

内陸地震の発生過程の解明

飯尾 能久*

Clarifying the process by which intraplate earthquakes are generated

Yoshihisa Iio*

Abstract

The process by which intraplate earthquakes are generated have been extensively investigated after the 1995 Hyogoken-nanbu earthquake occurred. A reasonable working hypothesis is proposed based on new findings that show the strength of the lower crust is not as weak as believed before. The hypothesis is as follows. The stress on a seismogenic fault is accumulated by the deformation in the lower crust immediately beneath the fault. The deformation is localized in a narrow fault zone and the water coming from the upper mantle is probably related to the localization. Several dense MT measurements and microseismic observations revealed low resistivity and/or low velocity regions beneath earthquake faults that broke recently, active faults or seismic belts. These observations are in good accordance with the hypothesis.

キーワード：内陸地震，応力，下部地殻，断層，水

Key words：intraplate earthquake, stress, lower crust, fault, water

1. はじめに

プレート境界地震 (Interplate earthquake, プレート境界で発生する地震) の発生過程が, プレートテクトニクスの枠組みにより基本的には説明されているのに対して, 内陸地震 (Intraplate earthquake, プレート内部で発生する浅い地震) の発生過程は, まだ十分には解明されておらず,

発生予測を行う上で大きな障害となっている。

内陸地震の発生過程の解明における最大の問題は, 断層に加わる応力がなぜどのように増加するかということが分かっていないことである。沈み込み帯では, 海洋プレートが陸側のプレートを引きずり込むことにより, 2つのプレートの境界にある断層の応力が増加する。しかし, 内陸地震に

* 京都大学防災研究所
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

については、数百年以上の長期にわたって断層の応力が増加する仕組みは、兵庫県南部地震の発生前にはほとんど分かっていなかった。

かつて、海洋プレートが陸側のプレートを引きずり込むことにより、陸側のプレートのひずみが増加し、内陸地震が発生すると素朴に信じられていたことがあった。しかし、このメカニズムでは、プレート境界の大地震の発生により、陸側のプレートのひずみの一部（プレート境界の地震間に増加した部分）が解放されると、内陸の断層の応力も元に戻ってしまい、プレート境界の大地震の発生間隔を超えて、内陸の断層の応力を増加させることは出来ない。さらに、日本列島では、日本海沿岸など、沈み込むプレート境界から遠いところで内陸大地震が多数発生する。上記の素朴な考えに沿うと、直感的には、沈み込むプレート境界に近い方が陸側プレートのひずみが大きく、内陸地震の断層に加わる応力が大きいように思えるが、内陸大地震は、沈み込むプレート境界近傍ではほとんど発生しない。例えば、西南日本において、中央構造線より太平洋側では、マグニチュード7以上の内陸大地震の発生は知られていない。

地震は、一般的には、断層に加わる応力が断層の強度を「超えた」ときに発生する。したがって、地震の発生を予測するためには、断層に加わっている応力が、その強度に対して、どれくらいのレベルまで達しているかを知ることが重要である。しかしながら、地震の震源付近における応力や強度の大きさもよくわかっていないけれども¹⁾、そもそも、内陸地震の断層の応力がどうして増加するのかがよくわかっていないのである。

兵庫県南部地震の発生後、基盤的調査観測と呼ばれる、全国を対象とした高感度・広帯域・強震観測網およびGPS観測網などの定常的な観測網の整備と主要活断層調査が開始されるとともに、地震予知研究等による観測研究が精力的に行われたことにより、地震に関する知見は飛躍的に増大した。内陸地震に関しても、断層近傍の不均質構造やひずみ集中帯の解明など多くの成果が上げられ、それらに基づいて、内陸地震の発生過程に関する新しい仮説²⁻⁴⁾も提案された。この仮説は、

従来は無視されることが多かった断層直下の下部地殻の役割を重視するものであり、上記の問題に答えることが可能である⁵⁻⁸⁾。これにより、断層に加わる応力や強度に基づいて、内陸地震を予測することに道が開かれたものと期待される。本論文では、下部地殻の役割を中心に、近年明らかになった知見やそれらを説明する仮説の概要と問題点および残された課題について紹介する。

2. 下部地殻の性質

2.1 何が問題なのか?

内陸地震の発生過程が未解明だと見なされているのは、陸側プレートの下部地殻の実態に関する共通認識がまだ無いためである。下部地殻は「強い」か「弱い」か？、そこでの変形は一様に拮かっているか断層の深部延長に局所化されているか？、ということが主要な対立点となっている。本節においては、何が問題なのかをまず述べる。

本論文で、下部地殻とは、地殻のほぼ下半分に相当する、地震の発生しない領域のことを指すものとする。Fig. 1の左側に、有馬-高槻構造線に直交する断面に投影した、微小地震の震源分布を示した。微小地震は地殻の上半分、地表から深さ約15kmまでで発生し、それ以深ではほとんど起こっていない。この地域では、深さ15kmにおける温度は300°C程度であると推定されており、それより高温になると岩石は破壊せずに「流動」する傾向にあるため、深部では地震が発生しないと考えられている^{9,10)}。大地震の断層の下端も深さ15km程度であると推定されている。なお、本論文にお

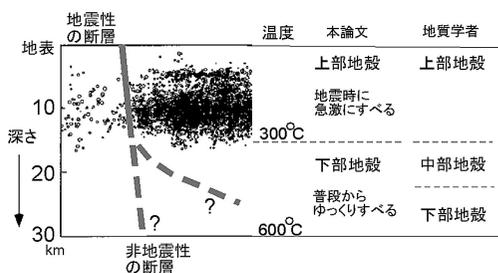


Fig. 1. Vertical cross section of the crust indicating the concepts of upper and lower crusts.

ける下部地殻の定義は、地質学者による使い方とは異なっているので注意されたい。地質学においては、Fig. 1の右側に示すように、地殻を上・中・下部の3つに分けることが普通である。本論文の下部地殻は、彼らの指す中・下部に相当する。

2.2 下部地殻の強度と流動則

問題は、「流動」していると考えられている下部地殻の「強度」である。ここで「強度」とは、媒質が「強い」か「弱い」かを示すパラメータであり、「流動」している物質では、そこで働いているせん断応力のことを指している。下部地殻のせん断応力は、下記の流動則によって記述されるが、ひずみ速度 $\dot{\epsilon}$ がせん断応力 τ のべき乗に比例するため、べき乗型の流動則と呼ばれている¹¹⁾。

$$\tau^n \propto \dot{\epsilon} \exp\left(\frac{H}{RT}\right)$$

n は1～3程度の定数、 H は活性化エンタルピー、 R はガス定数、 T は絶対温度である。 \exp の項は、原子の熱振動などの熱活性化過程を記述するものである。岩石の場合、融点の半分程度以上の高温になると、熱振動が活発になり、非破壊の変形(流動)が顕著になると言われている。

下部地殻内の岩石が様であり(H が深さによらず一定)、ひずみ速度が深さに関係なく一定であるとすると、Fig. 2に示すように、地殻の温度は深く

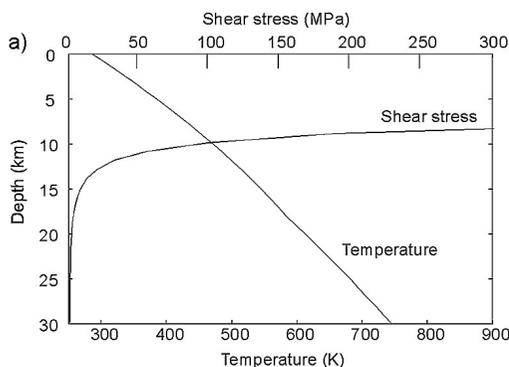


Fig. 2. Vertical profiles of temperature and shear strength of the crust near the Nojima fault⁹⁾.

なるほどほぼ直線的に増加するので、下部地殻に働くせん断応力(下部地殻の強度)は、 $\exp(H/RT)$ の項のために、深さとともに急激に小さくなる。

ここで注意すべきことは、「強度」を表すものとしてせん断応力を採用していることである。媒質の「固さ」(変形のしにくさ)を表す量としては、(有効)粘性係数があり、せん断応力÷ひずみ速度で定義される。(有効)粘性係数ではなく、せん断応力((有効)粘性係数×ひずみ速度)を用いるのは、摩擦が卓越する上部地殻の強度が、摩擦強度(最大せん断応力)で表されるからである。

流動則は、破壊強度以下の応力における金属の変形を記述するために用いられてきたが、地震に関係する分野では、地殻や上部マントルを構成する岩石や鉱物を用いた高温高压の変形実験の結果を説明するのに用いられている。上部地殻を構成する花崗岩について測定された H の値を用い、ひずみ速度を仮定して、上記の式で計算された強度が急激に小さくなる深さと、地震分布の下限がほぼ一致したことから¹⁰⁾、地殻の強度をよく表していると考えられるようになった。

より現実的には、 H は深さによらず一定ではなく、岩石の種類によって変わるので、それを考慮した地殻の強度断面(強度プロファイル)が推定されている¹²⁾。地殻の地震波速度は、一般的には、深くなるほど大きくなることが知られている。P波速度の典型的な値は、上部地殻では6 km/s程度、下部地殻では6.7 km/s程度である(よって、それぞれを花崗岩質層、玄武岩質層と呼ぶこともある)。地震波速度が大きいほど岩石を構成する原子の結合が強いため、融点も高くなる。融点が高いほど高温でも流動しにくくなるため、深いところにある岩石は流動しにくくなる傾向にある。つまり、 H は深くなるほど大きくなる傾向があると考えられる。

2.3 下部地殻が一番弱い?

1980年台頃までに精力的に行われた変形実験結果を用いて、多くの人が地殻および最上部マントルの強度断面を推定した¹²⁾。その結果は、いずれも、下部地殻の強度が最も小さいというものだっ

た。下部地殻を構成すると考えられる鉱物等を用いた実験結果では、上部地殻よりも大きなHが推定されているが、深くなるほど温度が高くなる効果が上回り、強度が小さく推定されたわけである。一方、マントルを構成するかんらん石のHは十分大きな値が推定されたため、最上部マントルの強度は、下部地殻よりも大きくなっている。

これらの強度断面において下部地殻の強度は非常に小さいので、内陸地震の発生を考える際には、その領域は無視できると多くの人は考えた¹³⁾。おそらく、その背景には、地震が発生しないのでそこでの強度は小さいという素朴な直感があったものと想像されるが、地震（不安定すべり）が起こるかどうかは、摩擦のすべり速度依存性（すべり速度が増加したとき摩擦が減少するかどうか？）の問題であり、摩擦強度の絶対値とは必ずしも関係しないはずである。下部地殻を無視すると、最上部マントルは切り離されているので、残るのは断層のある上部地殻だけである。それを弾性体と見なすと、応力の源はプレート境界だけだから、内陸地震の断層に加わる応力を増加させるためには、断層の存在する弾性板を、固着しているプレート境界断層を通して、沈み込むプレートにより「押す」しかなくなる。これが1.で述べた問題の出所であり、この場合には、弾性板のひずみはプレート境界地震の発生により元に戻ってしまうのである。

2.4 修正された強度プロファイル

ところが、最近、下部地殻の強度が最も弱いのではないことが分かってきた。それは、主に、岩石実験の進展、および、実際に起こっている変形から地殻や最上部マントルの変形特性（レオロジーと呼ばれることがある）が直接推定されたことによる。

第一に、岩石実験により、下部地殻における水の存在形態が推定されたことが挙げられる。水が重要である理由は、水が存在すると岩石が流動変形しやすくなるからである¹¹⁾。1980年代頃までに用いられていたHの値の多くは、水で飽和した岩石による実験で得られた値である。しかしなが

ら、様々な温度圧力下における岩石資料の詳しい観察により、厚さ30 km程度の通常の地殻においては、鉱物の結晶間の隙間(poreとかcrackとか呼ばれる)は、下部地殻の温度圧力下では、互いに連結しないことが分かってきた¹⁴⁾。隙間が連結していないと水は浸透することは出来ないので、通常の下部地殻では、浸透によって水が移動することは出来ず、結果として、下部地殻に水は存在しにくいことと考えられる。この実験結果は、熱的な平衡状態にある岩石の観察結果によるものであり、平衡状態にない場合には適用できない。よって、断層帯では変形集中のために、隙間が連結する可能性があり、断層帯のみに、例外的に水が存在する可能性が考えられる。

したがって、下部地殻の全体的な強度を推定する際には、Hとしては、乾燥した鉱物や岩石を用いて推定された値（湿潤状態の値よりも大きい）を用いるべきであり、これにより強度はかなり大きくなると考えられる。さらに、高温高压の岩石変形実験、特に石英や長石を用いる実験での水の扱いは大変難しく、1980年代頃までの測定では、水の含有量のコントロールがうまく行われていないために見かけ上強度が弱くなっている可能性があるということである（Brian Evans, personal communication）。最近の実験結果では、下部地殻を構成していると考えられる鉱物に関するHの値は、上部マントルを構成するかんらん石と同程度かそれ以上に大きく求められている¹⁵⁾。これらの値を用いて推定された下部地殻の強度は、最上部マントルよりも大きい⁵⁾。

第二に、近年、下部地殻の粘性を、何らかの擾乱に対する地球のレスポンスの解析から直接推定することが出来るようになったことが挙げられる。スカンジナビア半島などでは、現在も年間数mm以上の隆起が続いていることがよく知られているが、これは、最終氷河期の氷床が溶けたことによる荷重の除去に対する、マントルの粘弾的なレスポンスによるものである。氷河期の氷床のような1,000kmオーダーの水平スケールを持つ荷重に対しては、鉛直方向にも同程度拡がりを持つ領域のレスポンスが表れるが、逆に、小さいス

ケールの荷重に関しては、浅い部分のレスポンスのみを見ることが出来る。ラスベガス近郊のフーバーダムの貯水に伴う上下変動の解析により、下部地殻と上部マントルの粘性係数が推定されている¹⁶⁾。Fig. 3に示されているように、上部マントルより下部地殻の粘性が大きく、下部地殻を弾性体と仮定してもデータは説明できるというものである。湖の水位変化による推定などでも系統的に同様の結果が得られている。さらに、大地震が発生するとそれによる応力擾乱が発生するので、そのレスポンス（余効変動と呼ばれる）の解析においても調和的な結果が得られている¹⁵⁾。応力 = (有効) 粘性係数 × ひずみ速度であるので、粘性が大ききことは、そこで強度が大ききことを示している。

下部地殻の強度がより大きいのであれば、それを無視する訳にはいかない。内陸地震の発生における下部地殻の役割を考慮する必要があるのである。

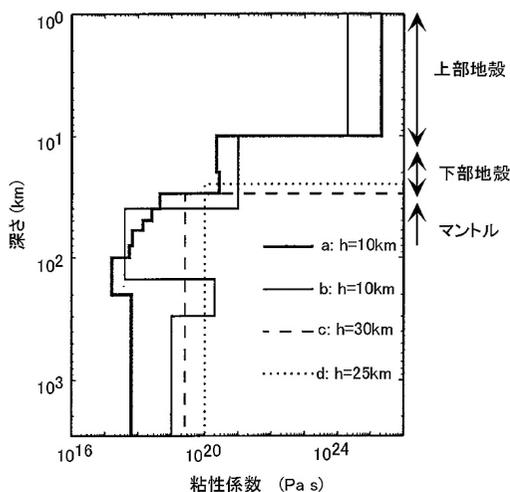


Fig. 3. Vertical profiles of viscosity in the crust and upper mantle inferred from reservoir-induced deformations¹⁶⁾.

2.5 下部地殻の変形は断層の下部延長に局所化しているか？

内陸地震の発生における下部地殻の役割を考慮するとき、第一に思い浮かぶのは、断層の直下

では下部地殻が局所的に「やわらかい」のではないかということだろう。下部地殻内に局所的に「やわらかい」ところがあると、その領域に変形が集中するため、その直上の断層に応力集中が起こると考えられるからである。トンネルを掘削するとその周囲に応力集中が発生するのと似た現象である。実際に、これまでも下部地殻の不均質構造による断層への応力集中の仕組みがいくつか提案されていた。日本では、長野県西部地震や兵庫県南部地震の発生過程に関して、断層の片側のみが存在する下部地殻内の水平に近い低角度の断層のすべりによる応力集中の仕組みが提案されていた^{17,18)}。アメリカのミシシッピー川中流部では、1800年代初め頃に、M8クラスの内陸地震が連続したが、その発生過程に関しても、下部地殻内の低角度の断層を仮定するもの¹⁹⁾や、下部地殻に大規模な「やわらかい」領域を仮定するもの²⁰⁾が提案されていた。ただし、これらのモデルはいずれも不均質構造による応力集中を考えるのだが、内陸地震を定常的に起こす仕組みとはなっていない。

実は、断層を調べている地質学者は、従来から、下部地殻において変形は、延性せん断帯と呼ばれる、ゆっくり変形する断層帯に局所化していることを知っていた²¹⁾。変形が局所化すること、そこでのひずみ速度が周辺より大きいということである。応力が連続であるとする、そこは周辺よりも(有効)粘性係数が小さい、つまり「やわらかい」と考えられる。延性せん断帯は、上部地殻の断層の下部延長であるので、このことは、断層の直下に「やわらかい」ものがあるということである。断層帯に変形が集中する理由はよく分かっていないが、そこに水が存在するためである可能性が指摘されている²²⁾。水が存在する理由については、断層帯が変形しているので水の通路が形成されるためであると説明するわけであるが、どちらが原因でどちらが結果かという問題が気になるところである。

一方、地球物理学者は、下部地殻における変形は一樣に広がっていると考えの人が多かった。典型的な例は、アメリカ中西部ネバダ・ユタ州に拡

がる Basin & Range 地域の地形・地質構造がどうやって形成されたかという問題に表れている (Fig. 4)。Basin & Range 地域は、狭い谷と小さな山脈が交互に繰り返しているが、基本的には、東西への伸張によって形成されたものである。多くの地球物理学者は、伸張において、下部地殻全体が東西に伸びて薄くなると考えた²⁴⁾。一方、地質学者は、下部地殻内の延性せん断帯の変形によって東西の伸張がまかなわれると考えた²⁵⁾。

Basin & Range 地域の問題は完全には決着が付いていないと言われているが、他の地域も含めて、かつて下部地殻にあった延性せん断帯が、現在、地表に露出しているものがある。この場合は、ひからびた「ミイラ」とはいえ、かつては実際に下部地殻に存在した断層帯を観察しているため、事実として重視すべきである。つまり、下部地殻において、変形は断層の深部延長の延性せん断帯に局所化していると考えられる。

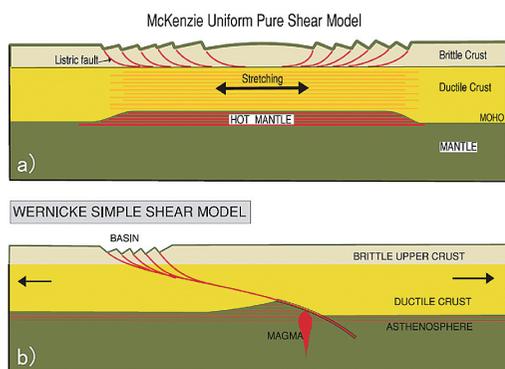


Fig. 4. Comparison between uniform pure shear and simple shear models for the deformation in the lower crust of the Basin and Range province²³⁾.

3. 下部地殻の不均質構造

断層の直下の「やわらかい」ものを示唆する結果は、地球物理的な観測でも系統的に得られている。本節では、個々の断層だけでなく内陸の地震帯や変形集中帯直下の構造についても紹介するが、多くの地域で、直下の下部地殻に、低比抵抗や低速度で特徴づけられる不均質構造が推定され

ている。これが何を反映しているかは一意的には決めることは出来ないが、有力な可能性は、そこでは周囲より水が多いということである。

3.1 比抵抗構造

内陸の下部地殻の不均質構造に関しては、MT 観測により先駆的な結果が得られていた。山陰地方の地震帯では、直下の下部地殻に低比抵抗異常が推定されていた^{26,27)}。同様の結果は、その後日本の各地で得られている。Fig. 5 (a-c) に、東北地方を千屋断層付近で横断する断面²⁸⁾、宮城県北部地震の震源域²⁹⁾、糸魚川-静岡構造線を大町付近で横切る断面³⁰⁾での比抵抗構造を示した。実線あるいは点線で示された断層、あるいは地震分布の下部に、低比抵抗異常が見られる。ただし、図中の断層はいずれも逆断層であると言われているが、低比抵抗領域は、上部地殻の断層を下部地殻へ単純に延長した付近にはなく、むしろ断層の真下にあるように見える。糸魚川-静岡構造線の直下の下部地殻の低比抵抗異常も顕著であるが、低比抵抗異常の領域は、GPSによるひずみ速度の大きい領域³¹⁾と水平位置が良く対応している³⁰⁾。横ずれ断層では、Fig. 5 (d, e) に、能登半島地震および跡津川断層の深部延長付近に低比抵抗が推定されている³²⁾。しかし、最初に上げた山陰地方の地震帯も含めて、断層や地震帯の真下に低比抵抗異常があるというよりは、そこに低比抵抗と高比抵抗領域の境界があるようにも見える。

3.2 地震波速度構造

速度構造については、最近、内陸の断層の直下に系統的に低速度異常が見つかった。Fig. 6 に Hasegawa et al. (2009)³³⁾によりコンパイルされた結果を示した。(a) 宮城県北部地震の震源域では、上部マントルから下部地殻および断層直下の上部地殻へ伸びる低速度異常が推定されている³⁴⁾。これは、沈み込むスラブから脱水した水が、断層直下の下部地殻へ達して、そこを「やわらかく」しているという、Iio et al. (2002)³⁹⁾の予測と調和的である。これは、東北地方の脊梁山地付近で行われた合同観測の成果であるが⁴⁰⁾、(b)~(g) に、近

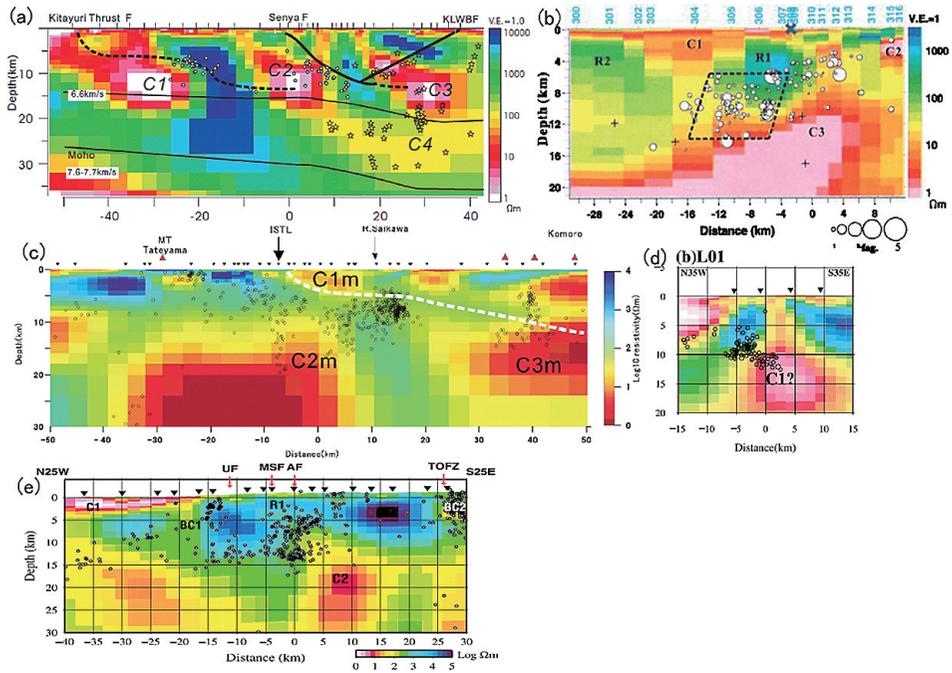


Fig. 5. Vertical cross sections of resistivity structure. (a) Kitakami Lowland western boundary, Senya, and Kitayuri thrust faults²⁸⁾, (b) Northern Miyagi earthquake²⁹⁾, (c) Itoigawa-Shizuoka tectonic line³⁰⁾, (d) Noto peninsula earthquake³²⁾, (e) Atotsugawa fault³²⁾.

年発生した内陸大地震の合同余震観測やHi-net (防災科学技術研究所による)等の高感度定常地震観測網のデータを用いて得られた結果が示されている。ただし、断層直下の下部地殻の不均質構造を推定するためには、深発地震の波形など下部地殻を通ってくる地震波を多数用いる必要があり、観測期間が (一般的には) 短い余震観測では、深部の速度構造は必ずしも求められておらず、これらの結果は、兵庫県南部地震の後に整備された高感度地震観測網によるところが大きい。全国的に展開されたため、どこに大地震が発生しても、関連した速度構造を推定することが可能となったわけである。しかしながら、その観測点間隔は20~30kmのため、この図に示された下部地殻内の不均質構造の空間分解能は10kmより大きくなっており、下部延長にどのように変形が集中しているかなどを明らかにするためには、より高分解能の解析が必要である。そのためには、長期にわたる

稠密観測が大変重要である。

3.3 下部地殻の不均質構造に関連する他の観測結果

3.3.1 ひずみ集中帯

全国に展開されたGPS観測網(GEONET, 国土地理院)により、新潟から神戸にかけてひずみ速度の大きな領域があることが見出された³¹⁾。これは、明治以来約100年にわたって行われてきた三角・三辺測量結果の解析により、おぼろげに見えていたもの⁴¹⁾を半年程度のデータでより明瞭に確認したものである。このようにGEONETによるデータは、内陸地震の発生機構の解明において重要な役割を果たしている。なお、GEONETに加えて独自の観測データを用いることにより、東北地方においてもひずみ集中帯があることが指摘されている⁴²⁾。

Iio et al. (2002)³⁹⁾は、Fig. 7に示すように、Utada

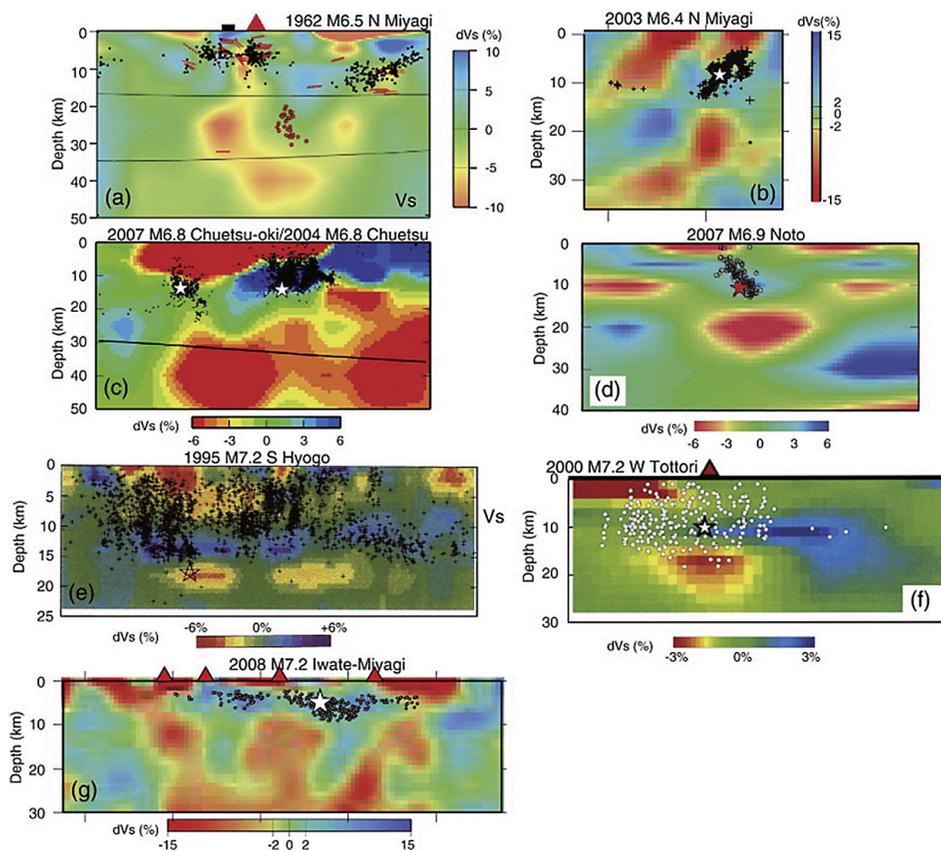


Fig. 6. Vertical cross sections of seismic velocity in the source areas of recent large intraplate earthquakes in Japan³³⁾. (a) 1962 N Miyagi³⁴⁾, (b) 2003 N Miyagi³⁵⁾, (c) Niigata-Chuetsu and Niigata-Chuetsu-oki³⁶⁾, (d) Notohanto-oki, (e) S Hyogo (Kobe)³⁷⁾, (f) W Tottori³⁸⁾, and (g) Iwate-Miyagi³⁵⁾.

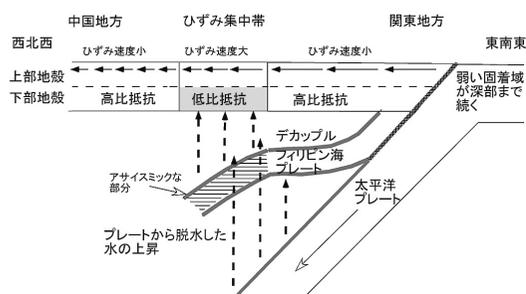


Fig. 7. Schematic illustration of the nature of the concentrated deformation along the Niigata-Kobe tectonic zone³⁹⁾.

(1987)⁴³⁾による中部地方の比抵抗構造と塩崎(1993)²⁶⁾による中国地方のそれとの比較から、新潟-神戸歪集中帯の直下の下部地殻には水が多いことを予測していたが、Nakajima & Hasegawa (2008)³⁶⁾は、糸魚川-静岡構造線より西側では、新潟-神戸歪集中帯付近の下部地殻に、顕著な低速度異常が存在することを見出した。特に、重要な点は、P波とS波の速度比が大きくないことであり、このことは、速度異常がマグマではなく、水によることを示唆している。この不均質構造の空間スケールは幅数十 km 以上の大きなものであり、推定された速度値の信頼性は高いと考えられる。速度構造以外にも、そこでは地震波の減衰が大きいことが推定されている⁴⁴⁾。減衰構造は、下

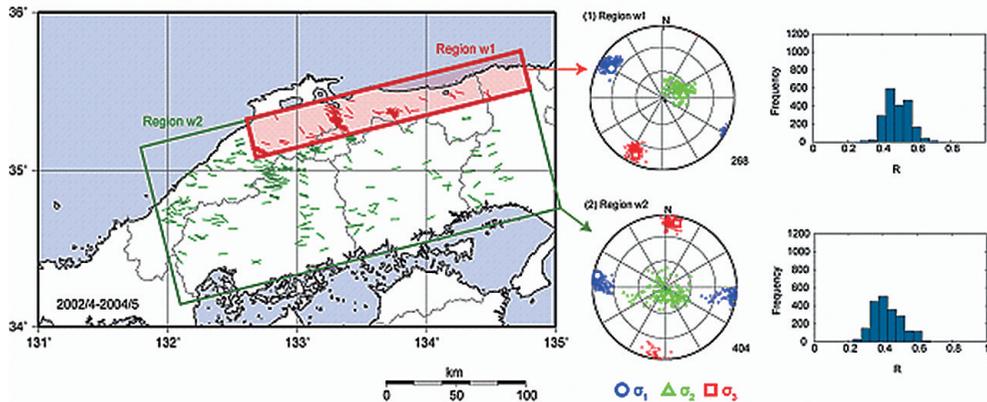


Fig. 8. Rotation of the direction of the maximum compressional stress near the seismic belt along the Japan Sea coast in the Chugoku district⁵¹⁾. Left: distribution of P-axis azimuth. Results of stress inversions, principal stress axes (Center) and stress ration (Right).

部地殻でどのようなミクロなプロセスが起きているのか調べるために有効であると考えられ、今後の進展が期待される。

新潟-神戸歪集中帯とその周辺では、内陸大地震も多数発生している。下部地殻の不均質構造に起因して地殻のひずみ速度が大きくなること、さらに、おそらく、その不均質構造が大地震の発生にも関係していることが示唆された意義は大変大きいと考えられる。

新潟-神戸歪集中帯の成因に関しては、他にも色々なモデルが提案されているが、(1)プレート境界である^{45,46)}、(2)陸側プレートの内部変形集中帯である^{2-4,39,47,48)}という2つの異なった見方がある。また、そこでは永久変形は大きくなく、プレート境界の巨大地震の発生によってひずみは解放されるという異なった見方もある⁴⁹⁾。プレート境界であるためには、両側のプレートがブロック的な運動をする必要がある。言い換えれば、変形をプレート境界に局所化する仕組みが必要であり、沈み込み帯では、沈み込んでいる海洋プレートがその仕組みをになっている。新潟-神戸歪集中帯においては、そのような仕組みは明らかではなく、それがプレート境界とは考えにくいと思われるが、詳しくは、飯尾・他(2006)⁵⁰⁾を参照されたい。

3.3.2 応力集中

下部地殻内の局所的に「やわらかい」ところの直上の断層に実際に応力集中が起こっていることを示唆するデータも得られている。鳥取県西部地震や山陰地方の地震帯における、合同地震観測のデータを用いた応力場の推定により、Fig. 8に示すように、山陰地方の地震帯において、周辺より最大主圧縮応力軸の向きが数十度時計回りに回転していることが推定された⁵¹⁾。これは、地震データから応力逆解析プログラム⁵²⁾を用いて推定されたものである。応力逆解析では通常は応力の絶対値を求めることは出来ないが、鳥取県西部地震の余震域では、地震すべりによる効果を考慮して、絶対応力の推定にも成功している⁵³⁾。推定された絶対応力の値を活用し、地震帯直下の下部地殻に「やわらかい」領域を仮定して、有限要素法により最大主圧縮応力軸の回転も、定性的には再現されている⁵¹⁾。しかも、地震帯に沿って、上部地殻に「やわらかい」ものがあるという仮定では観測結果を説明できないことも推定されている。山陰地方の地震帯のデータは、下部地殻の不均質構造の変形による応力集中というシナリオを支持している。同様の結果は、より小さなスケールであるが、長野県西部地震の震源域でも見られている⁵³⁾。

4. 内陸地震の発生過程の定量的なモデル

これまで述べたように、内陸の断層直下の下部地殻の不均質構造に関する知見が集まりつつある。それら不均質構造の変形により、断層に応力集中が発生するという定性的なモデルを、内陸地震の発生過程を記述する定量的な物理モデルへ upgrade することが、内陸地震の発生予測にとって極めて重要である。3.において、有限要素法等によるモデルをいくつか紹介したが、いずれも、応力集中やひずみ速度の集中に関するモデルであり、地震サイクル(断層に加わる応力の増加、地震の発生と応力降下、断層の強度回復と再度の応力増加という一連の過程)の一部だけを取り扱ったものであり、内陸地震の発生等を含んでいないことが問題である。以下においては、この点を考慮したモデルについて紹介する。

4.1 脆性-塑性相互作用モデル

最初に、内陸地震の発生等を含んでいないと、どういう不都合があるかについて簡単に述べる。Hyodo & Hirahara (2003)⁽⁴⁸⁾による新潟-神戸歪集中帯の有限要素モデルでは、下部地殻に Weak Zone と呼ばれる周囲より「やわらかい」(粘性の低い)領域が仮定されている。粘性の値は最上部マントルと同じ程度の小さな値に設定されているので、内陸地震の発生間隔程度の時間スケールでは、応力緩和を起こすと考えられる。つまり、それより長い時間では、下部地殻の Weak Zone と最上部マントルは(せん断)応力を解放してしまうわけである。逆にいうと応力を支えていないので、無いものとして無視しても良いと考えられる。したがって、このモデルでは、ひずみの集中は、弾性的な上部地殻の厚さの違いによって引き起こされる。つまり、薄い弾性板を横から圧縮する際、板の厚さの違いによってひずみの大きさが決まるというモデルである。その場合、新潟-神戸歪集中帯では、周囲に比べてひずみ速度は1桁程度大きいから、これを説明するためには、新潟-神戸歪集中帯における上部地殻の厚さが、周囲の10分の1程度である必要があるが、これは常識的にはあり得ない設定である。また、このモデ

ルでは、下部地殻や最上部マントルの応力緩和を起こすために十分に長い時間プレートを押し続けること、つまり、プレート境界の大地震の発生間隔が長いことが必要であり、これも現実的ではない仮定となる。

そこで、内陸地震の発生を考慮したモデルが必要となる。Fig. 9 (a, b) に示すような、バネ-ダッシュポット-スライダ-要素を組み合わせた簡単なモデルによる、内陸地震の発生過程のシミュレーションが行われた⁽²⁻⁴⁾。下部地殻は流動するので、ダッシュポットと呼ばれる、加えられた応力に比例するひずみ速度を持つ要素で表される。断層の深部延長の延性せん断帯は、周辺に比べて千分の1の粘性を持つように仮定された。断層はスライダ-要素で表され、ある大きさ以上の応力が加わると、すべて応力を解放する。上部マントルは内陸地震の発生間隔程度の時間スケールでは流動して応力緩和するので、無視することが出来る。陸側プレートは、プレート境界において沈み込む海洋プレートに接しており、そこにプレート境界地震の断層に対応する別のスライダ-が置かれている。

Fig. 9 (c) に示されているように、海洋プレートの沈み込みにより、プレート境界の断層および内陸地震の断層の両方の応力が増加して行く。プレート境界地震の断層に加わる応力が断層の強度を越えると、プレート境界地震が発生し始める。すると、(ここが一番のポイントであるが)長期的に見ると、陸側プレートは応力一定で保持されるので、これ以上「押し縮められることはなく」、下部地殻は応力緩和を起こし始める。つまり、下部地殻のダッシュポットの変形が進み、そこ(SP1)で応力が解放され、その分、直上のスライダ- (SP4)に加わる応力が増加する。ダッシュポットが完全に応力緩和してしまう前に、断層の応力が強度を越えると、内陸地震が発生する。以下、このプロセスが繰り返され、内陸地震が周期的に発生することになる。

Fig. 9 (d, e) では、プレート境界地震の発生間隔が100年程度であるのに対して、内陸地震の発生間隔はずっと長くなっている。内陸地震の発生

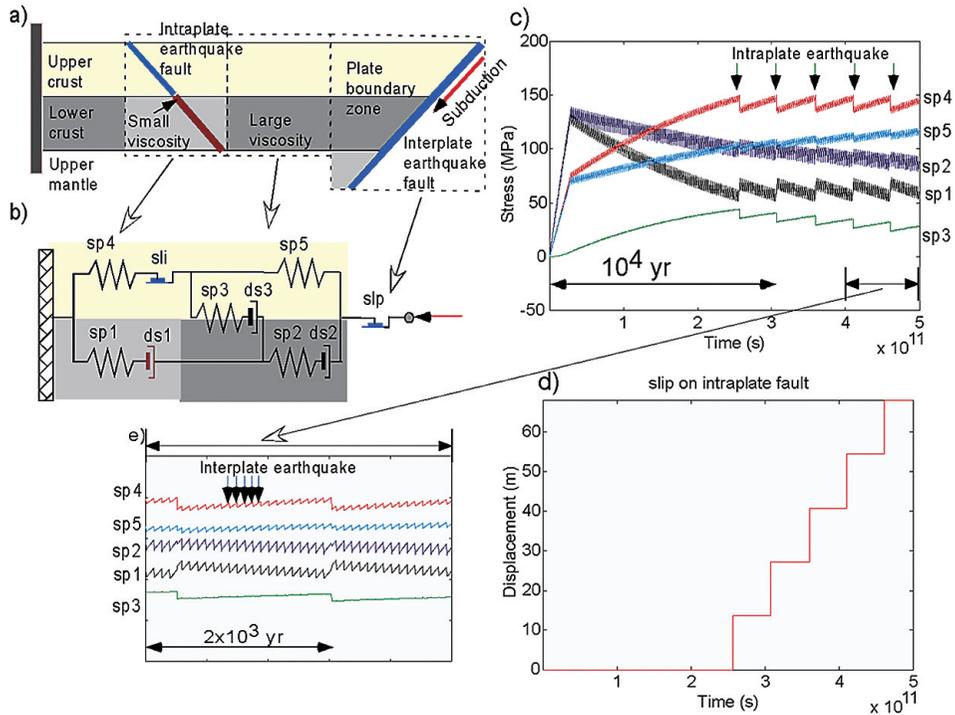


Fig. 9. (a) Arrangement of intraplate and interplate earthquake faults. (b) Spring-Slider-Dashpot element model for the generating process of intraplate earthquakes. (c) Stress changes in time in the inland crust. (d) Displacement of the intraplate earthquake fault. (e) Stress changes in time for a smaller period.

間隔は、断層直下の下部地殻の応力緩和の速さに依存する。粘性が大きい場合、内陸地震の発生間隔は、プレート境界地震よりもずっと長くなるのである。当然ながら、延性せん断帯の直上で応力集中が発生するので、それがプレート境界から離れたところであれば、そこで内陸大地震が発生する。このモデルにより、1. でのべた問題点を解決することが出来る。

5. おわりに

兵庫県南部地震の後の進展により、有力な作業仮説が提案され、内陸地震を予測することに道が開かれたと1節で述べた。この説は、まだ定説というほど認知されておらず、今後、精力的に検証を進めることが重要である。それが正しいならば、定性的なモデルを定量的なものへと upgrade することにより、発生予測を現実のものにできる

と期待される。

3.1 および3.2節において、地震波速度・比抵抗構造に表れた下部地殻の不均質構造について紹介した。低速度異常は近年発生した内陸地震について系統的に見つかっており³³⁾、注目される知見である。ところで、Fig. 6に示されたのは、大地震の発生前後の比較的短い期間のデータから得られたものがほとんどである。速度構造が、地震サイクルの中で変化するのかわからないのは、重要な課題である。もし、それが顕著に時間変化するならば、内陸大地震の長期予測に役立つ可能性があるからである。新潟県中越地震の余震分布の断面図が特異な「お椀型」をしていることから、Iio et al. (2009)⁵⁴⁾は、震源断層の中央部直下だけに、非常に「やわらかい」領域があること、そして、「やわらかい」領域の拡がりに限られていたため、地震の破壊が大きく拡がらなかったと推定した。活断

層調査により、十日町断層帯では、新潟県中越地震よりも大きな「固有規模」の地震があることが明らかになっている⁵⁵⁾。このことは、下部地殻の「やわらかい」領域の拡がり時間が時間的に変化する可能性を示唆している。

3.3節において、「やわらかい」領域の変形によって考えられる断層への応力集中について紹介した。Fig. 9に示されているように、断層の応力は時間とともに増加するはずである。Fig. 9は簡単な概念モデルであるが、現実の断層では、桑原(2004)⁵⁶⁾が述べているように、断層周辺の主応力軸の方位分布が時間変化する可能性があり、それを捉えて長期的な予測を行える可能性もある。

ただし、内陸地震の再来間隔は非常に長いいため、特定の断層に着目して、時間変化を追うことは現実的ではない。そこで、最新の大地震からの経過時間の異なる断層について比較を行うことが重要となる⁵⁷⁾。その場合、地震波速度・比抵抗構造の変化を捉えるためには、構造の分解能を格段に上げる必要があるだろう。また、断層周辺の応力場については、地震のデータを活用することが主になると思われるが、主応力軸の方位分布が求められているのは、上記で紹介した以外では、最近の大地震の余震など限られた例に過ぎない。今後、観測点を飛躍的に増やして、できるだけ長期間にわたって観測を継続することが重要であろう。幸いにして、満点計画と呼ばれる、地震観測点を飛躍的に増加させる試みが始まっており、この考えに基づいて、実際にも観測点の設置が始まっている。

地殻の構造は不均質であり、そのために断層や地震の実体が見えにくく、現象の解明を阻んでいる。しかしながら、その不均質そのものが、内陸地震発生において本質的であることは確かなようである。したがって、不均質構造の解明が進むかどうか内陸地震の発生予測を進める上で鍵となる。これは困難な課題のように思えるが、逆に、地殻が均質であったら、地震の発生予測は極めて困難なものになりそうである。というのは、ガラスなど均質な物質の破壊の予測が難しいことはよく知られているからである。不均質構造の解明に

おいて、地球物理学的なデータは、基本的に深部における分解能が悪くなる。そのため、断層深部の構造や物性の解明においては、地質学、物質科学的なアプローチや岩石変形実験等を組み合わせることが重要である。

不均質構造および断層の応力や強度の解明に基づき定量的なモデルを構築することが重要である。そして、モデルに基づくシミュレーション結果を、実際のデータと比較して、モデルを修正・高度化して行くことが今後の課題であると考えられる。比較すべきデータとしては、活断層の活動履歴の調査結果や地形・地質構造の時間変化などが挙げられる。上部地殻における変形には、地震以外のもの、つまり、非地震性の変動が含まれていると考えられる。新潟県中越地方などで見られる活褶曲が典型的なものであるが、これらについても、その実態はよく分かっていない¹⁸⁾。例えば、飛騨山脈は日本の内陸で一番高度が高い地域であるが、その両側とも山を持ち上げるような逆断層は知られておらず、どうして高度が高いのかは大きな謎となっている。そして、上部地殻の非弾性変形は、それにより周辺に応力集中を起こす可能性があることから、重要な現象である⁵⁸⁾。地震以外の変動も含めて、生起している現象の全容を解明することが必要である。

文 献

- 1) 飯尾能久: 地殻応力測定の意味, 月刊地球, Vol. 26, pp. 2-12, 2004.
- 2) Iio, Y., T. Sagiya and Y. Kobayashi: Origin of the concentrated deformation zone in the Japanese Islands and stress accumulation process of intraplate earthquakes, *Earth Planets Space*, Vol.56, pp.831-842, 2004a.
- 3) Iio, Y., T. Sagiya and Y. Kobayashi: What controls the occurrence of shallow intraplate earthquakes?, *Earth Planets Space*, Vol.56, pp.1077-1086, 2004b.
- 4) Iio, Y., T. Sagiya, N. Umino, T. Nishimura, K. Takahashi and T. Homma: A comprehensive model of the deformation process in the Nagamachi-Rifu Fault Zone, *Earth Planets Space*, Vol. 56, pp. 1339-1346, 2004c.

- 5) 飯尾能久・小林洋二：内陸大地震の発生の仕組み，科学，Vol.73, No.9, pp.1012-1019, 2003.
- 6) 飯尾能久・小林洋二：内陸地震発生の仕組み－応力蓄積過程を中心に－，月刊地球，号外46, pp.31-51, 2004.
- 7) 飯尾能久：内陸地震の発生過程，地震Ⅱ，第61巻特集号，S365-S378, 2009a.
- 8) 飯尾能久：内陸地震はなぜ起こるのか？，近未来社，2009b.
- 9) 小林洋二：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表熱流量の関係，地震予知シンポジウム（1976），pp.184-193, 1977.
- 10) 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, pp.223-250, 1990.
- 11) 唐戸俊一郎：レオロジーと地球科学，東京大学出版会，2000.
- 12) Kirby, S.H. and Kronenberg : Phology of the lithosphere: Selected topics, *Review of Geophysics*, Vol.25, pp.1219-1244, 1987.
- 13) 佐藤比呂志・平田 直：内陸大規模地震の震源断層を探る，科学，Vol.70, pp.58-65, 2000.
- 14) Yoshino, T., K. Mibe, A. Yasuda and T. Fujii: Wetting properties of anorthite aggregates: Implications for fluid connectivity in continental lower crust, *J. Geophys. Res.*, 107(B1), 2027, doi:10.1029/2001JB000440, 2002.
- 15) Bürgmann R. and G. Dresen : Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol.36, pp.531-567, 2008.
- 16) Kaufmann, G. and F. Amelung: Reservoir-induced deformation and continental rheology in vicinity of Lake Mead, Nevada, *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, No.16, pp.341-16, 358, 2000.
- 17) 飯尾能久：地震発生域の応力場と強度－内陸直下型地震のダイナミクスの解明－，地質ニュース，Vol.488, pp.33-36, 1995.
- 18) 飯尾能久：兵庫県南部地震の発生過程－断層の固着とディタッチメントのすべり－，地震2，49, pp.103-112, 1996.
- 19) Stuart, W.D., T.G. Hildenbrand and R.W. Simpson: Stressing of the New Madrid seismic zone by a lower crust detachment fault, *J. Geophys. Res.*, Vol.102, No.27, pp.623-27, 633, 1997.
- 20) Kenner, S. and P. Segall: A mechanical model for intraplate earthquakes: Application to the New Madrid, *Science*, Vol.289, pp.2329-2332, 2000.
- 21) Sibson, R.H.: Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, London 133: pp.191-214, 1977.
- 22) Kronenberg, A.K., P. Segall and G.H. Wolf: Hydrolytic weakening and penetrative deformation within a natural shear zone, A.G. Duba, W.B. Durham, J.W. Handin and H.F. Wang (Ed.), *The brittle - ductile transition in rocks* (The heard volume), *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, Vol.56, pp.21-36, 1990.
- 23) Tarney, J., Plate Tectonics Lecture 4: Continental Margin Subsidence, (<http://www.le.ac.uk/gl/art/pdffdocs/sediment.pdf>), Jan. 10th, 2010.
- 24) Mckenzie, D.P.: Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.40, pp.25-32, 1978.
- 25) Wernicke, B.: Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature* 291, pp.645-648, 1981.
- 26) 塩崎一郎：中国・四国地方の電気比抵抗構造に関する研究，神戸大学博士論文，1993.
- 27) 塩崎一郎・大志万直人：山陰地方東部の深部比抵抗構造探査の意義，月刊地球，Vol.22, No.1, pp.22-28, 2000.
- 28) Ogawa, Y., M. Mishina, T. Goto, H. Satoh, N. Oshiman, T. Kasaya, Y. Takahashi, T. Nishitani, S. Sakanaka, M. Uyeshima, Y. Takahashi, Y. Honkura and M. Matsushima : Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.28, pp.3741-3744, 2001.
- 29) Mitsuata, Y., Y. Ogawa, M. Mishina, T. Kono, T. Yokokura and T. Uchida: Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.28, pp.4371-4374, 2001.
- 30) Ogawa, Y. and Y. Honkura: Mid-crustal electrical conductors and their correlations to seismicity and deformation at Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, *Earth Planets Space*, Vol.56, pp.1285-1291, 2004.

- 31) Sagiya, T., S. Miyazaki and T. Tada: Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geoph.*, Vol.157, pp.2303–2322, 2000.
- 32) Yoshimura, R., N. Oshiman, M. Uyeshima, Y. Ogawa, M. Mishina, H. Toh, S. Sakanaka, H. Ichihara, I. Shiozaki, T. Ogawa, T. Miura, S. Koyama, Y. Fujita, K. Nishimura, Y. Takagi, M. Imai, R. Honda, S. Yabe, S. Nagaoka, M. Tada and T. Mogi: Magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (Mj6.9), Central Japan, *Earth Planets Space*, Vol.60, No.2, pp.117–122, 2008.
- 33) Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Uchida, T. Okada, D. Zhao, T. Matsuzawa and N. Umino: Plate subduction, and generation of earthquakes and magmas in Japan as inferred from seismic observations: An overview *Gondwana Research*, Vol.16, pp.370–400, 2009.
- 34) Nakajima, J. and A. Hasegawa : Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution, *J. Volcnol. Geothermal. Res.*, Vol.127, pp.1–18, 2003.
- 35) Okada, T., N. Umino and A. Hasegawa: Group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008, Inhomogeneous seismic velocity structure in and around the fault plane of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008. 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, 2008 Fall meeting, 2008.
- 36) Nakajima, J. and A. Hasegawa: Existence of low-velocity zones under the source areas of the 2004 Niigata-Chuetsu and 2007 Niigata-Chuetsu-Oki earthquakes inferred from travel-time tomography. *Earth Planets Space*, Vol.60, pp.1127–1130, 2008.
- 37) Zhao, D. and H. Negishi: The 1995 Kobe earthquake: Seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation, *J. Geophys. Res.*, 103(B5), pp.9967–9986, 1998.
- 38) Zhao, D., H. Tani and O.P. Mishra: Crustal heterogeneity of the 2000 western Tottori earthquake region: effect of fluids from slab dehydration, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 145, pp. 161–177, 2004.
- 39) Iio, Y., T. Sagiya, Y. Kobayashi and I. Shiozaki: Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.203, pp.245–253, 2002.
- 40) Iwasaki, T., W. Kato, T. Moriya, A. Hasemi, N. Umino, T. Okada, K. Miyashita, T. Mizogami, T. Takeda, S. Sekine, T. Matsushima, K. Tashiro and H. Miyamachi: Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.28, pp.2329–2332, 2001.
- 41) 橋本 学: 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度 (1): 本州・四国・九州, *地震* 2, 43, pp. 13–26, 1990.
- 42) 佐藤俊也・三浦 哲・立花憲司・佐竹義美・長谷川 昭: 稠密 GPS 観測網により観測された東北奥羽脊梁山地の地殻変動, *地震*, 第 2 輯, 55, pp. 181–191, 2002.
- 43) Utada, H.: A direct inversion method for 2 dimensional modeling in the geomagnetic induction problem, D.Sc. Thesis, the university of Tokyo, Tokyo, 1987.
- 44) Jin, A. and K. Aki: High-resolution maps of coda Q in Japan and their interpretation by the brittle-ductile interaction hypothesis. *Earth Planets Space*, Vol.57, pp.403–409, 2005.
- 45) Shimazaki, K. and Y. Zhao: Dislocation model for strain accumulation in a plate collision zone, *Earth Planets Space*, Vol.52, pp.1091–1094, 2000.
- 46) Miyazaki, S. and K. Heki: Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, Vol.106, pp.4305–4326, 2001.
- 47) Mazzotti, S., X. Le Pichon and P. Henry: Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kurile subduction zones: An analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS, *J. Geophys. Res.*, Vol.105, pp.13159–13177, 2000.
- 48) Hyodo, M. and K. Hirahara: A viscoelastic model of interseismic strain concentration in Niigata-Kobe Tectonic Zone of central Japan, *Earth Planets Space*, Vol.55, pp.667–675, 2003.

- 49) Yamasaki, T. and T. Seno: High strain rate zone in central Honshu resulting from the viscosity heterogeneities in the crust and mantle, *Earth Planet.Sci. Lett.* Vol.232, pp. 13-27, 2005.
- 50) 飯尾能久・松本 聡・松島 健・植平賢司・片尾 浩・大見士朗・澁谷拓郎・竹内文朗・西上欽也・Bogdan Enescu・廣瀬一聖・加納靖之・儘田 豊・宮澤理稔・辰己賢一・和田博夫・河野裕希・是永将宏・上野友岳・行竹洋平：2004年新潟県中越地震の発生過程－オンライン合同余震観測結果から－, *地震* 2, 58, pp.463-475, 2006.
- 51) Kawanishi, R., Y. Iio, Y. Yukutake, T. Shibutani and H. Katao: Local stress concentration in the seismic belt along the Japan Sea coast inferred from precise focal mechanisms: Implications for the stress accumulation process on intraplate earthquake faults, *J. Geophys. Res.*, 114, B01309, doi:10.1029/2008JB005765, 2009.
- 52) Horiuchi, S., G. Rocco and A. Hasegawa: Discrimination of fault planes from auxiliary planes based on simultaneous determination of stress tensor and a large number of fault plane solutions, *J. Geophys. Res.*, Vol.100, pp.8327-8338, 1988.
- 53) Yukutake, Y., Y. Iio, H. Katao and T. Shibutani: Estimation of the stress field in the region of the 2000 Western Nagano Earthquake: Using numerous aftershock focal mechanisms, *J. Geophys. Res.*, 112, B09306, doi:10.1029/2005JB004250, 2007.
- 54) Iio, Y., Shibutani, T., Matsumoto, S., Katao, H., Matsushima, T., Ohmi, S., Takeuchi, F., Uehira, K., Nishigami, K., Miyazawa, M., Enescu, B., Hirose, I., Kano, Y., Kohno, Y., Tatsumi, K., Ueno, T., Wada, H., and Y. Yukutake: Precise aftershock distribution of the 2004 Mid-Niigata prefecture earthquake — Implication for a very weak region in the lower crust, *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol.172, pp.345-352, 2009.
- 55) 地震調査委員会：六日町断層帯の長期評価について, 平成21年6月22日, 2009.
- 56) 桑原保人：内陸活断層応力場の新しい評価手法の確立に向けて地質ニュース597号, pp.10-16, 2004.
- 57) 池田隆司・飯尾能久・小村健太郎：活断層の応力測定について, 月刊地球号外, 21, pp.91-96, 1998.
- 58) 長谷川昭・中島淳一・海野徳仁・三浦 哲・諏訪謡子：東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, *地震*, 第2輯, 56, pp.413-424, 2004

(投稿受理：平成22年2月22日)