

内陸活断層応力場の新しい評価手法の確立に向けて

桑原保人¹⁾²⁾

1. はじめに

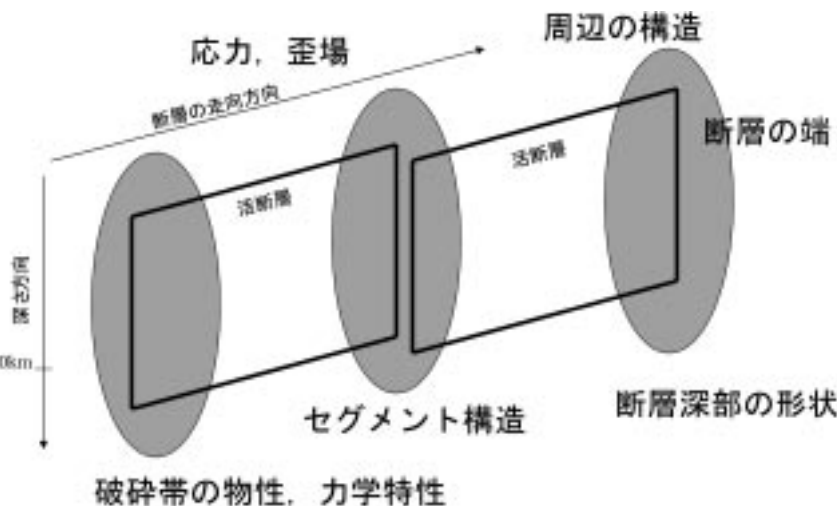
2003年に発生した地震の中では、5月の宮城県沖地震、7月の宮城県北部地震、9月の十勝沖地震、海外では12月26日のイランでの地震の記憶が生々しい。日本各地で発生する地震は大きく分けると2003年9月26日の十勝沖地震のように海溝沿いのプレート境界で発生する地震と1995年兵庫県南部地震や2000年鳥取県西部地震のように海溝から離れた内陸部で発生する内陸地震に分けられる。一般に海溝沿いの地震の発生間隔は数十年から百年程度と比較的短く、過去の地震の活動履歴のデータを元に統計的手法から導かれる地震発生長期予測の精度は数十年である。2003年9月の十勝沖地震は、地震調査研究推進本部(2003)によって2003年1月1日を起点にした10年以内の発生確率は10-20%、30年以内で60%程度と予測されていた地震であった。この長期予測と実際に発生した地震に関する詳しい評価は今後の議論を待つことになるであろうが、海溝で発生する地震の時期や規模の予測精度に関してはある程度実用的になってきていると言えるのではないだろうか。

一方、内陸地震に関しては特定の断層における地震の発生間隔は一般に千年以上と言われており、断層の活動履歴のデータに基づく地震発生長期予測の精度は数百年程度でしかない。数百年とい

う予測精度は私たちの生活周期に比べあまりに長く、実用上問題を抱えていると言わざるを得ないであろう。内陸地震についてのこのような現状を改善し、社会に役立つような精度で発生予測が出来ないかとの期待は大きい。このような中で、私たちの研究グループでは内陸活断層が現在どのような状態になっているかを調べることで内陸地震の発生予測精度が向上できるのではないかと、この観点から活断層の地下深部の構造や活断層近傍の応力場を解明するための研究を行っている。ここでは、本特集号の出版にあたって内陸地震の発生予測精度の向上のための産業技術総合研究所(産総研)地球科学情報研究部門の取り組みの一部を紹介するとともに、特に内陸活断層の応力場について今後の研究の展望を述べたい。

2. 内陸活断層システムの研究

第1図は内陸活断層の現在の状態を表現するために



第1図 内陸活断層システムの研究に考慮しなければならない要素群。

1) 産総研 地球科学情報研究部門
2) 現在:産総研 地質情報研究部門

キーワード:内陸地震, 活断層, 応力場, 断層端, 断層深部構造, 微小地震メカニズム, S波異方性, 応力測定, 地震予知, 活断層評価

めに考慮しなければならない要素群を模式的に示したものである。大地震を発生させる活断層を想定し、深さ方向には地震発生深度の下限を想定し、およそ10-20kmまでの領域を考える。また、活断層のセグメント構造も想定してある。活断層の活動予測を行うためには少なくともここにあげた個々の要素について定量的に評価して行き、最終的にはこれらを全て取り入れたシステムとして活断層を考察していく必要がある。以下に、それぞれの要素に対する我々の研究上の考え方をまとめる。

a) 断層の端：内陸活断層をプレート境界地震と比較した時の着目すべき特徴の一つは断層の端に関する取り扱いであろう。すなわち、プレート境界地震では1つの大地震の破壊領域に隣接する領域で地震が続発する場合が多い。これは、破壊領域の端に応力集中が起こり、次に、隣接する領域がこの応力集中により比較的短時間の内に破壊すると考えられる。言い方を変えれば、破壊領域の端での応力集中は隣接する地震の破壊により解消されていることになる。一方、内陸地震の方は地震が隣接領域で続発することはあまり知られていない。そして日本列島に分布する活断層には端が明瞭に存在するものがほとんどである。また、活断層の繰り返しの活動による累積変位量Dと活断層の長さLの比D/Lは日本の横ずれ活断層の場合、およそ 10^{-1} に達しており、断層端における歪量は岩石が弾性を示す限界歪をはるかに超えている(松田, 2000)。松田(2000)は、内陸活断層の端では岩石の流動変形が起こり断層端の応力集中が解消されているとしている。次章以後で詳しく述べるが、断層端でどのように応力集中が解消されて行くのかを解明することが現在の活断層の状態を表現し、さらには活動予測精度を向上させる上で非常に重要なことと考えられる。現在、断層端での応力集中について、我々は地震観測による断層端の詳細な構造調査、亀裂分布の把握、発生する微小地震のメカニズム解の決定、3成分ボアホール歪計による長期連続観測等の方法を用いて取り組んでいる。

b) 応力、歪場：内陸活断層でなぜ地震を発生させる応力が蓄積していくかは、現在の国のいわゆる地震予知研究計画「地震予知のための新たな観測

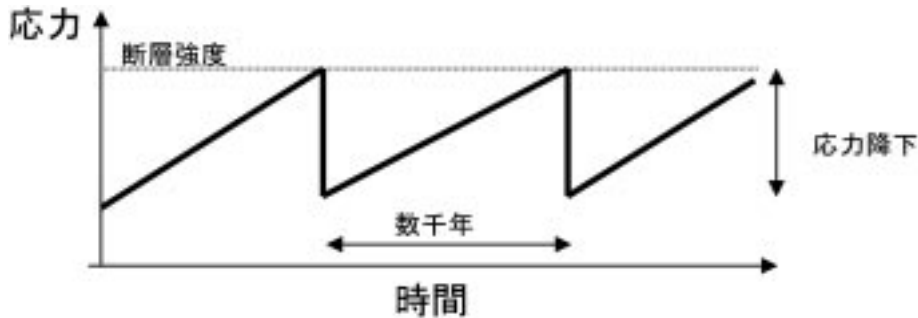
研究計画の推進について(建議)」の中で重要課題として取り上げられ、また2004年4月から始まる第2次の同計画でも同様に位置づけられ、総合的な観測計画が検討されている(科学技術・学術審議会, 2003)。断層周辺の応力場については断層端での応力集中の問題と合わせて、次章以後で我々の考え方を詳しく紹介する。

c) 破碎帯の性状、物性、力学特性：断層の活動予測を行う上で、地下深部での断層破碎帯の形態、性状、物性、力学特性を把握しておくことは不可欠である。断層帯の形態、物質科学的な性状については本特集号の藤本の記事、物性、力学特性については増田による高温高压実験からのアプローチの紹介記事を参照していただきたい。また、現在の活断層深部に存在する断層破碎帯の物性については、断層トラップ波と呼ばれる特殊な地震波を使い、地下深部での破碎帯の幅、破碎帯のもつ地震波速度、減衰定数Q値の推定が可能である(例えば、Kawahara and Ito, 2002; Mamada *et al.*, 2002, 2004)。

d) セグメント構造：伊藤ほか(1998)で述べた様にセグメント構造は地震の破壊の開始、マルチプルショック等の複雑な断層運動の破壊過程、破壊停止に密接に関係していることが多くの観測事例により示されている。活断層のセグメント境界の物性、形態、応力状態を観測から明らかにする必要がある。我々は断層端での観測研究と同様の手法を用いて検討している。

e) 断層深部形状、周辺構造：断層全体のマクロなモデル化に必要な情報となる。また、地震発生時にどの場所でどの程度の揺れになるかを予測する強震動予測においてもきわめて重要である。これについては、大規模な反射法や散乱法により活断層深部の形状を明らかにする試みを行っている(例えば、Sato *et al.*, 2002; Imanishi *et al.*, 2002)。さらに断層周辺の構造に関しては、稠密な観測データを用い、地震波トモグラフィーや屈折法探査等の手法を用いた取り組みを計画している。

以上、内陸活断層システムを重要と思われる要素に分け、それぞれの要素に対する我々の取り組み方を紹介して来た。以下の章では、a)、b)の問題についてさらに詳しく述べたい。



第2図 断層面上の応力の時間変化。

3. 断層にかかる応力に関する研究の問題点

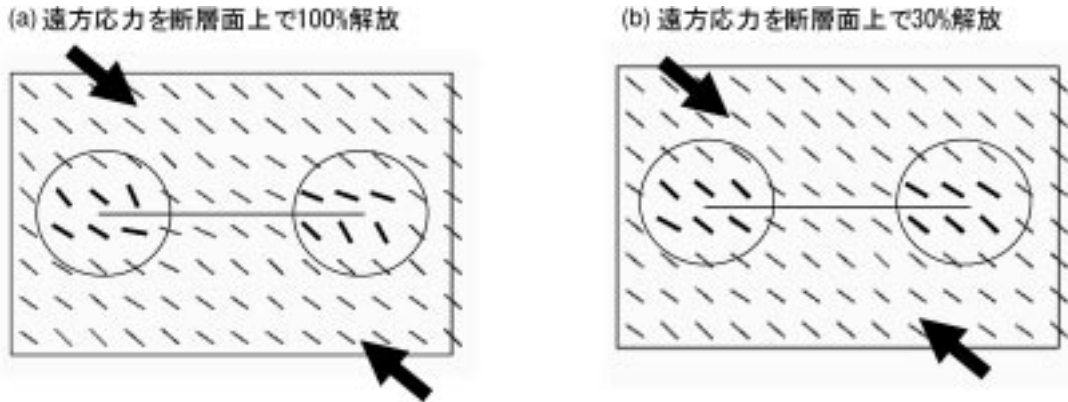
内陸活断層の地震発生予測を行う上での基本的考え方は、断層に応力が蓄積され、応力が断層の強度を超えた時に地震が発生する、というものである(例えば、田中ほか, 1998)。つまり断層面上の応力の時間変化を第2図のように考える。ある地震と次の地震の発生の間では断層面上に加わる応力は単純化すれば直線的に増加し、応力が断層強度に達した時に地震が発生し断層面上で応力の解放、降下が起こる。応力降下量は通常1-10MPa程度である。また、内陸活断層の場合の地震の発生間隔は数千年のオーダーである。このモデルによると、断層強度、地震間の応力増加率が既知ならば現在の応力値を測定すれば、次の地震がいつ頃発生するか予測できることになる。しかし、この概念に基づく予測には現状の技術、理論的背景を考えた時にいくつかの問題点がある。第1に、応力測定技術そのものが、応力解放法、水圧破壊法、また水圧を利用せず固体圧でボアホール壁面を破壊させ応力を測定する乾式破碎法などそれぞれの各手法で原理的・技術的問題点を抱えている。特に測定される応力の絶対値については、それぞれ問題を抱えていることが指摘されている(例えば、佐野ほか, 2004;水田, 2002)。また主応力の方位に関しても、計測位置での岩盤の弾性的性質に異方性が特に大きい場合にはその影響を受ける。これらの技術的問題点はいずれは解決される可能性もあるが、現状では、既存の技術とは異なる新たな観点から断層周辺の応力場を評価する手法の開発も合わせて考えるべきであろう。第2に、断層強度としてはByerlee (1978)の法則として知られる実験室で通

常計測される岩石の静摩擦係数の値0.6-0.8を超える場合から、それより非常に小さい、例えば、0.2以下という場合までいろいろな可能性があると考えられている。それぞれ、強い断層モデル (Scholz, 2000)、弱い断層モデル (Zoback *et. al.*, 1987)と呼ばれている。また、断層強度は断層面上での場所や地震時のすべり量、地震後の経過時間に依存すると考えられ(例えば、飯尾, 2004)、実際には断層強度の絶対値を推定するのは困難な状況である。

断層面上の強度や応力状態、また断層近傍の応力状態についての現在の我々の知識は限られており、様々な可能性を考えなければならない。内陸の活断層を活動させる応力の起原についても、断層深部延長部の変形集中帯の存在により断層遠方の応力に比べて高いせん断応力状態にある可能性(例えば、飯尾, 2004)と、変形集中帯は存在せず断層周辺の応力は断層遠方の応力と同程度である可能性の両方がありうる。内陸活断層での地震発生に関わる応力に関しては、現在の我々の知識からではその状態の取りうる範囲はきわめて大きいと言える。上述の様に応力測定方法にも現状では多くの問題があり、新たな観点からの断層応力測定が必要であろう。次に新たな観点から断層応力を推定できる方法を提案したい。

4. 断層と周辺の主応力方位分布測定の提案

遠方から一様な応力が断層に作用し、断層のずれによって断層面上である量の応力降下が起こっている場合を想定すると、断層周辺の主応力軸の方向は断層面上の応力降下量に依存することが容



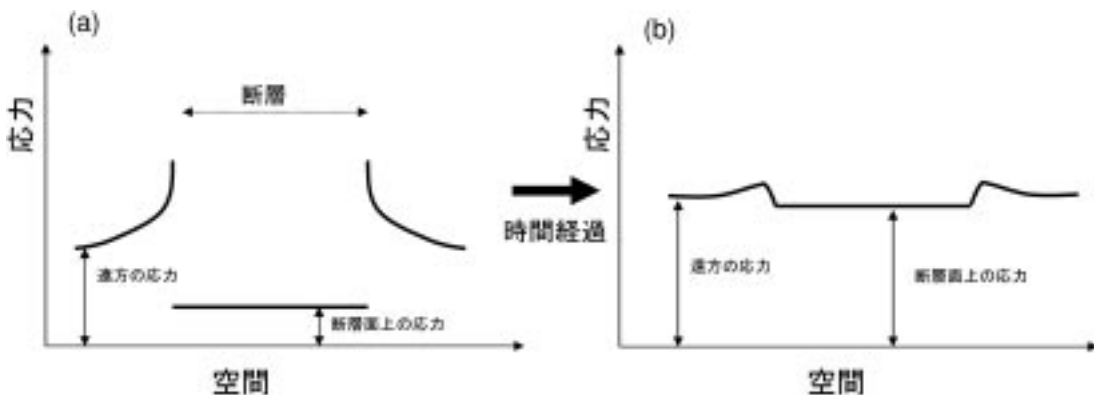
第3図 (a) 遠方の応力に対し断層上で100%解放された場合の最大主応力軸の方位分布. (b) 30%解放された場合の最大主応力軸の方位分布.

易に想像できる。また断層端の応力集中の影響で主応力軸の方向は断層の走向に沿って変化することも期待される。ここでは桑原ほか(2003)に従い、断層周辺の主応力軸方位の実測値の空間分布から断層面上の応力と断層周辺の応力との量的関係を導く方法を提案する。

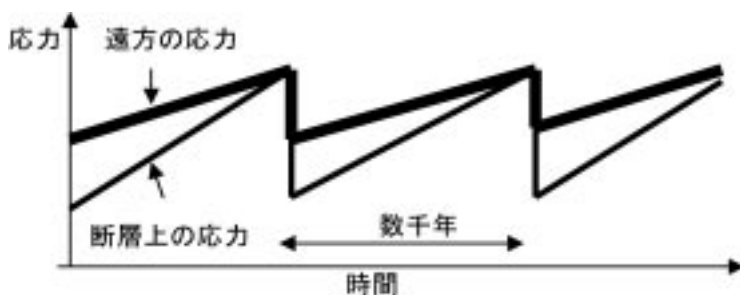
第3図(a)は内陸活断層で右横ずれの地震が発生した場合に想定される断層周辺の最大圧縮主応力(S1)の方位分布である。断層を含む地殻全体には、断層の走向から右回り40度をなす方向から圧縮応力が遠方からの応力として作用し、断層面上では100%応力が解放された場合である。第3図(b)は30%解放された場合である。遠方からの応力は(a)の場合と同様である。100%応力が解放された場合、断層近傍での主応力軸方位は遠方の応力方位と大きく異なり、また断層の走向に沿っても大きく変化することが分かる。特に断層両端の円で囲んだ部分の応力方位が遠方応力の方位と大きく異なっている。特徴的なことは、1)断層の両端近傍では、断層を挟む2つのブロックの一方ではS1軸が断層とほぼ平行になり、もう一方ではほぼ直交する、2)断層走向方向の中央部ではS1軸が断層にほぼ平行、S3軸がほぼ直交する。またこのような変化は断層の直交方向に断層長の約1/5程度まで及ぶ。一方、第3図(b)の応力解放が30%の場合には、遠方の主応力軸と断層周辺の主応力軸はほとんど変化しない。なお計算はToda *et al.* (1998)の応力場計算プログラム、Coulombを用いた。

以上のことから、断層走向に沿って主応力軸の方位の空間分布が分かれば、断層遠方の応力に対する断層面上での応力降下の割合が推定できることが分かる。すなわち、地震発生直後に断層をはさむ両側ブロックで第3図(a)のようなパターンが観測された場合、断層遠方からかかる応力は地震により断層面上では100%応力が解放されたことになる。

内陸活断層の場合には第2節で説明した様に地震後に断層端での応力集中が岩石の塑性変形により時間とともに緩和されると考えられる。この場合には断層面と断層周辺のそれぞれの応力の時間変化は第4図のようになると考えられる。第4図(a)では地震直後を想定し、断層上で応力降下が起こり、断層端では非常に大きな応力集中がある。第4図(b)は、時間の経過とともに断層端での応力集中が緩和され、遠方の応力と断層上の応力の差が小さくなっていく様子をあらわしている。図では、断層面上の応力、断層から遠方の応力が両方とも時間とともに増大することを想定しているが、大切なことは断層端での応力集中が緩和され、それとともに遠方と断層上の応力の差が小さくなっていくことである。第5図には断層上の応力と断層から遠方の応力についての時間変化の概念図を示す。この考え方のもとに、第2図の様に断層上の応力の絶対値を測定するのではなく、周辺応力と断層上の応力の差を測定することを目指す。そして応力の差の測定の方法としては断層周辺、特に断層端周辺において、現状では測定の難しい応力の絶対



第4図 断層端での応力集中の時間変化. (a) 地震直後の応力の空間分布. (b) 次の地震が発生するまでのある時間経過した後の応力の空間分布.



第5図 断層遠方の応力と断層面上の応力の時間変化.

値を測定せず、比較的安定して測定できると考えられる主応力の方位の空間分布を測定する。測定された空間分布から第3図に示した考え方にもとづいて遠方の応力と断層上の応力の比を推定する。遠方と断層上の応力の比がどの程度の値になった時地震が発生するかは現段階の知識では定かではないが、遠方と断層上の応力の差が小さい場合、次の地震発生が近いと言えるのではないかと考えている。また断層深部すべりが発生しているような場合には、断層上の応力が遠方の応力よりも大きい場合もあるであろう。いずれにしても、ここでの応力比は断層の現在の状態をあらわすために有効な指標になると考えられる。また、この方法により、地震直後の断層上の応力と遠方の応力との比を測定すれば、地震により断層上で応力が何パーセント解放されたか、すなわち、強い断層モデルと弱い断層モデルのどちらが現実に適したモデルであるかが分かることになる。

5. 主応力方位の推定法

それでは、どのようにして主応力の方位を測定すれば良いのであろうか。断層端周辺での主応力の方位の具体的な測定にはいくつかの方法が考えられる。それぞれに利点欠点があり、ここでは以下のように整理しておく。

a) ボーリング孔あるいはボーリングコアを利用した深度数100m以深での応力測定

応力解放法や水圧破碎法が広く用いられ、応力場を直接測定するという意味で最も分かりやすいが、地震発生の深度の10kmに比較すれば、測定できるのは深くても数kmと浅い場所に限られる。また測定は、数m区間よりも小さい範囲での応力場を測定するため局所的な不均質に影響を受けやすい。またボーリング掘削に非常に時間がかかることや費用の面から測定は数点に限られるであろうから、面的な分布を得にくいという欠点がある。

b) ボアホール歪計の利用

最近のいくつかの報告から3成分歪計の長期トレンドはその地域の応力場を反映したものであるとの報告がある(例えば、桑原・伊藤, 2000)。また時間変化を観測できる。一方欠点に関してはa)と同様である。

c) GPS三角網の利用

国土地理院のGPS観測網Geonetの整備により地殻変動観測のためのGPS観測点が日本全国ほぼ均一に約20km間隔で設置され、日本列島全体の歪場が時々刻々得られるようになった。しかし個々の断層のスケールの現象を扱うためには現在の観測点密度では不十分である。また臨時に断層端で集中的な観測網を設けたとしても、GPSの現在の測定精度は1mm程度以上であり、断層端での歪場変化を測定するためには少なくとも数年以上の観測期間が必要であると考えられる。

d) 微小地震のメカニズム解を使う方法

これは比較的深部まで間接的に応力場を推定できる方法であるが、メカニズム解から応力場を導くための仮定が必要なこと、そもそも微小地震活動が活発であることが必要であること等の欠点がある。

e) 地震波速度異方性の利用

最大主応力の方向に平行微小亀裂が発生することを仮定し、測定される地震波速度異方性から主応力方位を推定する方法である。観測される異方性とその地域の応力場が一致する多くの報告例があるが、必ずしも一致しない場合もある。

現在考えられる主応力方位の推定には上に述べたような方法が考えられる。4章で提案した方法で周辺応力場に対する断層面上の応力降下量を推定するためには、断層の走向に沿ってある程度密な観測値の分布が必要である。そのためにはa)やb)の方法での測定がすでに存在する場合はそれを参照点としつつ、d)やe)の方法を組み合わせることで断層走向に沿った主応力軸の方位分布は測定可能と考えられる。また、ボアホールを用いた場合、a)で述べた様に、数100m以上の深度での測定にはどうしても測定が数点に限られ、断層端周辺を面的に多数測定することは難しい。一方、Sbar *et al.* (1984)にみられる様に深度10m程度の浅い応力測定でもテクトニックに意味のある応力場を得られることも報告されている。このような浅い

深度での応力方位測定の意義、新たな測定法の開発についても現在我々は考察しており、これについては別の機会に報告したい。

6. 具体的推定例—兵庫県南部地震後の測定

それでは、前章までに提案した方法がどの程度有効なのか既存のデータを用いて検証してみたい。産総研では1995年兵庫県南部地震の直後に震源域北端部の震源域極近傍西側の宝塚と東側の池田でボーリング孔を掘削し、応力測定、3成分歪計の設置、地震計の設置等を行った。これらの観測から、応力測定(Ito *et al.*, 1997)、歪の長期トレンドによる歪場(桑原・伊藤, 2000)、S波速度異方性(Mizuno *et al.*, 2001)はすべて調和的な結果であり、断層西側の宝塚観測点での最大主応力方位は断層にほぼ平行、東側の池田観測点ではほぼ直交という結果を得た。このことは第3図(a)の断層の右端の場合の主応力方位の分布と調和的であり、兵庫県南部地震で断層にかかる応力はほぼ100%解放したと考えられる(桑原ほか, 2003)。前述の弱い断層モデルでは大地震では地殻にかかる応力がほとんど解放されると考えられ、また強い断層モデルでは数割以下しか解放されないと考えられる。我々の兵庫県南部の地震の結果では応力がほとんど解放されたことを示し、弱い断層モデルを支持することになる。

7. おわりに

本特集号の出版にあたり、産総研地球科学情報研究部門における内陸活断層の活動予測精度向上のための研究の取り組みを紹介してきた。海溝で発生するプレート境界地震発生長期予測精度や発生メカニズムの研究の進展に比べ、内陸活断層の研究は非常に遅れていると言わざるを得ない。このことは本年4月から新たに始まる「地震予知のための新たな観測研究計画(第2次)」でも強く意識された研究計画となっている。内陸活断層の研究は産総研として地質、地物、実験分野の総合力を生かして挑戦できるテーマであり、我々は国としての地震予知研究の重要な部分を分担していきたいと考えている。

謝辞：本報告は主に地震発生過程研究グループの各メンバーの成果やメンバーとの議論によったものである。記して感謝したい。

参考文献

- Byerlee (1978) : Friction of Rock, *Pure Appl. Geophys.*, 38, 2928-2934.
- 飯尾能久 (2004) : 地殻応力測定の意義, *月刊地球*, 295, 4-12.
- Imanishi, K., H. Ito, Y. Kuwahara, Y. Mamada, T. Yokokura, N. Kano, K. Yamaguchi and A. Tanaka (2002) : Deep structure of the Nagamachi-Rifu fault deduced by small aperture seismic array observations, *Earth, Planets and Space*, 54, 1033-1038.
- Ito, H., Y. Kuwahara and O. Nishizawa (1997) : Stress measurements by the hydraulic fracturing in the 1995 Hyogoken-nanbu earthquake source region, in *Rock Stress, Proceedings of the international symposium on rock stress*, 351-354.
- 伊藤久男・桑原保人・佃 栄吉 (1998) : 活断層のセグメント構造と地震発生の関する観測研究, *月刊地球*, 号外No.20, 168-173.
- 地震調査研究推進本部 (2003) : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価について, <http://www.jishin.go.jp/main/index.html>
- 科学技術・学術審議会 (2003) : 地震予知のための新たな観測研究計画 (第2次) の推進について (建議), http://www.mext.go.jp/b_menu/shingi/gijyutu/gijyutu0/toushin/03072401.htm
- 桑原保人・伊藤久男 (2000) : 1995年兵庫県南部地震の震源断層周辺の現在の歪場 (2), *地震学会2000年秋季大会講演予稿集*, P023.
- Kuwahara, Y. and H. Ito (2002) : Fault low velocity zones deduced by trapped waves and their relation to earthquake rupture processes, *Earth, Planets and Space*, 54, 1045-1048.
- 桑原保人・伊藤久男・水野高志・今西和俊 (2003) : 内陸活断層の強度推定法に関する試案, *地震学会2003年秋季大会講演予稿集*, B024.
- Mamada, Y., Y. Kuwahara, H. Ito and H. Takenaka (2002) : 3-D finite-difference simulation of fault zone trapped waves-Application to the fault zone structure of the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan-, *Earth, Planets and Space*, 54, 1039-1044.
- Mamada, Y., Y. Kuwahara, H. Ito and H. Takenaka (2004) : Discontinuity of the Mozumi-Sukenobu fault low-velocity zone, central Japan, inferred from 3-D finite-difference simulation of fault zone waves excited by explosive sources, *Tectonophysics*, 378, 209-222.
- 松田時彦 (2000) : 断層の末端と上部地殻の性質, *月刊地球*, 号外 No.31, 74-80.
- Mizuno, T., K. Yomogida, H. Ito and Y. Kuwahara (2001) : Spatial distribution of shear wave anisotropy in the crust of the southern Hyogo region by borehole observation, *Geophys. J. Int.*, 147, 528-542.
- 水田義明 (2002) : 孔内载荷による大深度岩盤応力測定の現状と問題点, *資源と素材*, 113, 155-161.
- 佐野 修・伊藤久男・水田義明 (2004) : 地殻応力測定法の信頼性を損なう要因について, *月刊地球*, 295, 39-55.
- Sato, H., T. Imaizumi, T. Yoshida, H. Ito and A. Hasegawa (2002) : Tectonic evolution and deep to shallow geometry of Nagamachi-Rifu Active Fault System, NE Japan, *Earth, Planets and Space*, 54, 1039-1044.
- Sbar, M. L., Richardson, R. M. and C. Flaccus (1984) : Near-Surface in Situ Stress 1. Strain Relaxation Measurements along the San Andreas Fault in Southern California, *J. Geophys. Res.*, 89, 9323-9332.
- Scholz, C. H. (2000) : Evidence for a strong San Andreas fault, *Geology*, 28, 163-166.
- 田中 豊・藤森邦夫・大塚成昭 (1998) : 地殻応力・歪の測定・観測による大地震発生の予測, *地震2*, 第50巻別冊, 201-208.
- Toda, S., R. S. Stein, P. A. Reasenber and J. H. Dieterich (1998) : Stress transferred by the Mw=6.5 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.*, 103, 24, 24,543-24,565.
- Zoback, M. D., M. L. Zoback, V. Mount, J. Eaton, J. Healy, D. Oppenheimer, P. Reasonberg, L. Jones, B. Reileigh, I. Wong, O. Scoti and C. Wentworth (1987) : New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system, *Science*, 238, 1105-1111.

KUWAHARA Yasuto (2004) : An evaluation of stress fields around inland active faults.

<受付：2004年2月18日>