



活断層で発生する大地震の長期評価： 発生頻度推定の課題

島崎邦彦*

Long-term forecast of large earthquakes on active faults in Japan: estimation of earthquake frequency

Kunihiko Shimazaki*

Abstract

A comparison of frequencies of large earthquakes between the observed and expected on the major active faults in Japan may suggest some underestimation of the occurrence rate of large events by the long-term earthquake forecasts. The main cause was thought to be the forecasts often anticipate a single large earthquake on a long fault zone, without assuming smaller earthquakes on segmented zones. However, the principal factor of the likely underestimation is that those events without enough evidence on fault zones cannot be evaluated by a trench excavation survey. Historical records show poor or no seismic surface rupture associated with a large earthquake with magnitude around 7 on some of the major fault zones.

Recent improvements on interpreting aerial photographs have brought a detailed pattern of active faults and fault segments. Together with information on underground structures obtained from geological and gravity anomaly maps, the detailed feature of active faults may enable us to decipher behavioral fault segments without solely relying on paleoseismic records.

Except for volcanic areas a short active fault on the surface should have a longer subsurface fault length within the earth's crust. The magnitude of earthquakes on such a fault is 6.9 or larger on JMA scale. This inference is based on reports on surface ruptures associated with large shallow crustal earthquakes in Japan. Only the 1945 Mikawa earthquake with magnitude 6.8 appears to be an exception to that no prominent surface rupture appears associated with earthquakes with magnitude 6.8 or smaller.

1. はじめに

1995年阪神・淡路大震災を契機として発足した地震調査研究推進本部は、主要98断層帯の調査を基盤的調査観測の一環として位置づけた(地震調査研究推進本部, 1997)。そして、地方自治体や地質調査所およびその後進である産業技術総合研究所活断層研究センターによって調査が進められ、2005年4月までに全ての活断層帯の評価が公表された。本稿では、特に断らない限り、この時点までの長期評

価を簡単に振り返るとともに、評価結果、特に地震発生の頻度について検討し、評価を改善するための課題を述べる。

同様な活断層の長期評価は、日本より先に米国カリフォルニア州で行われている。以下ではごく簡単に紹介するが、詳細はField (2007) を参照されたい。将来の地震発生確率推定の研究は1970年代前半に日本で始まったが(島崎, 2001)、研究成果に基づいて公的な長期予測が実施されたのはカリフォルニアであった。

カリフォルニアには、サンアンドレアス断層のようなプレート境界の活断層が陸上にあり、その活動度は高い。し

* 東京大学地震研究所

* Earthquake Research Institute, University of Tokyo

かし歴史記録に乏しく、活断層調査結果が重視されている。1988年以降サンアンドレアス断層、サンフランシスコ湾周辺および南カリフォルニアの活断層の長期評価が行われてきた (Working Group on California Earthquake Probabilities, 1988, 1990, 1995, 2003)。

最初の評価では、サンアンドレアス断層、サンハシント断層などを、活動区間 (一つの大地震に対応すると考えられる区間) に区分し、過去の履歴等から、将来の発生を確率予測した。区分には過去の地震活動や活断層の形態、さらに現在の地震発生状況などが用いられた。

日本の長期評価は、この1988年版に近い。それぞれの区間で原則的に単一の地震像を想定している。すなわち、最も起こる可能性の高い (most probable) ケースのみが想定され、区間相互の影響は考慮されていない。

米国の1990年版では1989年ロムブリエタ地震の発生に伴い、サンフランシスコ湾沿岸の地震発生確率が改訂された。特に、この地震の発生が他の活動区間に与える影響を考慮した。また、複数の異なる考え方を取り入れ、真実を知り得ないために生ずる不確定性を、論理ツリーの導入により考慮している。1995年版は南カリフォルニアを対象で、活断層の調査結果とともに、GPS観測に基づく地殻ひずみ速度と、地震カタログとが、評価の三要素となっている。サンアンドレアス断層のような長大断層で、複数の区間が同時に活動する場合を考慮し、区間ごとのずれの量は、同時でも単独でも変わらないとするカスケードモデルを導入した。2003年版は北カリフォルニアを対象とし、様々なパラメータに対して論理ツリーが用いられ、非常に複雑な評価となった。なお、現在カリフォルニア全体を対象とした評価が進められている。

以下では、活断層とは地表 (或は地表ごく近傍の) 部分について定義されているものとし、地下で地震波を発生させる部分は震源断層 (杉村, 1976) と呼ぶ。また、震源の規模は気象庁マグニチュードMによって表すこととする。

2. 評価手法と評価結果

2-1 主要98断層帯選定基準

主要98断層帯の選定基準は『新編日本の活断層-分布図と資料』(活断層研究会, 1991)において、原則として確実度IまたはII、かつ活動度AまたはB、かつ以下の基準のいずれかを満たすものとなっている (地震調査研究推進本部, 1997)。すなわち、(1)長さが20km以上のもの、(2)長さが10km未満の場合で、ほぼ同じ方向に延びる複数の活断層が、5km間隔以内に隣接して分布し、その全長が20km以上に及び活断層帯 (群) を形成するもの、(3)長さ10~20kmの場合で、ほぼ同じ方向に延びる他の10km以上の活

断層帯 (群) と、10km以内に隣接して分布し、その全長が20km以上に及び活断層帯 (群) を形成するもの。なお、主要98断層帯が選定された後、12の活断層帯が同基準を満たすものとして新たに加えられている (地震調査研究推進本部, 2005)。

主要98断層帯は上記のように長さ20kmを超える断層帯で、松田 (1975) の経験式によれば、その長さから、震源の規模はM7.0以上の地震に対応する。2004年新潟県中越地震 (M6.8)、2007年能登半島地震 (M6.9)、2007年新潟県中越沖地震 (M6.8) は、いずれも震源規模の点からは、評価対象よりも小さい地震であった。本稿では、評価対象を広げることを考慮する。

2-2 評価手法と評価結果

日本の長期評価における活断層の評価手法は、実際の評価結果を積み重ね、いわば判例主義的に作られ、最後に「基礎的調査観測対象活断層の評価手法」報告書 (地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2005) としてまとめられた。以後個々の引用は省くが、長期評価結果のまとめは、この報告書に基づいている。なお、評価の作業は、著者が部会長を務める長期評価部会に設けられた活断層分科会 (平成8年2月~平成13年6月、松田時彦主査)、北日本活断層分科会 (平成11年11月~平成17年3月、東郷正美主査)、中日本活断層分科会 (同、中田高主査)、および西日本活断層分科会 (同、米倉伸之主査、のち佐藤比呂志主査) によって行われた。分科会によっては直接空中写真を検討することもあったが、既存の文献に基づく検討が中心であり、独自に調査することはなかった。

日本の主要98断層帯は松田 (1990) の5kmルールに従い、137の起震断層に分けられた。主要活断層帯は大括りの区分であるため、その多くは、複数の起震断層を含んでいる。評価は、この起震断層を単位として行われた。なお、過去の活動履歴から、起震断層が複数の区間に分れて活動する (別々に地震が起こる) 場合に限り、起震断層を複数の活動区間に分割し、それぞれについて評価を行った。すなわち、活動区間が個別の地震に対応している。

最終的に主要98断層帯で将来発生する地震として155、すなわち155の活動区間が評価の対象となった。東京湾北縁断層、岐阜-宮断層帯、荒川断層帯については、活断層ではないと判断され、元荒川断層帯については、上尾市より北部のみが活断層と判断され、関東平野北西縁断層帯主部に含まれて評価されている。

それぞれの起震断層に対し、その位置・形態、過去の活動が検討され、これらに基づいて断層帯の将来の活動が評価された。確率評価については長期評価部会が主に担当し、Brownian Passage Time (BPT) 分布 (Kagan and

Knopoff, 1987; Matthews et al., 2002) を用いることとした(地震調査研究推進本部地震調査委員会(以下地震調査委員会と略記), 2001)。その評価には、平均活動間隔と最新活動時期が必要である。平均活動間隔は、データ不足により1/4にあたる39区間で不明とされ、これらの活動区間については、確率評価ができなかった。平均活動区間が推定できた116区間中、20区間では最新活動時期が不明、または不確定なため、ポアソン分布を用いた確率が評価されている。

平均活動間隔と最新活動時期の両者が推定できた96区間中、トレンチ調査等から過去の3回以上の活動が明らかとなつて平均活動間隔が推定されたのは25区間である。データが不十分なために、平均活動間隔や最新活動時期の推定には大きな幅が与えられた。そのため、多くの評価では確率値が大きな幅を持つ結果となっている。

2-3 信頼度など

評価結果については信頼度が付された。確率評価については、もととなる平均活動間隔と最新活動時期のそれぞれの信頼度に基づき、a, b, c, d (信頼度が高い、中程度、やや低い、低い)の4段階(地震調査委員会, 2004a)の信頼度が、受け手側からの発言(2001年8月26日政策委員会における内閣府防災担当山本繁太郎政策統括官の発言)により付与されることとなった。断層帯の特性の信頼度は、表中に◎, ○, △, ▲により(それぞれ信頼度が高い、中程度、低い、非常に低い)示されている。これは、評価側からの提案(2000年9月22日長期評価部会長、北日本活断層分科会主査、中日本活断層分科会主査、及び西日本活断層分科会主査打ち合わせ会にて)による。文章の表現でも、信頼度が高い場合には「考えられる」、中程度の場合には「推定される」、低い場合には「可能性がある」、非常に低い場合には「可能性もある」とされている。「可能性がある」は、ひょっとしてそのようなこともあり得るという場合にも用いられるが、評価では50%以上の可能性がある場合に使われた。目安として信頼度90%以上が◎、70-90%が○、50-70%が△、30-50%が▲である。

信頼できるデータが不足していることが常に評価側を悩ませた。断層帯の極く少数、場合によっては一地点のデータから、断層帯全体を評価することは、明らかに科学的とは言えない。しかし、代表的な地点であるとの「見なし」のもとに評価が行われた。データ不足は評価された断層帯にも言えるが、評価できなかった断層帯が多数あることから明らかである。地震調査研究推進本部のホームページで「主要活断層帯の長期評価の概要」の表を最後までたどれば、「不明」の文字の連続を見ることができる。活断層調査を一巡したかのように見えずのは、明らかな誤りであ

る。活断層調査は道半ばにあると言わなければならない。

なお、確率論的地震動予測地図の作成のためには、全ての主要活断層帯での地震発生確率が必要となる。このため、平均活動間隔が不明な断層帯についても、断層長や活動度等から発生確率や規模が推定されている(地震調査委員会, 2005a)。以下の議論では、これらの値を用いた。

3. 長期評価と地震の発生頻度

3-1. 過小評価の可能性

ここでは長期予測結果と過去200年間の地震活動との比較を試みる。まず、M7.0以上の地震を対象とする。評価された155活動区間の約1割にあたる15区間ではM7.0未満の地震を評価している。これらを除く、地震調査委員会(2005a)の資料によれば、今後30年間に主要活断層帯で発生するM7.0以上の地震発生期待値は0.91回となる。一方、過去200年間の被害地震(死者50人以上)のうち主要活断層帯で発生したM7.0以上の地震は10回(文部科学省研究開発局地震・防災研究課, 2005)なので、30年間の期待値は1.5回となって、上記の0.91回の約5/3倍となる。すなわち、主要活断層帯で発生するM7.0以上の地震の頻度は、長期評価により過小評価されているのではないかと考えられる。

3-2. 過小評価の原因

過小評価の原因として、まず長大な起震断層の評価が問題視されがちである(例えば、鈴木・熊木, 2004)。過去の活動履歴に関するデータが不十分なため、必要な活動区間の分割がされていないとの考えがある(活動区間の分割により頻度が増えることは後に述べる)。この効果もあると思われるが、本論文では、トレンチ調査では評価が難しい過去の活動が大きな原因となっていることを指摘したい。

主要活断層帯で発生したとされるM7.0以上の10の被害地震について検討してみよう。1847年善光寺地震(M7.4)、1854年伊賀上野地震(M7.25)、1858年飛越地震(M7.05)、1891年濃尾地震(M8)、1894年庄内地震(M7)、1896年陸羽地震(M7.2)、1927年北丹後地震(M7.3)、1930年北伊豆地震(M7.3)、1948年福井地震(M7.1)、1995年兵庫県南部地震(M7.3)である。これらの地震によって明瞭な地震断層が出現したかどうか、後の時代にトレンチ調査で認識可能かどうか問われなければならない。後述するように、このうち3地震で地表に明瞭な地震断層が出現せず、後の時代にトレンチ調査を行っても、現在の長期評価手法によって実態を捉え、将来の地震を適切に評価することが困難と考えられる。これらを、以下では「地表で認め

にくい地震」と呼ぶ。

以上を考慮して地震数を3減らせれば、30年間の発生頻度は1.05となり、現在の長期評価による発生期待値0.91との差は小さい。すなわち、過小評価の主因は、主要活断層帯における過去の地震発生が、従来の評価手法では完全には捉えきれないためと考えられる。

3-3 長大活断層帯評価の影響

次に、長大活断層帯で必要な分割が行われていない影響を考慮する。まず、簡単な例を用いて、長大活断層帯が複数の区間に別れて活動する場合に、地震発生頻度が増えることを示す。逆に言えば、複数の活動区間に別れて活動している長大活断層帯を一つの活動区間と評価すれば、地震発生頻度が過小評価されることになる。

例えば、全長40kmの活断層帯で平均ずれ速度を1mm/yとする。松田式(松田, 1975)を用いれば、全体で活動する場合には規模がM7.5で、ずれの量4mの地震となる。それぞれ長さ20kmの区間に分かれた場合には、それぞれM7.0で、ずれの量は2mである。全体が1区間の場合のM7.5の地震は、平均繰り返し間隔が4000年なので、発生頻度は千年あたり0.25回である。常に2区間に分かれて活動すれば、それぞれの平均繰り返し間隔が2000年なので、M7.0で千年あたり1回。小田切・島崎(2000)の連動セグメントモデルに従い、全体も、二つにわかれた区間も同確率で地震を発生するとすれば千年あたり0.5回で、その1/3がM7.5、2/3がM7.0となる。この例では、発生頻度は分割により2-4倍となる。このように分割は地震発生頻度を効果的に増やすと考えられるが、一方では規模の大きな地震の相対発生頻度を減らす。連動セグメントモデルでは、M7.5の地震の発生頻度は千年あたり0.25回から0.17回に減少し、別々に分れて活動するモデルでは0回となる。

このような思考実験から、分割が進めば規模の小さい地震が増え、大きい地震が減ることがわかる。そこで、長期評価結果で大きい地震と小さい地震の発生期待値が、グーテンベルク・リヒターの規模別頻度式(以下GR式と略す)からはずれているかどうかを検討する。分割が不十分であれば、規模の大きい地震の発生が過大となり、小さい地震が過小となっていることが期待される。

活動区間155のうち、全長40kmを超えるものは47区間あり、さらに分割されるべきものを含んでいると思われる。そこで、全長40kmを超える活断層帯の地震とそれ以下の地震とを比較する。松田(1975)式によれば、全長40kmを超える活断層帯で発生する地震はM7.5以上であり、地震調査委員会(2005a)の資料によれば、今後30年以内の地震発生期待数は0.36回である。前述のようにM7.0以上の地震の30年以内の発生期待数は0.91回である。GR式でb値

0.9を用いれば、M7.0以上の地震数の35.5%がM7.5以上の地震数となるから、発生期待値は0.32となつてほぼ一致する。長さ40km以上の区間が多すぎるとは言えないであろう。

3-4 ポアソン分布による評価の影響

ポアソン分布を用いた確率評価によって、全体の地震発生頻度が過小評価されている可能性も考えられるので、以下に検討する。既に述べたように39区間では、平均活動間隔が不明なため、また、20区間では最新活動時期が不明、或いは不確定なため、ポアソン分布が用いられた。計59区間、すなわち全体の38%にあたる。ポアソン分布の場合、平均的な確率の値を与えるはずであるが、実際にはどうであろうか。

長期評価によれば(地震調査委員会, 2005a)、M7.0未満の地震も含め30年間の地震発生期待値は1.07である。このうち、ポアソン分布を用いて評価された地震の割合は38%なので、これらの断層帯での発生期待値は0.41と予想される。地震調査委員会(2005a)の資料によれば、これらの断層帯での地震発生期待値は0.34で、やや小さいものの、ほぼ妥当と考えられる。

3-5 過小評価のまとめ

以上をまとめると、長期評価では地震発生頻度が過小評価されている可能性が高いと考えられる。それは主に、活断層帯(およびその周辺)で発生する地震のうち、従来のトレンチ調査法では捉えられない「地表で認めにくい地震」の存在による。この課題の解決のためには、後述するように、断層の直近のみならず、広域の地殻変動を考慮する必要がある。このような推定ができない(或いはできていない)場合には、断層帯およびその近傍で発生し、従来の手法では評価できない「地表で認めにくい地震」の存在を考慮してモデル化し、長期評価が過小評価とならないようにしなければならない。

上記の他に過小評価の原因には、先に述べたように分割すべき長大活断層帯が、過去地震のデータが不十分なために分割されていないことが、寄与しているであろう。さらに、写真判読が不十分なために現在推定されている断層長が正しくないことや、短い活断層で発生する地震の規模が正しく推定されていないなどの問題があると思われる。個々の課題について次章で検討する。

4. 評価の課題

4-1 地表で認めにくい地震

前述のように、主要活断層帯で発生したとされるM7.0以上の10の被害地震(文部科学省研究開発局地震・防災

研究課, 2005) には, 地表地震断層が現れなかった地震や, 後の時代のトレンチ調査では認定できない地震が含まれている。1854年伊賀上野地震 (M7.25) については今村 (1911) の地変の報告があり, 横田他 (1976) はその一部を地表地震断層としているが, 逆断層による上下ずれ, そのものではない。クラック状の割れ目にすぎず, 荻谷他 (1999) は地すべりに伴うものとしている。ただし, トレンチ調査から1854年の地震が認定されている (地震調査委員会, 2004b) ので, 後の時代に認知可能であったことになる。

庄内平野東縁断層帯で発生したとされる1894年庄内地震 (M7) では, 矢流沢断層が出現した (小藤, 1895) とされるが, その存在は否定されている (鈴木他, 1989)。トレンチ調査では, この地震は認知されていない (地震調査委員会, 2005b)。また, 福井平野東縁断層帯で発生したとされる1948年福井地震 (M7.1) については, 地表に地震時の明瞭なずれが認められていない。さらに, 測地測量結果から推定される震源断層面の位置 (鷺谷, 1999) は, 断層帯主部より西へ数km離れている (地震調査委員会, 2004c)。恐らく断層帯主部でトレンチ調査を行っても, 1948年福井地震の実態を捉えることはできないと思われる。

また, よく知られているように1995年兵庫県南部地震 (M7.3) の際の, 神戸側でも地表に明瞭なずれが現れていない。震源断層深部で大きなずれが推定されたが (例えば Horikawa et al., 1996), 地表での顕著なずれは認められなかった。このことはトレンチ調査による地震発生履歴の解明の限界を示すものと思われる。

上記はM7.0以上の地震の例だが, M7.0未満で顕著な例は2004年新潟県中越地震 (M6.8) である。地震調査委員会 (2005c) では, 六日町盆地西縁断層帯の北部の活動の可能性を指摘している。Maruyama et al. (2007) によれば, 中越地震の際には20cmの上下ずれが見出された地点でトレンチ調査を行った結果, 過去のイベント (一回の地震と考えられる) で1.7-1.9mの上下ずれが見出された。このずれに比べると20cmのずれは小さく, トレンチ調査からイベントを同定するのは困難と思われる。なお, このずれは2000年鳥取県西部地震 (M7.3) の際に遠田 (2002) が指摘した (後述), 誘発すべりの可能性もある。

中越地震の際には, 諏訪峠撓曲付近で水準測量によって隆起が認められており, これは河成段丘から推定される地殻変動 (白井, 1967; 金, 2004) と調和的である (Kim and Okada, 2005)。すなわち, トレンチ調査のように局所的なずれに注目するだけでなく, 広域的な変動を用いて地震履歴を解明する必要がある。実際, サロベツ断層帯の評価 (地震調査委員会, 2007a) では, 地表に認められる撓曲変形の成長を段丘面の累積変形によって捉え, 地下に伏在する断

層の活動を推定している。ただし一般的には, 個別のイベントの認定が困難な場合が多いであろう。

最近の2005年福岡県西方沖の地震 (M7.0) や2007年新潟県中越沖地震 (M6.8) では, 海底に顕著なずれは認められていない。武村 (1998) はM6.8以上では地震断層の出現率は100%近いと述べているが, 用いられたデータには単なる地変が多く含まれている。再検討すると, 震源断層の延長部と考えられる地表地震断層の出現はM6.8の地震で1例 (1945年三河地震) しかない。この結果は最近の事象とも整合的である。

4-2 長大活断層帯

前述のように主要98断層帯は137の起震断層に分けられたが, 複数の活動区間を持つ起震断層は少ない。(過去の活動履歴から複数の活動区間が認められた起震断層は17あり, これらは41の区間に対応する。) 区間に分割されていない120の起震断層のうち47の起震断層 (=活動区間) は, 全長が40kmを超えている。小田切・島崎 (2000) は, 歴史地震の規模と, 歴史地震に対応する起震断層の長ささとを比較し, 起震断層の長さは個々の歴史地震の規模ではなく, その最大規模に対応することを示した。47の起震断層には, 複数の活動区間に分割されるものが含まれると考えられる。しかし, 活動履歴の資料は, しばしば不十分なため, 断層帯全体を一活動区間と見なさざるを得なかった。

一区間の起震断層が, 見直しにより複数の活動区間に分割された例として山形盆地断層帯がある。2002年5月に公表された山形盆地断層帯の長期評価 (地震調査委員会, 2002) では, 4地点でのトレンチ調査結果が採用されたが, 活動時期が十分絞り込めなかった。このため活動区間を分ける根拠が得られず, 全長60kmが一体として活動し, 規模はM7.8と推定された。その後の補完調査 (産業技術総合研究所, 2006) の結果により, 前回と同じ2ヶ所 (最北, 最南) のトレンチ地点から得られた活動時期が異なることが判明した。これにより, 北部 (全長29km) と南部 (31km) とに別れて活動すると評価され, 規模はそれぞれM7.3と推定されている (地震調査委員会, 2007b)。

従来の評価では, 過去の活動履歴のみを区間分割の根拠としていたが, 上記の例などを考慮すると, ある程度長い (例えば, 断層の幅の2倍を超える) 起震断層は他の適切な根拠によって分割すべきではないかと思われる。断層帯の詳しい地表形状に基づき, 地下の弱面に関連する地質図や重力異常図を併用する手法を次節に例示する。

4-3 断層帯の分割

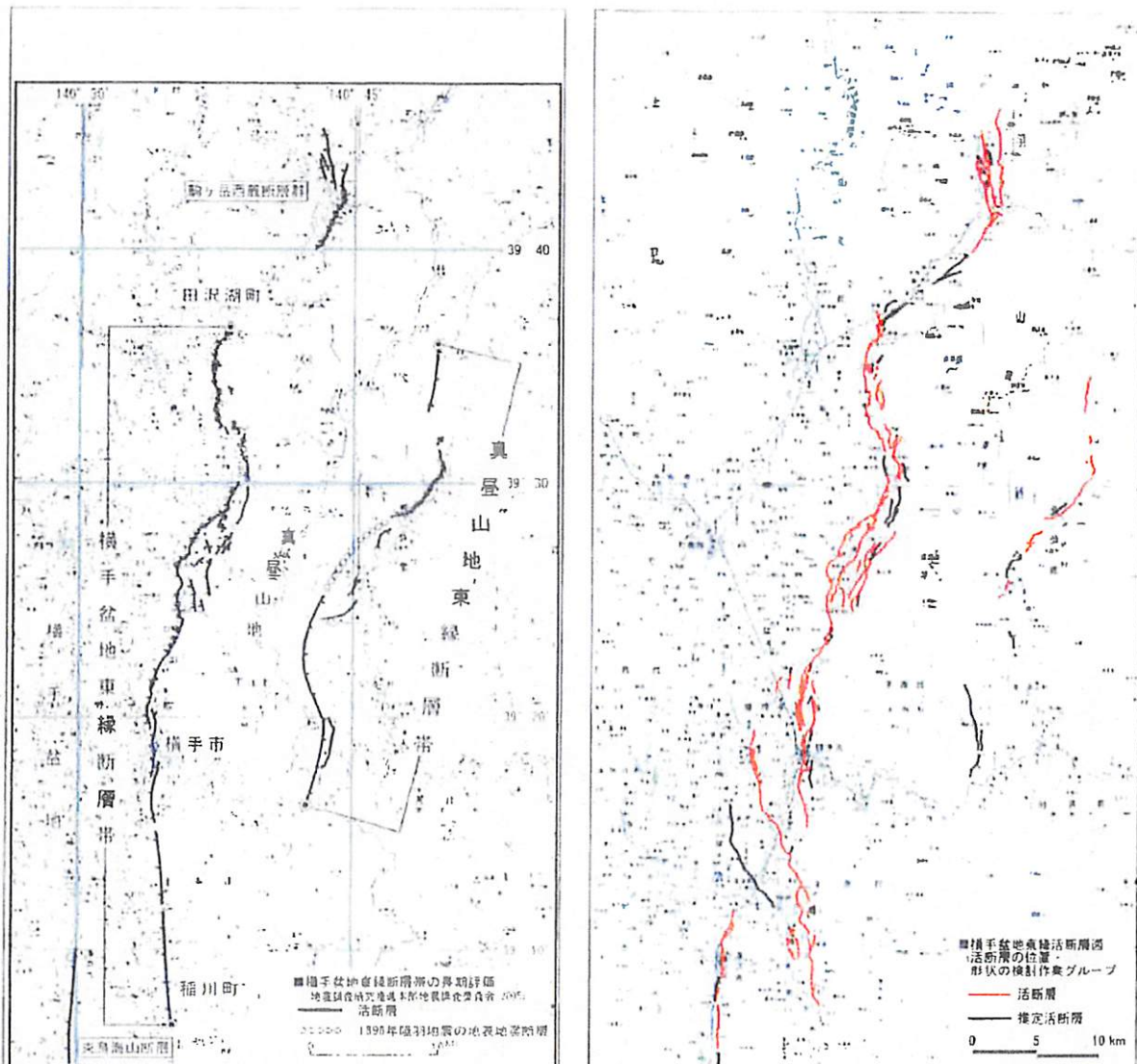
写真判読手法が高度化するにつれて, これまでとはかなり異なった活断層の分布や活断層の形状が知られるように

なってきた。横手盆地東縁断層帯について、評価に用いられた断層分布／形状（地震調査委員会, 2005d）と、高度化された写真判読手法によって見直された断層分布／形状とが、谷口他（2007）によって比較されている（第1図）。一見してわかることは、新手法の図では北部の断層が連続し、南部では複数の断層が雁行する分布となっていることである。古い分布では、田沢湖の東にある駒ヶ岳西麓断層群が孤立し、横手盆地東縁断層と繋がっていない。横手市より南では横手盆地東縁断層帯はほぼ南北に延びる一条の断層となっている。また、古い分布では、東傾斜の横手盆地東縁断層帯と西傾斜の真昼山地東縁断層帯とが向かい合い、対等の活断層帯に見える。一方、新手法の結果では、

横手盆地東縁断層帯が主で、真昼山地東縁断層帯が副であることが明らかである。

なお、横手盆地断層帯のほぼ中央部は数条の断層が並走している。この部分のずれ速度が大きいために、複数の断層で分担しているためと思われる。次第で震源断層の浅部と深部とにずれの量の大きな場所（アスペリティ）が存在する場合について述べるが、この個所の震源断層浅部にアスペリティが存在する可能性が高いであろう。

1896年陸羽地震で出現した地表地震断層と比較すると、全体の約半分の長さにあたる断層帯北部とはほぼ一致する。断層帯北部は、重力異常（広島他, 1990）の急傾斜帯と対応している。ただし、旧分布になかった駒ヶ岳西麓断層群



第1図 写真判読法の高度化による活断層形状の詳細（谷口他（2007）による）

左に横手盆地東縁断層帯の長期評価で用いられた図、右に谷口他（2007）により高度化された写真判読法で認められた活断層の詳細形状を示す。右図の赤は活断層、黒は推定活断層（『新編日本の活断層-分布図と資料』（活断層研究会, 1991）の確実度Ⅱ相当）。

と横手盆地断層帯とを繋ぐ横ずれが卓越していると考えられる区間を除く。断層帯北部の南端は、高重力異常のコンターが東側から延びてきて、活断層を横切る個所に対応し、この地点で陸羽地震の地表地震断層は消滅する。ここが北部と南部の境界である。南部には重力異常の急傾斜帯はなく、緩傾斜となっており、活断層の多くは緩傾斜帯に対応している。一部の推定活断層を除き、断層帯は主に低下側の完新統との境界となっている。南部の隆起側には波長の短い褶曲構造が多く見られる(山崎, 1983)。変形が分散している様子は、数条の活断層が並走している状況と調和的である。活断層帯の全長は約80kmで、震源断層の幅の二倍を大きく超えていると思われ、活断層帯が北部と南部とに分かれて活動する可能性が大きいであろう。

断層帯の全長が震源断層の幅、或いは地震発生層の厚さの二倍程度以上であれば、断層帯の分割を考慮すべきと考えられる。そのためには活断層の詳細な形状に基づき、地質構造や重力異常などを参考とするのが良いと思われる。

なお、詳細な活断層の分布は、松田(1990)の5kmルールにも影響を及ぼす可能性がある。松田(1990)で引用されている1896年陸羽地震の際に見られた生保内の地震断層は、横手盆地東縁部の地震断層から10km以上離れているとされたが、上述のように谷口他(2007)によれば、両者の地震断層を結ぶ推定活断層が存在する。また、その部分は横ずれが卓越すると考えられ、たとえ地震断層が出現しても山中のために見逃された可能性がある。

4-4 短い活断層

これまでの長期評価では、主に長さ20km以上の活断層を対象としており、地表で認められるその長さは、地下の震源断層の長さにはほぼ等しい、と考えられた。しかしながら、2000年鳥取県西部地震(M7.3)のように、地下の震源断層に対し、著しく短い推定活断層(地表部分)しか存在しない場合がある(後述)。このような短い活断層を適切に評価することが、活断層評価の高度化に必要である。2000年鳥取県西部地震と、1943年鳥取地震(M7.2)とをとりあげて、地下の震源断層に対して、活断層、或いは推定活断層が短い場合を検討しよう。どちらもほぼ垂直な横ずれ断層である。

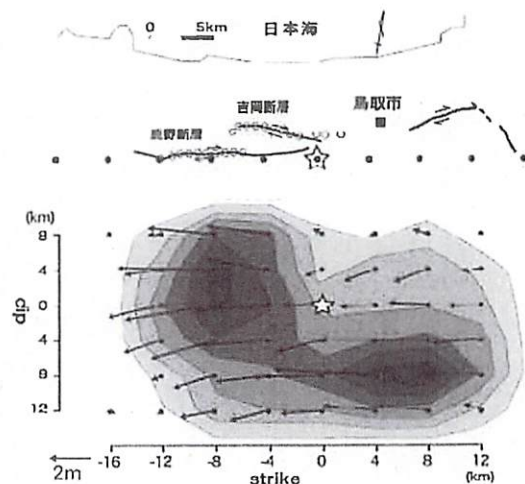
1943年鳥取地震の震源断層の長さは、Kanamori(1972)により33kmと推定されている。一方、地表地震断層は金田・岡田(2002)により、長さ11kmと推定されている。さらに、活断層である鹿野-吉岡断層系の長さは約15kmであり、これに基づけば震源断層の長さは大幅に過小評価されることを金田・岡田(2002)は指摘した。中田他(2004)は、活断層の詳細な検討を行うとともに、気象庁強震計波形から震源断層面上のずれの分布を求め、長さ28km、

Mw7.0とした。第2図がその結果である。これまで活断層が認められていなかった鳥取市の東方で、新たに活断層が発見され、その個所の震源断層の深部に大きなずれが推定されている。一方『新編日本の活断層-分布図と資料』(活断層研究会, 1991)に記載された活断層のある鳥取市西方では、震源断層の浅部で大きなずれが認められ、地震断層が出現した。

このパターンは1995年兵庫県南部地震と良く似ている。地表でずれが見いだされた野島断層の部分では震源断層浅部に大きなずれがあり、顕著なずれが見いだされなかった神戸側では、震源断層深部に大きなずれが推定されている(例えばHorikawa et al., 1996)。主として深部にずれを生ずる場合には、それを地表で認めることは困難であると思われる。大規模地震の例(岩城他, 2006)でも深部のアスペリティは地表に反映されていない。

震源断層上のずれのパターンは、通常考えられるように、中央部のずれが大きく周辺で小さくはなっていない。断層に沿うずれの量の変化が半楕円形状を持つのであれば、短い活断層の長さの定数倍によって震源断層長を推定することができる。同様な、しかしこれとは異なる仮定、すなわち震源断層の形状を楕円とし、短い活断層の長さから震源断層長を推定する方法を沖野・隈元(2006)は述べている。しかし短い活断層と震源断層の関係は、それほど単純とは限らない。

2000年鳥取県西部地震の場合は、震源断層浅部に大きなずれが推定された(例えば、鷲谷他, 2002)。これは1989年、1990年および1997年の群発地震活動(Shibutani et



第2図 1943年鳥取地震の地震断層と震源断層上のずれの量分布、および震央域の活断層(中田他(2004)による)上図実線は活断層を、○印は地震断層を、星印は気象庁による震央或いは震源を、それぞれ示す。下図は断面図で、その位置は上図と対応している。

al, 2002) などによって、深部の破壊が先行したためではないかと思われる。線状に分布した余震は長さ約25kmに及び、浅部の破壊にもかかわらず、地表地震断層は認められなかった。堤他 (2000) によれば、震源断層の直上、鎌倉山の北東には長さ約3kmの推定活断層が認められ、谷の屈曲は左横ずれを示している。井上他 (2002) も長さ約3kmの金山リニアメントを認めており、リニアメント上に断層露頭を見出した。さらに南の長さ約7kmの久住セグメントでも断層露頭を認め、トレンチ調査で8-13世紀の地震活動を推定している。他にもリニアメントを認めているが、これらは、互いにはほぼ平行に分布しており、同一の起震断層と考えると、その長さは10kmを超えない。遠田 (2002) は、震源断層直上付近に見出された地変は、地表付近の弱面のずれによるもので、震源断層の活動によって誘発されたのではないかとしている。

ここで示した少数例が、短い活断層と震源断層との関係の典型例とは限らないが、単純に活断層長の定数倍で震源断層長が求められるとは考えにくい。また、主として深部にずれを生ずる場合には、活断層として認められる部分が、震源断層よりも顕著に短くなると予想される。このように、震源断層の一部が地表付近に達し、地表で活断層が認められる場合には、その震源断層は地震発生層をほぼ断ち切っていると考えられる。すなわち、震源断層は、地震発生層の厚さ全体にわたっている。上部地殻に発生する大地震の多くは震源が深さ15km程度の深部（下部地殻との境界付近）にあることが多く、物理的にも、上部地殻の深部からの破壊開始が自然である（例えばTse and Rice, 1986; Shibasaki, 2003）。

しかし、短い震源断層が浅部に存在する場合も考えられるので以下に検討する。もしも浅部に短い震源断層が存在すれば、繰り返し活動することで、地表では短い活断層として認定される可能性がある。しかし、浅部のみが破壊し、深部が未破壊であることは考えにくい。恐らく一つの例外は、火山周辺の短い活断層であろう。火山周辺では地震発生層が薄い。このため、こうした地域では浅部のみが破壊が考えられる。また、火山周辺では、火山活動に伴って、浅部のみに応力が集中する可能性がある。これらの考察から、火山周辺の短い活断層は、震源断層長も同様に短いと考えられる。

浅部の短い震源断層の例としては、1998年岩手県内陸北部の地震（M6.1）（雫石地震）がある。海野他 (1998) は余震活動から、北西に約45度で傾く10km四方の断層面を推定した。この例は、火山地帯で起きた特殊な例とも考えられるが、むしろ、地下の震源断層の一部の破壊を示しているであろう。地表地震断層は雫石盆地西縁断層帯の一部に収められていると思われる（宮内他, 1998）。もう一つ

の例として2003年宮城県北部の地震（M6.4）がある。これは、中新世の正断層の再活動によるもので（Kato et al, 2004）、南北に延びる断層帯の一部の活動と思われる。このように火山周辺を除き、深部が未破壊で浅部のみが破壊するM6-M7の地震の例は見当たらない。火山周辺を除き、短い活断層の震源規模を松田式によって推定するのは不適切であろう。

確率的な地震動予測地図では、主要活断層帯以外の長さ10km以上の活断層に対して松田式（松田, 1975）を適用して、震源の規模を推定している（地震調査委員会, 2005a）。これは上記の議論から不適切と思われる。なお、松田式は主にM7以上の震源のデータを使用して求められているので、もともと長さが10km程度の震源に適用するのは適当ではなかった。松田 (1975) のM7未満の地震のデータは4個しかなく、そのうちの3個は地表のずれではなく、地震学的に推定された断層長が用いられている。ただ一つ地表のずれを用いたデータは1894年庄内地震の矢流沢断層のものであり、既述のようにその存在は否定されている。不適切な適用例としては、片川他 (2005) による能登半島沖のF14, F15, F16断層（長さはそれぞれ12km, 11km, 11km）がある。これらの和がほぼ震源断層に対応するが、それぞれの短い断層長に松田式を適用しても、能登半島地震の規模M6.9は推定できない。

4-5 短い活断層の震源規模

地震発生層内の破壊では、地震モーメントが断層長の三乗に比例するが、地震発生層全体の破壊の場合には、断層面の幅が一定となるため、地震モーメントは断層長の二乗に比例する（Shimazaki, 1986）。この例として上げられている地震から推定すると、両者の境界はM6.8-6.9程度である。境界より上の地震にはM6.8が1地震（1945年三河地震）、M7.0が2地震あり、下の地震にはM6.9が3地震（1931年西埼玉地震、1974年伊豆半島沖地震、1963年越前岬沖地震）、M6.8が1地震（1984年長野県西部地震）ある。このうち伊豆半島沖地震では、石麻崎断層で明瞭な地表地震断層が出現している（例えば松田・山科, 1974）。一方、M6.8で明瞭な地震断層が出現したのは、既述のように三河地震の場合のみである。よって、地震発生層全体を破壊する震源はM6.9以上と考え、以下ではこの値を用いる。

深部のみを破壊では地表に痕跡を残さず、M6.9未満の地震が発生しうる。また、繰り返し発生しても、活断層とは認められない。一方、震源規模がM6.9以上となれば、たとえ深部にずれが集中していても、震源域の一部は地表に達し、繰り返し活動することによって活断層を生ずるものと思われる。この場合、活断層の長さは、必ずしも震源域の長さを示してはいない。すなわち、火山周辺以外の短

い活断層は、このようにして生じたものと考えられ、すくなくともM6.9以上の規模を持つ震源断層が地下に存在するものと考えられる。

火山周辺を除き、短い活断層があれば地下にM6.9以上の規模の震源断層があると思われるが、その最大規模ほどの程度であろうか？ まず、2000年M7.3鳥取県西部地震や1943年M7.2鳥取地震の規模を考慮すべきであろう。しかしながら、これらの地震は中国地方で発生しており、他地域も同様かどうかは検討の余地がある。佐藤（2007, 私信）によれば、2000年鳥取県西部地震の余震域に沿って、重力異常の急傾斜が見られる。その長さは25km程度で、松式式ではM7.2に相当し、ほぼ鳥取県西部地震の震源規模を示している。陸域の大地震の震源断層は既存の弱面上にあると考えられるので、重力異常の急傾斜がその弱面を示しているのであろう。この例からわかるように、地質図や重力異常図を用いれば、規模の予測が可能と思われる。

既存の弱面全体が震源断層となっているかどうかは、必ずしも明らかではない。活断層として認められる部分とそれ以外とが地学的に不可分であれば、震源断層長は、全体の長さに等しいと考えられる。そうでない場合、全長は震源断層の最大規模を示すと思われる。短い活断層の規模は、M6.9以上で、破壊が既存の弱面全体におよぶ場合を最大値とすることが適切であろう。真実を知りえないために不確実性が生ずるが、論理ツリーを用いて取り扱うことは可能である。異なる規模を示すツリーに与える重みは、GR式に基づいて決めるのが適当と考えられる。ただし、非常に長い震源断層が存在するにもかかわらず、短い活断層しか地表では認められないとは考えにくいので、最大規模には上限が存在するであろう。

5. まとめ

現在の長期評価では、地震の発生頻度が過小評価されている可能性がある。その主因は、トレンチ調査法では把握が困難な過去の活動（地表で認めにくい地震）が存在するためである。このため、段丘面を活用して、より広域の地殻変動を考慮する必要がある。しかし、そのような手法では「地表で認めにくい地震」を推定することが困難な場合には、このような地震をモデル化して、評価に含める必要がある。

さらに過小評価の一因として、長大な活断層帯の活動区間への分割が不十分なことも考えられる。高度化した写真判読法により、まず活断層帯の形態を明らかにし、地質図、重力図等を併用して、適切な活動区間に分割する必要がある。

火山周辺以外に分布する、短い活断層で発生する地震は、

地震発生層全体を破壊すると考えられるので、M6.9程度以上の規模を持つと推定される。その場合、地質図、重力異常図を併用することにより、地下の弱面の存在とその全長を推定することができ、震源の規模、或いは最大規模を推定できると考えられる。

謝辞

長期評価の課題については、長期評価部会委員、長期評価部会活断層評価手法等検討分科会委員、および事務局の皆さまにご議論頂いた。また佐竹健治教授、隈元崇准教授、遠田晋次博士、金幸隆博士には原稿に有益なコメントを頂いた。御礼申し上げる。

文 献

- Field, E. H., 2007, A summary of previous working groups on California probabilities, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 97, 1033-1053.
- 広島俊男・駒澤正夫・須田芳明・村田泰章・中塚正, 1990, 秋田地域重力図（ブーゲー異常図）, 地質調査所.
- Horikawa, H., K. Hirahara, Y. Umeda, M. Hashimoto, and F. Kusano, 1996, Simultaneous inversion of geodetic and strong-motion data for the source process of the Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake, *J. Phys. Earth*, 44, 455-471.
- 今村明恒, 1911, 安政元年夏ノ地震, 震災予防調査会報告, 77, 1-16.
- 井上大業・宮越勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹, 2002, 2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震, 54, 557-573.
- 岩城啓美・伊藤浩子・北田奈緒子・井上直人・香川敬生・宮越研・竹村恵二・岡田篤正, 2006, 大規模地震に伴う地表地震断層と深部起震断層に関する既存資料の整理とカタログの作成, 2006, 活断層研究, 26, 37-61.
- 地震調査研究推進本部, 1997, 「地震に関する基礎的調査観測計画」, 38p.
- 地震調査研究推進本部, 2005, 「今後の重点調査観測について」, 41p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001, 長期的な地震発生確率の評価手法について, 99p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002, 山形盆地断層帯の評価, 23p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004a, 地震調査委員会報告集-2003年1月～12月（第一分冊）, 495-498.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004b, 本津川断層帯の評価, 19p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004c, 福井平野東縁断層帯の評価, 26p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005a, 「全国を概観した地震動予測地図」報告書（分冊1）, 213p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005b, 庄内平野東縁断層帯の評価, 26p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005c, 地震調査委員会

- 報告集-2004年1月~12月(第一分冊), 331-345.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005d, 横手盆地東縁断層帯の評価, 24p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007a, サロベツ断層帯の評価, 24p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007b, 山形盆地断層帯の評価(一部改訂), 32p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2005, 「基礎的調査観測対象活断層の評価手法」報告書, 106p.
- Kagan, Y. Y., and L. Knopoff, 1987, Random stress and earthquake statistics: time dependence, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 88, 723-731.
- Kanamori, H., 1972, Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting, the Tottori earthquake of 1943, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5, 426-434.
- 金田平太郎・岡田篤正, 2002, 1943年鳥取地震の地表地震断層-既存資料の整理とその変動地形学的解釈, *活断層研究*, 21, 73-91.
- 片川秀基・浜田昌明・吉田進・藤澤安・三橋明・河野芳輝・衣笠善博, 2005, 能登半島西方海域の新第三紀-第四紀地質構造形成, *地学雑誌*, 114, 791-810.
- 荻谷愛彦・伏島祐一郎・宮地良典・水野清秀・佐竹健治・寒川旭・井村隆介, 1999, 木津川断層系の古地震調査, *地質調査所速報*, EQ/993, 103-113.
- Kato, N., H. Sato, T. Imaizumi, Y. Ikeda, S. Okada, K. Kagohara, T. Kawanaka, and K. Kasahara, 2004, Seismic reflection profiling across the source fault of the 2003 Northern Miyagi earthquake (Mj 6.4), NE Japan: basin inversion of Miocene back-arc rift, *Earth Planets Space*, 56, 1369-1374.
- 活断層研究会, 1991, 「新編日本の活断層-分布図と資料」, 東京大学出版会, 437p.
- 金幸隆, 2004, 魚沼丘陵の隆起過程と六日町断層の活動累積, *活断層研究*, 24, 63-75.
- Kim, H. Y., and A. Okada, 2005, Surface deformations associated with the October 2004 Mid-Niigata earthquake: Description and discussion, *Earth Planets Space*, 57, 1093-1102.
- 小森文次郎, 1895, 庄内地震-関スル地質学上調査報告, 震災予防調査会報告, 8, 1-21.
- Maruyama, T., K. Iemura, T. Azuma, T. Yoshioka, M. Sato, and R. Miyawaki, 2007, Paleoseismological evidence for non-characteristic behavior of surface rupture associated with the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake, central Japan, *Tectonophysics*, 429, 45-60.
- 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*, 269-283.
- 松田時彦, 1990, 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, *東京大学地震研究所会報*, 65, 289-319.
- 松田時彦・山科健一郎, 1974, 1974年伊豆半島沖地震の地震断層, *地震研究所研究速報*, 14, 135-158.
- Matthews, M. V., W. L. Ellsworth, and P. A. Reasenber, 2002, A Brownian model for recurrent earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 92, 2233-2250.
- 宮内崇裕・今泉俊文・渡辺満久・八木浩司・澤祥・平野信一, 1998, 零石盆地西縁断層帯(西根断層群)の詳細位置と第四紀後期の活動性, *活断層研究*, 17, 26-30.
- 文部科学省研究開発局地震・防災研究課, 2005, 日本における被害地震の発生頻度に関する統計的分析について, 3p.
- 中田高・隈元崇・熊原康博・山中佳子, 2004, 「形態単位モデル」による一括活動型活断層の設定と起震断層の再検討, *活断層研究*, 24, 39-48.
- 小田切聡子・鳥崎邦彦, 2000, 活断層で起きた歴史地震の大きさ, *地震*, 53, 45-56.
- 沖野範子・隈元崇, 2006, 楕円断層面を仮定した活断層の長さ地震規模の関係, *活断層研究*, 26, 29-36.
- 産業技術総合研究所, 2006, 山形盆地断層帯の活動性および活動履歴調査「基礎的調査観測対象活断層の追加・補完調査」成果報告書, H17-8, 17p.
- 鷲谷威, 1999, 1948年福井地震(M=7.1)に伴う地殻変動と震源断層モデル, *地震*, 52, 111-120.
- 鷲谷威・西村卓也・畑中雄樹・福山英一・William L. Ellsworth, 2002, 2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル, *地震*, 54, 523-534.
- Shibasaki, B., 2003, On the physical mechanism of silent slip event along the deeper part of the seismogenic zone, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL017047.
- Shibutani, T., S. Nakao, R. Nishida, F. Takeuchi, K. Watanabe, and Y. Umeda, 2002, Swarm-like seismic activity in 1989, 1990 and 1997 preceding the 2000 Western Tottori earthquake, *Earth Planets Space*, 54, 831-845.
- Shimazaki, K., 1986, Small and large earthquakes: the effects of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *Geophys. Monograph*, 37, 209-216.
- 鳥崎邦彦, 2001, 大地震発生の長期的予測, *地学雑誌*, 110, 816-827.
- 白井哲之, 1967, 魚野川下流地域の段丘地形からみた地殻運動について, *東京教育大学地理学研究報告*, 11, 23-35.
- 杉村新, 1976, 「断層と地震」その歴史と展望, *地質学論集*, 12, 3-13.
- 鈴木康弘・熊木洋太, 2004, 2003年7月26日宮城県北部地震M6.4が提起した地震動予測地図と活断層評価の課題, *日本地震工学会論文集*, 4, 1-4.
- 鈴木康弘・池田安隆・渡辺満久・須貝俊彦・米倉伸之, 1989, 庄内平野東縁における完新世の断層活動と1894年(明治27年)庄内地震-観音寺断層のトレンチ掘削調査による検討, *地震*, 42, 151-159.
- 武村雅之, 1998, 日本列島における地殻内地震のスケーリング則-地震断層の影響および地震被害との関連-, *地震*, 51, 211-228.
- 谷口薫・中田高・渡辺満久・鈴木康弘・後藤秀昭・活断層位置形状検討作業グループ, 2007, 活断層長期評価の改良に向けた主要活断層の位置・形状に関する検討-横手盆地東縁および北上低地西縁活断層帯を事例として-, *日本地球惑星科学連合2007年大会予稿集*, S141-P026.
- 遠田晋次, 2002, 2000年鳥取県西部地震の“地変”についての考察-境界要素法による表層誘発すべりの可能性についての検討-, *活断層研究*, 21, 93-98.
- Tse, S. T., and J. R. Rice, 1986, Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, 91, 9452-9472.
- 堤浩之・隈元崇・奥村晃史・中田高, 2000, 鳥取県西部地震震源域の活断層, *月刊地球号外*, 31, 81-86.
- 海野徳仁・岡田知己・中村綾子・中島淳一・佐藤俊也・堀修一郎・河野俊夫・仁田交市・植木貞人・松沢暢・長谷川昭・浜口博之, 1998, 1998年9月3日岩手県零石町に発生した地震(M6.1)の余震分布, *活断層研究*, 17, 1-8.

Working Group on California Earthquake Probabilities, 1988, Probabilities of large earthquakes occurring in California on the San Andreas fault, U.S. Geological Survey Open-File Report, 88-398, 62p.

Working Group on California Earthquake Probabilities, 1990, Probabilities of large earthquakes in the San Francisco Bay region, California, U.S. Geological Survey Circular, 1053, 51p.

Working Group on California Earthquake Probabilities, 1995, Seismic hazards in southern California: Probable earthquakes, 1994 to 2024, Bull. Seismol. Soc. Amer., 85, 379-439.

Working Group on California Earthquake Probabilities, 2003, Earthquake Probabilities in the San Francisco Bay region: 2002 to 2031, U.S. Geological Survey Open-File Report, 03-214, 235p.

山崎晴雄, 1983, 活構造図「秋田」, 地質調査所.

横田修一郎・塩野清治・屋籠増弘, 1976, 伊賀上野の地震断層, 地球科学, 30, 54-56.

(2008年2月15日受付)

(2008年3月7日受理)

キーワード

長期評価, 活断層, 大地震, 地表地震断層, 地震発生頻度

Key words : long-term forecast, active fault, large earthquake, surface fault rupture, earthquake frequency