震が発生するなど、震源域の性質の違いも見いだされた (Fig.3) (黒磯・他, 1986)。しかし、海域であるため、深さの精度が悪く、逆断層の断層面が海底地震計を用いても十分には求められなかった。

その後、テレメータ地震観測網の整備がなされたが、これらの観測網だけでは、震源の精度は十分ではない場合も多い。1993年の能登半島沖地震 (M6.6) では、余震の震央分布はほぼ円形に見える (Fig.4a)。

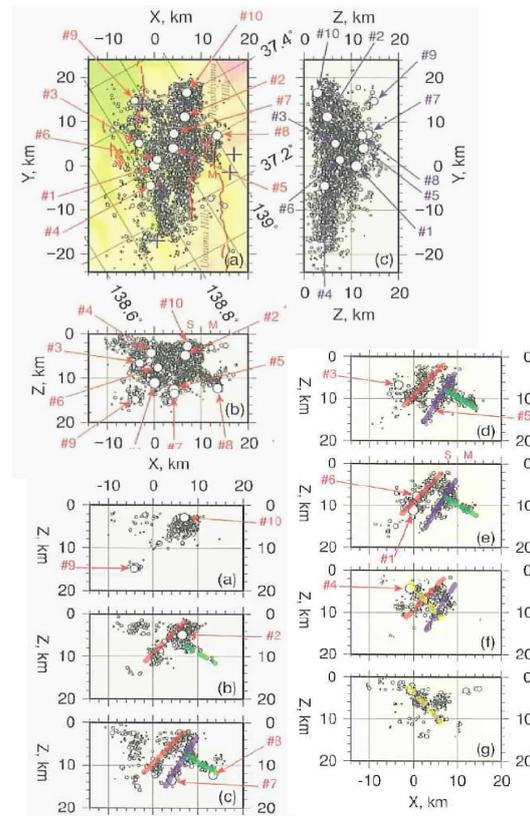


Fig.5 Epicenter and focal depth distributions of the 2004 Niigata-Chuetsu earthquake (M6.9) after Shibutani et al. (2005). Lower figures indicate focal depth sections accompanied with the main and large after shocks in the strips across the strike of the fault.

しかし、臨時観測を含めると本震の破壊域は、発震機構の逆断層に対応するある断層面になり、その周囲に余震が拡大したことがわかる (Fig.4b)。この地震に対しては、観測点間隔が30km以上も有り、逆断層型の地震については、断層面を余震分布から精度良く決めることは難しい。特に、片側が海の場合には特に難しい。2004年中越地震 (M6.8) や2007年能登半島地震 (M6.9) では、観測網が臨時観測点を含めると、5-10kmとなり、深さの精度が格段に向上したので、逆断層の断層面が精度良く求められた。特にFig.5に示すように、中越地震では、断層面が複雑で、数枚の断層面がそれぞれ、規模の大きな4つの破壊に対応することが示されている (Shibutani et al.,

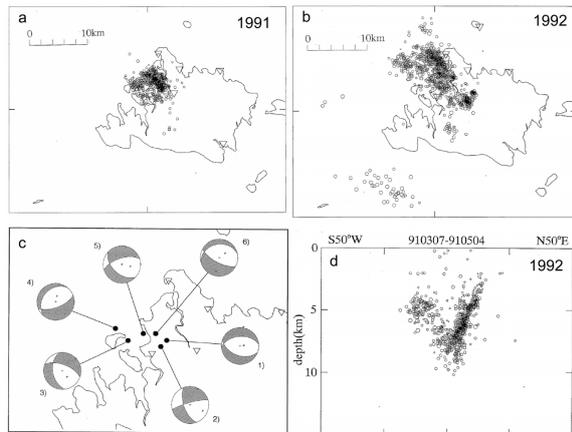


Fig. 6 Epicenter distributions of the Iriomote earthquake swarms in 1991 (a) and 1992 (b). Focal mechanisms of major events in 1992 with their epicenters (c) and focal depth section for 1992 events (d) is also shown (Shimizu et al., 1992).

2005b)。それでも、2007年中越沖地震 (M6.8) では震源が海域であるのと、地下構造が複雑なために、海底地震計を加えても、逆断層の傾きが十分には求められていない。近海域での浅い地震でさえ震源精度はまだ十分ではない。

## 2.2 群発地震

震源精度の向上は群発地震についてのイメージも変化させた。群発地震は本震余震型に比べて、目立った本震がなく、一般に多数の地震が発生するもので、通常地震のように大森公式による地震数の経時的変化も見られない。また、震央分布が本震余震型のように断層面に限られるのではなく、円形の領域に広がる。典型的なのは1965年から3年間ほど活動が活発であった松代地震である。この地震の最大地震はM5.4であった (たとえば、気象庁, 1968)。

1991年から数年にわたって西表島とその北西近海で群発地震が発生した。最大地震はM4.2程度であるが数年にわたって断続的に有感地震が発生した。この地震の震央は楕円形に広がっていたが、詳細な震源決定の結果、震源分布は断層面を示すことがわかった (Fig.6)。この地域はテクトニクス的には、伸張場であるとされていたが、実際にこれらの地震波は正断層か横ずれ型であり、余震分布の断層面と調和的であることもわかった。得られた震源断層面はその応力場に対応するものであった (清水・他, 1992, 1993)。また、1998年には飛騨山脈で大規模な群発地震が発生し約半年続いた。最大地震はM5.0であるが、地震は南の上高地付近から北方に約40km拡大した

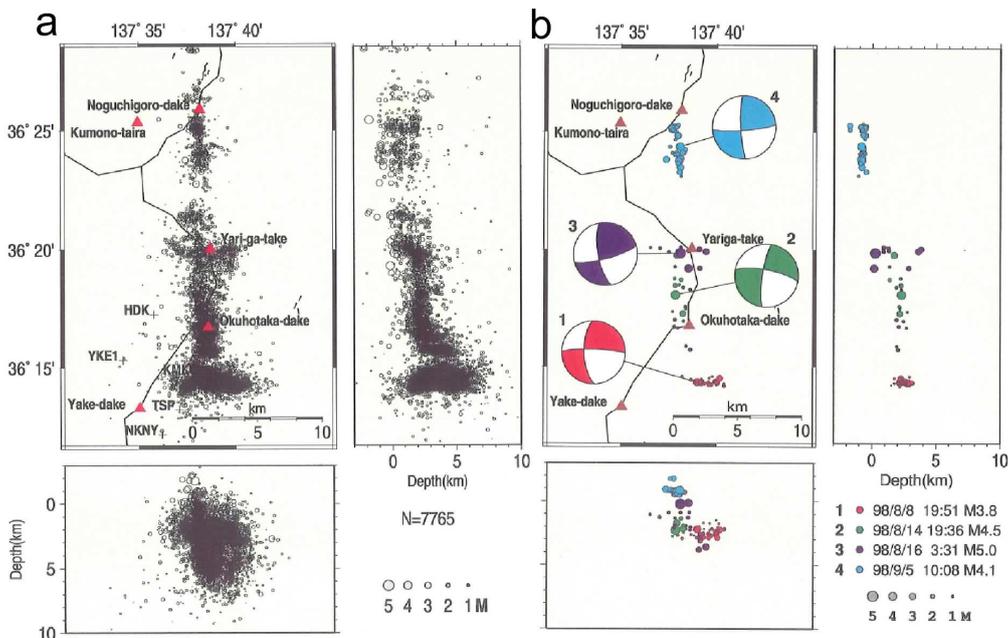


Fig.7 Hypocenter distribution of the Hida earthquake swarms in 1998 (a). Focal mechanisms of major four events are also shown with their aftershocks determined relatively by master event method (b) (Wada et al., 1992).

(和田・他, 1999)。その際にM3.8以上の地震については、その余震が発生したので、その震源を詳細に決定すると、それぞれの破壊域は発震機構の横ずれ型と調和的で、破壊面の走向は南北と東西であった (Fig.7)。M5.0の地震は槍ヶ岳付近で発生したが、破壊面は東西方向である。M5クラスの地震の破壊面の長さは一般的には3-5kmであるが、この群発地震は幅5-10km、長さ35-40kmの範囲で発生し、群発地震は通常の地震に比べると破壊範囲が非常に大きいことでも特徴付けられる。このように、群発地震はいくつかの断層の組み合わせであることがわかってきた。また、群発地震は火山の近傍で発生する 경우가多く、地震の深さが浅い割には規模が小さく、直接地表活断層とは結びつかない場合も多い。

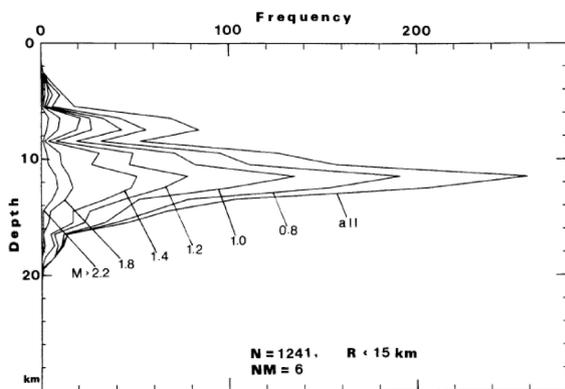


Fig.8 Depth –frequency distribution of earthquakes in the north of central Kinki district. Numerals show magnitude of events.

### 3. 地震発生層と内陸大地震

#### 3.1 地震発生層

地震の深さの精度の向上に伴い地殻内の地震もプレート境界のマントル最上部で発生する地震のように、深さに限度があることがわかってきた。最初は観測網が充実していたカリフォルニアで、地震はP波速度が6km/sの層で発生することが見いだされた (Brace, 1970)。日本でも大学の観測網が整うと同時に同様のことが見いだされた。また、この理由については、Brace and Byerlee(1972) やByerlee(1968)などによって安定すべりと固着すべりの境界であるという解釈がなされた。一方、小林 (1976) は脆性-延性破壊の境界ではないかと考えた。すなわち、岩石は、

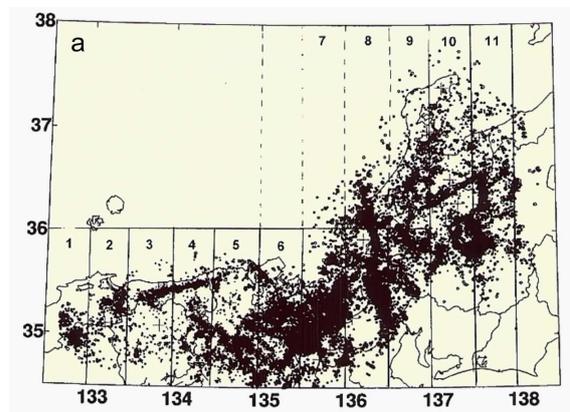


Fig.9a Epicenter distribution of well-determined earthquakes from the data of the Tottori, Abuyama, Hokuriku and Kamitakara Observatories, Kyoto University from 1976-1999 (a).Focal depth distributions of events in the strips shown in Fig.9a

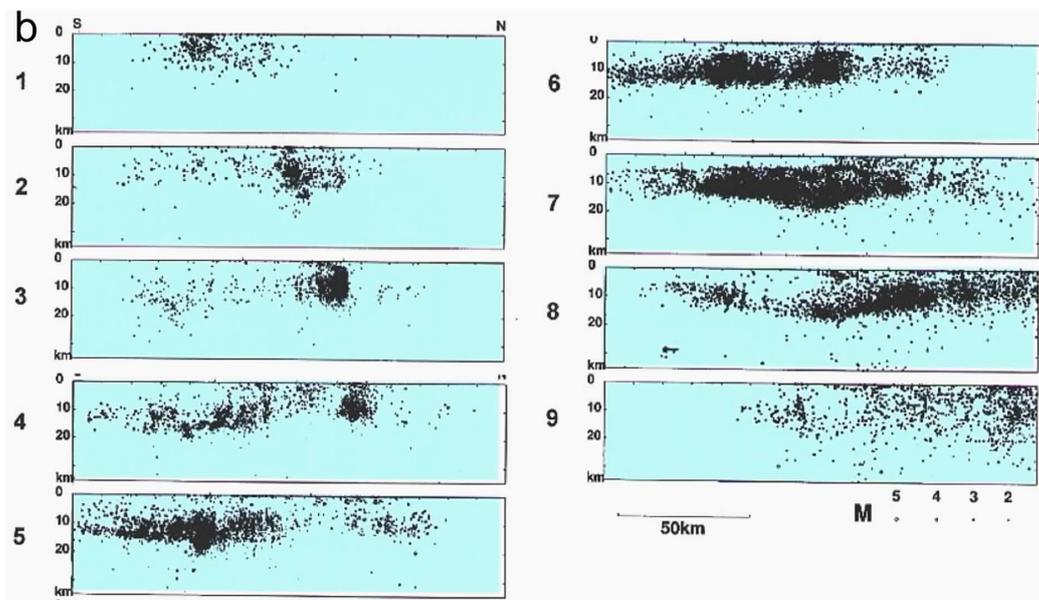


Fig.9b Focal depth distributions of events in the strips shown in Fig.9a

上部地殻では摩擦構成則に従う変形をするが、下部地殻では温度の効果によって、延性変形をし、その境界が地震発生の下限になるというものである。この考えは、世界中の数十カ所で地震が上部地殻のみに発生することが見いだされて、Sibson(1982)などによって拡張されて解釈された。また、Ito(1990, 1992, 1999)などは、日本のデータを詳細に調べて、世界中のデータを合わせて、下限が地域的に変化することを示し、下限の変化が熱構造に関連することを多くのデータで示した。

### 3.2 地震発生層の地域変化と大地震

Fig.8に近畿中北部の地震の深さ別頻度分布を示す(伊藤・黒磯, 1988)。この図は京都大学阿武山地

震観測所のデータによって作られたものであるが、地震は3km以浅及び20km以深には発生していないことがわかる。浅い地震については前述のように小さい地震が決定できない恐れがあるが、各観測点のS-P時間の分布を見るとS-P時間が0.5秒以下の地震は見あたらない。これは浅い地震が発生していないことの傍証でもある。このように地殻内地震の発生する深さは、広範囲について深さが限られ、地震が発生可能な層があることがわかる。

また、Fig.9には近畿地方における地震発生層とその地域変化の例を示す(伊藤・他, 1995)。この図は京都大学防災研究所の鳥取、阿武山、北陸及び上宝の4観測所の1976年頃から1990年までのデータを集めて、深さの精度が良い地震のみを選んで作ったも

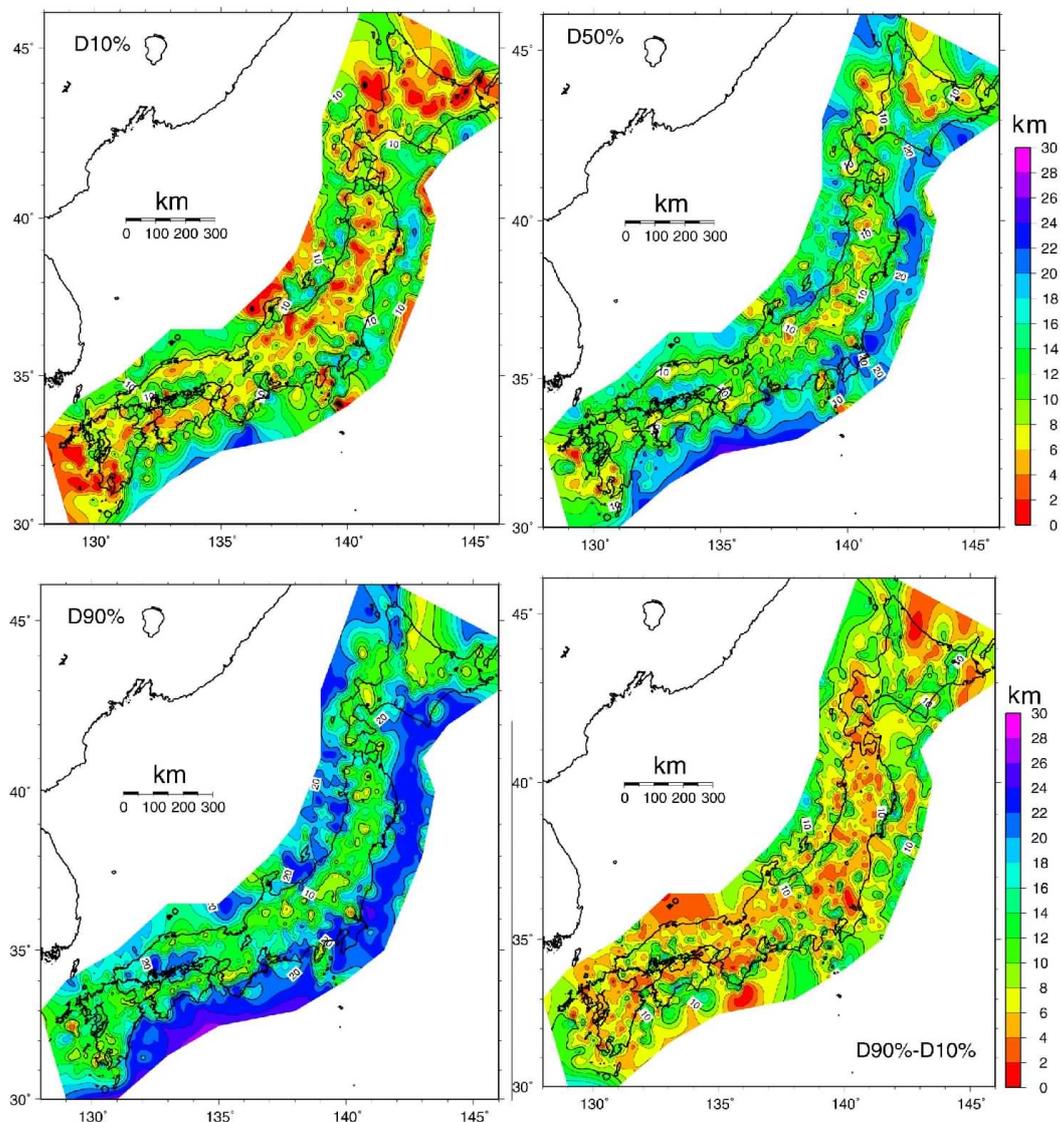


Fig.10 D10%, D50%, D90% and D90%-D10% depth distributions of earthquakes for the JMA unified hypocenters from Oct., 1997 to May, 2007. The D10% depth indicates that 10% events occur above the 10% depths. Other depths are determined as the same method. The grid size to determine the depths is 0.1 degree for latitude and longitude.

のである。それでも誤差があるので、正しくない震源が少数ではあるが混じっていると思われる。これらの図で地震の下限が地域的に変わっていることがわかる。また、上限と下限は同じような深さ変化をする傾向にあることもわかる。

さらに、広域の地震発生層の様子を見るために、全国の大学および防災科学技術研究所のデータによって、同様の解析を行い、さらに、震源の深さの誤差を考慮して、全国的に地震発生層の変化を示した(伊藤・中村, 1998)。そのために緯度経度の一定の範囲内の地震数を数えて、その範囲内での地震数を浅い方から数えて、10、50及び90%に達する深さをそれぞれ、D10%、D50%およびD90%深さとし、それぞれ地震発生層の上限、平均及び下限の深さを代表させる。また、D90%-D10%を求め、地震発生層の厚さの変化とする。この方法を1997年10月から2007年5月までの気象庁一元化データに適用しD10%、D50%、D90%及びD90%-D10%深さの分布をFig.10a-dに示す。Fig.10eには1976-1995年の大学などのデータで作ったD90%の図を示す。両方の図で深さ変化の傾向は同じである。海域は震源の深さの精度が悪いのと太平洋側では上部マントルに発生す地震との分離が十分でない地震があるので深分布も精度が悪いが、内陸部の地震発生層の地域的な変化がわかる。概略的には山間部で地震の下限が浅く、平野部で深くなっている。その境界に活断層が発達している。Fig.10e図には歴史地震を含むM6以上の大きな地震(宇佐見, 1987及びJMAのデータによる)と活断層(活断層研究会, 1991)を示しているが、大地震は地震発生層

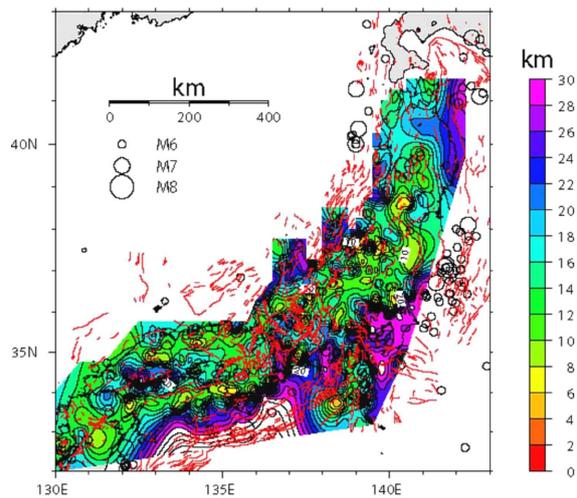


Fig.10e Distribution of D90% from data of Universities and institute. Red lines show active faults and circles large earthquakes with  $M \geq 6$ .

の深さが急変する地域から、深い地域にかけて発生している。また、地震発生層の急変地域に活断層が多いことなどがわかる。

### 3.3 地震発生層と大地震の関係

地震発生層の下限が深い地域で大地震が発生する傾向にある。この傾向は火山付近で顕著である。火山付近では地震発生層が浅いが、火山直下では大地震は発生しない。Fig.11 に第四紀の火山と M 6 以上の内陸大地震を示す。火山から 10km 以内では大きな地震が発生していないことがわかる(Ito, 1999)。また、酒井(私信)は関東甲信越地域

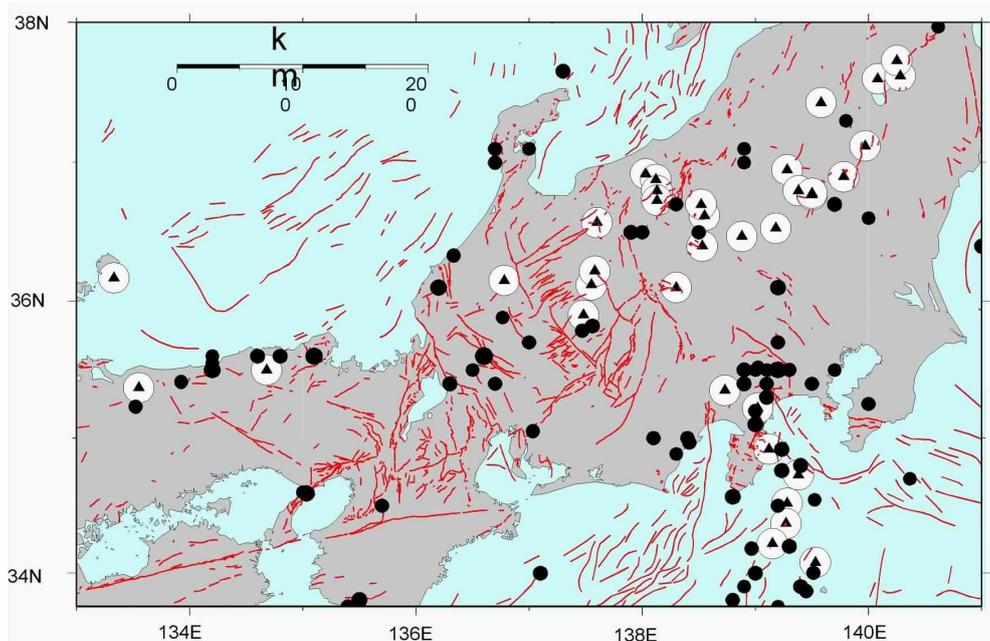


Fig.11 Distribution of the Quaternary volcanoes and large ( $M \geq 6$ ) earthquakes from 1885-2000. Circles show the area within 10km from each volcano.

の大地震発生域の地震発生層の深さと最大のMは正の相関があることを示した。古本・他(2007)は地震のMと地温勾配の間の比例関係が良いことを見出した。地震発生層の下限と地殻熱流量は反比例の関係にあることは後述するが、この場合地温勾配が大きいところは、地震発生層の厚さ変化が急なところに相当する。内陸の大地震は地震発生層の厚さ変化が急なところから破壊が開始する場合が多いことが見出されているが(Ito, 1992)、この結果はこれと整合的である。

また、地震の破壊が地震発生層の下限付近から開始する傾向にあることが指摘されているが(Sibson, 1984; Ito, 1990)最近の大地震についてもほとんどの場合それが正しいようである。ただし、2000年鳥取県西部地震(M7.3)は、地震発生層の中央部から発生している(Shibutani et al, 2005a)。また、地震発生層の上端から破壊が始まった地震も少数ではあるが存在する。

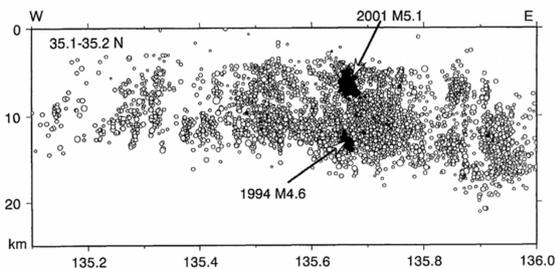


Fig.12 Focal depth distribution of earthquakes (circles) in east-west direction within 35.1-35.2N in the Kinki district. Solid circles show 4.6 and 5.1 events and their aftershocks during one day after the main shocks. The two events has nearly the same epicenter with different depths.

Fig.12に近畿中北部における南北範囲0.1度内の地震の東西深さ断面を示す。この図は同じ場所の地震発生層の上部と下部にM5.1と4.6の地震が発生したことを示す。●の地震がそれぞれの地震発生から1日以内の地震である。このように中小規模な地震は地震発生層の内部だけで発生する。大きくなると地震発生層の上から下まで破壊し、さらに地表地震断層が出現する場合もある。これは内陸の大地震について、地震発生層が全域破壊するまでは地震のMと震源断層の幅が比例するが、それ以上Mが大きくなると、震源断層の幅が飽和する傾向にあることに対応している(たとえば、武村, 1998)。断層の傾きが大きくなると地殻内の地震でも断層の幅が大きくなる場合もある。さらに、地震発生層内部でも構造的な変化があつて、上部と下部は異なっている可能性がある。Fig.8の深さ頻度分布に8kmと13km付近に2つの地震数のピークが見られるし、Fig.11でも深さ9km付近

に地震が少ない部分が見られる。これらのことは大地震の場合は、基本的には上部マントルや下部地殻を伝達した広域応力場が地震発生層の下限付近に作用して、破壊を開始させる傾向が強いことを示している。通常発生している多くの微小地震は、破壊が大きくならずに終止する。しかし、地震発生層内の条件によっては、小さな破壊が大きくなる場合も少数ながらあることを示す。これらの調査のためには、面的にも地震発生層内の無地震地域の調査が重要になると思われる。地震が発生しない地域の特性を種々の方法で調査することによって、地震多発地域の性質がより明らかになると思われる。

### 3.4 地震発生層深さ決定についての問題点

地震発生層の形状や性質の解明は内陸地震の破壊過程の解明に重要であると思われる。その際、基本的なのが、地震の深さの精度である。Hi-netの完成後、地震の震源の深さの精度は格段に向上した。しかし、2001年の兵庫県北部地震や2003年宮城県北部地震は、20-25kmで日本列島を覆っているHi-netなどの高感度観測網の隙間に発生した。本震後に行われた本震直上の臨時観測点などを加えての結果によると、震源の深さは5km程度浅くなる(中尾・他, 2002; Unino et al., 2003)。また、2000年鳥取県西部地震の場合も余震域の北方に向かって、震源が浅くなる傾向が、定常観測の解析で見られたが、臨時観測のより稠密な観測では、このような傾向は見られなかった(大見, 2002; Shibutani et al., 2005a)。さらに、2004年中越地震では、観測点のためではなく、震源域の両側での地下の速度構造の相違、すなわち新潟平野側での低速度の深い堆積層のため、震央が数km、深さも5km程度変化することが、稠密臨時観測によって確かめられた(たとえば、Shibutani et al., 2005b)。上記のように、極端な場合には観測点配置や地下構造によって、地震発生層の形はゆがめられる場合がある。

さらに、地殻内地震発生層は地震活動が低い地域では、地震数が少ないので、時間的に発生場所が変化したり、ある期間に集中的に起こった地震を基に決定されたりして、精度が悪くなる場合もある。また、太平洋側では最上部マントルと地殻内地震の中間に地震活動が存在する地域があり、地殻内地震との区別が難しくなる場合もある。地域によっては、少数だが中部～下部地殻に地震活動が見られ、地殻内地震の下限ははっきりしなくなる場合もある。したがって、特定の地域の地震発生層について議論する場合は、観測網、地下構造、地震データおよび震源決定法などを吟味した上で、震源の深さを考慮

して考える必要がある。

### 3.5 地震発生層と熱構造

地震発生層の原因については、3.1で述べたように二つの考えがあった。これらは、地震が断層のすべり現象なのか、岩石の破壊現象なのかという、未解決の根本的な問題を含んでいる。今のところ、前者の断層すべりの構成則が温度・圧力の変化とともに、変化することによって、地震の発生がある深さで限定されるという考え (Sholz, 1998) が有力である。このような構成則の変化は、プレート境界における巨大地震の発生間隔等のシミュレーションに用いられている。しかし、地殻内の地震については、シミュレーションができる段階ではなく、定性的な説明にとどまっている。地震現象はすべりとともに破壊も含まれると思われるが、近似的に震源域における断

層面のすべりとして理解できる。しかし、この構成則自体が証明されたわけではないので、岩石の破棄や、すべりに関する基礎的な実験や理論の研究は必要である。

地殻内地震発生の下限は種々のデータから、Fig. 13に示すように、300-400°Cと推定されている (小林, 1977; Shibson, 1982; Ito, 1990など)。これは最近のデータでは約200°Cという推定もある (田中・伊藤, 2002)。Fig.14に示すように、地震の下限が浅い地熱地帯で実際にボーリングをした結果では300-350°Cであるが (Sasada et al., 1996; Ikeuchi et al., 1998; Tohsha et al., 1998), この温度がもっと深い20km程度の地震の下限に対して適用できるかどうかは、未知の部分が多い。地下の温度の推定にはそのパラメータ (熱伝導度, 活性化パラメータを含む放射性発熱量など) のばらつきによって、誤差が大きい。また、熱の流れが定常的でない場合はその不確定さはより大きくなる。したがって、温度の推定は難しいが、地震発生に熱構造が大きく影響していることは確かである。地殻内の下限の温度は200-400°C程度である。

さらに、地震発生には上限があり、地殻の最上部では一般に地震が発生しない。これは主に圧力の効果によるところが大きいと思われる。しかし、地震の下限と上限が正の相関にあるようであり、圧力だけの効果とも思われぬ。地熱地帯や火山地帯などでは下限が浅いが、地殻の浅いところまで地震が発生する。地震はP波速度が6km/sになる層に発生するとされたが、このような地域ではそれより遅い速度の層でも地震が発生する。これらのことから、地震が繰り返し発生するには、ある程度の温度が必要であると考えられる。すなわち、地震発生の繰り返しには応力の回復が必要で、このためにはある程度の温度が必要であると考えることができる。群発地震が移動してしばらくした後また元の位置付近で再活動する現象が見られるのは、破壊地域がヒーリングによって強度回復されるためだと思われるが、温度が高くないと回復しないことが考えられる。

地震の上限の温度を推定すると100-150°Cである。同様な地震発生の上限がプレート境界のマントルの地震についても見いだされているが、その理由については、粘土鉱物の脱水作用など諸説があつて、定まっていない。これにも温度の効果があると思われる。地震発生層の上限は、震源域の上限の推定にも重要であり、強震予測に必要であるのでさらに調査を要する。ただし、前述のように、浅い地震の震源決定には、稠密な観測網を要するので注意が必要である。

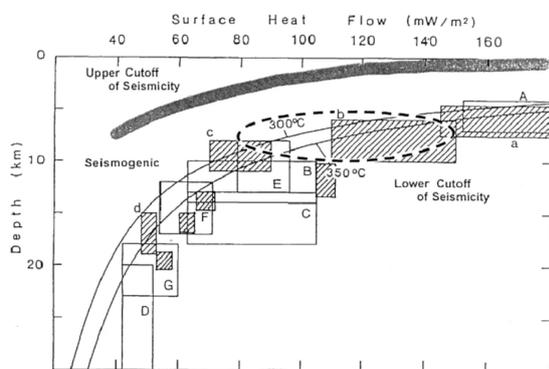


Fig.13 Heat flow and cutoff depths of earthquakes after Ito (1990) added data in Western Nakano Prefecture by Tanaka and Ito (2002) shown by dotted area. Lines show temperature.

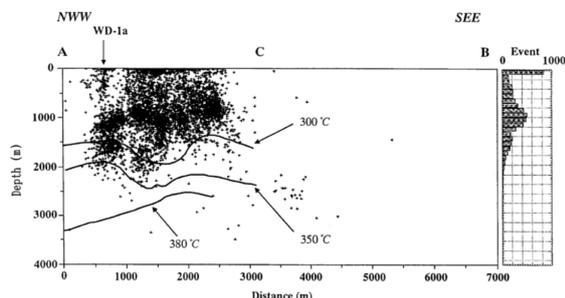


Fig.14 Focal depth distribution of micro-earthquakes (Tohsha et al., 1998) and underground temperature determined from deep drilling (Sasada et al., 1996 and Ikeuchi et al., 1998) in the Kakkonda Geothermal area, Tohoku district, Japan. Left figure shows depth-frequency distribution of earthquakes.

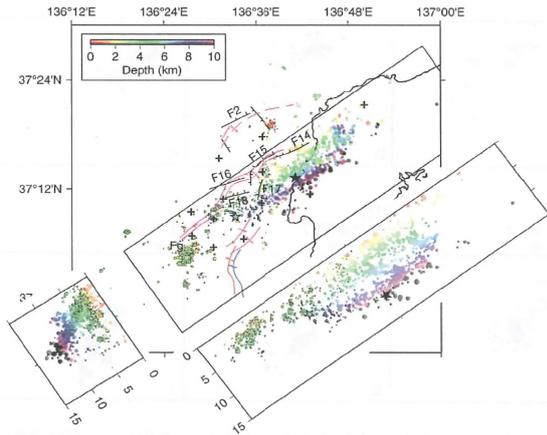


Fig.15 Distributions of epicenters and focal depths of aftershocks of the 2007 Noto earthquake M6.9 (Joint Observation of Aftershocks for the 2007 Noto Earthquake, 2007).

#### 4 活断層と地震発生層

##### 4.1 大地震の余震と地震発生層

近年大地震の際に稠密地震観測が実施されるようになり、余震分布が詳細に求められるようになった。その結果、震源域の両端では震源が浅くなることがわかってきた。これらは内陸のM7クラスの地震でよくわかる。2000年鳥取県西部地震(M7.3), 2003年宮城県北部地震(M6.2), 2004年新潟中越地震(M6.9), 2005年福岡県西方沖地震(M7.0)および2007年能登半島地震(M6.9)などで共通に観測されている。また、1989年ロマ・プリエタ地震(M6.9)についても、同様な分布が見られる。Fig.15に能登半島地震の例を示す(2007年能登半島地震合同余震観測, 2007)。

さらに、跡津川断層に沿う地震分布は同様な深さ

分布を示す (Ito et al., 2007)。この断層での最新の地震は1958年飛越地震(M7.0)で、現在の地震活動が余震活動かどうかについては確定的ではない。しかし、150年以上経過していることと、活動が地表活断層につながるほぼ垂直な面状に集中していることから、これらは定常的な地震活動だと見ることができる。跡津川断層系には地表活断層として3つの断層が見られるが、地震の震央分布は3つの断層に沿って明らかに分かれて分布している。さらに、相対的な震源決定の結果、震源が2つの地表断層につながる面状に分かれて分布することがわかった (Fig.16)。このように、地震発生の境界が、通常地震活動の深さ変化と対応することが考えられ、これは長大な活断層のセグメンテーションの検出に用いることができるとされる。例として中央構造線や歪み集中帯の中の地震分布が考えられる (伊藤, 2006)。この理由としては、震源域の下部地殻に弱い部分があることにより、その部分は深部まで深さによる強度とせん断応力の差が小さくなるというモデルがある (飯尾, 2005)。これは地震が深いところの下部地殻部分が熱的に高温であることに対応すると思われるが、地震の下限が浅くなる場所が高温になるモデルとは相容れない。しかし、流体やガスの存在を考えれば矛盾なく説明できるかもしれない。いずれにせよ、地殻上部だけでなく、下部地殻および上部マントルも含めた応力場と構造の解明が必要である。特に下部地殻や上部マントルの熱構造、岩石の構成および流体やガスの存在なども含めた物理的な性質が、このような地震発生の形態の解明のために必要である。これらの定量化と地震発生層の形状の関連の詳細を決めることは、内陸地震発生過程の解明に重要である。

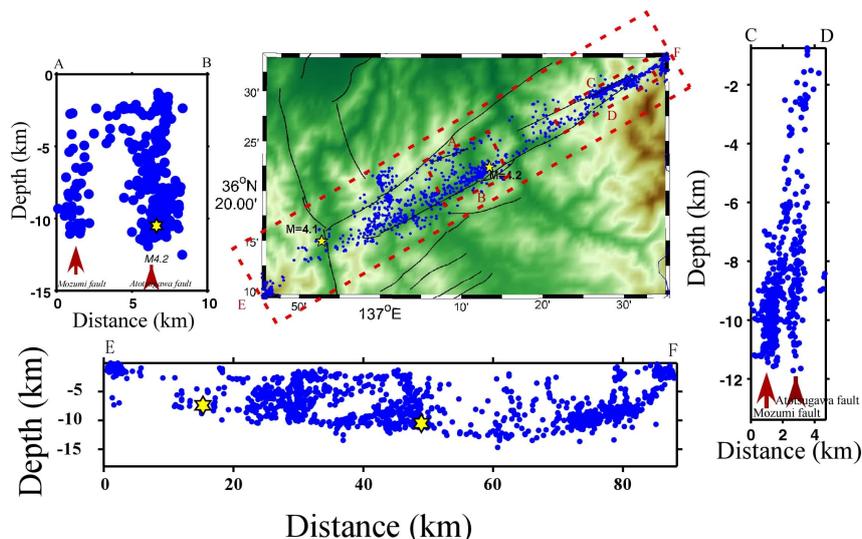


Fig.16 Hypocenter distribution of earthquakes determined by using the double-difference hypocenter determination method in the Atotsugawa fault system area, central Honshu, Japan. AB and CD show focal depth distributions across the faults in the rectangles in epicenter map. EF shows focal depth distribution along the fault. Stars show moderate events with M4.1 and 4.2 after Enescu (personal communication).

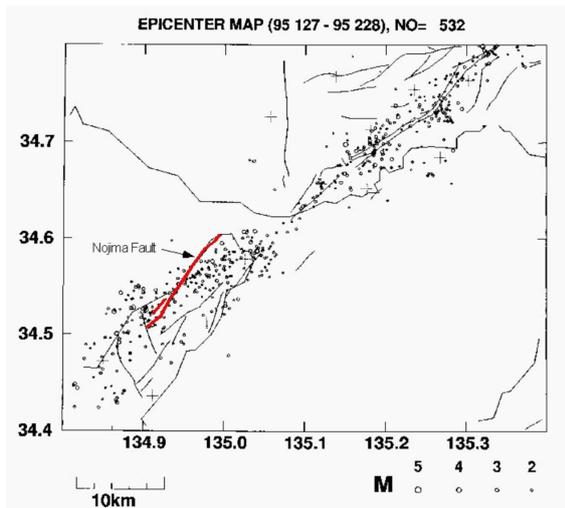


Fig.17 Epicenter distribution of well-determined aftershocks of the 1995 Hyogo-ken-nanbu earthquake and active faults. The red line shows the Nojima fault, along which surface displacements associated with the earthquake were observed, (Ito et al., 2006).

#### 4.2 地表活断層と内陸地震

上記のように跡津川断層系においては、地表活断層と地震発生層内の地震分布が非常に良く対応する。活断層は内陸地震の予測に大きな役割を果たしているが、問題点も指摘されている。1995年兵庫県南部地震では必ずしもこの対応は明確でなく、種々の議論がなされた。Fig.17には余震の震央分布を示す(伊藤・他, 2005)。赤い線が地表変位が確認された野島断層である。一番変位が大きかった野島断層北東部付近には余震が分布していないことがわかる。地表活断層は淡路島の部分と神戸側では、走向が異なっており、神戸側では走向が時計回りに20度くらい回転している。しかし、余震の並びは全体として直線的である。地表変位が見られた野島断層は余震の走向と斜交している。現在の応力場に対応する形で地震発生層の破壊が発生するが、その際に、地表付近の活断層はそれに呼応する形で破壊が起きる。すなわち、応力場に対応する形で地表付近の断層は修正されて活動するのではなかろうか。地表付近の破壊は表層付近の活断層の状況によって派生的に活動し、必ずしも地震断層に対応しない。しかし、地震発生層内では断層が支配的な場合は、応力場との関連で、動きやすい方が動くこともあるので、地震による応力場と断層の関係は単純ではない。また、表層構造によって、地震発生層内の地震断層と地表活断層の関係も単純な対応関係がなくなる場合もある、

Fig.18には有馬-高槻構造線中部の地震活動を示す(京都大学防災研究所地震予知研究センター, 1996)。

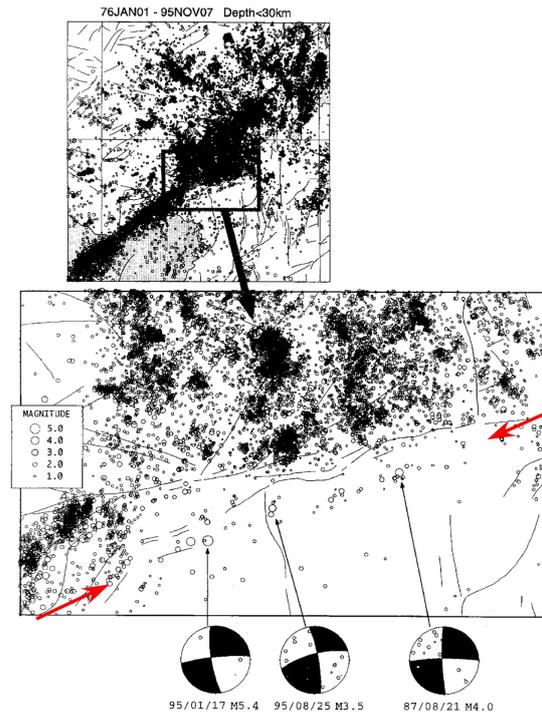


Fig.18 Epicenter distribution of earthquakes in the eastern part of the Arima-Takatsuki Tectonic Line (ATL). Solid lines show active faults. Focal mechanisms are also shown for three Moderate sized earthquakes in the plain-side of ATL; one event with M5.4 occurred just after the 1995 Hyogo-ken-nanbu earthquake (RCEP, DPRI, Katao, 1996). A pair of arrows indicates a line of earthquakes in the Osaka Plain.

地震発動は有馬-高槻構造線を境に北側で活発であり。その南側では活動は低い。しかし、有馬-高槻構造線にほぼ並行に、その南側の大阪平野に地震活動が見られる。この地域ではM4クラスの地震が時々発生する。1995年兵庫県南部地震の本震の数時間後に最大余震とされる地震がこの線上で発生した。Fig.18には3個の大きめの地震のメカニズムを示す。この並びは一見、有馬-高槻構造線と並行に見えるが、少し斜交しており、応力場とは有馬-高槻構造線より調和的である。これは応力場に対して、より平野側に活断層が発展していく過程を示すと解釈することもできる。その際、活断層は応力場に合うように走向が修正される可能性が高い。

このように、地表活断層は地震発生層における地震活動とある種の関連を持って活動しているが、そのまま対応するものではない。活断層は内陸地震の発生予測のために、非常に大きな役割を果たしているが、地震発生層との関連を理解することによって、より有効になるものと考えられる。そのためには、応力場を含めて地下構造、地質構造の理解が不可欠である。

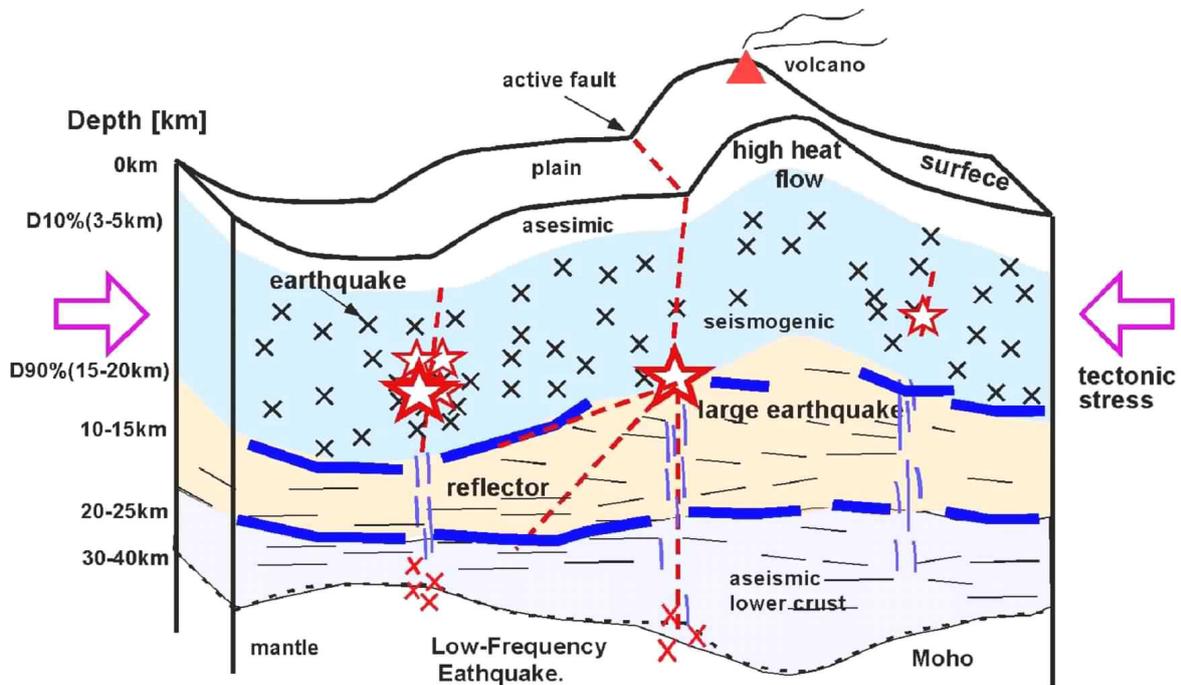


Fig.19 Schematic model of inland earthquakes. The model consists of four major layers in the crust, an aseismic surface layer, a seismogenic upper crust, a transient middle crust and an aseismic lower crust. Two major reflective boundaries exist between upper and middle crust and middle and lower crust..

## 5 内陸大地震と歪み集中帯

上記のよう地震発生層の地域的な変化は、内陸地震の発生に大きな役割を演じていると思われる。Fig.19にはこれまで得られた種々の情報をまとめた内陸地震発生層の概略的なモデルを示す。断層規模における地震発生層の地域的な変化は、上述の通り内陸地震に大きく影響している。地震発生層の地域的な変化は、大地震発生に重要な要素であるが、歪み集中帯 (Hashimoto and Jackson, 1993; Sagiya et al., 2000) など列島規模の応力変化とは直接には対応していないようである。たとえば新潟-神戸歪み集中帯では、その両側で地震発生層の厚さが変化する (Ito et al. 2007b)。しかし、東北地方やその他の歪み集中帯では、地震発生層の深さ変化は直接対応していない部分もある。すなわち、列島規模の変化に対する構造や応力場の対応の変化は、より深い部分も含めた構造の解析が必要になる。

これらのことから、列島規模の変形や地震の発生には下部地殻 (Iio et al., 2002) や上部マントルの役割が大きいと考えられる。下部地殻には顕著な地震波の反射面が存在することが知られている。これらの反射面は下部地殻の形成過程や現在の状態を示すと考えられている。問題はこれらの反射面が上部地殻の地震断層、さらに地表活断層とどのような関係にあるかである。地震発生には不均質構造が関与していると思われる。不均質構造に応力が集中する

と考えられるからである。下部地殻の反射面は不均質の不均質構造の現れであり、これらの調査が今後重要になると思われる。近畿地方においても大規模大震災軽減化プロジェクト (大大特) によって、大規模な構造調査が実施された (伊藤・他, 2005; 伊藤・廣瀬, 2006; Ito et al., 2006)。近畿北部では顕著な反射面が15kmと25km付近に見られる。Fig.19の反射面はこれらを反映したもので、西南日本の広域で同様な反射面が見られる。この下側の反射面と地震発生層の下限の間が、地殻の中部にあり、この部分が下部地殻と上部地殻の遷移的な層となつて、地震の発生に大きな役割を果たすのではないかとと思われる。この部分に蓄積された、高温高压の液体や気体の運動が、上部地殻の地震発生層の破壊をもたらすというモデルが考えられる。さらに、上部地殻では反射面ははっきりしないので、これらの面が地殻内のディタッチメント構造として地表活断層までつながるのか、より多方面からの調査が必要である。

近畿中部から南部にかけてはいくつかの北傾斜の反射面が見られる。上部地殻では反射面ははっきりしないので、この反射面が中央構造線や有馬高槻構造線までつながるかどうかはよくわからない。中央構造線は北傾斜であることが地殻上部では知られているが、下部地殻の顕著な反射面に繋がっているかどうかはわからない。大大特の調査でフィリピン海プレートの沈み込みが反射面として検出された。さらに、その反射面は2重になっていて、海洋地殻部

分の沈み込みが検出されたと解釈される。上部マン  
トルの地震は下側の反射面の下方で発生しており、  
これまでに地震活動で決定されていた、フィリピン  
海プレートの深さはおよそ下側の面と対応し、フィ  
リピン海プレートは10km程度浅くなることがわか  
る。しかし、これらの反射面は構造とともに運動も  
表している。下部地殻の反射面が構造を表すことは  
確かであるが、運動をも表しているかどうかは確定  
的ではない。反射面の性質などをより詳しく調査し、  
その性質を調べる必要がある。また、モホ面が通常  
の広角反射法では明瞭ではない。しかし、屈折法で  
は確実にモホ面が存在する。モホ面の地域的変化は  
応力状態に大きく影響すると思われるので、地殻全  
体の構造を把握した上で、地震発生層などより短い  
波形での構造の変化と地震発生との関連の調査が重要  
になる。

地震発生層は上記のように、大地震発生に重要な  
要素であるが、列島規模の変形とは直接対応しない  
部分もある。すなわち、列島規模の変化に対する構  
造や応力場の対応の変化は、より深い部分も含めた  
構造の解析が必要になる。モホ面の地域的構造変化  
を把握した上で、地震発生層などより短い波形での  
構造の変化と地震発生との関連の調査が重要になる。  
列島規模の構造の調査の際には内陸部分のモホ面と  
沈み込むプレート、マントルウェッジの構造の把握  
も必要である。

## 6 おわりに

大地震が発生する度に、従来の知識では得られて  
いない事象が観測され、それによって、地震発生過  
程が理解されてきた。本報告では、震源の精度の向  
上によって、地震発生過程の理解が進んできた様子  
を述べた。本報告では、その中からなるべく多くの  
地震に共通する事象を取り上げて、地震の震源過程  
の一般的な理解を進めることに重点を置いてきた。  
しかし、最近の震源決定技術は、誤差を超える精度  
によりやく到達したため、地震ごとの違いをも明ら  
かにしている。長周期地震学は1960年代後半から大  
地震の発生過程について地震の多様性を明らかにし  
てきた。最近の強震計の解析の発展は、震源決定の  
向上とともに、M7クラスあるいはそれより小さい地  
震についても、その発生過程の相違を明らかにして  
いる。しかしながら、われわれの地震に関する知識  
は、まだまだ十分ではなく、大地震の~~旅~~に新しい事  
象が発見されるものと思われる。これらの把握のた  
めには、常に新しい観測方法を開発し、一定限度の  
観測を長期間継続する必要がある。その結果、地震

予知への道も開けるものと思われる。

また、本報告では触れなかったが、大地震の度に  
未知の災害が見いだされる。同じような地震でも時  
期と場所によって、被害は大きく異なる。これは地  
震自体の多様性ととともに、災害を受ける側の社会の  
多様性とさらにその変化がある。2004年スマトラ沖  
地震や2008年中国四川地震は、その規模において、  
最大級の地震であり、これまで以上に地震の知識は  
増すものと思われる。地震災害を軽減するためにも、  
既設の~~枠~~や~~知識~~を超えた知識が必要になる。今後と  
も、常に最新の技術を用いて地震など幅広く地殻活  
動の調査を継続し、現象に対する基本的な理解を深  
めるとともに、災害のメカニズムについても、新し  
い知見を得ていかねばならない。

## 謝 辞

長年にわたって研究・観測に協力いただいた防災  
研究所および地震予知研究センターの教員、職員各  
位に深く感謝いたします。気象庁の一元化データ  
を使用しました。図のいくつかはGMT (Wessel, and  
Smith, 1991)によって作図しました。関係各位に感謝  
いたします。

## 参考文献

- 2007年能登半島地震合同余震観測 (2007) : 東京大学  
地震研究所ウェブサイト, <http://eoc.eri.u-tokyo.ac.jp/coco/Jnoto.html>
- 古本宗充・工藤 健・田中俊行 (2007) : 内陸地震の  
最大規模と地温勾配との関係, 地震学会後援予稿集,  
D046, p150.
- 廣瀬一聖・伊藤 潔 (2006) : 広角反射法および屈折  
法解析による近畿地方の地殻構造の推定, 京都大学  
防災研究所年報, 第49号 B, pp. 307-321.
- 石橋克彦 (1980) : 伊豆半島をめぐる現在のテクト  
ニクス, 月刊地球, 第2巻, pp. 110-119.
- 飯尾能久・松本 聡・片尾 浩・松島 健・大見士  
朗・澁谷拓郎・竹内文朗・植平 賢 司・西上欽也・  
Bogdan Enescu・廣瀬一聖・加納靖之・河野裕希・  
是永将宏・儘田 豊・宮澤理稔・辰己賢一・上野友  
岳・和田博夫・行竹洋平 (2005) : 2004年新潟県中  
越地震の発生過程, 京大防災研究所年報 第48号 A,  
pp. 165-170.
- 伊藤 潔・黒磯章夫 (1988) : マスター・イベント法  
による近畿地方北部における微小地震の震源の精  
密決定と深さ分布, 地震2, 第41巻, pp. 179-188.
- 伊藤 潔・和田博夫・渡辺邦彦・堀川晴央・佃 為

- 成・酒井 要 (1994) : 1993年能登半島沖地震, 京大防災研年報, 第37号 B-1, pp. 325-341.
- 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 (1995) : 西南日本内帯における地殻内地震発生層, 京大防災研年報, 第38号 B-2, pp. 209-219.
- 伊藤 潔・梅田康弘・渡辺邦彦・尾上謙介・馬場久紀・小泉 誠・松尾成光・平原和朗・根岸弘明・山崎 朗・中村 衛・Glenda Besana・藤原善明・平松良浩・堀川晴央・中村泰之・嶋田庸嗣・平田正哉・大東明子・中野健秀, (1996) : 1995年兵庫県南部地震直後の臨時余震観測, 京大防災研年報, 第39号 B-1, pp. 183-190.
- 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, 京大防災研年報, 第41号 B-1, pp. 27-35.
- 伊藤 潔・佐藤比呂志・梅田康弘・松村一男・渋谷拓郎・廣瀬一聖・上野友岳・森下可奈子・伊藤谷生・平田 直\*・川中 卓・黒田 徹, 阿部 進・須田茂幸・斎藤秀雄・井川 猛, (2005) : 近畿圏における大大特プロジェクト I の地下構造調査, 京都大学防災研究所年報, 第48号 B, pp. 243-258.
- 伊藤 潔 (2006) : 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, 京都大学防災研究所年報, 第49号 B, pp. 227-238.
- 地震予知連絡会会報 (1978) : 第20巻, pp.
- 活断層研究会編(1991) : 新編日本の活断層, 東京大学出版会, pp. 1-437.
- 気象庁 (1968) : 松代群発地震調査報告, 気象庁技術報告 第62巻, pp. 1-556.
- 小林洋二 (1977) : 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, 地震予知研究シンポジウム 1976, pp. 184-193.
- 黒磯章夫・伊藤 潔・梅田康弘・飯尾能久・村上寛史 (1986) : 1983年日本海中部地震の高周波余震と震源特性, 地震2, 第39巻, pp. 419-430.
- 京都大学防災研究所地震予知研究センター (片尾浩) (1996) : 兵庫県南部地震余震域周辺地域の地震活動, 地震予知連絡会会報, 第55巻, pp. 501-515.
- 中尾節郎・片尾浩・渋谷拓郎・渡辺邦彦 (2002) : 兵庫県北部の地震 (2000年1月12日Mj=5.4) と一連の地震活動について, 京大防災研年報, 第45号 B pp. 561 - 569.
- 大見士朗 (2002) : 平成12年鳥取県西部地震の余震分布～震源座標の関数としての観測点補正値を用いた震源決定～, 地震2, 第54巻, pp. 575-580.
- 清水公一・伊藤 潔・松村一男・安藤雅孝 (1992) : 1991年西表島群発地震と南琉球個のテクトニクス, 京大防災研年報, 第35号 B-1, pp. 323-332.
- 清水公一・伊藤 潔・大倉敬宏・片尾 浩・安藤雅孝 (1993) : 1992年西表島群発地震, 京大防災研年報, 第36号 B-1, pp. 253-262.
- 武村雅之 (1998) : 日本列島における地殻内地震スケールリング則 - 地震断層の影響および地震被害との関連 -, 地震2, 第51巻, pp. 211-228.
- 田中明子・伊藤久男 (2002) : 長野県西部地域における地殻内地震の下限深度とその場の温度, 地震2, 第55巻, pp. 1-10.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義 (1978) : 1978年伊豆大島近海地震前後の地震活動, 東京大学地震研究所彙報, 第53巻, pp. 675-706.
- 梅田康弘・, 村上寛史 (1978) : 1978年伊豆大島近海地震による伊豆半島内の地変線及び最大余震による被害, 地震2, 第31巻, pp. 275-286.
- 宇佐見龍夫 (1987) : 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, pp. 1-145.
- 渡辺 晃・中村正夫 (1967) : 根尾谷近傍に発生する微小地震の2・3の性質, 地震2, 第20巻, pp. 231-243.
- 和田博夫・伊藤 潔・大見士朗・岩岡圭美・池田直人・北田和幸 (1999) : 1998年飛騨山脈群発地震, 京都大学防災研究所年報, 第42号 B-1, pp. 81-96.
- 和田博夫・岸本兆方 (1974) : 跡津川断層における微小地震活動 第1報, 地震2, 27, pp. 1-9.
- 余震合同観測班 (青木治三) (1974) : 地震予知連絡会会報, 第13巻, pp. 54-58.
- Brace, W. F., (1972) : Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes, Tectonophysics, Vol. 14, pp.189-200.
- Brace,W.F. and J.D.Byerlee (1970) : California earthquakes: Why only shallow focus?, Science, Vol. 168. pp.1573-1575.
- Byerlee, J. D. (1968) : Brittle-ductile transition in rocks, J. Geophys. Res., Vol. 73, pp.4741-4750.
- Hashimoto, M. and Jackson, D. D, (1993) : Plate tectonics and crustal deformation around the Japanese islands. J. Geophys. Res., Vol. 92, pp. 16149 -16166.
- Iio Y., Y. Kobayashi and T. Tada (2002) Large earthquakes initiate by the acceleration of slips on the downward extensions of seismogenic faults, Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 202, pp. 337-343.
- Ikeuchi, K., N. Doi, Y. Sakagawa, H. Kamenosono and T. Uchida (1998) : High temperature measurement in well WD-1a and the thermal structure of the Kakkonda geothermal system, Japan, Geothermics, Vol. 27, pp.

- 591-607.
- 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*, Vol. 38, pp. 223-250.
- Ito K. (1992) : Cutoff depth of seismicity and large earthquakes near active volcanoes in Japan, *Tectonophysics*, Vol. 217, pp. 11-21.
- Ito, K. (1999) : Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquakes, *Tectonophysics*, Vol. 306, pp.423-433.
- Ito, K., H. Wada, S. Ohmi, N. Hirano and T. Ueno (2006) : Seismic activity from routine and temporary observations of earthquakes in the northwest Chubu district, central Honshu, Japan *Geodynamics of Atotsugawa Fault System*, Ando M.(ed.) (Terrapub.), pp. 45-63.
- Ito K., Y. Umeda, H. Sato, I. Hirose, N. Hirata, T. Kawanaka and T. Ikawa (2006) : Deep Seismic Surveys in the Kinki District: Shingu-Maizuru Line, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, Vol. 81, pp. 239-245.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada (2000) : Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *PAGEOPH*, Vol.157, pp.2303-2322.
- Sasada, M., T. Sawaki, H. Muraoka, K. Ikeuchi, N. Doi, M. Yagi and M. Sasaki (1996) : The highest borehole Temperature (449 ° C) determined by melting of pure metal tellurium; WD-la, Kakkonda geothermal system, Japan, *Bull. Geolo. Surv. Japan*, Vol.47, pp. 361-364.
- Shibutani, T., H. Katao and Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake (2005a) : High resolution 3-D velocity structure in the source region of the 2000 Western Tottori Earthquake in southwestern Honshu, Japan using very dense aftershock observations, *Earth Planets Space*, 57, 825--838.
- Shibutani, T., Y. Iio, S. Matsumoto, H. Katao, T. Matsushima, S. Ohmi, F. Takeuchi, K. Uehira, K. Nishigami, B. Enescu, I. Hirose, Y. Kano, Y. Kohno, M. Korenaga, Y. Mamada, M. Miyazawa, K. Tatsumi, T. Ueno, H. Wada and Y. Yukutake (2005b) : Aftershock distribution of the 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake derived from a combined analysis of temporary online observations and permanent observations, *Earth Planets Space*, 57, 545–549.
- Sholz C.H. (1998) : Earthquakes and friction laws, *Nature*, Vol. 391, pp. 37-42.
- Sibson, R. H. (1982) : Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, *Bull. Sei. Soc. Am.*, Vol. 72, pp. 151-163.
- Sibson, R. H. (1984) : Roughness at the base of the seismogenic zone: Contribution factors, *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, pp.5791-5799.
- Tosha, T., M. Sugihara and Y. Nishi (1998) : Revised hypocenter solutions for microearthquakes in the Kakkonda geothermal field, Japan, *Geothermics*, Vol. 27, pp. 553-571.
- Umino, N., T. Okada, J. Nakajima, S. Hori, T. Kono, T. Nakayama, N. Uchida, J. Shimizu, J. Suganomata, S. Gamage, A. Hasegawa and Y. Asano (2003) : Hypocenter and focal mechanism distributions of aftershocks of July 26 2003 M6.4 northern Miyagi, NE Japan, earthquake revealed by temporary seismic observation, *Earth Planets Space*, Vol. 55, pp. 719-730.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1991): Free software helps map and display data, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 72, p.

## **Source Processes of Inland Earthquakes and Heterogeneous Structure Revealed from Large Earthquakes**

Kiyoshi ITO

### **Synopsis**

Source processes of large earthquakes have been well analyzed by using abundant recorded seismic wave and phase data of earthquakes from dense station network with improved observation system in recent years. However, new phenomena still have been obtained and/or hypotheses have been proved, every time of large inland earthquakes. Therefore, we still need continuous observations of earthquakes including various kinds of crustal movements with new improved technique, in particular, observations of large earthquakes, which are rather rare phenomena.

**Keywords:** large earthquake, seismic activity, observation of earthquake, accuracy of hypocenter, seismic reflector