

地震 ジャーナル

44

2007年12月

エッセイ 地震学のすすめ ●金森博雄

南海トラフの巨大地震再来間隔変化の

メカニズム解明に向けて ●堀 高峰——1

1707年富士山宝永噴火 ●小山真人——8

長周期地震動による被害と対策 ●座間信作——18

動き始めたE-ディフェンス ●井上貴仁——27

報道される地震災害死者数の時間的推移

に関する数理モデル ●萩原幸男——39

地震予知連絡会情報 ●野口伸一——44

●書評——62

●新刊紹介——64

●ADEP情報——66

地震の基礎知識 地震の予知／東海地震

囲み記事 新潟周辺は異常に地震が多いか？

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

地震学のすすめ

金森博雄

自然現象を相手とする研究者は、(1)新しい現象を観測で見つけた時に興奮し、(2)その物理機構を解明した（あるいは解明したと思った）時にさらに興奮する。また、(3)その積み重ねによって、普遍的な理論か、或は、経験法則を見つけ将来を予知する（ここでは予知と予測を区別しない）。そして、(4)その予知があたり、社会のために役にたつと大変生きがいを感じる。

(1)と(2)はしばしば経験するが(3)と(4)とはなかなかうまくいかない。研究者としては(1)と(2)でとまってもよいかもしれないが、地震学では(3)と(4)にまでいくことがのぞまれる。(3)に成功するためには、幅広い視野をもつ人材を養成することが重要であるが、現在の大学の状況を見ると、これが十分に行なわれているとは思えない。(4)は、地震予知についてしばしば議論されることであるが、“予知”や“地震”をあまりせまい意味で考えないほうが良いと思う。“地震”を断層の瞬間的なすべりと定義し、その発生を正確に予知しようと思うと、いろいろの困難が伴うと思う。しかし地震を、長期にわたる地殻現象と思えば、ある意味では“地震はすでにおきている”のであり、その推移を予測することが地震予知となる。地震現象が物理現象であるかぎり、現在までの観測結果と地震の物理の知見を用いて将来の地震活動のある程度予測できるはずである。勿論、理論もデータも不完全であるから、かなりの不確定さを伴うことは止むを得ない。この分野では、とくに破壊に先立ついろいろの物理現象の観測と理論を促進するべきと思う。勿論、破壊前駆現象の研究は今までも行なわれてきたが、さらに包括的、物理的な研究に力を注ぐべきと思う。

一方、地震を地面の揺れと考えれば、ある時点での地震動の観測をもとにすれば、波の伝搬の物理学はよくわかっているので、かなり正確に将来の地震動を予測できる。これは“地震動予知”といってもよい。最近のリアルタイム地震学の著しい発展を見ると、これは、すでに実用の段階に近づいていると思う。この分野では、数値計算法や、制御工学の応用を促進させたら良いと思う。

最近の地震学は、データの集積と個々の事例の解析について長足の進歩をとげた。これらにもとづいて、色々な経験的予測もされるようになった。しかし、地震学の歴史はあさく、経験的には予測できなかったことがしばしばおこっている。それに対処するために、上に述べたような、より幅ひろい地震学の研究を促進させれば、地震学者は自然現象を解明することに喜びを感じつつ、社会に重要な貢献をすることができ、地震学は極めて魅力的な学問分野になると思う。



金森博雄

[かなもり ひろお]
現職 カリフォルニア
工科大学名誉教授
略歴 東京大学教授、
カリフォルニア工科大学
教授、同地震学ラボ
ラトリー所長を経て現
職、2007年京都賞受賞
研究分野 地震学

南海トラフの巨大地震再来間隔変化の メカニズム解明に向けて

堀 高峰

1. はじめに

西南日本の太平洋側では、マグニチュード（以下 M）8 クラスの巨大地震が繰り返し発生し、東海から九州にかけて強い揺れと津波による被害をもたらしてきた（図 1）。東南海・南海地震といえはここ数年で詳細な被害想定もなされ¹⁾、東海地震と同様に一般にも認知されるようになってきた。地震調査研究推進本部から出されている長期評価では、今後 30 年以内の発生確率が南海地震は 50%、東南海地震は 60~70% とされている²⁾。

この評価には「時間予測モデル」³⁾が取り入れられている。このモデルは、繰り返し発生する巨大地震の再来間隔と規模の関係についての 1 つのモデルであり、規模の大きな地震の後には再来間隔が長く、小さい場合には短いという関係があるとしている。江戸時代以降の南海地震がこのような関係を満たしながら起こっており、それを説明する単純なモデルも提案されていた³⁾。しかしながら、岩石実験にもとづく摩擦則を用いた地震発生サイクルのシミュレーションではこの現象は再現されていなかった。また、再来間隔の変化だけでなく、東南海あるいは東海地震と南海地震との発生間隔も変化し、江戸時代以降は間隔が長くなっていく傾向がある。1707 年の際は東海から四国にかけてほぼ同時に地震が起きたとされており、1854 年は東海地震の後約 32 時間で南海地震が発生し、前回は 1944 年に東南海地震が発生してはほぼ 2 年後に南海地震が発生した。

本稿では、こうした再来間隔の変化や東南海あるいは東海地震と南海地震との連動の仕方の変化がどのようなメカニズムで生じているかを明らか

にすべく行ってきた数値シミュレーションによる研究⁴⁾⁻⁶⁾と今後の課題について述べる。

2. 地震発生サイクルのモデル

ここではプレート境界地震発生の繰り返し（地震発生サイクル）を、プレート境界面の固着・すべりの繰り返しとしてモデル化する。固着している領域では、周囲に対してすべり遅れることになり、固着している面に働く応力が高まっていく。それが限界に達するとすべり遅れを解消するようすべりが生じる。その際、蓄積されていた歪みエネルギーを解消するのに伴い、地震波を放出するような高速すべりが生じることになる。プレート境界におけるこの高速すべりが、プレート境界地震であると考えられる。

プレート境界面においてすべり状態がわかれば、その時に境界面に働く剪断応力は次式のように記述できる。

$$\tau_i(t) = -\sum_j K_{ij}(\delta_j(t) - V_j^p t) - \frac{G}{2\beta} V_i(t) \quad (1)$$

ただし、ここでは面上の離散化された点での応力 τ_i やすべり δ_j 、すべり速度 V_i で変数を表している。 G , β , t はそれぞれ剛性率、S 波速度、時間である。また、すべりの向きは一定と仮定し、境界面に働く剪断応力のうちで、すべりの向きと同じ成分の剪断応力変化だけを考えるものとする。右辺第 1 項は、プレート収束運動（速度 V_j^p ）からのすべり遅れによって生じる応力で、 K_{ij} は点 i での単位すべりによる点 j での応力変化を表すすべり応答関数である。すべり応答関数の計算では、図 2a に示したように半無限弾性体中の平面断層を仮定し、これを約 1.2 km 四方に分割して離散化する。

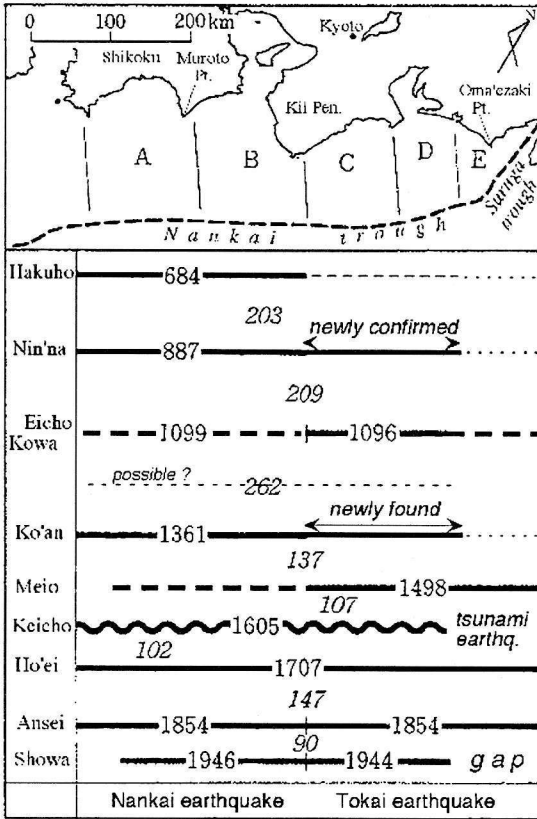


図1 歴史史料から推定された過去の南海トラフ沿い巨大地震の繰り返し¹⁹⁾。

第2項はすべりが高速になった場合に本来生じる地震波によるエネルギーの散逸を近似した項で、実際の計算の中では地震波による応力変化は含まれない⁷⁾。

剪断応力とすべり速度の関係を表す式は下記である。

$$\tau_i(t) = \sigma_i \left[\mu_* + \Theta_i(t) - a_i \ln \left\{ \frac{V_*}{V_i(t)} + \frac{V_*}{V_{st}} \right\} \right] \quad (2)$$

ここで V_* は任意に決められる基準すべり速度 (以下では V^p)、 μ_* はその速度で定常すべりをしている時の摩擦係数の値である。式の形からすべり速度 V_i は0にはならないが、固着状態はすべり速度が十分小さくて観測ですべりが認識できないような状態を指すものとする。また Θ_i は状態変数と呼ばれるもので、 $(\mu_* + \Theta_i) \sigma_i$ は強度を表すと解釈できる⁸⁾。 Θ_i は次式のようにすべりと時間の関数として変化する。

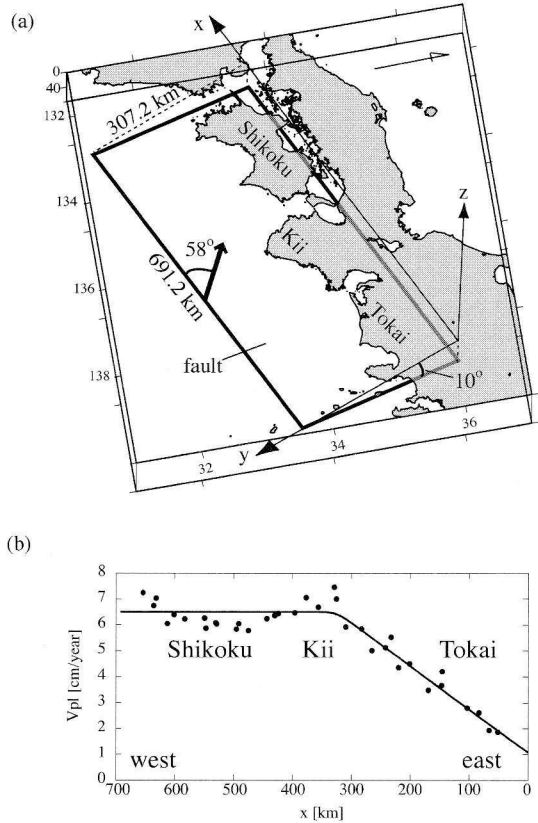


図2 (a) すべり応答関数を計算するために用いた断層面形状。(b) 仮定したプレート収束速度の分布 (実線)。点はGPSデータから求められたすべり欠損率²⁰⁾。

$$\frac{d\Theta_i(t)}{dt} = \frac{b_i V_*}{L_i} \exp \left[-\frac{\Theta_i(t)}{b_i} \right] \exp \left[\frac{V_i(t)}{V_c} \right] - \frac{V_i(t)}{L_i} \left[\Theta_i(t) - b_i \ln \left\{ \frac{V_*}{V_i(t)} + \frac{V_*}{V_{st}} \right\} \right] \quad (3)$$

これらの2式は室内実験結果にもとづいて得られたものである^{9), 10)}。式(2)や(3)の V_{st} ($=0.1 \text{ mm/s}$) は、速度依存性が見られる上限を表したものの^{11), 12)}。また式(3)は第1項が時間が経つと強度が回復することを表す項、第2項がすべりに依存して強度が低下することを表す項で、2つの項の入れ替わりを決めるのが V_c (ここでは $0.01 \mu\text{m/s}$) である¹⁰⁾。式(2), (3)における a, b, L は定数で、断層面の摩擦特性を表すパラメータ、 σ は有効法線応力 (法線応力から間隙圧を除いたもの) である。

離散化した断層面上の各点でパラメータの値を

与えるとともに、式(1)におけるプレート収束速度やすべり応答関数を与え、式(1)と(2)の時間微分から応力を消去することで、式(3)と合わせてすべり速度と状態変数の連立常微分方程式が得られる。これを数値積分すれば断層面上のすべり速度の時空間変化が計算できる。プレート境界面での固着・すべりの時空間分布、すなわち地震発生の繰り返しが計算できることになるわけである。

3. モデルパラメータの設定

すべり速度の時空間変化を計算するためには、断層面上のすべての点における摩擦パラメータの値や有効法線応力、プレート収束速度を与える必要がある。これらの値は直接測定できるものではないので、様々な間接的な情報をもとに仮定することになる。まず、プレート収束速度は図2bのように仮定する。

摩擦パラメータ a , b , L は室内実験から温度に依存することがわかっており、地下の温度は大まかには深さに比例するため、ここではパラメータが図3に示したような深さ依存性を持つと仮定する。 $a-b$ の値が負になる部分が、固着-すべりを繰り返す、すなわち地震を発生させる部分であり、この地域の巨大地震震源域の深さの上限と下限に合わせた。逆に言えば、震源域の上限と下限がこの地域でほぼ一定の深さであることから、深さ依存は妥当な近似と言える。 L は深い所で大きな値をとるものとする。有効法線応力は深さに比例すると仮定する。深さに依存した値を断層面上の各点に与える際には、各点の深さはすべり応答関数を計算するための平面断層の深さではなく、プレート境界面の深さを平面断層上に投影したものをを用いる(図3a)。このことにより、擬似的にプレートの3次元的な形状によって生じる摩擦特性の不均質分布(例えば震源域の幅の場所による違い)を平面断層上に取り入れることになる。パラメータの絶対値は、平均再来間隔が110年程度になる値を用いた。

こうした深さ方向の摩擦特性の不均質に加えて、ここ数年南海トラフにおいて精力的に行われ

てきた構造探査によって明らかになった、構造不均質にもとづいた摩擦特性の不均質分布も与えた^{5),13),14)}。これらは震源域の分割(セグメント化)に影響を与えたと思われるもので、海山や海嶺の沈み込み等である。東南海地震と南海地震の震源域を分ける最も顕著なセグメント境界である紀伊半島付近では、プレート境界面上に数十km径の高速・高密度の塊が存在することが判明するとともに、紀伊半島沖では沈み込むプレートが断裂している構造がイメージされた⁵⁾。これらにもとづいて、図4に示したような摩擦特性の不均質分布を仮定した。構造不均質が摩擦特性にもたらす影響を定量的に表すモデルは、海山の沈み込み¹⁵⁾や重力異常による法線応力変化以外は存在しない。摩擦パラメータについては定性的に破壊伝播を妨げるような特性を持つことが予想されることから、もともと仮定した深さ依存の摩擦特性のもとで、実験から想定される摩擦パラメータのとり得る値と矛盾しない範囲で、破壊伝播を妨げる程度の不均質性を与えた^{5),6)}。

4. シミュレーションでの再来間隔変化とそのメカニズム

シミュレーションの結果得られた地震時(すべり速度が1cm/s以上)のすべり量分布を図5に示す。3サイクルに1度、東南海地震と南海地震の発生間隔が非常に短くなる(1~2時間)ので、これを1つの地震として示している。その次の2つのサイクルでは、東南海地震と南海地震の発生間隔は長くなり、東南海地震や南海地震の再来間隔は短くなる。また南海地震の規模は小さくなる。これらの傾向は、宝永東海・南海地震以降の変化のパターンに類似するものである。ただし、その変化の大きさは、再来間隔についても東南海と南海の間隔についても、シミュレーション結果の方が歴史地震に比べて小さい。なお、地震は東南海側が常に先行する。この点も歴史地震と調和的である。1944年東南海地震と1946年南海地震については震源(破壊開始位置)がわかっているが、これらはいずれも紀伊半島付近であり、東南海地震と南海地震が別々に発生する場合のシミュ

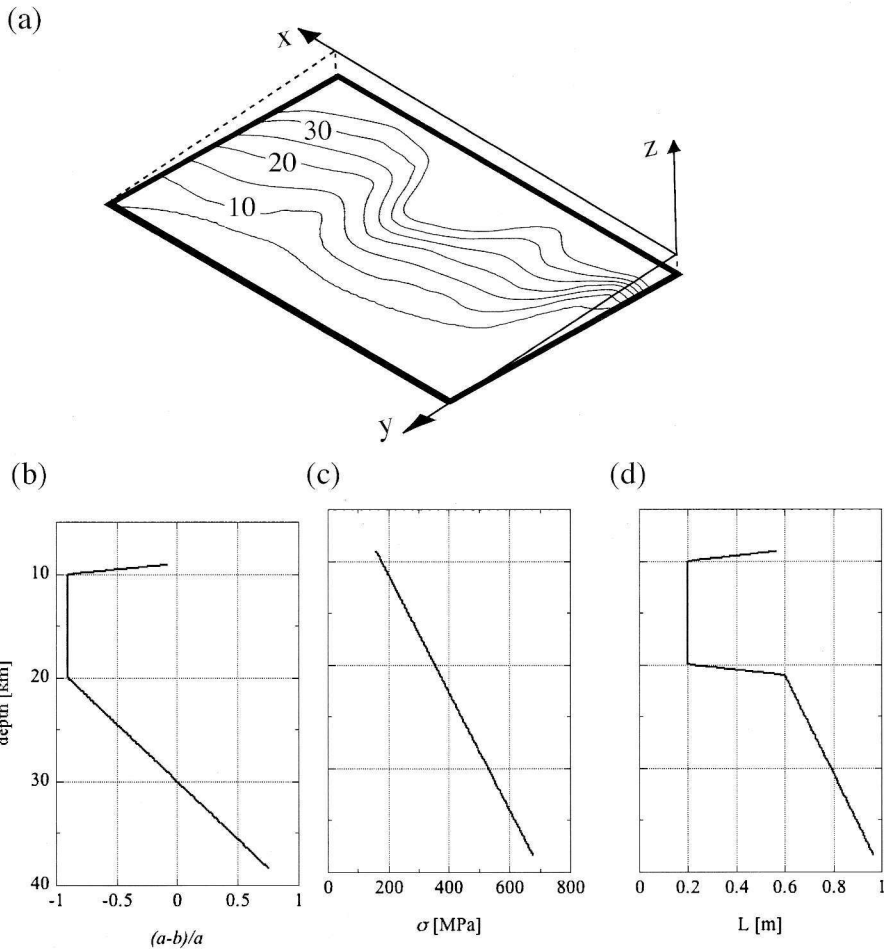


図 3 (a) すべり応答関数を計算する断層面上に投影した 3 次元プレート形状の深さのコンター。
 (b)~(d) 仮定した摩擦パラメータと有効法線応力の深さ分布。

レーション結果における高速すべり開始位置とも調和的である。

図 5 に示したような再来間隔等の変化のパターンがこのシミュレーションで見られるのは次のようなメカニズムによると考えられる。構造不均質にもとづいて仮定した、セグメント境界付近での摩擦特性の不均質によって、地震時の高速すべりの伝播は妨げられる。紀伊半島の東側で高速すべりが始まって、東西両方に伝播しようとするが、紀伊半島付近には伝播を妨げるもの（バリア）が存在するため、一旦停止する。このため紀伊半島のバリア付近では、地震前に蓄積したすべり遅れのすべてを解消しきれないことになる。つまり完全に解消した場合よりも高い応力が断層面にかかった状態から次の地震に向けて応力増加が再開

することになる。このバリア付近は、応力増加率が高くなるので、次の地震までの再来間隔が短くなる。このことは高速すべりの開始位置付近の応力変化から確かめられている。一方で、バリアから離れた主なすべり域では地震前に蓄積したすべり遅れが十分に解消されるので、次の地震までの短い再来期間に蓄えられるすべり遅れが小さくなり、地震全体としての規模が小さくなることになる。

東南海地震と南海地震の発生間隔については、定性的には東南海地震の規模が前述のように小さくなれば、東南海地震後に生じるゆっくりすべりが加速して始まる南海地震までの時間は長くなると言える。ただし、すべりが加速する場所が地震ごとに異なること等から、応力変化から定量的に

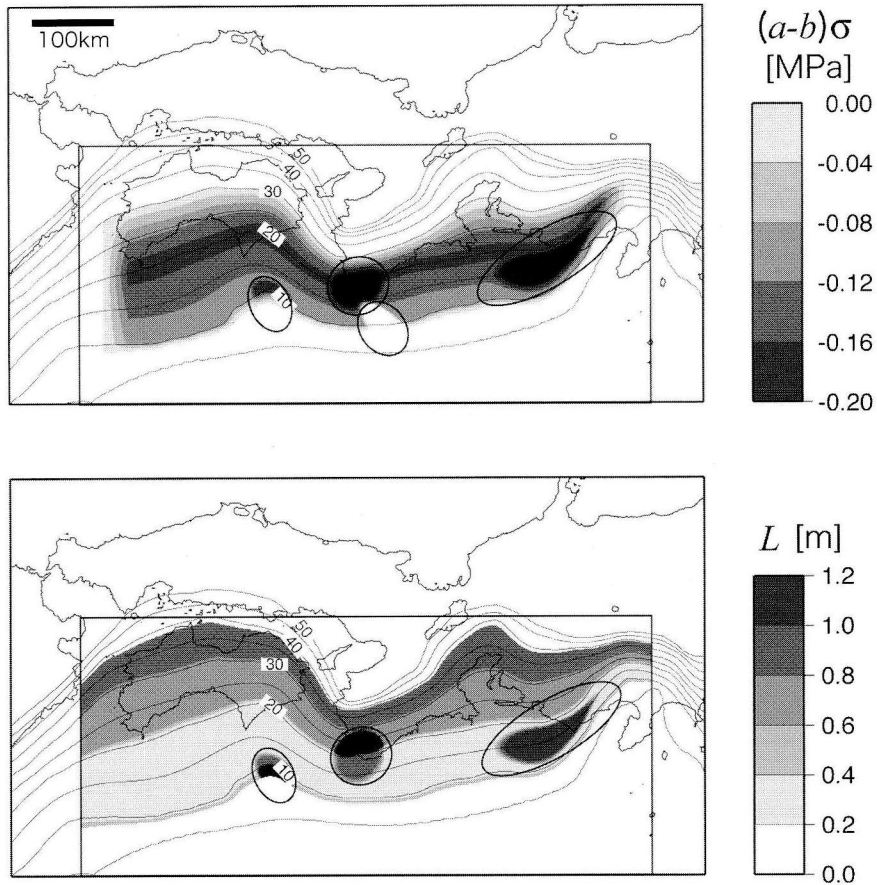


図 4 構造不均質（楕円部分）も考慮して仮定した摩擦パラメータの分布図。

このことを確認することはできていない。

5. 再来間隔変化のメカニズム解明に向けた今後の課題

今回紹介したシミュレーション結果は、江戸時代以降の再来間隔変化のパターンを再現するものであった。しかしながら、本当のメカニズム解明に至るにはまだ解決すべき問題がいくつかある。

まず第1に、今回の結果はある限られた場合に（与えた断層形状、摩擦則のもとで）再来間隔変化の一部を再現することができることを示したまでで、すべり応答関数を求める際の断層形状が異なったり、摩擦則が異なったりする場合でも、常にこのような解が得られるということは保証していない。例えば、プレート境界面の3次元形状をすべり応答関数の計算時に考慮した場合や複数提案されているうちの別の摩擦則を用いた場合に

は、同じ摩擦パラメータの分布では、今回示したような再来間隔変化のパターンが説明できなくなる。不安定性が高くなることで、バリアでの停止が起こらなかつたり、起こっても東南海地震と南海地震の間隔が非常に短かかったり、2サイクルに1度連動が生じたりする。こうした場合でも再来間隔変化のパターンが再現できる摩擦パラメータの組み合わせが存在することを示す必要がある。

再来間隔変化のパターンが説明できたとはいえ、定量的には隔たりが大きい。すなわち、実際の再来間隔変化は最短が90年に対して最長が200年以上と倍・半分の大きな変化をしているのに対して、シミュレーションでは平均再来間隔の高々6%の変化しか生じていない。さらに、再来間隔変化と巨大地震の連動という観点で南海トラフ以外の沈み込み帯を見ると、連動型の後に再来間隔が長く、その後半分以下になる例がある。例

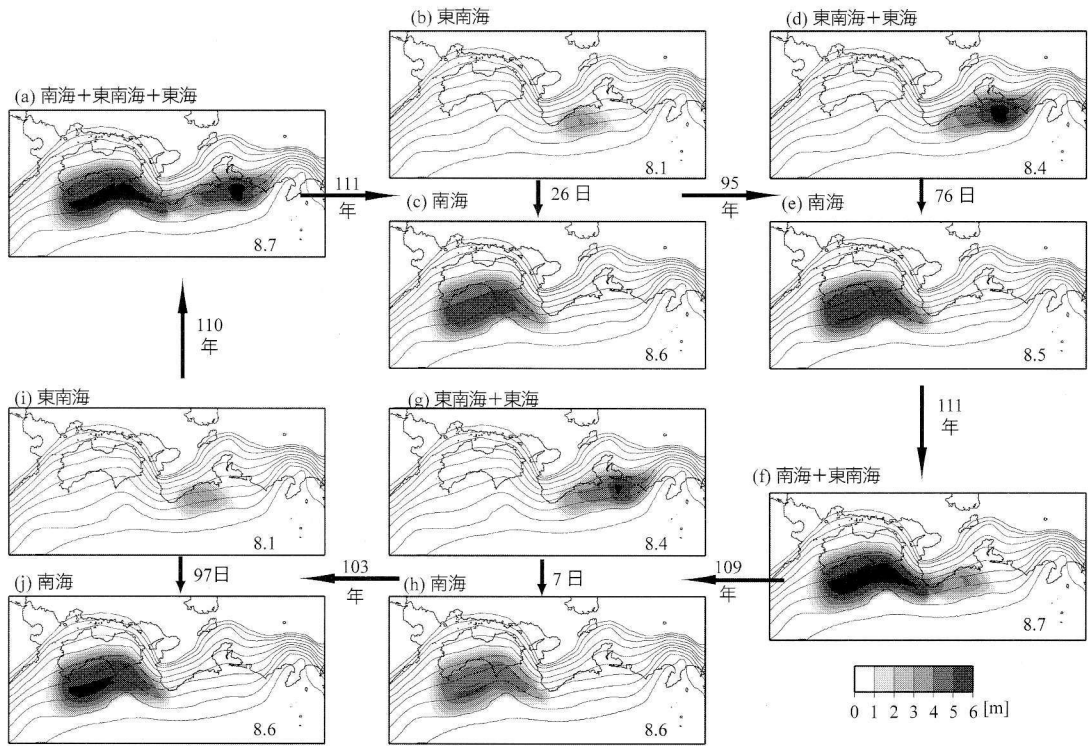


図 5 シミュレーション結果から求めた地震時のすべり分布. 矢印付近の数字は地震同士の発生間隔, すべり分布図の中の数字はモーメントマグニチュードを示す.

例えば十勝沖～根室沖の M8 クラスの地震の場合, 17 世紀に連動型が発生し, その後 1843 年・1894 年, 1952 年・1973 年, そして 2003 年というように, 約 200 年, 約 100 年, 約 50 年と再来間隔が短くなっている¹⁶⁾. 十勝沖～根室沖の場合は, 今回のシミュレーションで, 連動の仕方だけでなく再来間隔変化に対しても重要な役割を果たす紀伊半島の不均質構造にあたるものが存在しない. このことは再来間隔変化として異なるメカニズムを考える必要性を示唆しているとも考えられ, 連動と関連したより普遍的な再来間隔変化のメカニズムを今後検討する必要がある.

また連動の別の側面として, 足摺よりも西側(日向灘等)のプレート境界地震との連動の問題がある. 最近の津波堆積物の調査から, 宝永東海・南海地震の際には, 日向灘まで震源域が広がっていた可能性が示唆されている^{17), 18)}. 今回のシミュレーションでは足摺沖まででモデルが閉じているので, 足摺沖までで破壊伝播が止まる場合と日向灘まで広がる場合の違いやその原因を検討

することはできず, 今後の課題である.

まとめ

このように今後の課題は少なくないが, すでに解決の手がかりが得られつつある課題もある. これらを一つ一つ解決していくことで, 巨大地震の再来間隔変化のメカニズムが解明されていくものと期待している. また, 再来間隔変化がランダムではなく, 何らかのメカニズムに従うものであれば, そのメカニズムをモデルに取り入れて過去の履歴の再現性を高めることにより, すべりの履歴に依存して決まる応力変化や強度変化の推定精度を高められることになる. 過去の履歴として, 今回取り上げたような再来間隔や規模だけでなく, プレート境界での固着・すべりに伴う地殻変動の観測データ等も含めて再現できるようになれば, 数値シミュレーションと観測データにもとづいたプレート境界面の固着・すべり状態の予測が, 実用的な精度で可能になると期待している.

参考文献

- 1) 中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」2003, (第14回) 資料2: 東南海, 南海地震の被害想定について.
- 2) 地震調査委員会, 2007, 今までに公表した活断層及び海溝型地震の長期評価結果一覧.
- 3) Shimazaki, K., and T. Nakata, 1980, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 279-282.
- 4) Hori, T., N. Kato, K. Hirahara, T. Baba and Y. Kaneda, 2004, A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan : lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228, 215-226.
- 5) Kodaira, S., T. Hori, A. Ito, S. Miura, G. Fujie, J.-O. Park, T. Baba, H. Sakaguchi and Y. Kaneda, 2006, A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, 111, B09301, doi : 10.1029/2005JB004030.
- 6) Hori, T., 2006, Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Earth Simulator*, 5, 8-19.
- 7) Rice, J.R., 1993, Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98, 9885-9907.
- 8) Nakatani, M., 2001, Conceptual and physical clarification of rate and state friction : Frictional sliding as a thermally activated rheology, *J. Geophys. Res.*, 106, 13, 347-13, 380.
- 9) Marone, C., 1998, Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 643-696.
- 10) Kato, N. and T.E. Tullis, 2001, A composite rate- and state-dependent law for rock friction, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1103-1106.
- 11) 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.
- 12) Dieterich, J.H., 1978, Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip, *Pure Appl. Geophys.*, 116, 790-806.
- 13) Kodaira, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura and Y. Kaneda, 2000, Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido Earthquake, *Science*, 289, 104-106.
- 14) Kodaira, S., A. Nakanishi, J.O. Park, A. Ito, T. Tsuru and Y. Kaneda, 2003, Cyclic ridge subduction at an inter-plate locked zone off central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1339, doi : 10.1029/2002GL016595.
- 15) Scholz, C.H. and C. Small, 1997, The effect of seamount subduction on seismic coupling, *Geology*, 25, 487-490.
- 16) 佐竹健治, 山木 滋, 2005, 19~21世紀の十勝沖・根室沖地震の波源域, *月刊地球*, 号外, 49, 168-172.
- 17) 松岡裕美, 岡村 眞, 岡本直也, 中野大智, 千田昇, 島崎邦彦, 2007, 津波堆積物に記録された南海地震の繰り返し間隔, *地球惑星科学連合2007年大会予稿集*, S141-P037.
- 18) 原田智也, 石橋克彦, 2006, 大分県の湖沼堆積物に記録された「巨大南海地震」の津波 シミュレーションによる考察, *日本地震学会2006年度秋季大会予稿集*, P005.
- 19) 石橋克彦, 2002, フィリピン海スラブ沈み込みの境界条件としての東海・南海巨大地震—史料地震学による概要—, *京都大学防災研究所研究集会13K-7報告書*, 1-9.
- 20) Heki, K. and S. Miyazaki, 2001, Plate convergence and long-term crustal deformation in central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2313-2316.

堀 高峰

[ほり たかね]

現職 独立行政法人海洋研究開発機構
地球内部変動研究センターサブリーダー
博士 (理学)

略歴 京都大学大学院理学研究科博士
後期課程地球惑星科学専攻修了, 日本学術振興会特別研究員, 海洋科学技術センター研究員, 海洋研究開発機構研究員を経て現職

研究分野 巨大地震発生のメカニズム解明と予測のための研究

著書 日本地震学会地震予知検討委員会編『地震予知の科学』(共著, 東京大学出版会)



1707年富士山宝永噴火

小山真人

1. はじめに

宝永四年十一月二十三日(1707年12月16日)の正午前に、富士山で突然大きな噴火(宝永噴火)が始まった。山麓の村々はもとより、当時の江戸の街にまで火山灰が降り注いだ激しい噴火だった。この噴火を最後として富士山は長い眠りの時代に入り、現在に至るまで顕著な噴火を起こしていない。宝永噴火は、1707年宝永東海・南海地震のわずか49日後に生じた点でも、以前から注目を浴びている。

宝永噴火が、その前兆も含めてどのように推移したか、どのような規模や性格の噴火であったか、当時の社会にどのような影響を及ぼしたかは、これまでの研究によってかなり細かな部分まで明らかにされている(中央防災会議災害教訓の継承に関する専門調査会, 2006; 宮地・小山, 2007など)。ここでは、歴史記録から復元した宝永噴火の前兆と推移、ならびに宝永地震との関係に絞って、やや詳しく述べることにする。

2. 文書記録からたどる宝永噴火の推移

宝永噴火は、多くの人間が居住・往来していた東海道の間近で起き、遠く江戸にまで噴火の影響が及んだため、数多くの文字記録が残されている。しかしながら、噴火開始から終了までの16日間の間に、自然現象として何がどのような順序で起きたかの噴火推移をきちんと描いている史料は意外と少ない。噴火の正確な推移を求めるためには、個々の史料の信頼性を判別し、噴火の直接体験者、あるいは体験者から直接伝聞を受けた者によって、あまり時を経ないうちに書き留められた

史料を選別・重視する必要がある。

この点をふまえた作業の結果、宝永噴火の詳細な推移が復元された(小山, 2006)。ここでは、とくに注目すべきものを地域別に紹介する。

(1) 東麓の状況

富士山の南東麓にあたる須山村(静岡県裾野市, 図1の地点⑦)には、『土屋伊太夫噴火事情書』という覚え書きが残されている(小山, 2006)。当時は富士講と呼ばれる信仰登山が盛んにおこなわれており、須山は須山口登山道の基点の宿場として賑わっていた。信仰登山には御師と呼ばれる案内役の人間がいて、土屋伊太夫はそのひとりであった。御師はその職業柄、富士山の自然を熟知していたはずだから、御師が異常な現象として書き留めたものには、それなりの重みと信頼性がある。

『土屋伊太夫噴火事情書』には、須山やその周辺地域において、噴火にともなう現象がどのように推移したかが詳しく記されている。たとえば、噴火開始の記述として、

「同(霜月)二十三日朝五時分過ぎ(午前9~10時頃)大地震。同四時分(午前10~11時頃)これまた大地震。その後早速、富士山鳴り響き音おびただしく、山も崩れるかと存じ候ところに、空すさまじく黒雲出、東西これ妨ぐる覆い候えば、同時に火石降りおち候事おびただしく、その石の大きき、あるいは茶釜あるいは大天目ほどの火石車軸のごとく降り申す。中にあるいは地におち候石は三つ四つにくだけ散り候えば、中より火炎出、かやなど積み置き候上に落ち候えば、一時に燃えつき焼け申し候。これによりて、むしろ・ざるなどかぶり取消し申し候。家など一村にて五軒三軒ずつ焼け申し候」(筆者による読み下し文。括弧内は筆者注)

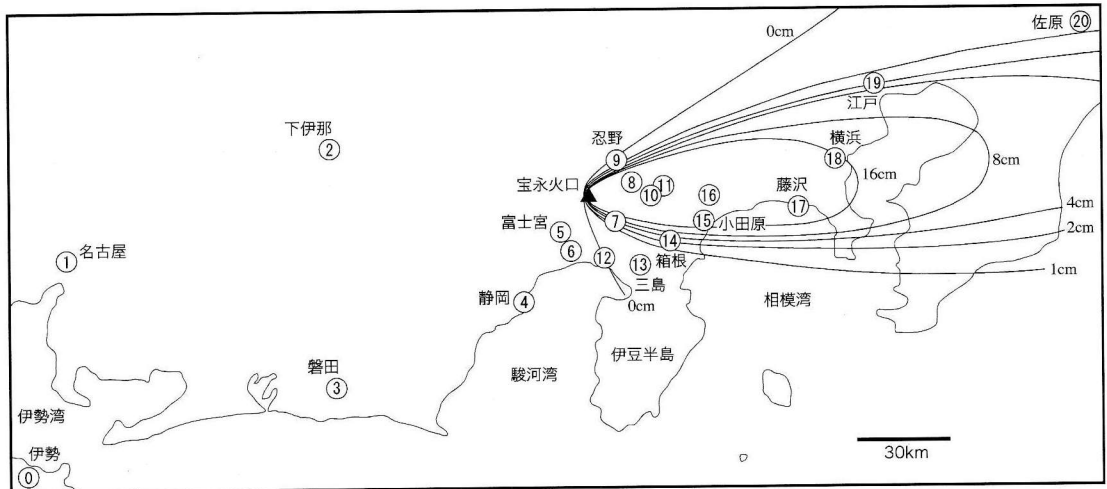


図1 宝永噴火の推移を記録した史料が書かれた地点の索引地図。数字は地点番号。宝永火口の位置(▲)と火山灰の等層厚線(富士山ハザードマップ検討委員会, 2004)の主要なものも示した。ただし, 0cm線の南端の位置は, 地点12(沼津市原)の史料記述(小山, 2006)をもとに修正した。

とある。噴火開始前に2回の大きな地震があったこと、2回めの地震の後すぐに「空すさまじく黒雲出」とあって噴火が開始したことがわかる。これらの事件推移は、他地域の記録にも共通して書かれており、信頼すべき事実と考えられる。ただし、須山は実際には降灰分布の南限付近にあるため、「一村に五軒三軒ずつ焼ける」などの大きな被害は須山での出来事ではなく、須走村(静岡県小山町、図1の地点⑧)など近隣の村々からの伝聞を受けて書かれたと推測される。

『土屋伊太夫噴火事情書』の噴火推移記述はその後も延々と続いている。その内容から、噴火のクライマックスは最初の3日間ほどであり、その後は小康期間が長く頻繁にはさまれるようになったことがわかる。ところが、噴火末期に至って、「(十二月)二日(12月25日)より終わりまでは、また昼夜とも砂も降り、雷・地震も強く、山の鳴響も一倍(2倍の意味)に多く打ち続く」とあり、噴火が再び激しさを増したことがわかる。こうした噴火の消長は、他地域の史料記述や、山麓に積もった火山れき・火山灰の特徴からも裏づけられる。史料の記述内容と噴火堆積物の特徴・分布を比較することにより、宝永噴火期間中のマグマ噴出率の時間変化が推定できた(宮地・

小山, 2007)。

(2) 北麓の状況

『富士山^{やけすなふきだしらんじょう}吹出乱刺』は、山梨県^{おしの}忍野村(図1の地点⑨)に伝わる噴火体験者の記録であり、赤裸々な心理描写が豊富にあって貴重である(小山, 2006)。

「もはやその夜も夜半過ぎにもなりしかば、黒雲も火玉も富士の御山燃えつくとて、差懸^{さしかけ}小屋にもたまりかね、かの雲わが身に打ちかかると思い、我いどましに我すみかを打ち捨て、並びの里小明見村方へと、老若男女・子供まで皆引ぐし、我も我もと逃げたりけり」

噴火初日である十一月二十三日夜半過ぎの状況描写である。忍野村は降灰域の外にあり、噴火の直接被害を受けていない。それにもかかわらず、忍野村の人々は火口から立ち上った巨大な火柱を恐れて、^{こあすみ}小明見村(山梨県富士吉田市)方面に全員が避難したことがわかる。彼らは翌二十四日の朝いったん村に戻り、村に被害がないことを確認している。ところが、二十四日夜に再度火口上の火柱を目撃すると、大きな恐怖を感じて再び小明見方面に避難したのである。

翌二十五日の朝、住民たちは再び村に戻ったう

えて無事を確認し、逃げるほどのことはないのだと漸く気づき始める。しかしながら、彼らは二十五日夜にやはり恐怖に耐えられなくなり、三たび村を捨てて避難することになる。降灰の被害がない場所においても、初めて目撃する噴煙・火柱・空振・雷鳴の音などに圧倒されていたことがわかる。

(3) 江戸の状況

江戸における宝永噴火の観察記録としてもっとも詳細なものの一つが、当時の旗本のひとり伊東祐賢すけかたが書いた『伊東志摩守日記』である（小山ほか、2001）。宝永噴火を記述した江戸江戸の記録としては、幕府の要職をつとめた新井白石はくせきの『新井白石日記』や、彼が晩年になってからまとめた『折たく柴しばの記』が有名であるが、有名な割には肝心の現象記述は断片的で短く、噴火推移を知るための情報はごく限られている。これに対して『伊東志摩守日記』の内容はずっと詳細で、しかも夜間もほとんど寝ないで空を見上げていたと思えるほどの連続性を保っている。『伊東志摩守日記』には、噴火開始の場面が以下のように記録されている。「十一月二十三日（中略）巳刻みのご時分（午前10～12時頃）より南西の方に青黒き山のごとくの雲多く出申し候わば、地は震え申さず候えて震動間もなくいたし、家震え、戸・障子強く鳴り申し候。風少しも吹き申さず候」

富士山が江戸の南西方にあることや時刻から判断して、「青黒い山のような雲」は火口から立ち上った最初の噴煙に違いない。また、家や戸・障子が地震や強風でもないのに強く震動した現象は、現代火山学の知識に照らせば、爆発的噴火にともなう空振と考えられる。火口から100 km離れた江戸においても強く連続的な空振が感じられたことから、宝永噴火がいかに爆発的なものであったかがわかる。その後も、噴火初日の『伊東志摩守日記』の記述は続く。

「午うまの刻時分（午後0時頃）より南の方にて雷鳴り出し、黒雲の内稲光強ういたし候。雷鳴り申すべく前には、震動強ういたし候。北の方へも白雲次第におおい、たちまち天曇る。午の中刻（午後1

時頃）より、ねずみ色の灰のごとくの砂多く降り申し候」

富士山上空の成層圏に達した噴煙が、偏西風に流されて横浜方面に達した情景が描かれている。噴煙中の帯電した火山灰粒子による激しい雷（火山雷）が目撃されている。やがて、噴煙の一部は江戸上空に広がり、江戸でも降灰が始まった。降灰の色は、初めは灰白色であった。

「夜に入り候えて降り候砂の色黒く、常の川砂なり。昼夜降り候砂、およそ二、三分（数mm）ほど積もり申し候。四ツ時（午後9時半頃）より空少々晴れ、星出、砂降り申し候。夜半より常の如く月出候、北東は晴れ、西南は黒雲退せ申さず候」

夜に入って、降灰の色が変化して黒色となったことがわかる。これは、噴出するマグマ成分の変化によるものであり、他地域での記述や、現在も山麓に残されている火山れき・火山灰の色・化学成分の変化からも確かめられる。

『伊東志摩守日記』は、噴火の開始から終了までの全期間において江戸周辺で生じた自然現象を、時刻ごとに微に入り細に渡って記述し続けている。おかげで噴煙がいつ立ち上りどちらに流れたか、噴火が激しかったか小康状態にあったかなど、時間刻みの詳細な推移をとらえることが可能となっている。

(4) 東海道沿線の状況

東海道を旅行中に宝永噴火に遭遇した経験が記録として残っている人々は、近江屋文左衛門子息おとうみやぶんざえもんの平八、伊勢神宮使の渡會弘乗、秋岡帯刀の3名である。このうち、度會弘乗と秋岡帯刀は同行していたが、この2名からの直接伝聞と考えられる記述が『外宮子良館日記』および『蔵人日記』に含まれている（小山ほか、2007）。『外宮子良館日記』、『蔵人日記』は、伊勢神宮（図1の地点①）に伝わる日記である。

一方、近江屋文左衛門子息の平八からの直接の伝聞とおぼしき記述が『伊能景利日記』に記録されている。『伊能景利日記』は、現在の千葉県北部佐原市付近（図1の地点②）における宝永噴火推移の観察記録を含む史料である（小山ほか、2003）。

伊能景利（1668～1726）は、下総国香取郡佐原村（千葉県佐原市）の豪商伊能家の当主で、後に九十九里浜から伊能家に婿入りしてきた伊能忠敬^{ただか}の義理の祖父にあたる人物である。

これらの記録のうち、とくに興味深い小田原（十一月二十三～二十四日、および二十六日）、三島（二十四日）、および見付（静岡県磐田市^{いわた}、二十三日）での記録について紹介する。

(a) 小田原

伊勢神宮の神宮使一行は、宝永四年十一月二十三日（1707年12月16日）に東海道の途上の藤沢付近で噴火開始に遭遇した。その日の宿泊地の小田原（図1の地点⑮）での状況については『外宮子良館日記』に、
「漸く小田原に着く。人民等資材雑具を土蔵穴蔵に入りて逃げ去り、その家にわずかに一、二人を留め置く。震動の響きに戸は外れ、灯も消え、電光もまた甚し。砂降る事五寸ばかり、天明まで震動止まず。この所に居りて落ち着きを見んか、先へ行き逃れんか、なおあらかじめ決めず、行きは逃る方ありと箱根山に登る」

とあり、『蔵人日記』にも、
「小田原中に一人もこれ無く、津波参り候とて騒動し候」

とある。激しい降灰の続く中、小田原の住民は津波を恐れ、資材・雑具を土蔵や穴蔵に入れてどこかに逃げ去り、各家に1～2人の番人を残していた。強い空振によって戸が外れ、暗闇の中を噴火雷の稲光がひっきりなしに輝く不気味な情景が描かれている。不安の中、眠れなかった神宮使一行は、夜明けまで躊躇した後に、西の箱根をめざして出発した。

小田原は元禄十六年（1703年）の元禄関東地震で大きな地震動と津波の被害を受けた。その後、宝永四年（1707年）の宝永地震でも、津波の被害こそ報告されていないが、地震動による被害を受けている。そのわずか49日後の宝永噴火開始である。初めて経験する異常現象に対して、小田原の人々は津波再来の予兆を感じ、恐怖していたのだろう。

その3日後の十一月二十六日（12月19日）になって、近江屋文左衛門子息の平八が箱根を越えて小田原にたどり着いた。平八が語った二十六日の小田原の状況が『伊能景利日記』に、
「二十六日夕小田原に泊り候ところに、町中男女ならびに旅人ともに、津浪入り候事ころもとなく存じ、夜中ふせり申さず候由」
と書かれている。二十三日から3日を経てもなお、小田原の住民が津波を恐れて夜通し起きていたことがわかる。

(b) 三島

小田原を脱出し箱根を越えた神宮使の一行は、十一月二十四日（12月17日）に三島（図1の地点⑬）にたどり着いている。前出の『外宮子良館日記』に、
「三島旅店に着きて見れば、富士山<半腹より上の方>より火出て、その火の幅二里ばかり空中に燃え上がる。あるいは五六間^{けん}、あるいは七八間ばかりの岩石、火の中に上る。焼上る岩と下る岩と、当たって大に鳴りて砕け散る」
とあり、夕刻以降に火口から立ち上る火柱や、火口から放出された火山弾のリアルな目撃記録が描かれている。その後、夕暮れ後と夜半過ぎの2度、大きな地震が三島を襲った。同史料に、
「日暮れて大地震、また子の刻（午前0時）ばかりに大地震、これにより直に旅店を出て」
とある。夜明けを待たずに出発したのは建物倒壊の危険を感じたからであろう。

(c) 磐田

近江屋文左衛門子息の平八は、十一月二十三日（12月16日）夜に見付（静岡県磐田市、図1の地点③）に宿泊している。前出の『伊能景利日記』に、
「去る二十三日御油宿より本坂越え致し、見付宿に泊り候ところに、夜中ことのほか明るく屋中のごとくにて、書物等も相見え候由。富士山の方火見え候由」
とある。夜間も昼のように明るく書物も読めたことや、富士山の方角に火が見えたことが記されている。噴火の火柱の照り返しが、火口から100 km

離れた磐田の空をも明るくしていたことがわかる。

(5) 西方遠隔地の記録

宝永噴火の噴煙は真冬の強い偏西風によって東方に流されたため(図1)、関東地方の記録からは降灰の状況がよくわかる一方で、噴煙柱の高さやその時間変化は把握しにくい。また、富士山麓の記録からは被害の大きさや住民の心理がわかる一方で、やはり噴火の全体像はつかみにくい。その点、西方遠隔地には噴煙柱の観察記録が残されており、噴火の物理像を描く上で興味深いデータを提供している。

ここでは長野県伊那地方に伝わる『大地震之記』を紹介する。『大地震之記』は、長野県下伊那郡下條村(火口の西北西85km、図1の地点②)の鎮西家(京都大学名誉教授の鎮西清高氏の実家)に伝えられた記録である(小山ほか, 2007)。『大地震之記』による噴火初日の記録を以下に示す。「同日(十一月二十三日)九つ時分(正午頃)に東の方にて、天とも知らず、地とも知らず、地まで響く心にて鳴り渡り申し候えども、これはまた地震かところろえ人々飛び出し、東の方を見候えども、晴天にて世上雲見え申さず候に、紫色なる雲少し出、その中より色白き雲の様には見えて、よく見れば雲とも見えず、右紫色なる雲より三、四間長く出、浪のように見え、次第に響き強く候えども、波のような物も紫色なる雲もだんだん大に見え申し候。」

日時と方角から考えて、明らかに噴火開始当初に富士山上空に立ち上った噴煙の目撃記録である。初めて見る大規模な噴煙柱の描写に苦心している様子がよくわかる。また、噴煙目撃に先立つ空振の記述もあり、爆発的噴火にともなう空振が下伊那にも達していたことがわかる。

「おっつけ響きも少しずつ止み申すに依じて、雲も浪のような物も散りもせず、初めの方へ暮れ時までには引き込み申し候えども、響きも透と御座無く候。」

上は、空振が沈静化してくるとともに、夕暮れまでに噴煙高度が低下して目視できなくなったことがわかる貴重な記述である。他地域での記録

(小山, 2006)もあわせて考えると、噴火初日の夕方に噴火がいったん小康状態になったことが明らかである。

3. 宝永噴火の前兆

宝永噴火が明確な前兆をともなっていたことを、複数の史料記述から確かめることができる。

(1) 元禄関東地震と富士山鳴動

まず、宝永噴火に先立つ4年前に起きた元禄関東地震と、その直後の異常事件について触れておく必要がある。元禄関東地震は、元禄十六年十一月二十三日(1703年12月31日)に、相模湾とその沖合を震源域として発生したプレート境界地震である。元禄関東地震から35日ほど経た頃に富士山麓で生じた不思議な事件の記録が残されている(小山, 1998, 2007)。沼津市熊堂(図1の地点⑫と⑬の間)の大泉寺の住職をしていた教悦くまんどうによる『僧教悦元禄大地震覚書』に、「極月晦日(元禄十六年十二月二十九日:1704年2月4日)には富士山鳴り。正月二日三日両日(2月6~7日)には大分に鳴り」と書かれている。

この覚え書きの末尾には、元禄十六年二月五日(3月10日)という日付と教悦の署名がある。つまり、体験者自身が事件から間もない頃にしたためた文章であるから、歴史記録としての第一級の信頼性を備えている。

現代地震学の知識に照らせば、地殻の浅い部分で地震が生じた場合、地震波の一部が音波に変換されて鳴動として聞こえる事例が多く知られている。元禄関東地震の後に富士山から聞こえてきた数回にわたる鳴動は、富士山下の比較的浅い部分での群発地震発生を意味すると考えられる。つまり、元禄関東地震によって刺激を受けた富士山下のマグマが上昇して群発地震を起こしたが、幸いにして噴火にまでは至らなかったとの推測が成り立つ。

(2) 宝永地震から宝永噴火へ

宝永四年十月四日(1707年10月28日)の未^{ひつじのこく}刻(午後1時半~3時半頃)に、駿河湾から四国沖までを震源域とするプレート境界地震(宝永東海・南海地震)が発生した。この地震の発生から49日目に富士山の宝永噴火が始まったわけであるが、宝永地震前後の富士山にどのような異常が生じたかを、前掲の『土屋伊太夫噴火事情書』から読み取ってみよう。

「去る十月三日(四日の誤記, 10月28日) 昼八時分(午後1時半~2時半頃) 大地震, 同四日(五日の誤記, 10月29日) 明六時過ぎ^{あけ}大地震, しかれども家は損ぜず, それ以後打ち続き少々の地震は絶え申さず, しかれども富士山の中は九月時分以来毎日よほどの地震は幾度もこれあり, 別して十月三日(四日の誤記) 以来強き地震あまた, 一日の間十度二十度, 少々の地震数知れず, しかれども里には地震もこれ無く候。霜月二十二日(12月15日) 昼四時分以来, 暮六時分及ぶ(午前10~11時から午後5~6時頃) までに大地震は七八度十度ほどもこれあり。夜に入り候ての地震もたびたびこれあり。その数知れず」

このうち, 十月四日(10月28日)の「大地震」は宝永地震, 翌日朝の「大地震」は, 富士宮付近を襲った最大余震の記録である。ここで注目すべきは, 富士山中では九月頃, すなわち宝永地震の前からたびたび地震が感じられていたことと, 十月以降に富士山中で感じられた地震が里(山麓)では感じられなかったという記述である。

前者の記述が記憶違いでなかったとすれば, 宝永地震が起きる前から富士山に何らかの異常が生じていたことになる。また後者の記述から, 十月以降の群発地震が宝永地震の単なる余震ではなく, 富士山直下で起きていた(おそらく火山性の)地震であったことがわかる。そして, 噴火前日の十一月二十二日(12月15日) 午後に地震の数が増え始め, 夜には本格的な群発地震となり, 翌二十三日(12月16日)の宝永噴火開始に至ったわけである。

また, 山梨県富士吉田市に伝えられた『山口由^{よし}富家文書』の中に, 伏見忠兵衛という人物の手に

よって宝永四年十二月に書かれた『富士山焼出之節事』という文章が残されているが(富士吉田市史資料編近世I), そこにも宝永地震から宝永噴火に至る事件経過が書かれている。

「十月四日昼の九ッ(正午頃)に大地震, 富士山麓表口駿州大宮町(静岡県富士宮市)の民屋残らずつぶれ, その後地震日々やまず, 月を越えて霜月十日頃より富士山麓一日のうちに三・四度ずつ鳴動すること甚だし, 同月二十二日夜地震これすること三十度に及ぶ」

ここでは, 宝永地震前後の富士山の異常については何も述べられていないが, 宝永地震から36日を経た十一月十日(1707年12月3日)頃から富士山麓で鳴動が聞こえたという注目すべき事実が書かれている。この鳴動も, おそらくは元禄関東地震後に沼津で聞こえた鳴動と同様, 富士山直下での浅い群発地震の発生を意味していると考えられる。

上記2つ以外の史料記述も調べることにより, 噴火開始の前日から当日にかけて群発地震が徐々に有感範囲を広げていく様子が明らかになった(小山, 2006)。十一月二十二日(12月15日)の午後に裾野市須山(図1の地点⑦), 富士市吉原(地点⑥), 山梨県忍野村(地点⑨)で感じられていた群発地震は, 夜に入って有感範囲を拡大し, 御殿場市山之尻^{おののしり}(地点⑩), 沼津市原(地点⑫), 箱根町元箱根(地点⑭), 小田原市(地点⑮)でもはっきりした群発地震として感じられるようになった。また, その中の大きめの地震はさらに遠方の地域でも有感地震として感じられたようであり, 二十二日夜から二十三日朝にかけて長野県下伊那郡(地点②), 愛知県名古屋市(地点①), 東京(地点⑰)でも2度の小地震の記述がある。

火山噴火予知連絡会富士山ワーキンググループは, 史実に残されたこれらの前兆地震の有感範囲から震源の深さとマグニチュードを推定し, 富士山下のマグマ位置の時間変化を求める試みを行った(林・小山, 2002)。さらに, 現在ある高感度の観測機器を使用すれば, どの時点でどのような噴火前兆を観測でき, それによってどの程度踏みこんだ火山情報を出せるかという検討も進められた

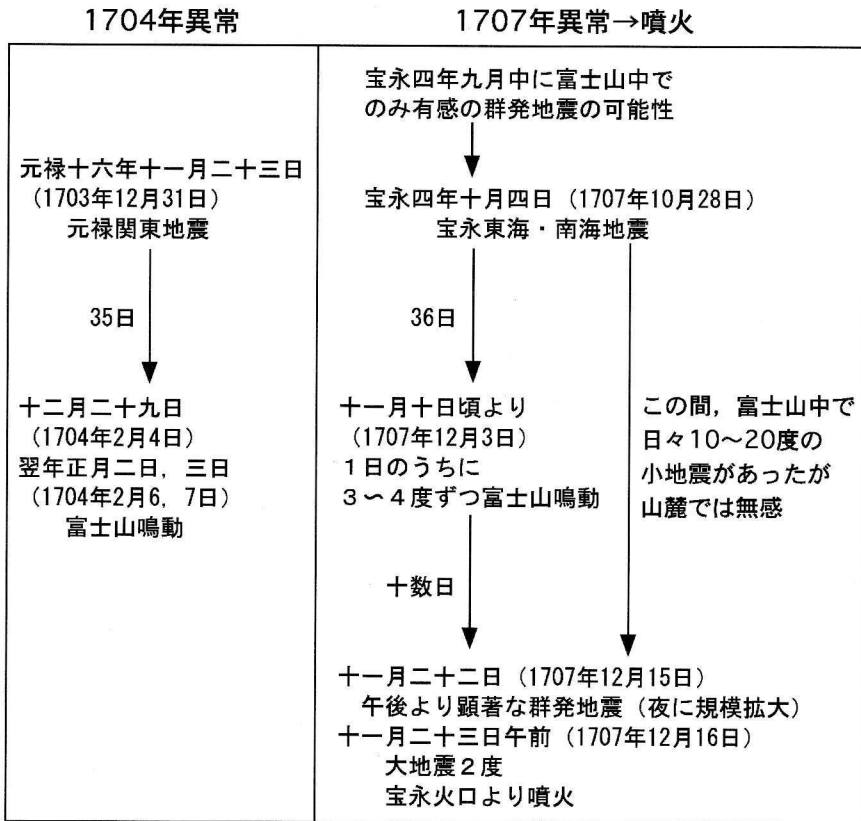


図2 元禄関東地震後の富士山鳴動事件 (1704年異常) と、宝永東海・南海地震から宝永噴火に至るまでの事件 (1707年異常→噴火) の推移比較. 小山 (2002) を一部修正.

(火山噴火予知連絡会富士山ワーキンググループ, 2002).

4. 富士山噴火と関東・東海地震の関係

宝永噴火が宝永地震のわずか49日後に発生したという事実は研究者の関心を集め、地震が火山噴火を誘発した典型例としてたびたび指摘・議論されてきた。さらに、宝永噴火を含めた歴史時代全体における富士山の噴火・異常と近隣地域で生じた大地震との時間的近接関係についても議論されてきたが、それらの多くは原史料の信頼性や史料欠落期間の有無を検討しておらず、問題の多いものであった。

小山 (1998, 2007) は、富士山の歴史時代の噴火・異常記録について個々の史料の信頼性を吟味し、新たな噴火や鳴動事件を見出すとともに大地

震との時間的近接関係を検討した。その結果、史料不十分で判断不能の1605年地震と1944年地震を除いた残りの11地震のすべてについて、時間的に近接して(±約25年以内)富士山の火山異常(噴火、鳴動、あるいは地熱活動の高揚)が生じたと結論づけた。また、南海トラフ東部で起きる地震だけでなく、相模トラフで生じる大地震も富士山の火山異常と関連するように見える点を指摘した。

これらの事例のうち、前節で述べた1704年と1707年の2事件を比較して図示する(図2)。元禄関東地震の35日後から4日間にわたって富士山麓で鳴動が発生した。また、宝永東海・南海地震の後に、地震発生から36日過ぎた頃から富士山麓で鳴動が聞こえ、48日めに有感地震が起き始め、49日めの宝永噴火に至ったことを記録する史料がある。つまり、1704年事例と1707年事例は、

大地震から35日程度経過した後に鳴動事件があったという点で類似する。1707年事例では噴火に至ったが、1704年事例では何らかの理由で噴火にまで至らなかった。一方で、前節で述べたように、富士山の山体内部でのみ感じられる小規模な群発地震が1707年宝永地震の少し前から起きていたことを示唆する記述もある。

いずれにしろ富士山の例だけを見ても、火山異常と大地震の関係は単純なものではないことがわかる。小山(2002)は、火山で生じる異常現象と近隣地域の大地震との連動事例を世界中から収集し、そのメカニズムについてまとめた上で、火山異常と大地震の間には互いの発生を促進させるケースの他に、それとは逆に互いの発生を先送りさせるケースもありえることを示した。

富士山の火山活動と近隣地域の大地震の関係については、まだ定量的なメカニズムがほとんど検討されていない。今後は、元禄関東地震や宝永東海・南海地震の断層モデルを仮定した上で、そこでの地震発生が具体的に富士山の地下にどのような歪変化を与えるかの計算にもとづく詳細な検討が望まれる。

参考文献

- 中央防災会議災害教訓の継承に関する専門調査会, 2006, 1707 富士山宝永噴火報告書, 190p.
- 富士山ハザードマップ検討委員会, 2004, 富士山火山防災マップ試作版. http://www.bousai.go.jp/fujisan-kyougikai/fuji_map/index.html
- 林 豊・小山真人, 2002, 宝永四年富士山噴火に先立って発生した地震の規模の推定. 歴史地震, no. 18, 127-132.
- 火山噴火予知連絡会富士山ワーキンググループ, 2002, 宝永四年(1707年)富士山噴火の火山活動プロセスの

推定と火山情報発表タイミングの想定. 火山噴火予知連絡会会報, no. 82, 117-125.

- 小山真人, 1998, 歴史時代の富士山噴火史の再検討. 火山, 43, 323-347.
- 小山真人, 2002, 火山で生じる異常現象と近隣地域で起きる大地震の関連性—その事例とメカニズムにかんするレビュー—. 地学雑誌, 111, 222-232.
- 小山真人, 2006, 史料に基づく宝永噴火の前兆と推移. 1707 富士山宝永噴火報告書, 中央防災会議災害教訓の継承に関する専門調査会, 29-56.
- 小山真人, 2007, 富士山の歴史噴火総覧. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編: 富士火山, 山梨県環境科学研究所, 119-136.
- 小山真人・西山昭仁・井上公夫・今村隆正・花岡正明, 2001, 富士山宝永噴火の推移を記録する良質史料『伊東志摩守日記』. 歴史地震, no. 17, 80-88.
- 小山真人・西山昭仁・井上公夫・角谷ひとみ・富田陽子, 2003, 富士山宝永噴火の降灰域縁辺における状況推移を記録する良質史料『伊能景利日記』と伊能景利採取標本. 歴史地震, no. 19, 38-46.
- 小山真人・小川聡美・西山昭仁, 2007, 西方遠隔地(三重県伊勢, 長野県下伊那)で書かれた1707年富士山宝永噴火の日撃記録. 歴史地震, no. 22, 61-83.
- 宮地直道・小山真人, 2007, 富士火山1707年噴火(宝永噴火)についての最近の研究成果. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編: 富士火山, 山梨県環境科学研究所, 339-348.

小山真人

[こやま まさと]

現職 静岡大学教育学部総合科学教室
教授

理学博士

略歴 東京大学大学院理学系研究科博士課程地質学専攻修了, 静岡大学理学部助手, 静岡大学教育学部助教授などを経て現職.

研究分野 火山学, 歴史地震・噴火, 地震・火山防災など



新潟周辺は異常に地震が多いか？

2007年7月16日、M 6.8の新潟県中越沖地震が発生し、柏崎市や刈羽村を中心として大きな被害を生じた。新潟県は、3年前の2004年10月23日にもM 6.8の新潟県中越地震による大被害を蒙ったばかりであり、「どうして新潟にばかり大きな地震が来るのか？」という恨みを込めた質問が聞こえてくる。

さらに、中越沖地震の4ヶ月前の3月25日には、新潟からさほど離れていない能登半島でもM 6.9の被害地震があった。マスコミならずとも、「新潟周辺は地震発生地の異常地帯ではないのか？」という疑問を持ちたくなる気持は、

心情的には理解できる。

だが、新潟周辺は日本の他の地域に較べて本当に異常なほど地震が多い場所なのだろうか？地震国日本といえども、内陸の被害地震はそうめったに起こらない。ここ数年の様子だけを見て、たまたま近い場所で地震が続いたからといって、軽々な判断は禁物である。まずは、じっくりと長期間にわたる地震データを客観的に眺める必要がある。

図1は、気象庁の地震カタログが整備されている1923年8月から2007年7月までの84年間において、日本とその周辺で発生したM 6.5

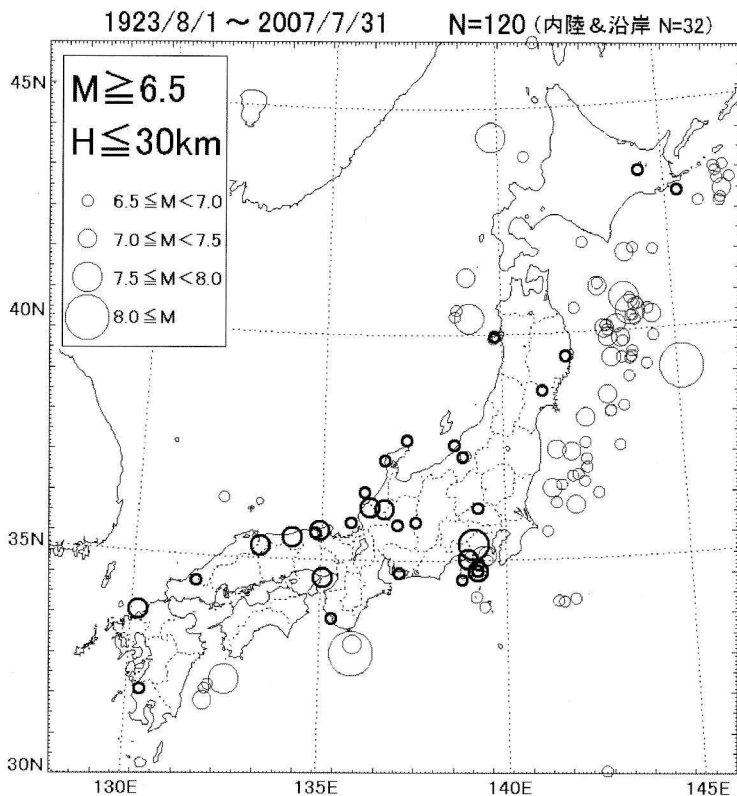


図1 最近84年間に日本周辺で発生したM 6.5以上、深さ30km以浅の地震の震央分布。太線は内陸及び沿岸部で発生した地震を示す(余震は除いている)。

以上の浅発地震（深さ 30 km 以浅）の分布を示している。

全部で 120 個の地震があるが、このうち海域で発生したものを除いて、内陸および沿岸部で発生した地震だけを抜き出すと（余震を除く）、太線で示す 32 個が選び出される。

これを見ると、北陸から中国地方にかけての日本海沿岸と伊豆半島周辺に震源が密集しており、新潟周辺が特に異常だという風には見えない。因みに、32 個の震源位置は 20 の道府県にわたっており、地震数の多いのは、静岡が 5、福井・石川が各 3、北海道・新潟・兵庫・鳥取が各 2 となっている。

図 1 では、内陸で大きな被害を生じ得る地震として M 6.5 以上のものをピックアップしたが、この対象を M 6.0 以上の地震に広げると、同じ 84 年間で全体の地震数は 357 個となり、そのうち内陸および沿岸部で発生したものは 74 個となる（余震を除く）。その震源位置は 32 道府県にまたがり、地震数のランキングは、静岡が 8、北海道が 7、石川が 5、秋田・新潟・福井・鳥取が各 4、宮城・兵庫・山口が各 3 となり、そのあと、岩手・山梨・長野・岐阜・和歌山・大分・鹿児島が各 2 と続く。

このように、わが国における長期間の地震データを眺めてみると、新潟県とその周辺がとくに異常と思われるほど内陸地震の発生頻度が高いというわけではない。

次に図 2 は、図 1 で選ばれた 32 個の地震（内陸及び沿岸部で最近 84 年間に発生した M 6.5 以上の浅発地震）をマグニチュードの時系列として示している。地震の頻発する時期や静穏な時期があって、地震の発生の仕方には大きなムラがある。最近の数年だけを取り出して見れ

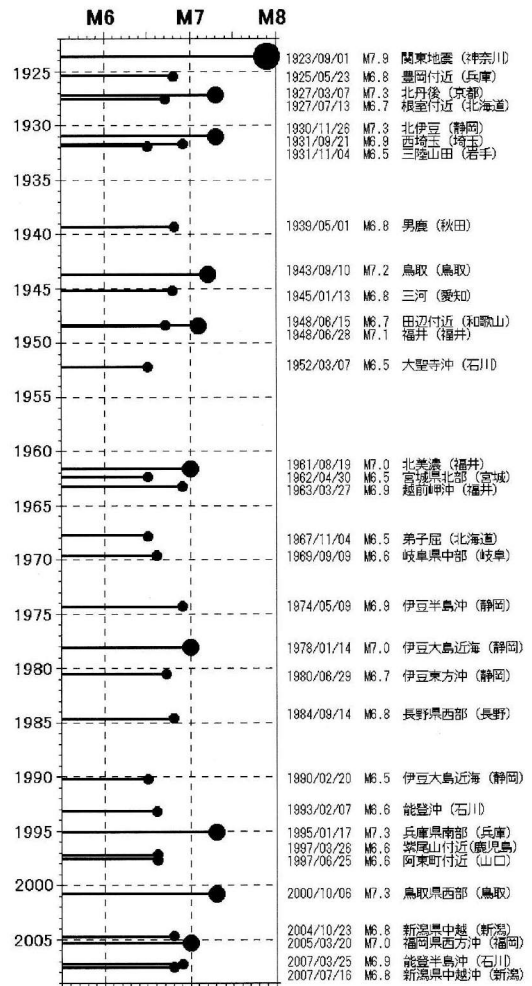


図 2 内陸及び沿岸部で発生した M 6.5 以上、深さ 30 km 以浅の地震の時系列（余震は除いている）

ば、たまたま新潟や能登で大きな地震が続発したことは確かであるが、この期間がこれまでと比較して格別に地震活動度が高いという風には見られない。

(岡田義光)

長周期地震動による被害と対策

—主に石油タンクを対象として—

座間信作

1. はじめに

2003年十勝沖地震では、苫小牧において石油タンクに火災、浮屋根の沈没、大量の油の溢流等の重大な被害が生じた。特に、地震の2日後に発生したナフサタンクの火災は、1964年新潟地震以来のタンク全面火災となり、必死の消火活動にも拘らず44時間も燃え続け、社会的関心を集めた。これらの石油タンク被害は、タンク貯液が3~4mも激しく揺動したために生じた。この揺動はスロッシングと呼ばれ、1964年新潟地震、1983年日本海中部地震、1993年北海道南西沖地震、1999年台湾・集集地震、同年トルコ・コジャエリ地震などでも強く励起され、石油タンクに被害をもたらしている。石油タンクのスロッシングは、内溶液と地震動の共振現象である。スロッシングの固有周期はタンク直径と液高によって与えられ、およそ3秒から15秒程度である。この周期帯の地震動、いわゆる‘(やや)長周期地震動’がこれら甚大な被害の原因であった。以下では、石油タンクを主として、長周期地震動による被害とその対策について概観する。

2. 長周期地震動による被害事例

長周期地震動によるとみられる被害は短周期地震動の場合に比べはるかに少ない。これは、長周期帯域に振動固有周期をもつ構造物等(以下、長周期構造物)が少なかったことによると思われるが、石油タンクについてはその限りではなく、1923年関東地震をはじめ、先の2003年十勝沖地震等、国内外を通じていくつかの事例がある。

例えば、1923年関東地震では、横須賀軍港箱崎山の山腹造成地にあった総貯蔵量約10万tの重油タンク群が壊滅的な打撃を受けた。このうち、容量6,000tの満液タンクでは屋根板を突き破って、油が間欠的に溢流し、発火・炎上・爆発に至ったと報告されている。1964年新潟地震では容量45,000klおよび30,000klの石油タンク5基がスロッシングによって火災となり(写真1)、約半月間内容液がなくなるまで燃え続け、タンク5基全焼(最終的には防油堤火災)、一般民家18棟全焼という大被害となった。ただし、死傷者はでない。

この時、タンクヤード近くの新潟市川岸町の県営アパートで見事な強震記録が得られていたにも拘らず、このような大被害をもたらした地震動の成因の検討はされてこなかった。これは、記録にみられる周期約6秒の大振幅の波は地盤の液状化に主原因があるとされてきたためと思われる。実際、県営アパートは液状化で基礎裏が見えるほどに転倒した。そのすぐ脇のアパートで得られた記録であったから、当時としては仕方がなかったかもしれない。その後、1983年日本海中部地震による新潟での石油タンクのスロッシング被害の発生を経て、ようやくこの強震記録に関する地震学的見地からの検討がなされ、新潟地震時に得られた長周期の大振幅の波は、液状化に起因する部分と震源から発生、伝播した部分とからなるものとして説明ができたのである。

この1983年日本海中部地震では各地で石油タンクのスロッシングが発生し、苫小牧、青森、秋田、新潟で被害を生じた。特に新潟(震度3)では震央距離が約270kmであったにも拘らず、最大4.5mもの液面上昇量を記録し、2基の浮屋根式

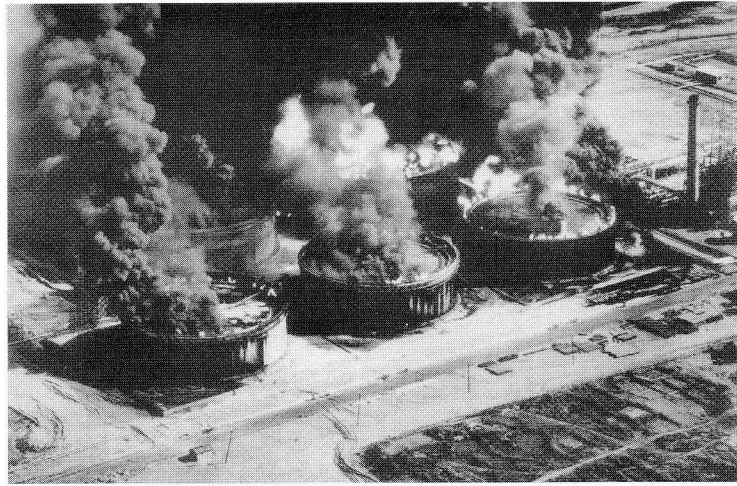


写真 1 1964年新潟地震での昭和石油新潟製油所のタンク火災¹⁾

タンクでポンツーン（浮き室）が座屈し、大量の油が浮屋根上に流出したり、大量の原油が溢流した。また、秋田では浮屋根・付属設備と側板内部に突出した設備とが衝突したことによってリング火災が発生した。なお、この地震では各地で周期約10秒の長周期地震動が観測された。1993年北海道南西沖地震では、またしても約500km離れた新潟（震度1）で2m程度のスロッシングが、苫小牧でも同程度のスロッシングが観測され、若干の被害を生じた。この苫小牧では、はじめに述べたように、2003年十勝沖地震によって石油タンクのスロッシングが生じ、2つのタンク火災、7基のタンクでの浮屋根の沈没等の甚大な被害が生じた（写真2～4）。

実は、この地震の前に海外で同様の被害が生じている。それは1999年トルコ・コジャエリ地震でのTÜPRAS製油所でのことである。この製油所は、震源域であるIzmitの中心から西へ約10kmのYarmicaにあり、日量22万6千バレルもの石油精製能力を持つトルコ最大、ヨーロッパで7番目に大きく、地震当時には86万tの原油が14基の大型円筒タンクに、84万tの中間生成物が86基の中小規模のタンクに貯蔵されていた。これらのタンクの殆ど全てがスロッシングにより被害を受け、4基のナフサタンクで全面火災となり、消火不能に陥り内溶液がなくなるまで燃えつ

づけ、完全に鎮火したのは約1週間後である。また、この火災は隣接するタンクヤードを飛び越え、小規模タンク2基に延焼した。これは、スロッシングによる浮屋根の損壊、固定屋根式タンクでの側板上部と屋根接合部の破断のため、可燃性ガスが放出され、これが上述の火災の輻射熱により着火したものと考えられているが、その詳細については不明である。また、この地震により80基の内、45基のタンクの浮屋根が全部または一部沈んでおり、内溶液が完全に大気に晒された状態になったことから、暫くは更なる火災の発生が懸念され、トルコの消防隊が現場に待機しつづけた。スロッシングによる浮屋根の沈没は被害の想定にはなく、当然浮屋根の耐震基準は世界中どこにもなかった。「対岸の火事」と見て、「他山の石」としなかったことは悔やまれる。

長周期地震動による石油タンク以外の被害としては、エレベータが挙げられる。1983年日本海中部地震で、震央距離約500kmの東京（無感）の新宿において、1棟の超高層ビルのエレベータの管制ケーブルが切断されるという事故が発生した。同様のエレベータの被害が1984年長野県西部地震の際、新宿の何棟かの超高層ビルでみられた。当該ビルで得られた変位記録には周期5秒の波が最大15cmの振幅で1分間ほど続いている。最近の事例については、日本エレベータ協会が表1の

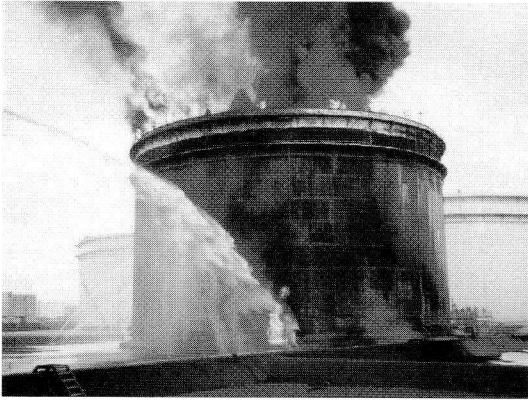


写真 2 2003年十勝沖地震直後に火災となった3万kl原油タンク（苫小牧消防本部撮影）



写真 3 2003年十勝沖地震後、浮屋根が沈没し全面火災に至った3万klナフサタンク

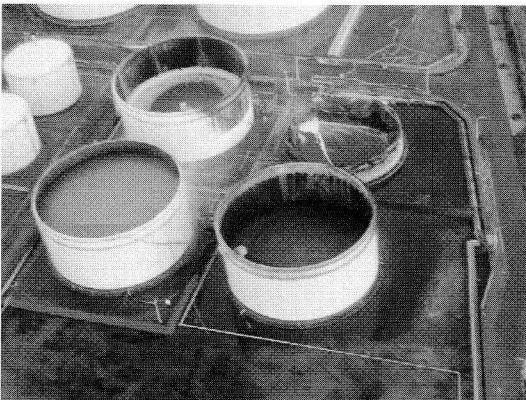


写真 4 2003年十勝沖地震で浮屋根が沈没した6万kl灯油タンクと鎮火後のナフサタンク

ようにまとめている。但し、震源地に近い地域の場合には、短周期地震動によるものと考えられる。2004年新潟県中越地震での震央距離約200kmの東京地区の高層・超高層ビルでのエレベータ被害は長周期地震動によるものと推察される。被害はロープ類等が地震動と共振し、昇降路内機器がブラケット類に絡まるといったものであった。

建築構造物に関しては、1985年メキシコ（Michoacan）地震の被害を忘れることはできない。この地震によって震源から約400kmも離れたメキシコ市において、多くの中高層ビルでの倒壊等の甚大な被害が生じた（死者9,500人）。被害が集中した湖成層からなる軟弱地盤での地震動は周期2~3秒が卓越し、この周期に対応する14階前後の建物に被害が集中した。

3. やや長周期地震動の発生メカニズム

地震波は色々な周期成分の集まりであり、どんな小さなものにもやや長周期帯域の成分が含まれている。その中で卓越する周期の波が我々の眼を引きつけるし、時に対応する固有周期を持つ構造物に被害をもたらす。図1は加速度波形とその周期成分の例を示していて、周期9秒付近のパワーが強い。

やや長周期地震動研究の契機となった1968年5月16日十勝沖地震では、八戸港湾、青森港湾で得られた強震計記録に2.5~3.0秒の長周期成分の卓越が認められた。このとき、1968年4月18日にオープンしたばかりの霞ヶ関ビルで船酔いをするような揺れとなったこともあり、この卓越周期の成因を探ろうという地震学的見地から、八戸において地下構造探査が行なわれた。その結果、約400mの深さまでの基盤構造が初めて明らかにされ、約2.5秒の卓越周期成分はこの深い地下構造を反映したものであるとされた。

一般に、地震波は伝播の過程で地下構造の影響を強く受ける。例えば軟弱な（S波速度 V_s が小さい）地盤では大きく揺れる。その揺れ方は下層の V_s と表層のそれとの比が大きいほど強い。堆積層

表 1 最近の主な地震によるエレベータ被害の状況²⁾

(一は未調査)

地震名称	新潟県中越地震	福岡県西方沖地震	千葉県北西部の地震	宮城県沖の地震
発生日	平成 16 年 10 月 23 日	平成 17 年 3 月 20 日	平成 17 年 7 月 23 日	平成 17 年 8 月 16 日
最大震度	6 強	6 弱	5 強	6 弱
保守台数	232,461	40,845	227,000	278,500
地震時管制運転 装置付き	136,408	—	144,000	178,750
作動	8,322	5,848	64,000	16,200
閉じ込め台数	12	67	78	38
地震時管制運転 装置付き	—	—	73	33
故障・損傷台数	289	301	44	99
脱レール台数	69	38	19	36
調査対象都道府県	新潟, 石川, 長野, 宮城, 山形, 福島, 群馬, 山梨, 栃木, 茨城, 埼玉, 東京, 千葉, 神奈川	福岡, 佐賀, 大分, 長崎, 熊本, 宮崎	東京, 千葉, 埼玉, 神奈川	青森, 秋田, 山形, 宮城, 岩手, 福島, 茨城, 東京, 千葉, 埼玉, 神奈川, 栃木, 群馬, 新潟, 山梨, 長野

が極めて厚いか、メキシコシティのように表層の V_s が極めて小さいと、卓越する周期は長くなっていく。新潟では堆積層の厚さは 5~6 km、東京湾岸では 2~3 km であり、東京湾岸では 8 秒付近の長周期地震動が生成しやすいとされている。同様に、石狩平野、濃尾平野、大阪平野なども厚い堆積層が分布しており、長周期地震動が卓越する地域である。

地震動は、地下構造の影響（伝播特性）のほかに、震源からどのような波が放出されるか（震源特性）にも強く影響される。この震源特性には断層破壊の速度や破壊の範囲（断層面積）などが関わっている。一般的には地震規模が大きいほど長周期帯域の地震波が強く放出される。また、長周期地震動は主に表面波からなっているので、震源が浅いほど強く励起される。言い換えれば、津波を出すような、規模が大きくて浅いところに起こる地震は、長周期地震動を大きく発生させると思ってよい。実際、先の新潟地震、日本海中部地震、北海道南西沖地震、十勝沖地震のいずれもが津波を伴っている。従って、近い将来発生すると

され、津波による被害が懸念されている南海トラフ沿いの巨大地震では長周期帯域の地震波が強く放出され、厚い堆積層のある地域でさらに増幅され継続時間も伸びるものと考えられている。因みに 2003 年十勝沖地震では多くの地震記録が得られ、伝播過程でどのように地震波が変化したかを見ることができる（図 2）。この例では石狩・勇払平野に地震波が入射してから振幅、周期、振動継続時間ともに長大化している。

なお、注意しなければならないのは、長周期地震動特性は地点固有のものではなく、上述のように地震の発生場所、規模、深さにより変動するので、卓越周期すら異なることである。例えば、苫小牧においては、日本海中部地震で約 10 秒、北海道南西沖地震で約 9 秒（図 1 参照）、2003 年十勝沖地震で約 5 秒および 7 秒の地震動成分が卓越した。周期特性は長周期構造物の被害発生と密接に絡むので重要である。

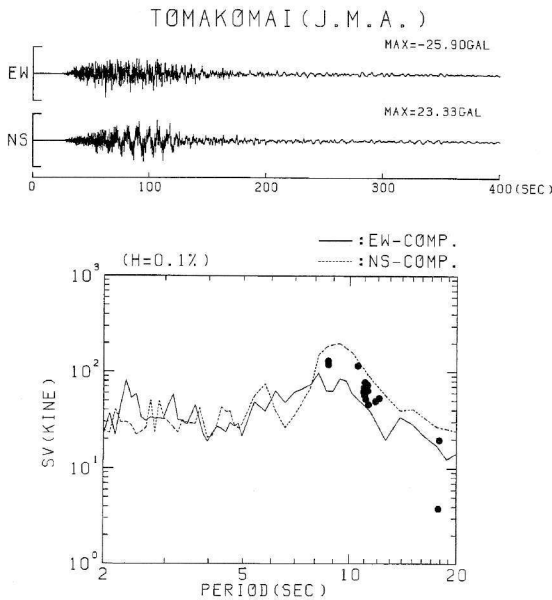


図1 1993年北海道南西沖地震での苫小牧測候所の加速度記録とその速度応答スペクトル。約70～120秒付近の波形(NS成分)にsin波に近い波が何波も認められる。この時の最大加速度は高々23galである。スペクトルは周期約9秒付近でピークをもち、200cm/sにも達している。この値は石油タンクの空間余裕高さを与える当時の規定値より2倍大きなものであった。●はスロッシング波高測定値から逆算したスペクトル値

4. 長周期地震動による被害発生メカニズム

地震動による建造物の被害は、1995年兵庫県南部地震のような直下型の場合の衝撃的な地震動によるものと、やや遠いところに起こる海溝型地震による地震波からのエネルギー累積によるものとに大別できよう。やや長周期地震動の影響を強く受ける長周期建造物(石油タンク、超高層ビル、免震建造物、長大つり橋など)の特徴は減衰が小さいことで、周期の選択性が極めて強く、建造物の固有周期と同じかそれにごく近い周期を持つ波に対しては敏感に応答し大きく揺れだす。しかも一度揺れだすと中々揺れが収まらない。図3は長周期建造物を1質点系に置き換えて力を加えた場合の減衰定数の違いによる挙動をみたものであ

る。減衰の大きい10%では最初に一撃した場合と2番目以降が殆ど同じ挙動を示しているが、浮屋根のある場合の石油タンクのスロッシングに相当する減衰定数1%だと2番目の時にはまだ揺れが残っていて、更に成長していく。浮屋根のない場合に相当する0.1%だと揺れが殆ど収まらず、次の力の作用で一段と大きく揺れだすことが理解される。

大地震の場合、断層面積が大きいため波の放出時間が長く、従って震動継続時間が長くなる。次から次に押し寄せる地震波によって何度となく左右前後に揺すられ、減衰の小さな長周期建造物の揺れは更に増大する。その揺れがある閾値以上になると被害が生じるというのが長周期地震動による被害発生メカニズムの概略である。

5. 長周期地震動に備えて —石油タンクのスロッシング対策—

地震の発生を防ぐことはできないし、長周期地震動の励起も防ぐことはできない。上述のように長周期建造物の被害は地震動との共振による。従って、人間側からできる対策としては、共振を避けることが考えられる。しかし、石油タンクの場合には、例えば直径60mタンクでは周期を1秒変化させるために6mも液面を下げなければならず、現実的な対応とは思えない。更に、地震動予測精度もまだ十分とはいえないことから、固有周期を制御することは対策になりにくい。

そこで、石油タンクに関してはできるだけ火災を起こさないための建造物への直接的対応が主としてなされてきた。即ち、新潟地震でのスロッシングに起因する火災に対しては、その原因として考えられた浮屋根と側板の間のシール機構部分の摺動による火花発生を避けるため、金属製からソフトタッチのシールあるいはチューブシールとした。日本海中部地震では、秋田において発生したリング火災に対して、この原因が浮屋根と側板内部に設けられた設備との接触・衝突であるとされたことから、側板内部への突出部分をなくす、直下のウェザーシールド(雨よけ)の材質を金属以

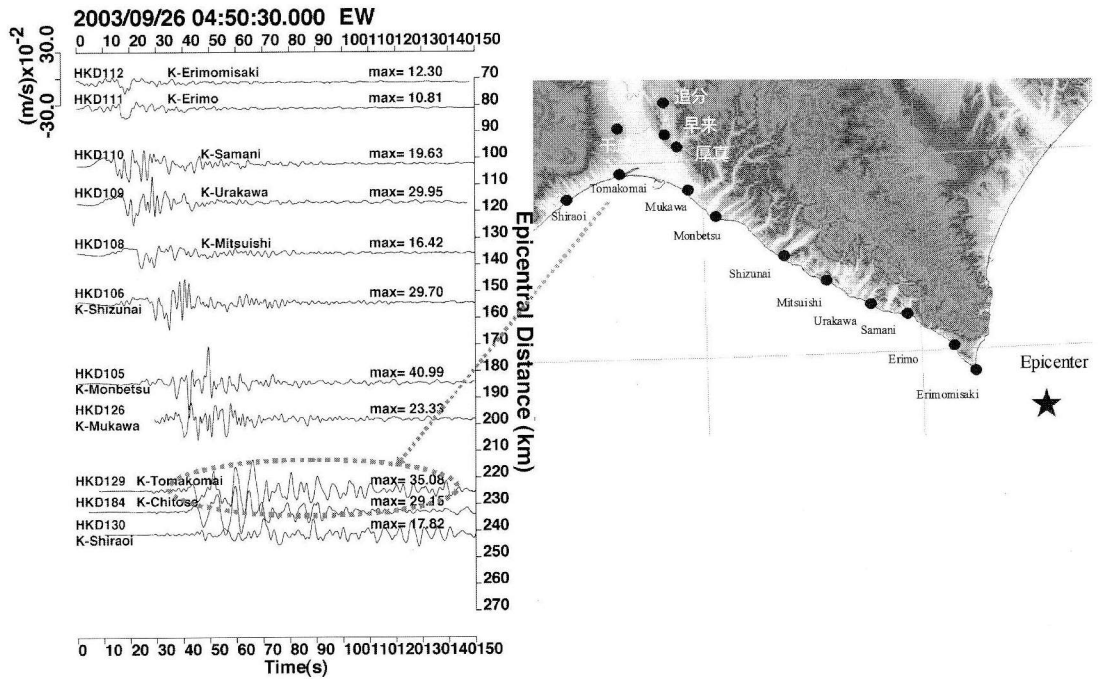


図 2 2003 年十勝沖地震での地震記録（速度波形）
 苫小牧では長周期地震動が卓越し、長く続いているのが特徴的である。

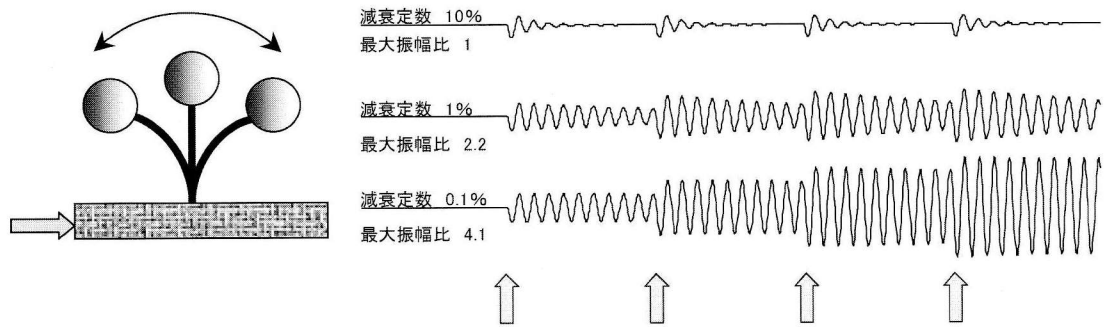


図 3 減衰定数の違いによる挙動（変位）の相違
 固有周期の 10 倍の時間間隔でインパルスを与えた場合の 1 質点系バネ-マスモデルでの動きを示したもので、最下段に示した浮屋根のない場合に相当する 0.1% だと揺れが収まらず、次の力の作用で一段と大きく揺れだし、この範囲での最大値は減衰 10% の場合の 4 倍にもなる。

外とする等とした。一方、従来規定のなかった液面高さの管理、即ち浮屋根の衝突等による火災発生を回避するための空間余裕高さの規定が 1983 年 4 月に初めて導入され、地震動の強さの一つの指標である速度応答スペクトルを約 100 cm/s と定めた。これはおよそ高さ 2 m の空間確保に相当するものであった。

このような対策が遵守されていた中で、2003 年十勝沖地震で石油タンクに甚大な被害が生じた。この地震による石油タンク被害からの教訓は以下のように纏めることができる。

① リング火災（第 1 火災）は、想定以上の地震動を受けて励起された大きなスロッシングのため、浮き屋根と上部設備とが衝突したことが発生

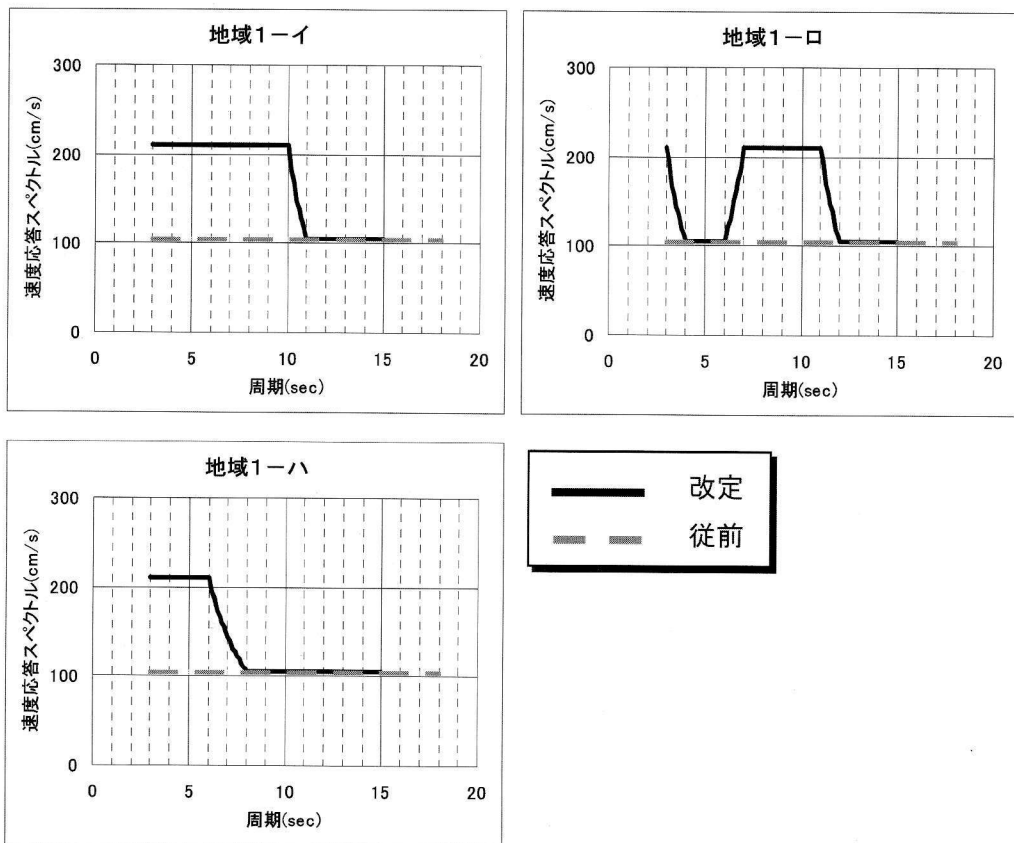


図4 改訂された長周期帯域の速度応答スペクトル
 地域1-イ 苫小牧, 酒田, 新潟
 地域1-ロ 東京湾岸
 地域1-ハ 石狩, 上磯, 秋田, 清水, 名古屋, 四日市, 大阪湾岸

の原因であると考えられている。従って、液面をその地域およびタンク毎に適正に管理することが重要で、そのためには地域・タンク毎（周期別）に地震動を適正に設定すること。

② 全面火災（第2火災）では、大きなスロッシングにより浮き屋根が沈没したことが第1の要因であり、従って浮き屋根の浮き機能の確保が極めて重要となる。そのため、浮き屋根強度の検討およびそれに影響を及ぼす地震動の適切な設定をおこなうこと。

③ 火災発生に備えた消火方法の見直しのほか、浮き屋根の沈没、大量の油の浮き屋根上への滞油は火災発生の危険度を増大させることから、適切な油の抜き取り等の事後処理の見直しを行うこと。

このため、消防庁では地震直後から、地震動の適切な設定と浮き根強度についての検討を行ってきた。その結果、全国84箇所の石油コンビナート地区に対して、主に地震記録（気象庁1倍強震計記録、K-NET、港湾強震記録など）を用いた経験的手法に基づき、特に揺れやすい地域を特定し、それらの地域毎に図4のように周期の関数としてスペクトルを与えた。また浮き根強度については、浮き根と内容液との連成振動を考慮した有限要素法による解析結果を整理し、外周浮き室にかかる断面力算出手法を導出することによって、ポンツーンの強度評価を可能とした。これによって、地域特性を考慮した地震動設定に基づく、地域に応じた浮き根の耐震強度評価が可能となり、改修が必要な浮き根式タンクの抽出、更には補修

方法の提案，妥当性の評価が可能となった。以上は，従来からの浮力だけの浮屋根の設計から，地震力を加味した設計・保守管理を可能とした世界で初めての試みであり，2005年消防法改正に取り入れられた。

この他，タンク付属設備等との浮屋根の衝突防止の徹底，ドレイン配管への対策（雨水排水系統からの危険物の漏洩を感知し，短時間のうちに漏洩防止のための緊急遮断システムの設置），タンクシール部の機能点検，固定消火設備の有効性確保，防災設備の信頼性向上（停電時のバックアップ電源の整備），同時多発被害への対応（効率的なパトロールの実施，職員の非常参集，人員，資器材の効率的運用等の訓練），大容量泡放射システムの整備など総合的な対策を講じてきている。

なお，火災発生の恐れが高いとされる原油，ナフサ，ガソリンなどは，消防法では第四類（引火性液体）第一石油類（引火点 21°C 未満）に分類されるが，可燃性蒸気が滞留し，可燃範囲（ナフサ体積百分率1.5%から7.6%）にあり，何らかの着火源があるという条件が揃わない限り容易に火災にならない。また例えば第二石油類（引火点 21°C 以上 70°C 未満）の灯油は引火点が約 50°C であるため，可燃性蒸気が発生し滞留するという条件が整いにくく，容器に入った灯油にマッチで通常は火はつかない。従って，貯蔵される油種によってスロッシングによる火災危険度は大きく異なるし，また大きなスロッシングの励起が直ちに火災発生に繋がるということにはならないことを強調しておく。

6. おわりに

1970年代から始まった長周期地震動に関する研究では，広帯域高ダイナミックレンジの観測機器の開発によって，長周期地震動を精度よく記録できるようになり，政府地震調査研究推進本部によって各地の深部地下構造探査が行われ，また地球シミュレータのような高速計算機を使った広域の波動伝播シミュレーションもできるようになり，この30年間で格段の進歩があったといえよ

う。

その過程で，直近の地震の断層破壊過程が大きく影響する場合を除き，長周期地震動が主に表面波から構成されているとする考えはほぼ定着し，3次元地下構造モデルと震源モデルによる波動場のシミュレーションも相当程度の再現性を得ることができるようになり，実用に資するほどになった。たとえばある県では地震被害想定の中で，3次元地下構造と断層破壊過程を考慮して地震波形を求め，それをコンビナート防災に活用している。

地下構造モデルの構築は，地道な作業の積み重ねによって確実に日本全体へ拡がり，さらにその精度向上も期待できる。一方，将来起こる地震の破壊過程については，それが破壊現象である以上予測し得ない部分があるのは否めない。従って，経験的な方法との整合性を図ることも重要である。

スロッシングについては，巨大地震が発生すれば必ず起こるといえることから，タンク全面火災や大規模な2次災害に至らないようにあらかじめ備えること，もしもの場合には迅速かつ確かな緊急対応により被害を最小化できる体制としておくこと等が重要である。そのためには，どのようなことが起こりうるのかを今一度しっかりと点検しておくことが必要であろう。

2007年新潟県中越沖地震では，柏崎刈羽原子力発電所での使用済み核燃料プールのスロッシングにより，極めて微量ではあるが放射能汚染水が海へ流出した。また，2003年十勝沖地震ではメッキ工場での熔融金属の溢れによる火災が2件発生した。このようにスロッシングは，石油タンクだけではなく様々な施設で発生しうるものであり，今後の発生が逼迫しているとされている南海トラフ沿いの巨大地震では，必然長周期帯域の地震波が強く放出されるであろうから，各地に存在する石油タンク，超高層ビル，免震構造物，およびこれら従来あまり留意されなかった施設などの被害が懸念される。揺れを抑える制振機構を積極的に取り入れている建築構造物も見られるようになったが，より一層の対策の充実を図っていく必要が

ある。

参考文献

- 1) 消防庁(1965):消防庁編:新潟地震火災に関する研究,非常火災対策の調査研究報告書,全国加除法令出版.
- 2) 日本エレベータ協会(2006):千葉県北貫部地震を契機とする地震対応強化策検討,エレベータ界, p. 2-9.

座間信作

[ざま しんさく]

現職 消防庁消防研究センター上席研究官,地震等災害研究室長,横浜国立大学客員教授
理学博士



略歴 東京大学理学部地球物理学科卒業,東京大学大学院理学系研究科地球物理博士課程修了,消防庁消防研究所入所,同所地震防災研究室長,(独)消防研究所基盤研究部長などを経て現職

研究分野 強震動予測,地震防災,情報システム

著書 "Earthquake Motion and Ground Conditions", Architectural Institute of Japan, 1993(執筆分担),『巨大地震と大規模構造物—長周期地震動による被害と対策—』,太田外氣晴・座間信作,共立出版,2005

動き始めた E-ディフェンス

～地震災害の軽減を目指して～

井上貴仁

1. はじめに

E-ディフェンスとは、独立行政法人防災科学技術研究所（以下、「防災科研」と称す）が、兵庫県三木市に建設し、管理運営している実大三次元震動破壊実験施設の愛称である。EはEARTH（地球）を表し、地球規模で地震防災をとらえるとともに、人々の生命と財産を守る研究開発への期待が込められている。E-ディフェンスの全景を図1に示す。

E-ディフェンスの計画は、平成7年1月17日に発生した兵庫県南部地震（マグニチュード7.3、阪神・淡路大震災）が契機となった。震度7の強烈な揺れにより、死者の数は6,434人にも及ぶと共に、建物、高速道路、港湾施設など、数多くの構造物には未曾有の被害が発生し、「なぜこんなに壊れてしまったのか」、「壊さないためにはどうすればよいのか」を再検討する必要に迫られた。その結果、これまでの施設では不可能であった実物大の構造物の破壊までを研究できる究極の実験施設が建設される運びとなった。

本稿では、平成12年3月の着工後、約5年の歳

月をかけ完成し、平成17年4月から本格稼働したE-ディフェンスの概要と、それを活用した地震防災研究の一端を紹介する。

2. E-ディフェンスの概要

E-ディフェンスが目的とするところは、地震時における構造物の、①破壊の再現、②破壊の予測、③破壊の防止である。

①の破壊の再現については、阪神・淡路大震災で生じた構造物に関する種々の破壊を再現し、その破壊メカニズムを解明することが、破壊の予測や破壊の防止の出発点となるという意味において、E-ディフェンスの最も基本的な目的である。「破壊した状態」という結果よりも、そこに至るまでの「破壊過程」に関するデータを得ることができるので、地震後における構造物の被害調査とは違った意味を持つことになる。

②の破壊の予測では、E-ディフェンスは、破壊を考慮した設計技術の開発や個々の構造物の破壊挙動を数値シミュレーションする技術の高性能・高精度化に有効なデータを提供することを目指している。

③の破壊の防止については、これまでもさまざまな耐震補強技術や免震、制振技術が開発され実用に移されているが、E-ディフェンスは部材要素としてだけでなく、システムとしての性能確認や限界性能の検証が可能である。

E-ディフェンスの性能については既に数々の文献（例：地震ジャーナル39¹⁾）に示されているが、その主要部分は、実際の地震と同じ複雑な三次元の揺れを再現する震動台（図1実験棟内の四角いテーブル）であり、その詳細を図2に示す。

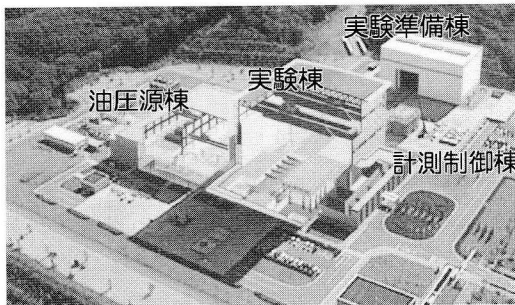


図1 E-ディフェンス全景

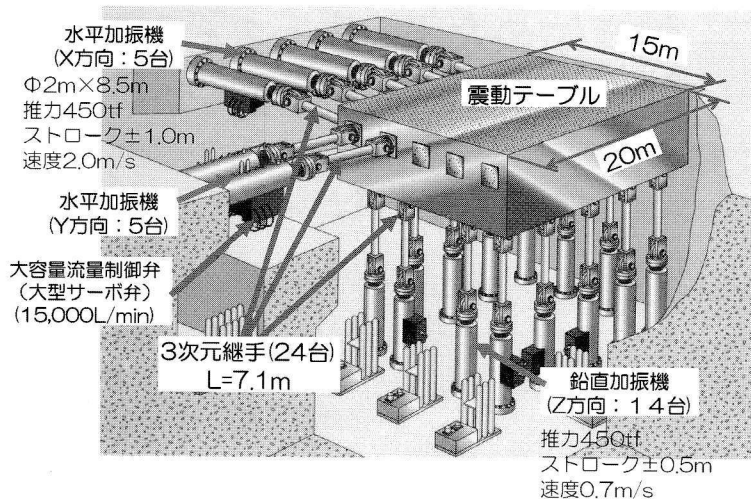


図 2 E-ディフェンスの震動台の模式図

震動台は、幅 15 m×長さ 20 m×高さ 5.5 m の寸法をもち、台の重さ（質量）だけでも約 800 トンある巨大な装置で、この震動台の上には最大質量 1,200 トンまでの構造物（例えば、6 階建ての鉄筋コンクリート建物）を試験体として載せる事ができる。これだけ大きな試験体を地震と同じように振動させるには、巨大な力が必要となる。そのため、E-ディフェンスでは、水平 X 方向 5 本、水平 Y 方向 5 本、垂直 Z 方向 14 本の合計 24 本の加振機が設置されている。また加振機と震動台をつなぐ継手は、3 方向の力を受けるため、非常に大きな力がかかるので、1 点に無理な力がかからないよう、その両端には人間の膝の関節のように柔軟な対応ができる機能がついている。その加振性能は、XY 方向の水平方向には、変位・±100 cm、水平速度・毎秒 200 cm、水平加速度 0.9 G（ジー）、つまり物が落下するのと同じ程度の加速度を加えることができる。さらに、垂直方向に、変位・±50 cm、垂直速度・毎秒 70 cm、垂直加速度 1.5 G を加えることができ、兵庫県南部地震を優に超える地震動を発生させることができる性能を有している。

3. E-ディフェンスの活用

E-ディフェンスの開設に先駆けた平成 16 年 10

月に、防災科研は、兵庫耐震工学研究センターを現地に設立した。

本センターは、E-ディフェンスの施設管理運営を行うと共に、E-ディフェンスを活用した研究開発を進め、ここで産み出される成果の防災実践への速やかな移行を促進する役割を担っている。

すなわち、E-ディフェンスを活用し、木造、鉄筋コンクリート造、鉄骨造などの建築構造物や橋梁、護岸などの土木構造物及び地盤・基礎構造物について、破壊に至る実験を含めた加振実験を実施し、構造物がどのように破壊するか、どこまで地震に耐えられるかなどのデータの取得・蓄積を行うと共に、我々が住む町に数多く残る耐震性に劣る古い建物・基盤施設を壊れにくくするための技術や、より高い機能性や安全性を指向した新しい構造や工法などの検証と開発を行うことになっている。

4. E-ディフェンスにおける実大実験

防災科研・兵庫耐震工学研究センターでは、平成 14 年度から 5 年間、文部科学省からの委託研究である「大都市大震災軽減化特別プロジェクト（通称：大大特）」の「II. 震動台活用による構造物の耐震性向上研究」に取り組み、E-ディフェンスの稼働にあわせ、平成 17、18 年度に、木造建物

実験、鉄筋コンクリート建物実験、地盤・基礎実験を実施した。大大特の研究成果は、各年度の成果報告書として、防災科研・兵庫耐震工学研究センター HP²⁾に掲載されているが、以下に、その一部を紹介する。

4.1 木造建物実験

本研究では、既存木造住宅の耐震性を高めることを目的として、E-ディフェンスにおける実大実験を中心とした広汎な研究を行った。実大実験では、兵庫県南部地震で倒壊による被害が多数発生した在来構法木造建物と、都市部で多く残る伝統構法木造建物を対象とした。

(1) 在来構法木造建物実験

実大実験により在来構法木造建物の耐震性を計測し、耐震診断結果と比較することにより耐震診断法の妥当性と耐震補強効果を確認することを目的として、平成17年度は、同じ構法、構造仕様、劣化程度の住宅2棟をE-ディフェンス震動台上に移築し、一方はそのまま、他方は耐震補強工事を施し、震動台実験を行った。

試験体は、公募により選定したもので、同一の施工業者が同時期(築31年)に建築した建て売り住宅で、同じ間取りである。その耐震性能を「木造住宅の耐震診断と補強方法」³⁾に基づいて耐震診断をしたところ、その保有強度の充足率(現行の耐震設計で要求する強度に対してこの住宅がもっている強度の比)は0.3~0.4と相当低く、もしこの住宅が1995年兵庫県南部地震の激震を受ければ、倒壊する可能性が極めて高いものであった。一方、耐震補強工事では、「木造住宅の耐震診断と補強方法」³⁾に記された方法に沿い、間取りの変更や開口部をつぶすなどの居住性などの変化を与えないようにし、構造用合板補強、筋かいの増設、柱頭・柱脚接合部の補強、水平構面の補強などを行った。

震動実験では、1995年兵庫県南部地震の震度7地域であるJR鷹取駅で観測された地震波(以下、JR鷹取波と称す)を入力した。実験結果を図3に示す。補強しない住宅では1階が完全に潰れてしまう一方で、補強を施した住宅は、外壁や庇

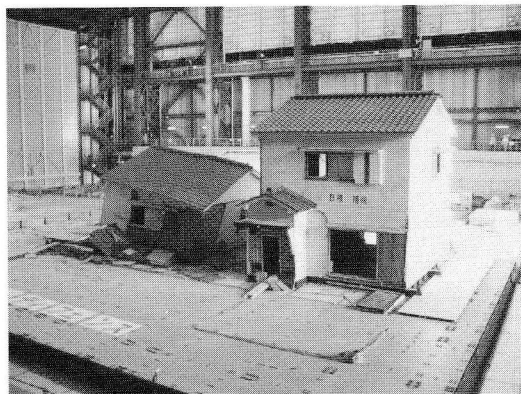


図3 在来構法木造建物実験
(移築した築31年の試験体、左側は耐震補強なし、右側は耐震補強あり)

の落下などの損傷はあったものの、なおしっかりと立ち続けていた。

この実験は、耐震補強の威力を国民の前に初めて公表したというマイルストーンと位置づけられるが、「国民への直接アピール」という防災にとって重要な貢献をE-ディフェンスが果たしうることが、国内はもとより全世界に周知される結果となった。

さらに、本実験により無補強の既存住宅が倒壊する過程や補強した既存住宅の地震時挙動が、映像や計測データによって把握されるとともに、耐震補強の有効性や耐震診断の信頼性の検証などの数多くの成果を得ることができた。

この平成17年度の実験結果をふまえ、平成18年度は、経年変化の影響や耐震補強技術の精度向上を目的とし、新築の試験体2体を使用した実大実験を実施した。試験体は平成17年度の実験に用いた無補強建物の平面および軸組を可能な限り新築で再現したもので、1棟は補強をしないままである。もう1棟は、発泡系プラスチック材料の上にコンクリート基礎から建設することで、基礎の被害が調査できるようにした。また、実際の補強工事の際に、施工上の問題から必要な耐力の金物が使用できない場合を想定した耐震補強を行い、不十分な耐震補強の効果を検証した。実験の状況を図4に示す。

実験の結果、木造住宅では経年変化による耐震

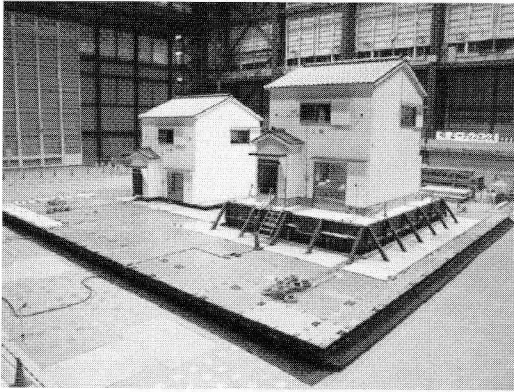


図4 在来構法木造建物実験
(新築で再現した試験体(右は模擬地盤・基礎つき))

性能の低下を最小限に抑えるための維持管理が重要なことが判った。同時に、古い基準で建てられた住宅は、新築であっても地震により大きな被害を生じることが確認され、耐震補強を行う必要性が改めて認識された。一方、適切に設計・施工された耐震補強であれば不十分であっても実施した分だけの効果は期待できる可能性が高いことが確認できた。

(2) 伝統構法木造建物実験

京都における町家(以下、京町家と称す)を対象として、E-ディフェンスを用いた実大実験により、現行の建築基準法による耐震基準を満足していない京町家の耐震性能の評価法や耐震補強法の検証を行った。平成17年度の試験体を図5に示す。1棟は既存京町家で昭和7年に建てられた京町家を解体・移築し、一部に耐震補強を行った。もう1棟は、京町家の外観意匠・空間構成を継承しながらも、必要な耐震性能確保のため提案された設計法で新築した京町家である。

加振実験の最後には大変形時の建物挙動や限界性能の検証を目的として、1995年兵庫県南部地震において神戸海洋気象台で観測された地震波(以下、JMA神戸波と称す)の3成分同時加振を行った。移築京町家は、比較的小さな地震を加えた場合でも土壁の亀裂や剥落などの損傷が生じたが、耐震補強を行うことで大地震加振においても倒壊することなく、補強効果を確認できた。一方、

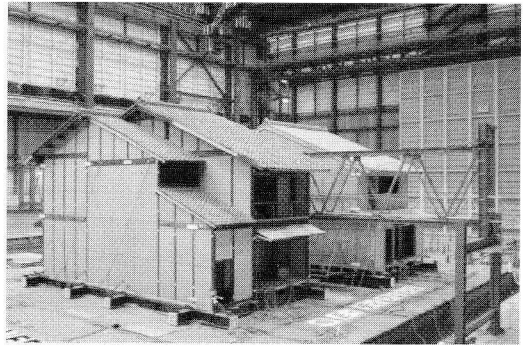


図5 伝統構法木造建物実験
(左側:移築した築70年の京町家,右側:現設計法で新築した京町家)

新築京町家は、大地震加振においても構造体に著しい損傷は無く、高い耐震性を有することを確認できた。

さらに、平成18年度には、伝統構法木造建物で特徴的な構造の耐震性能を明らかにするための実験も行い、柱脚の仕様や床剛性、屋根のかけ方などによる建物の地震時における挙動の違いを明らかにするなど、貴重なデータを取得した。

4.2 鉄筋コンクリート建物実験

本研究では、鉄筋コンクリート(Reinforced Concrete(以下、RCと称す))構造の崩壊に至るまでの挙動を解明することを目的として、E-ディフェンスにおける震動破壊実験を中心とした広汎な研究を行った。RC造は、集合住宅(マンション)や学校などに多用されているが、コンクリートの強さや鉄筋の入れ方や入れる量は時代とともに変化し、数十年前に造られた古いRC造建物は、現在のRC造建物ほど耐震強度は高くない。今から30年前に造ったRC造建物の耐震強度がどれ位であるかを調べるために、平成17年度に6層建物、平成18年度には3層建物を1970年代の造り方を踏襲して造り、E-ディフェンスで実大震動実験を実施した。

(1) 実大6層建物実験

試験体の全景を図6に示す。試験体は、6階建てのマンションを想定したもので、長辺15m、短辺10m、2×3スパンの長方形平面をもち、階高は

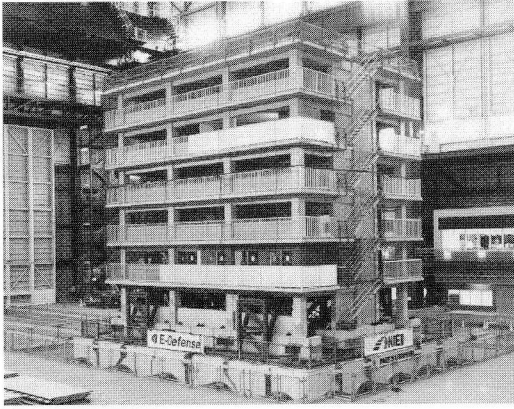


図 6 実大 6 層 RC 建物の震動台実験

2.5 m, 建物高さは 16 m である。構造設計は、1970 年代の建築基準法・同施行令に準じて実施しており、50 cm×50 cm の柱が 3×4=12 本並んでいるとともに、地震に抵抗する主要素である連層耐震壁（1 階から最上階まで貫いている壁）を中央部に配するなど、当時の造り方を反映している。なお、試験体総質量は約 1,000 t であった。

加振実験では、JMA 神戸波を用い、水平・鉛直方向の 3 成分同時加振を行った。実験では、最初は小さく揺すり、徐々にレベルを増大させた。

最大（100%）加振では、試験体は崩壊寸前の大きな損傷を受けた。特に、1 階の短い（腰壁という壁が下半分についているため、正味の柱長さが小さい）柱は、図 7 のようにせん断破壊を生じ、主筋の激しい座屈とコアコンクリートの圧壊により、鉛直方向の力を支えることができなくなった。一方、この柱の横にある腰壁のない（正味の柱長さが長い）柱は、柱の両端が損傷を受けながらも、鉛直力を支持し続けた。また試験体中央部に配置した連層耐震壁は 1 階下の根本でせん断破壊を起こすと同時に、顕著な横すべりを経験した。

建物全体としては鉛直力を支持できたので、全体が崩れ落ちるということにはなかったが、この試験体の損傷レベルは、補修が困難な「大破」と分類され、再使用はできない状態であった。

実験前に行った損傷予測解析結果と実験結果を比較した結果は概ね良好な対応を示したが、崩壊

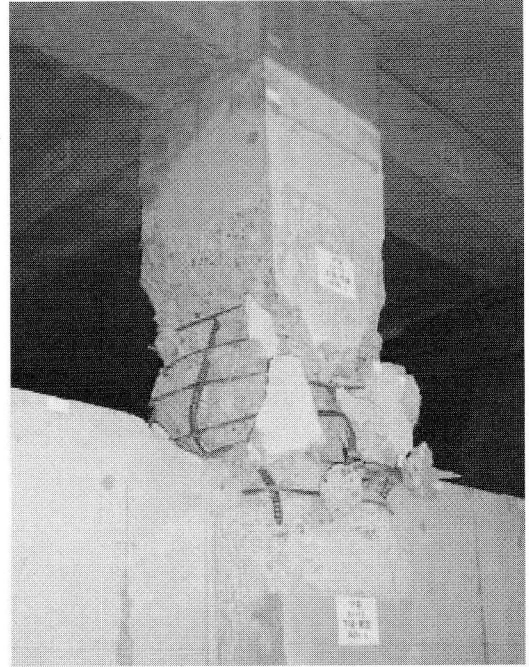


図 7 1 階柱のせん断破壊

寸前に至る損傷を比べると、コンクリートがはがれ落ち鉄筋が曲がることによる顕著な耐力低下については、現在の解析技術をもっても予測しがたい側面があることも明らかになり、今後の研究課題を明確にした。

さらに、本実験は、三次元極大地震動による構造物の崩壊に至るまでの挙動、非構造物の損傷、仕器の応答などが E-ディフェンスで再現可能であることを示し、入力や計測など今後の実大実験手法の基礎技術を確立するなど、意義は大きいものであった。

(2) 実大 3 層建物実験

学校校舎を模した 3 階建鉄筋コンクリート試験体 2 体（図 8）を用い、①既存 RC の脆性的な崩壊過程、②外付けブレースの補強効果、③基礎レベルで入力逸散現象を明らかにすることを目的として、実大震動実験を実施した。2 体の試験体は同一の設計で、1 体は既存の古い設計のままであり、もう 1 体はまったく同様に設計施工した後に、あと施工により耐震補強を施した。いずれの試験体も基礎をボルトなどで震動台に直接固定することはせず、直接基礎の底面摩擦および近傍側



図 8 実大 3 層 RC 建物の震動台実験
(上側：無補強試験体，下側：補強試験体)

面土圧を模擬する容器のなかでスウェイ・ロッキング（基礎の滑り・回転）現象を実現しようとした。

加振実験では、6 層建物と同様に、JMA 神戸波を用い、水平・鉛直方向の 3 成分同時加振を行った。実験では、最初は小さく揺すり、徐々にレベルを増大させた。

基礎を固定していない無補強試験体の最大加振では、基礎底面ですべり変形（最大 8cm）が生じて建物への入力が高減したため、被災度は小破にとどまった。さらに、基礎を固定し最大加振を行ったところ、建物の柱の脆性的な破壊が連続的に生じ、両側耐震壁と残存軸耐力で鉛直軸力を支持していたが、構造物としてはほぼ崩壊状態に至った。両者の比較により、基礎の条件による応答低減効果を確認できた。

一方、補強試験体は、基礎固定状態での最大加振でも、ほぼ弾性的な挙動を示しており、外付け

鉄骨フレーム耐震補強の有効性を実証することができた。

4.3 地盤・基礎実験

地盤・基礎構造物の地震被害には、地盤の液状化、傾斜地の地すべり、建物を地下で支える杭基礎の損傷などがあり、大地震のたびに問題となっている。しかし、その被害が直接目にみえない（みえにくい）ため、これら破壊現象の原因やその過程は十分に把握されていない。

地盤・基礎構造物の実験を行うため、E-ディフェンスでは、円筒形せん断土槽、直方体剛体土槽という二つの土槽を整備した。土槽とは、そのなかに土を入れ人工地盤を造るための大きな箱で、箱ごと震動台の上に載せて揺らすことによって地盤や基礎構造物の揺れを再現することができる。

大大特では、これら二つの土槽を用いて、以下の実験を行った。

(1) 水平地盤の杭基礎の破壊実験

実験に用いた円筒型せん断土槽は、図 9 に示すように、直径 8 m、厚さ約 150 mm の極薄の円筒形鋼製リングを多数重ねて高さ約 6.5 m にまで積み上げたものがある。鋼製リングは、リング間に摩擦が働かないように、小さなニアスライダを用いて連結されている。この巨大な円筒型容器の中に、土あるいは砂を詰め込んで人工地盤を造るが、この人工地盤を揺すった場合、鋼製リングは

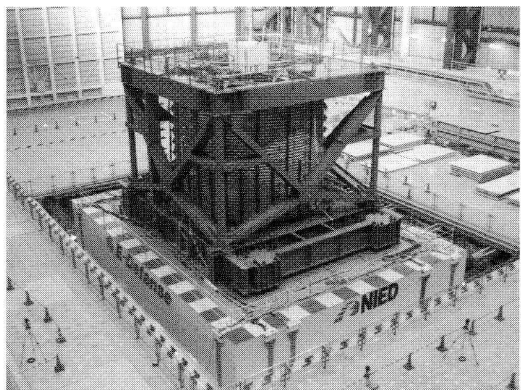


図 9 円筒型せん断土槽（大型せん断土槽）を使った杭基礎構造物実験

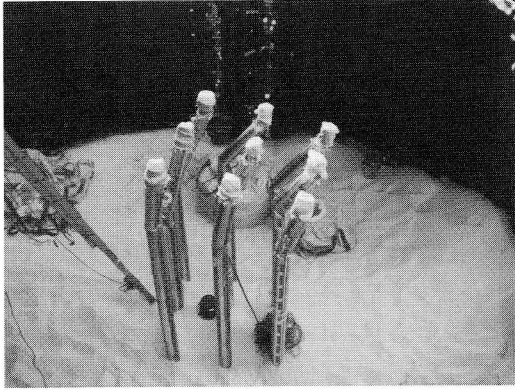


図 10 実験後の杭の損傷状況

水平力に抵抗しないので、水平力はすべて地盤によって負担されることとなる。このような条件により、本来半無限に広がる地盤がもつ揺れの特性の再現が可能となっている。

その寸法、容量において世界最大であるこの土槽の性能検証を兼ねて、乾燥した砂を用いた地盤に鋼管杭基礎をもつ構造物（模型）を載せ、JR 鷹取波で加振した。実験終了後に、地盤を掘り起こして杭を取り出し、杭頭から 1m から 1.5m ほど下のところで図 10 に示す顕著な損傷を被っていたことを突き止めるとともに、損傷近傍のひずみや変形の進展など、損傷を特定するための詳細データを獲得した。本実験は、E-ディフェンスのような大規模実験によってこそ、被害の様相が初めて詳細に観察できることを示した。

(2) 矢板式護岸の側方流動実験

地盤に関わる他の問題では、水際に延びる護岸が地震を受けたときに地盤の液状化とそれに伴う側方流動によって被害を受けるなど、地盤の境界部が地震時の弱点となっている。このような状況を再現するために整備したのが直方体剛体土槽である。

内寸で長さ 16 m、幅 4 m、深さ 5 m の直方体剛体土槽の中に、矢板護岸と、地震で液状化を生じる地盤（以下、飽和砂層と称す）を造り、さらに、地盤側には鋼管杭基礎をもつ構造物（模型）を設置して、液状化や側方流動によって構造物がどのような被害を受けるのかを観察した。

飽和砂層を造るために、まず乾燥した砂を土槽

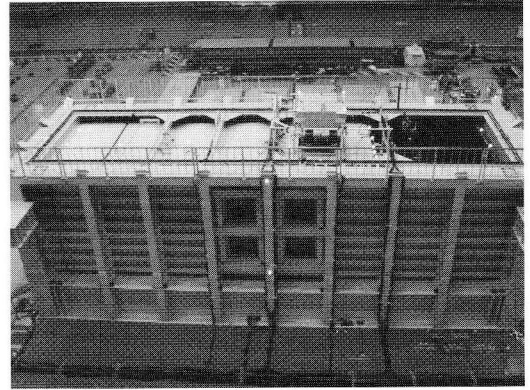


図 11 直方体剛体土槽を使った護岸の側方流動と地盤液状化実験

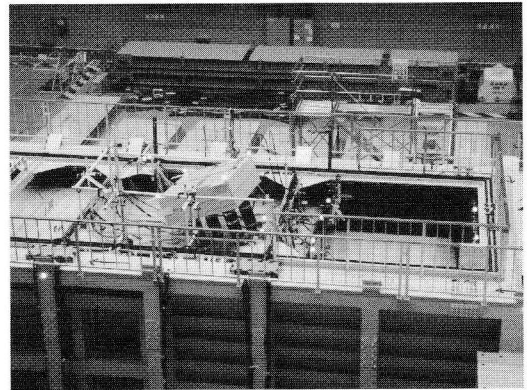


図 12 実験後の地盤の液状化と杭基礎構造物の破壊状況

に入れ、真空飽和用の蓋をつけて土槽内を密閉し、圧力差を用いて地盤に水を充満させた。飽和砂層はわずかな振動によっても液状化してしまうので、本実験に先立つ予備実験は一切許されない状況であった。図 11 に加振前の状況を示す。

円筒形せん断土槽実験と同一の震度 7 の地震動で加振すると、図 12 にあるように、左側の地盤が液状化して右側に向かって押し流され、そこに建つ構造物が大きな損傷を受ける状況を再現した。この実験においても、地盤や杭や護岸に作用する歪や圧力や変形に対する詳細なデータを取得し、護岸の決壊によって生じる大きな被害を防ぐための対策技術の向上に直接貢献できる実情報を、世界に先駆けて獲得することができた。

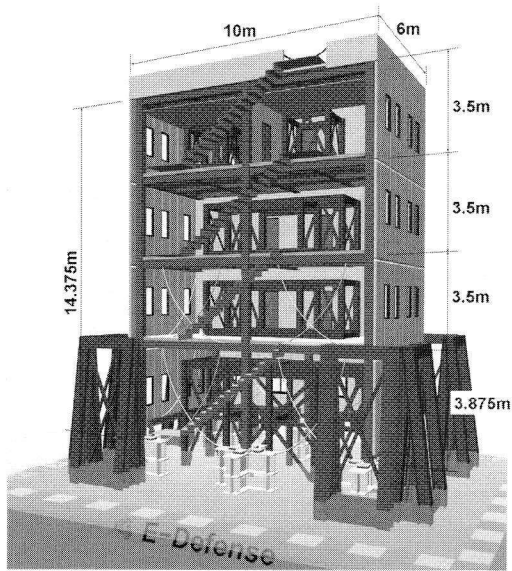


図 13 4層鉄骨建物実験の模式図

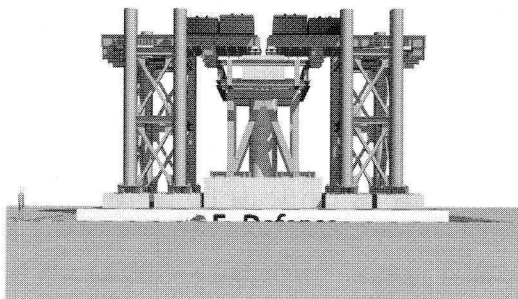


図 14 橋脚実大実験の模式図

4.4 日米共同研究実験

平成 17 年春からは、米国 NEES (Jorge Brown Jr. Network for Earthquake Engineering Simulation)⁴⁾ プロジェクトと防災科研は、鉄骨造建物、橋梁構造物を対象に日米共同研究を開始し、E-ディフェンスと NEES が保有する大型耐震実験施設を相互に有効利用しつつ耐震工学と地震防災の発展を促す試みに努力を傾けている。

2 年間の準備研究が終了し、本年度より実大実験を実施する運びとなっている。本誌が発行された時には、図 13 に示す 4 層鉄骨建物の完全崩壊再現実験が終了しているはずである。また、図 14 に示す橋脚の単体の破壊実験が、12 月中旬に行われる。

5. ま と め

平成 17 年度より E-ディフェンスを活用した実験研究が開始されたが、E-ディフェンスが持つ「地震防災に欠かせない構造物の安全性や機能性について、世界でただ一つそれを現実的に検証できる」という特長を活かした実験研究を、日本国内はもとより世界中の知恵を結集して遂行したいと念じている。

さらに、研究を研究で終わらせるのではなく、その成果を実践技術へと転移し、より安全で安心な国土づくりに貢献していくことが E-ディフェンスに課せられた使命であり、ここで生み出す成果が国民に幅広く理解されるよう常に留意しつつ E-ディフェンスを運用していくことが E-ディフェンスの地震防災への貢献と考えている。

参考文献

- 1) 小川信行 (2005), 実大三次元震動破壊実験施設 (E-ディフェンス), 地震ジャーナル, 地震予知総合研究振興会, Vol. 39, pp. 49-60.
- 2) 防災科学技術研究所, 兵庫耐震工学研究センター ホームページ <http://www.bosai.go.jp/hyogo/ddt-pj/index.htm>
- 3) 日本建築防災協会 (2004), 木造住宅の耐震診断と補強方法, 国土交通省住宅局監修.
- 4) NEES (Jorge Brown Jr. Network for Earthquake Engineering Simulation) ホームページ, <http://www.nees.org/index.php>

井上貴仁

[いのうえ たかひと]

現職 (独)防災科学技術研究所兵庫耐震工学研究センター企画室長
工学博士

略歴 神戸大学工学部建築学科卒業, 同大学院自然科学研究科博士課程修了, (株)間組, 防災科研・特別研究員を経て現職

研究分野 耐震工学



地震の予知

(1) 長期予測と短期予知

ある地域で地震がどのように繰返されてきたか、その歴史を調べることにより、この地域はそろそろ危ないとか、しばらく大丈夫といった「長期予測」をすることができる。地震の繰返し間隔と、前回の地震発生からの経過時間から、現在が地震サイクルのどの段階にあるかを知り、たとえば今後30年以内に地震が発生する確率を見積もることは、ある程度の確度をもって言えるようになってきた。

国の地震調査研究推進本部地震調査委員会では、全国の主要98断層帯および周辺海域で起こる地震についての長期評価を、平成17年3月までにひととおり完了させている。

一方、地震発生の直前現象を捉えて、数日前に発生予測をするといった「短期予知」については、現在のところ、普遍的で信頼性の高い手法は確立していない。

(2) 地震予知の方法

薄い板を曲げていって、これが最終的に破断する現象を大地震の発生にたとえてみよう(図1)。この破断を予測しようとする場合、誰もが思いつく方法が2つある。

その第1は、最終的にバリッと壊れる前に小さな割れ目がミシミシと出てくるであろうから、そのような小さな破壊を監視しようという考えであり、また第2は、板の曲り具合そのものを監視して破断の切迫度を判断しようとする考えである。地震前兆の検出をめざす観測・研究の基本も、この2つが大きな柱となっている。

第1の柱は地震観測、とくに小さな地震の精密観測であり、大地震発生前の微弱な前震の検知や、地震活動の静穏化、地下物性の状態変化を反映した地震波形の変化といった異常現象の

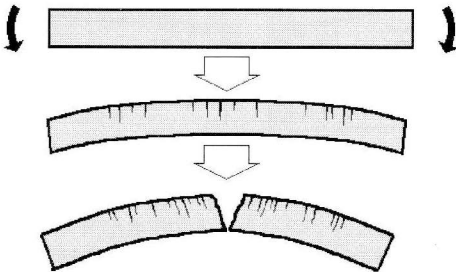


図1 薄い板の破断にたとえた大地震の発生

発見に期待が置かれている。第2の柱は土地の変形具合の測定、すなわち地殻変動の精密観測であり、歪や傾斜の累積値がほぼ1/10,000に達すると通常の岩石は破壊強度に近づくという経験則から、地震発生のおおよその目安を得ることができる。これに加えて、大破壊直前の特異的变化、すなわち地震発生前の異常地殻変動の検出に期待が寄せられている。

このような予測が実際に成り立つかどうかを確かめるため、岩石試料に圧縮力を加えて模擬的に地震を発生させると、図2のような結果が得られる。左は、AE(アコースティック・エミッション)と呼ばれる、ごく微小な破壊の発生数が最終破断の直前に急増する様子を示している。また右は、圧縮軸方向および横方向への試料の変形の様子を示している。力を加えていくと、最初は空隙がつぶれたりすることによる特別な挙動が見られるが、その後は、加えた力に比例して単純な直線の変形が進む。しかし最終段階では、それまでと傾向の異なる「異常」な変形が現れて、最終破断に至っている。

(3) 地震前兆の例

上に示したように、実験室レベルでは予測を裏付ける結果が得られたが、実際の地震でも同

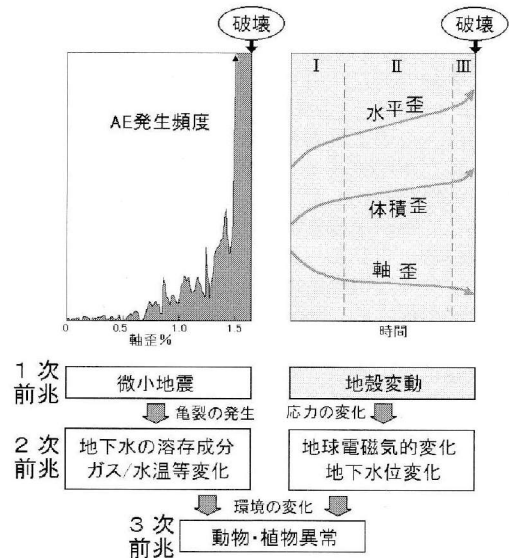


図2 岩石破壊実験における微小破壊数の推移(左上)と、試料の変形の様子(右上)、および地震前兆現象の種類

様の現象が観測されるのであろうか。

図3は、顕著な前震活動や前兆的地殻変動が検知された実例を示している。左は、1978年伊豆大島近海地震(M7.0)の発生に先だって、4時間ほど前から有感地震が頻発した例を示す。また、右は、1944年東南海地震(M7.9)の発生直前に、静岡県掛川市付近で実施されていた水準測量によって、地震の2~3日前から数秒角の異常な傾斜変化が検知された例を示している。

ただし、このような前兆現象はすべての地震について現れるわけではなく、また、同じ場所で起きた地震でも次の回には異なった様相を見せる場合があるなど、実態は大変に複雑で、一筋縄ではいかないのが実情である。

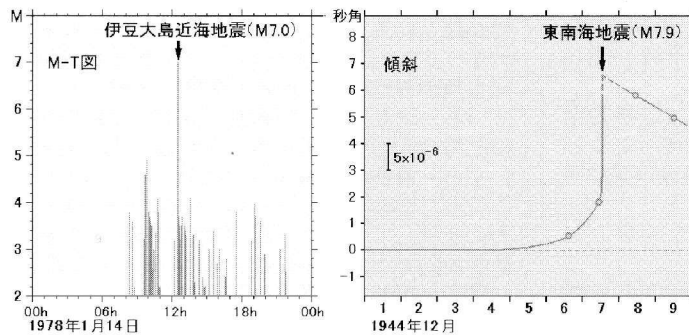


図3 前震活動(1978年伊豆大島近海地震)と前兆的地殻変動(1944年東南海地震, Mogiによる)の例

以上に挙げた地震観測や地殻変動観測は、地球内部の力学的状態を直接に測定する最も基本的な手段であり、これにより捉えられる前兆現象は、いわば「1次前兆」と言える。

次に、このような力学的変化に伴って地中の歪や応力が增大すると、滞水層の変形によって地下水位が変化したり、岩石の電磁気的性質が変化して電磁場を変動させるといった、2次的影響が考えられる。また、微小な地震によってフレッシュな破断面が生成されると、活性元素の放出が促され、地下水や温泉の成分等を変化させる可能性もある。

地震や歪・傾斜といった基礎的力学量の観測と異なり、これらの地球電磁気学のおよび地球化学的な観測では、観測地点の特異性や観測対象の特質に応じて、力学的にはごく僅かな変動が非常に大きな変化に増幅されて捉えられる場合がある。その一方で、敏感な観測地点のすぐ隣りでは何の信号も現れないということもあり、いわゆる「ツボ」的現象を生じ易いのが、このような「2次前兆」の特色である。

さらに、以上に述べたような力学的/電磁気

的/化学的变化が生じると、ある種の動植物の鋭敏な感覚器には、それらが大きな環境変化と捉えられ、いわゆる生物の異常行動として観測される可能性もある。一般に宏観現象と呼ばれる、このような「3次前兆」の存在を否定することはできないが、生物の刺激に対する反応はきわめて複雑であって、地震現象との因果関係を立証することは非常に困難である(図2下段)。

(4) 地震予知研究の新たな方向

以上に述べた、前兆現象をさがす方式の地震予知に対し、最近では、地震発生の物理モデルに根ざした、より根拠の高い地震予知手法をめざす動きが盛んである。

岩石実験による摩擦特性の研究や、プレート境界のアスぺリティーに関する研究などの進展により、図4に示すような理論シミュレーションがなされるようになった。一方で、全国的な地震計やGPSの観測網整備が進み、このようなシミュレーション結果の検証もかなりの精度でできるようになった。地震発生の直前のみでなく、地震の全サイクルについてモデリングとモニタリングを高度化し、地震予知に結びつける努力が続けられている。

(岡田義光)

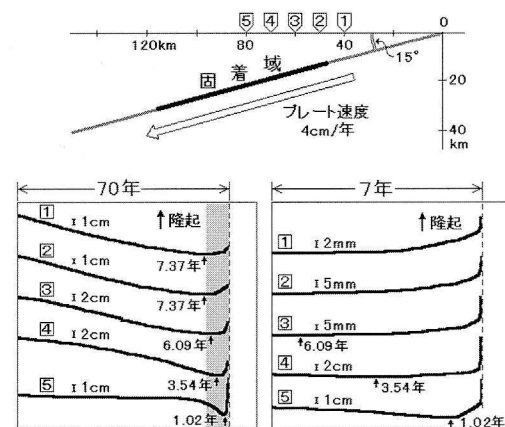


図4 海溝型地震発生の理論シミュレーション結果。地表の点1~5における地震発生前70年間および7年間の地殻上下変動の推移を示す(Kato and Hirasawa)。

東海地震

(1) 東海地震の特殊性

「東海地震」は我が国において予知が可能な唯一の地震とされ、大規模地震対策特別措置法に基づいて防災対策が強力に進められるなど、特別な扱いを受けてきた。

図1は、我が国の太平洋沿岸に発生する海溝型巨大地震の分布を模式的に示しており、北海道から九州にかけての沖合では、海溝沿いにM8級地震の発生場所が並んでいる。この中で、関東地震と東海地震だけは震源域が沖合ではなく陸上にかかっており、特異な存在となっている。

これには、伊豆半島の日本列島への衝突という事情が絡んでいる。かつて伊豆半島は南方のフィリピン海プレート上にのった島であったが、あまりに大きかったため日本列島の下へ沈み込むことができず、約百万年前に日本列島に衝突



図1 太平洋沿岸の海溝型巨大地震の分布

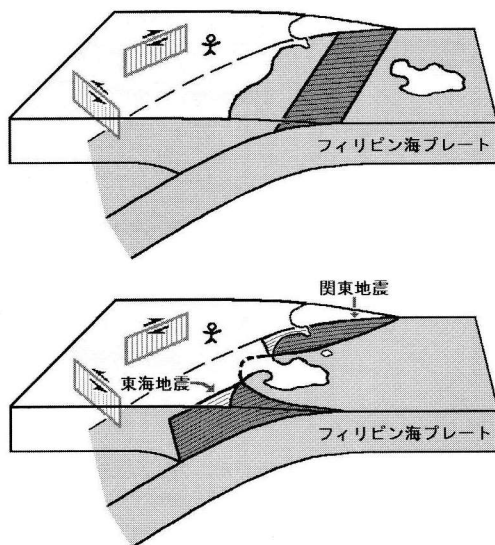


図2 伊豆半島の衝突

したとされている(図2)。その際、沖合の海溝部にあったプレート境界も陸上に押し付けられ、伊豆半島東側の相模湾では関東地震、西側の駿河湾では東海地震が起きようになった。

日本は地震国であり、様々なタイプの地震が各地域で発生するが、この関東地震と東海地震の2つは、M8級の巨大地震が足元で起きるという意味で別格の恐ろしさがあり、防災上特別な意味を有している。このため、両地震を発生させる関東・東海地域は、早くから地震予知連絡会によって「観測強化地域」という特別な指定がなされてきた。

従って、関東地震と東海地震の2つが特殊なのであるが、そのうち東海地震だけが騒がれている理由は、その切迫性のためである。関東地震の再来周期はおおむね200年程度と考えられているが、前回の大正関東地震(1923年)からはまだ80年しか経過していない。このため、関東地震と同じタイプの地震は、まだ100年くらい先であると認識されている。

一方、駿河トラフから南海トラフにかけては、これまで100~150年の間隔で大地震が繰返されてきたが、東海地震の領域では、前回の安政東海地震(1854年)からすでに153年を経

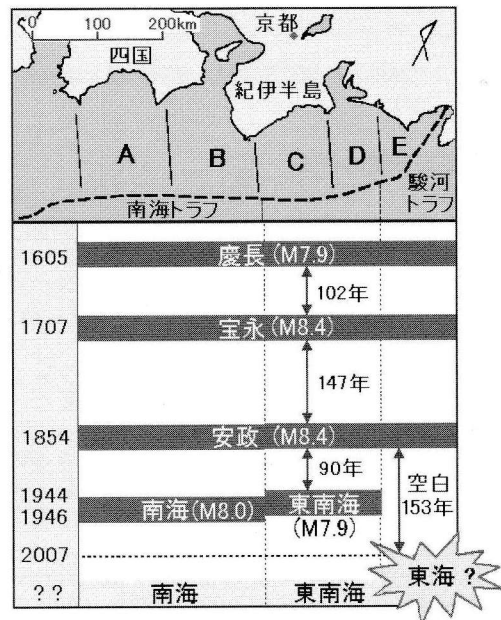


図3 駿河・南海トラフに沿った最近400年間に
おける大規模地震の繰返し

過している。まさに、いつ起きてもおかしくないという状況が続いている(図3)。

(2) 東海地震の想定震源域とその見直し

東海地震の発生には相当の切迫性があると判断され、1978年、世界にも例を見ない「大規模地震対策特別措置法」が制定された。この法律に基づき、東海地震が発生した場合に震度6以上となることが予想される範囲は「地震防災対策強化地域」と指定され、防災対策の強化が進められてきた。

当初、東海地震の想定震源域としては、測量データに基づく単純な矩形断層モデルが定められたが、その後の観測強化によるデータ蓄積と、地震学的知見の増大によって、2001年には、より現実的な想定震源モデルへの改訂と、地震防災対策強化地域の見直しがなされた(図4)。

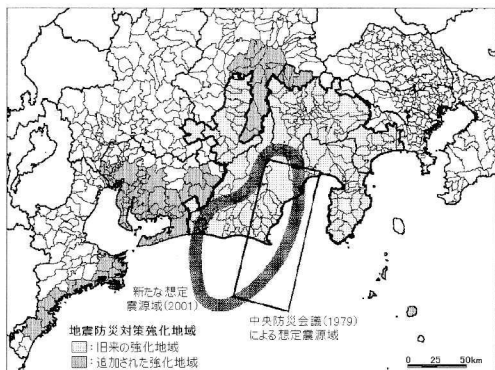


図4 東海地震の想定震源域と地震防災対策強化地域

(3) 東海地震の予知

地震防災対策特別措置法の施行と同時に、気象庁を事務局とする「地震防災対策強化地域判定会」が発足した。何らかの異常現象が見つかり、判定会で地震発生の危険性が判断された場合には、最終的に内閣総理大臣から「警戒警報」が発令されることになっている。

M8級の巨大地震が足元で起きるということは、震源域に肉迫して各種の観測ができるということであり、小さな地震や遠方の地震と比較すれば、相対的には前兆的信号を捕捉できる可能性は高いと言える。このように、予知の必要性と可能性とがぎりぎりに折り合った形で現在の東海地震監視体制は続けられている。

しかし、我が国では公式な地震予知が行われたことは一度もなく、技術的には確かな保証のないまま、事柄の重大性に鑑みて、ぶっつけ本番の地震予知体制が動いている。予知がないまま地震の発生に至るケースも十分にあることを

考えておかねばならないであろう。

(4) 東海地震の震源域の現状

東海地震の切迫性が指摘されて以来、すでに30年近く経過したが、地震はまだ発生していない。しかしながら、危険性が去ったと考えることはできない。御前崎の年間数ミリの沈降に代表されるように、歪みの蓄積は確実に続いており、地震発生への準備は着々と進んでいる。

東海地域で発生する微小地震の活動は、長い間ほぼ一定であったが、2000年の少し前頃から明らかな静穏化が始まった。プレート境界の想定震源域より浅い部分(上盤側)では1997年頃より地震の発生率が20%ほど低下し、次いで1999年中頃には固着域より深い部分(下盤側)でも40%ほど地震発生率が低下した。このような異常は現在も継続している(図5)。

一方、浜名湖付近のプレート境界では、2000年頃からゆっくりとしたすべり(スロースリップ)が進行していることが、GPS観測から確認された(図5)。5年間の間にマグニチュード7.1の地震に相当する累積すべりを生じたのち、2005年にはほぼ停止したと見られている。

これらの変化がかなり異常な現象であることは確かであるが、異常すなわち前兆とは断定できない。そんな中で、隣接する東南海地震と南海地震は、今後30年以内の発生確率がそれぞれ60%程度、50%程度と高まってきた。次の東海地震は単独に発生せず、これらの地震と連動するとの考えも強まりつつある。

(岡田義光)

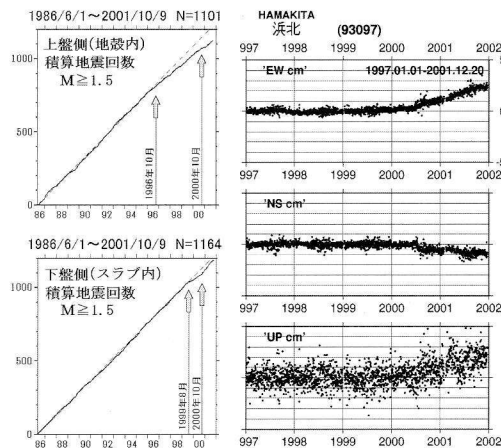


図5 2000年前後に始まった、東海地震の震源域周辺における地震活動の静穏化(左:松村正三による)、および浜北GPS観測点における地殻変動の定常状態からのずれ(右:国土地理院による)

報道される地震災害死者数の時間的推移に関する数理モデル

萩原幸男

1. はじめに

大地震発生直後からテレビ等で報道される死者数は時間の経過とともに増加する。報道される死者数が刻々と増加するとき、視聴者は災害の規模を予感する。もし地震発生後の早期に最終的な総死者数が予測できれば、災害初動のみならず、災害支援、復旧対策を有効に立ち上げることができるであろう。

本論文では報道される死者数を時間の関数として記述することにより、最終的な総死者数を早期に、しかも簡単な卓上計算を用いて推定する方式を提案する。またこの方式を1995年兵庫県南部地震(阪神・淡路大震災)と2004年新潟県中越地震へ応用を試みることで、提案した方式の有効性を検討する。なおここで対象とする死者数は災害直接死であって、避難生活のストレス等による関連死は含まれない。

2. 数理モデル

大地震の発生時刻を起点に時間 t をとると、報道される死者数 $N(t)$ は t の経過とともに増加する。 $N(t)$ の時間変化を記述する最も簡単な数理モデルは、 $N(t)$ の増加率 $dN(t)/dt$ が t の時点で未発見の死者数 $N(\infty) - N(t)$ に比例するというモデルである。すなわち λ を比例常数とする微分方程式

$$dN(t)/dt = \lambda \{N(\infty) - N(t)\} \quad (1)$$

が成立する。ここに $N(\infty)$ は最終死者数に相当する。 $N(t)$ が t 軸を切る時点を τ とすると、微分方程式の解は $t \geq \tau$ の範囲において

$$N(t) = N(\infty) [1 - \exp\{-\lambda(t - \tau)\}] \quad (2)$$

により与えられる。ここでは $N(\tau) = 0$ となるように設定している。

実際のデータは不等間隔の時点 t_i ($i=1, 2, 3, \dots$) について $N(t_i)$ として与えられる。式(2)をデータに適合させるためには、3個のパラメタ $N(\infty)$, λ および τ を決定しなければならない。厳密には式(2)そのものを用いて最適パラメタを決定するべきであるが、計算量を少なくするために次に述べる近似法を採用する。

式(2)において、 $t - \tau$ が小さいときには

$$N(t) \approx \lambda N(\infty) (t - \tau) \quad (3)$$

が近似的に成立する。すなわち大地震発生直後の極めて初期の段階では、 $N(t)$ は t の経過とともにほぼ直線的に増加する。この時期のデータに直線

$$N(t_i) = a + bt_i \quad (4)$$

を当てはめれば、パラメタの値として $\lambda N(\infty) = b$ および $\tau = -a/b$ が得られる。ただし λ と $N(\infty)$ とは分離できない。

また式(1)を用いる方法も計算量が少なく済む。いま微分を $dN(t)/dt = N'(t)$ と略記する。このとき式(1)を

$$N'(t_i) = A - BN(t_i) \quad (5)$$

と書き換えれば、 $A = \lambda N(\infty)$, $B = \lambda$ であることが知れる。 $N(t_i)$ を横軸、 $N'(t_i)$ を縦軸にとれば、式(5)は直線となり、パラメタ $N(\infty)$ と λ は分離して求められる。ただしこのとき微分 $N'(t_i)$ を数値的に計算しなければならない。隣り合うデータの間点 $T_i = (t_i + t_{i+1})/2$ を仮設し、中間点ごとに死者数 $N(T_i) = \{N(t_i) + N(t_{i+1})\}/2$ およびそ

表 1 2004 年新潟県中越地震に際して NHK が報道した死者数 (中森 (2006) のデータより抜粋).

i	日時	t_i	$N(t_i)$
	10月23日 17:56	時	人
1	20:58	3.03	2
2	21:20	3.40	3
3	22:29	4.55	4
4	24日 01:37	7.68	6
5	02:53	8.95	9
6	03:41	9.75	10
7	04:00	10.07	13
8	05:37	11.68	14
9	08:00	14.07	15
10	13:00	19.07	18
11	15:00	21.07	20
12	17:45	23.22	21

i : データ番号

t_i : 地震発生からの経過時間 [時]

$N(t_i)$: 時点 t_i に報道された死者数 [人]

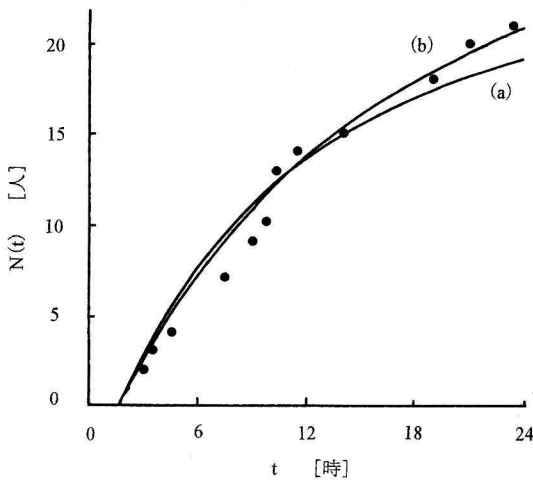


図 1 2004 年新潟県中越地震の時間 t (地震発生時を起点とする) に伴う死者数 $N(t)$ の増加. (a) 地震発生後 12 時間, (b) 24 時間のデータ (中森, 2006) に基づいて計算した曲線. データは表 1 に与えられる.

の微分値 $N'(T_i) = \{N(t_{i+1}) - N(t_i)\} / (t_{i+1} - t_i)$ を計算することになる.

式 (4) あるいは (5) をデータに適合させるには, 正しくは最小自乗法等によって直線の係数を定めるべきであるが, 簡易計算法においては目視によって直線をあてはめても問題はない.

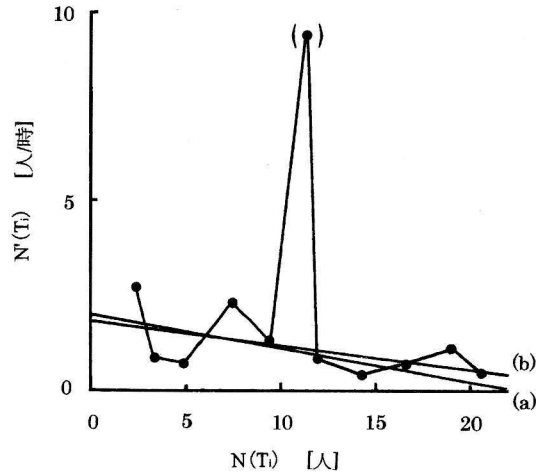


図 2 2004 年新潟県中越地震の死者数 $N(T_i)$ (T_i は中間点) とその微分値 $N'(T_i)$ との関係. () 印の 1 点を除けば, 両者の関係は直線で近似できる. (a) 地震発生後 12 時間, (b) 24 時間のデータ (中森, 2006).

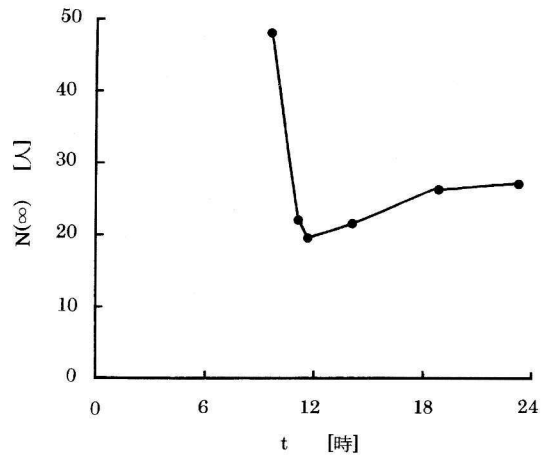


図 3 2004 年新潟県中越地震の最終死者数の推定値 $N(\infty)$. 地震発生後時間 t の経過とともに推定値は変動するが, $t \geq 18$ [時] で $N(\infty) = 27$ [人] に収束する. これは実際の直接死の数と極めてよく一致する.

3. 2004 年新潟県中越地震

まず数理的に取り扱いが容易な 2004 年新潟県中越地震を例にとる. 地震発生後 24 時間以内に報道された死者数の時間的経過を表 1 に示す (中

表 2 1995 年兵庫県南部地震に際して NHK が報道した死者数 (データ番号 $i=1\sim 16$: 中森 (2007) のデータ, $i=17\sim 26$: 筆者のメモによる).

i	日時	t_i	$N(t_i)$
	1月17日 05:46	時	人
1	08:47	3.02	9
2	09:11	3.42	14
3	09:58	4.20	38
4	10:59	5.22	41
5	11:02	5.27	74
6	11:28	5.70	99
7	11:53	6.12	181
8	12:10	6.40	200
9	12:24	6.63	203
10	13:26	7.67	337
11	13:44	7.97	439
12	14:48	9.03	513
13	15:06	9.33	597
14	16:24	10.63	686
15	17:08	11.37	863
16	17:54	12.13	867
17	18日 06:00	24.23	1803
18	22:45	40.98	2679
19	19日 16:45	58.98	3517
20	22:45	64.98	3729
21	20日 07:45	73.98	4048
22	21日 06:45	96.98	4609
23	21:45	111.98	4696
24	22日 16:45	130.98	4927
25	24日 07:45	169.98	5060
26	25日 06:45	192.98	5063

i : データ番号

t_i : 地震発生からの経過時間 [時]

$N(t_i)$: 時点 t_i に報道された死者数 [人]

森 (2006) のデータより抽出). 地震発生時を $t=0$ とおき, 時点 t_i ($i=1, 2, 3, \dots, 12$) ごとの死者数 $N(t_i)$ をプロットしたものが図 1 である. 併記した 2 本の曲線はそれぞれ (a) 地震発生後 12 時間, (b) 24 時間のデータにより計算して得られたモデルである.

パラメタは次のようにして決定された. まず地震発生後 12 時間のデータ ($i=1\sim 8$) に式 (3) を当てはめることにより $\lambda N(\infty)=1.33$ [人/時] および $\tau=1.7$ [時] を得る. 次いで式 (4) を当てはめることにより (a) $\lambda N(\infty)=2.03$ [人/時], $\lambda=$

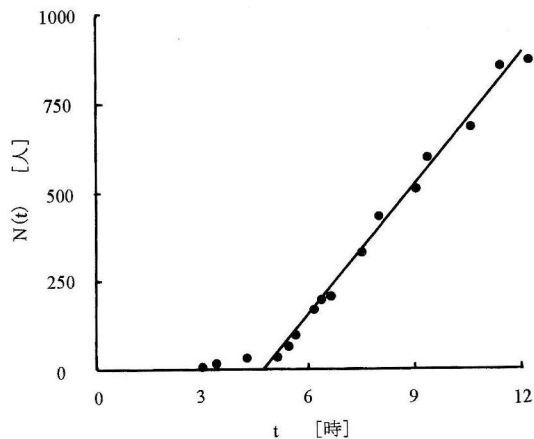


図 4 1995 年兵庫県南部地震の時間 t (地震発生時を起点とする) に伴う死者数 $N(t)$ の増加. $4.8 \leq t \leq 12$ [時] の範囲では $N(t)$ は t の 1 次関数に近似できる. データ (中森, 2006) は表 2 に与えられる.

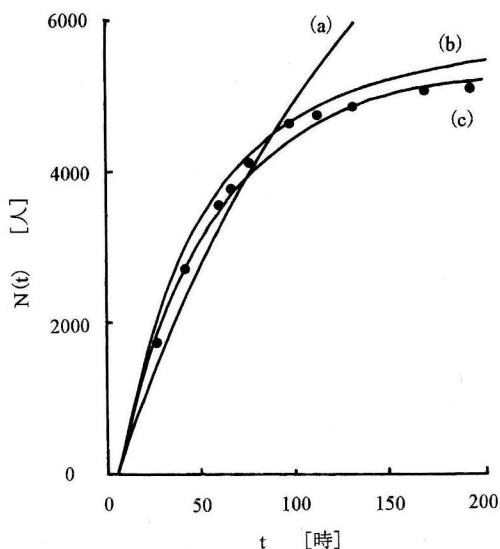


図 5 1995 年兵庫県南部地震の時間 t (地震発生時を起点とする) に伴う死者数 $N(t)$ の増加. 曲線は (a) 地震発生後 24~60 時間, (b) 24~120 時間および (c) 24~200 時間のデータに基づいて計算. データ (筆者のメモによる) は表 2 に与えられる.

0.093 [時 $^{-1}$] および (b) $\lambda N(\infty)=1.88$ [人/時], $\lambda=0.073$ [時 $^{-1}$] を得る. このとき相異なる 2 つの値 $\lambda N(\infty)$ が得られるが, 式 (3) はあくまで近似式であるため, 式 (4) による値を採用することに

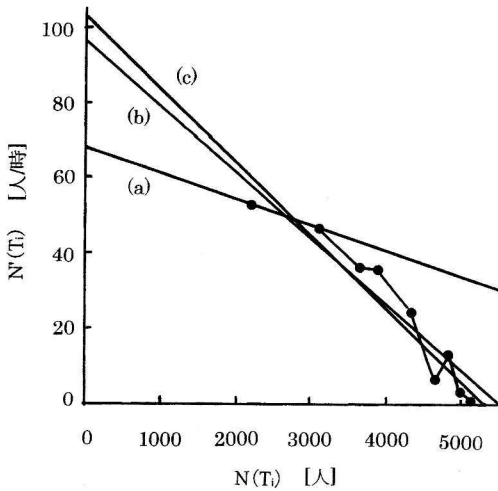


図6 1995年兵庫県南部地震の死者数 $N(T_i)$ (T_i は中間点) とその微分値 $N'(T_i)$ との直線関係。(a) 地震発生後24~60時間、(b) 24~120時間および(c) 24~200時間のデータに基づいて計算。データ(筆者のメモによる)は表2に与えられる。

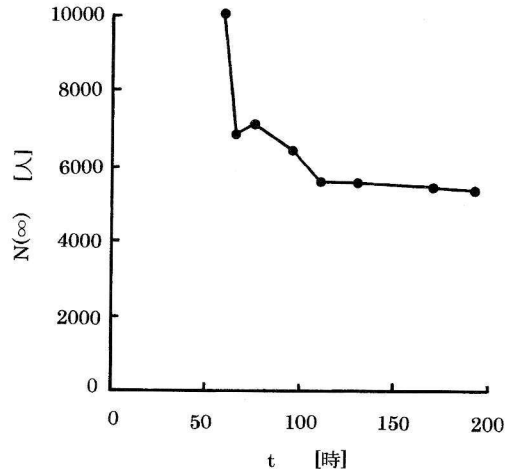


図7 1995年兵庫県南部地震の最終死者数の推定値 $N(\infty)$ 。地震発生後時間 t の経過とともに推定値は変動するが、 $t \geq 100$ [時] で $N(\infty) = 5300 \sim 5400$ [人] に収束する。これは実際の直接死の数と極めてよく一致する。

する。すなわち図1の曲線は $N(\infty)$, λ および τ の値としてそれぞれ (a) 22 [人], 0.093 [時⁻¹], 1.7 [時], (b) 27 [人], 0.070 [時⁻¹], 1.7 [時] を用いている。

図2は式(1)の直線性を検討するために、 T_i ($i = 1, 2, 3, \dots, 11$) ごとに $N(T_i)$ と $N'(T_i)$ の値をプロットしたものである。図に見るように、() 印を付した黒丸1点を除き、概略的に直線性があると言ってよい。すなわち本論文で提案した微分方程式の成立が実証されたと考えてよい。() 印のデータを除外して得られた直線の勾配と、直線が縦軸を切る座標値によって $N(\infty)$ と λ の値が決定される。(a) と (b) それぞれの場合について上記の数値はこうにして得られたものである。

我々が最も関心を寄せる数値は総死者数 $N(\infty)$ の推定値である。地震発生後のなるべく早い時点で $N(\infty)$ を知る必要がある。図3は $N(\infty)$ の時間的変動を示すが、地震発生後およそ18時間で $N(\infty) = 27$ [人] に収束する様子が判る。この地震の総死者数は67名であるが、そのうち直接死は28名を数える。本論文で得られた $N(\infty)$ の数値は極めてよい推定値であると言える。

4. 1995年兵庫県南部地震

1995年兵庫県南部地震の際のデータは地震発生後約12時間のNHK報道データ(中森(2007)の私信)と発生後約24~200時間のNHK報道に基づく筆者のメモの2種類よりなる。表2の前半(データ番号 $i = 1 \sim 16$) が前者のデータ、後半 ($i = 17 \sim 26$) が後者のデータである。

図4は前者のデータについて t_i ごとに $N(t_i)$ をプロットしたもので、地震発生直後の約5時間のデータ ($i = 1, 2, 3$) を除けば、それ以後のデータは明らかに直線で近似できることが判る。すなわち式(3)の近似式が成立する。直線をデータ ($i = 4 \sim 16$) に当てはめることにより $\lambda N(\infty) = 123.2$ [人/時] および $\tau = 4.8$ [時] を得る。

図5は後者のデータについて t_i ($i = 17 \sim 26$) ごとに $N(t_i)$ をプロットしたもので、3本の曲線はそれぞれ (a) 地震発生後24~60時間 ($i = 17 \sim 19$)、(b) 120時間 ($i = 17 \sim 23$) および (c) 200時間 ($i = 17 \sim 26$) のデータに基づいて決定した曲線である。

また図6は中間点 T_i ごとの $N(T_i)$ に対して $N'(T_i)$ の数値をプロットしたもので、概略的に

直線性が認められる。直線が決まれば、2個のパラメタ $N(\infty)$ と λ が決定できる。 $\tau=4.8$ [時] を共通にとることにより、 $N(\infty)$ および λ はそれぞれ (a) 10046 [人], 0.0067 [時⁻¹] (すなわち $\lambda N(\infty)=67.3$ [人/時]), (b) 5527 [人], 0.0176 [時⁻¹] (すなわち $\lambda N(\infty)=97.3$ [人/時]), (c) 5304 [人], 0.0195 [時⁻¹] (すなわち $\lambda N(\infty)=103.4$ [人/時]) と決定される。図5の3本の曲線はこれらの数値によって描かれたものである。

以上のようにして決定された最終的な総死者数 $N(\infty)$ を時間ごとにプロットしたものが図7である。図に見るように地震発生後60時間のデータからは、最終死者数は1万人と推定されるが、時間の経過とともに推定値は減少し、地震発生後およそ100時間を超えると安定した数値5300~5400人が得られることが知れる。公表された死者数は約6400人であるが、そのうち900~1000人は関連死であるから、ここで得られた数値は直接死に極めて近い数値と言える。提案した数理モデルの有効性が実証されたものと考える。

5. 結 論

大地震発生後のなるべく早い時期に最終的な死者数を推定する簡単な方式を提案した。コンピュータを使用することなしに、卓上計算により現場的な推定ができることを目指した。2004年新潟県中越地震と1995年兵庫県南部地震(阪神・淡路大震災)に応用し、本論文において提案した方式の有効性を確かめた。

計算の結果、2004年新潟県中越地震では発生後18時間で安定した推定値が得られた。推定された総死者数27人は実際の直接死の総数と極めて近い数値であった。また大規模な災害をもたらした1995年兵庫県南部地震では、発生後100時間を超えると安定した推定値が得られることが判った。最終的な総死者数の推定値5300~5400人は実際の直接死の数と極めてよい一致を示した。

ここで紹介した地震災害死者数の時間的推移は極めて単純な現象である。データを目で見ればある程度の予測はできる。敢えて数理モデル化する必要はないとの批判も出る。しかし予知科学の基本姿勢は2つのM「モニタリングとモデリング」である(安芸, 2002)。一見単純に見える現象でも、観測データのモデリングは決して無意味ではない。「地震発生後何時間を経れば安定した予測値が得られるか」は数理モデルなしに信頼性ある結論は得られないであろう。

謝辞

日本大学文理学部社会学科の中森広道准教授から新潟県中越地震の膨大なデータを頂いた。また阪神・淡路大震災に関する未公表のデータも使わせて頂いた。ここに記して深甚な感謝の意を表する。

参考文献

- 安芸敬一, 2002, 地震予知のための物理モデル序説, 地震ジャーナル 33, 1-8.
中森広道, 2006, 新潟県中越地震におけるテレビ報道と初動情報—NHK テレビの放送を事例として—, 災害情報調査研究レポート②, 東京大学・東洋大学災害情報研究会, 37-313.
中森広道, 2007, 私信.

萩原幸男

[はぎわら ゆきお]

現職 東京大学名誉教授
理学博士

略歴 東京大学理学部卒, 同大学院修士課程修了。東京大学地震研究所教授,
(旧) 科学技術庁防災科学技術研究所所長, 日本大学文理学部教授を経て現職。

研究分野 測地学・地球物理学

著書 「地球重力論」(共立全書), 「測地学入門」(東京大学出版会)



■地震予知連絡会情報■野口伸一■

定例の地震予知連絡会は、第174回が2007/8/20、第175回が2007/11/19に開催され、2007年5月～10月における全国の地震活動・地殻変動を中心として報告と検討がなされた。この間に国内で起きた最大の地震は2007/7/16新潟県中越沖地震M 6.8である。国外では2007/8/2サハラ近海の地震(M 6.4)、2007/8/16ペルー沿岸の地震(M 8.0)、2007/9/12スマトラ南部(M 8.4)が発生した。

第174回連絡会では、前月に発生した新潟県中越沖地震で犠牲となった方々に哀悼の意を表すとの大竹政和会長の挨拶があった。議事は、新潟県中越沖地震の詳細検討を最初に行い、トピックスも新潟県中越沖地震関連について5名の招待者の発表を行うスケジュールに変更された。討議のポイントとして、大竹会長から1)断層破壊過程の解明、2)地震発生場の解明、3)今回の地震が予めどこまで予測できたか/できなかったか、が最初に提示された。開催時間は通常より30分の延長を予定していたが、新潟県中越沖地震関連とその他の議事についてさらに1時間近く延長して討議された。

第175回連絡会では、最初に国土地理院長が11月1日付けで、藤本貴也氏から小牧和雄氏に交代されたことの紹介と小牧新院長の挨拶があった。議事は今回のトピックスである「地震予知連絡会が実施してきた地域指定のレビュー」が最初に取り上げられた。続いてこれと関連して、「今後の活動展開の検討ワーキンググループ」の中間報告、予知連絡会の活動目的の再確認の議事について討議された。その後、全国および各地域の地震活動と地殻変動について資料説明と質疑、検討が行われた。2007年8月～10月の3ヶ月間の国内の地震活動は全般に低調で、M 6以上の地震は、8月1日と8月7日に沖縄本島北西沖に発生したM 6.1とM 6.3のみであった。

1. 北海道地方

2007年5月～10月の期間、北海道地方ではM \geq 6の地震は発生せず、主に太平洋プレート内の深さ100km以深と北海道東方沖の深さ40km台にM 4と5クラスの地震が発生した。2007年6月23日、日高支庁西部の深さ125kmで発生したM 4.9の地震(最大震度3)、および2007年7月1日、根室支庁北部の深さ132kmで発

生したM 5.8の地震(最大震度4)は、ともに太平洋プレートの二重深発地震面の下面の地震であった。前者の地震の震源付近には、1981年1月23日、深さ130kmにM 6.9が発生し、最大震度5を記録しているが、それ以降M 6クラスは発生していない。また後者の地震の震源付近には1997年11月15日、深さ155kmにM 6.1の地震が発生している(気象庁)。

2007年8月22日、渡島支庁東部の深さ122kmでM 5.4の地震が発生し(最大震度3)、太平洋プレート二重深発地震面の上面の地震であった。

北海道東方沖では、2007年8月26日、深さ49kmにM 5.4の地震(最大震度3)、さらに2007年10月9日、その西よりの深さ40kmにM 5.8の地震が発生した(最大震度4)。これらの地震は、1973年6月17日の根室半島沖地震M 7.4の震源と1994年10月4日の北海道東方沖地震M 8.2の震源の間に位置し、1994年北海道東方沖地震の余震域に含まれる(気象庁)。

2. 東北地方

東北地方の2007年5月～10月の地震活動は比較的静穏で、Mが5を越える地震は唯一2007年5月19日の青森県東方沖の深さ67kmに発生したM 5.3の地震(最大震度4)であった。最近の東北地方の地震活動の特徴として、太平洋岸～日本海溝に沿う広域の領域で地震活動が低く、今年の1月以降10月末現在、M \geq 5.0の地震が全く発生していないことが報告された(図1:気象庁)。1923年以降のM \geq 5.0の地震活動には10年程度の間隔で静穏化がみられるが、今回は静穏化期間が長く、ETASモデル(Epidemic-Type Aftershock Sequence model)の追試では、これまでで最も長い珍しい現象であることがコメントされた(統計数理研)。図1の領域aでは、1923年以降、M 7.3以上の地震活動が6回発生しているが、それらの発生直前に静穏化した事例は1968年十勝沖地震M 7.9と1978年宮城県沖地震M 7.4の2例である(気象庁)。

3. 関東・中部地方

東京都西部では、2007年5月9日のM 3.6、および6

東北地方の地震活動の静穏化

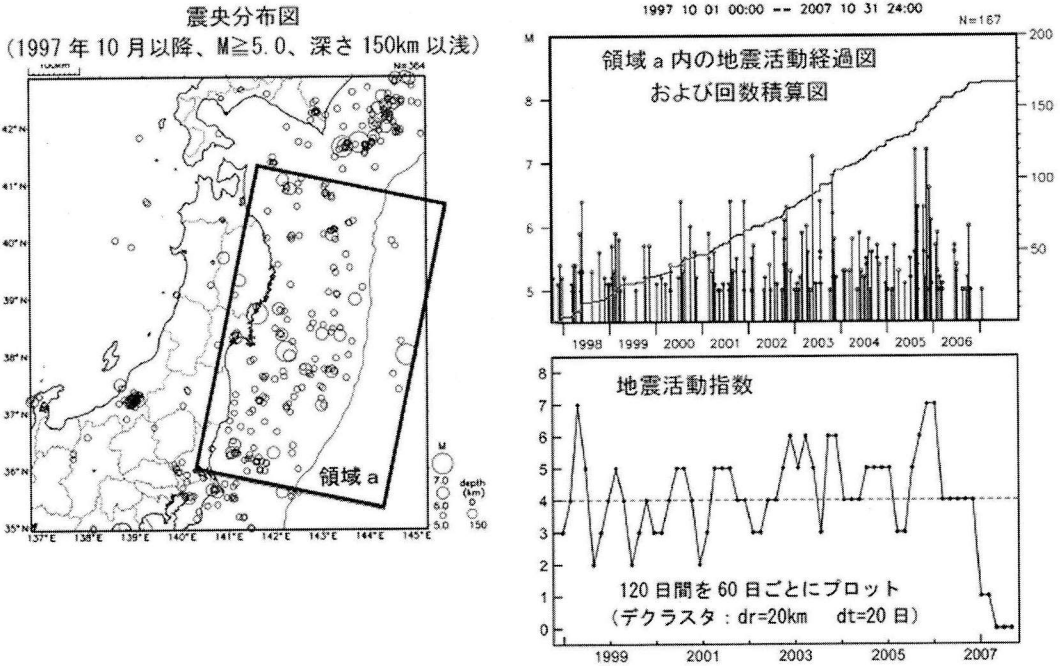


図 1 東北地方の太平洋側では 2007 年から地震活動が低下。図中の領域 a では 2007 年 1 月～10 月末、 $M \geq 5.0$ 、深さ 150 km 以浅の地震が全く発生していない。[第 175 回：気象庁資料]

月 28 日の $M 4.0$ を各々最大とする地震活動が発生した。発震機構は北東-南西方向に圧力軸を持つ逆断層型である(図 2: 防災科研)。DD 法(二重走時差震源決定法)による震源の鉛直断面分布は、深さ 15 km 前後で 1 km 範囲内に北北東方向に傾斜分布し、発震機構解の北北東傾斜の節面と調和している。今回の震源の付近では、1986 年以降の $M > 3.5$ の地震活動として、1988 年 9 月～11 月の埼玉県南部の深さ 5～12 km の地震(最大は 9 月 29 日の $M 5.2$)、1994 年 12 月 19 日の東京・埼玉県境付近の浅い地震 $M 4.3$ が発生している。

千葉県東方沖では、2007 年 6 月 20 日頃から $M 5.0$ を最大とする地震活動がみられた。7 月 1 日に $M 4.4$ が発生したが、その後 8 月には活動はほぼ収まった。震源の分布域と発震機構は 6 月と 7 月の地震で異なり、6 月の地震は相対的に東側に深めに分布し、東西方向に圧縮軸を持つ逆断層型、7 月の地震は西側に浅く分布し、南北方向の圧縮軸の横ずれ型であった。前者は太平洋プレートの上面境界付近の活動、後者はそれより浅部の活動と考えられる(図 3: 防災科研)。

神奈川県西部では、2007 年 7 月 12 日、丹沢山地の深さ 19 km に $M 4.2$ の地震(最大震度 3)が発生し、7 月 24 日に南側の箱根山北東の深さ 14 km に $M 4.4$ の地震

(最大震度 3)が発生した。その後 2007 年 10 月 1 日、小田原付近の深さ 14 km で $M 4.9$ が発生し最大震度 5 強を記録した(図 4: 気象庁)。10 月 1 日の $M 4.9$ の地震は、北西-南東に圧力軸を持つ逆断層型で、震源分布は北西に低角に傾く節面と調和し、伊豆火山弧とフィリピン海プレートを隔てるプレートの力学的境界付近のスラスト型とみなされる(防災科研)。今回の地震活動域近辺で 1923 年関東地震以降に発生した最大の地震は、1990 年 8 月 5 日の小田原付近の $M 5.3$ (最大震度 4)である。

2007 年 7 月 16 日 10 時 13 分、新潟県上中越沖の深さ 17 km で $M 6.8$ の地震が発生した。この地震を気象庁は「平成 19 年(2007 年)新潟県中越沖地震」と命名した(図 5: 気象庁)。新潟県の柏崎市、刈羽村、長岡市および長野県飯綱町で震度 6 強を記録した。この地震に対しては緊急地震速報が気象庁から発信された。人的被害は、死者 14 人、重軽傷 2,345 人、住家被害は、全壊 1,244 棟、半壊 5,250 棟、一部破損 34,401 棟、火災の発生は 3 件(柏崎刈羽原子力発電所の変圧器延焼を含む)である(消防庁災害対策室調べ、2007 年 10 月 22 日現在)。津波は柏崎で最大の高さ 32 cm、小木で 27 cm 等が観測された。最大余震は本震と同日の 7 月 16 日 15 時 37 分に発生した $M 5.8$ で、最大震度 6 弱を記録した。本震から 2 週間

2007年5, 6月 東京都西部の地震

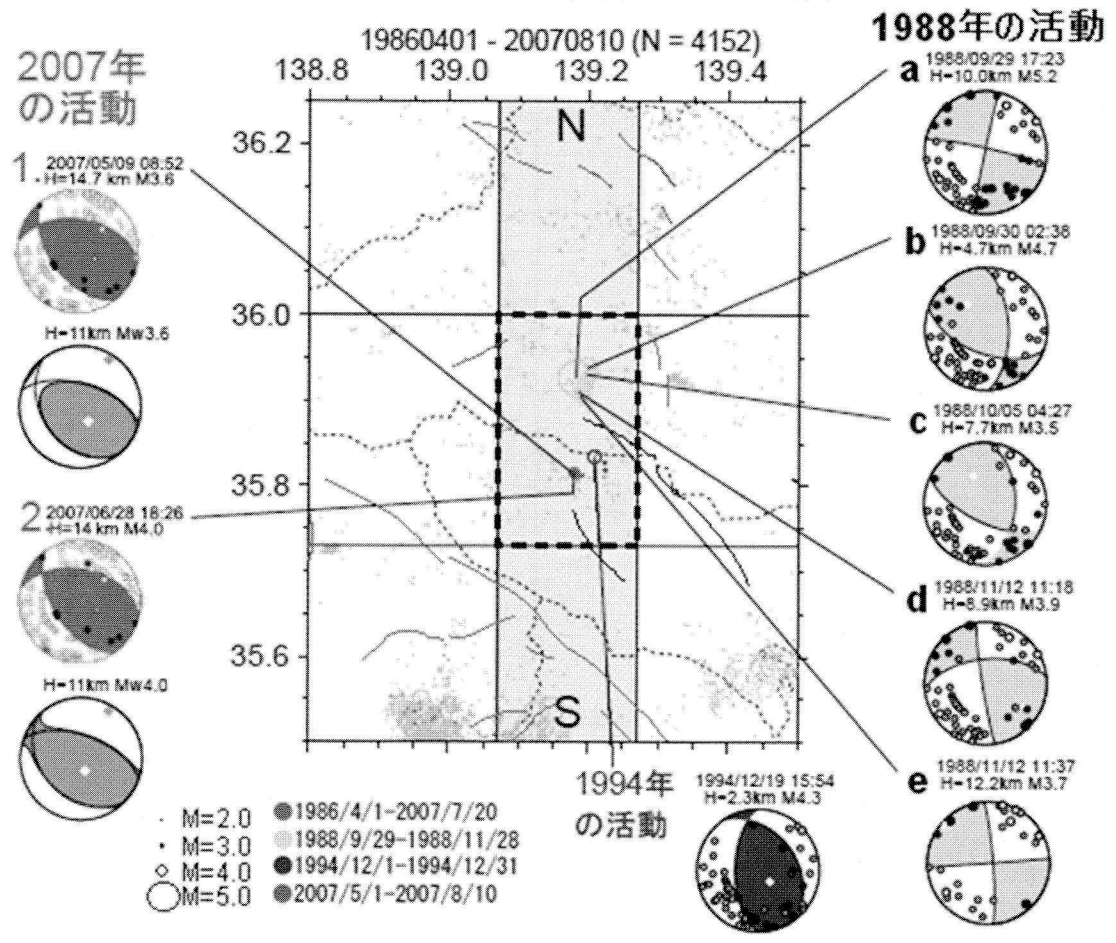


図2 2007年5月と6月の東京都西部の地震活動、および1988年と1994年に付近で発生した地震活動の震央分布と発震機構。DD法による2007/5と2007/6の震源は、深さ15km前後に北北東に傾斜分布する。[174回：防災科研]

後までのM \geq 4.0の余震の積算回数は、2007年3月の能登半島地震M6.9、2004年新潟県中越地震M6.8と比較して大幅に少ない(図6:気象庁)。

新潟県中越地震に伴う地殻変動のうち、GEONETによるGPS連続観測から、水平変動は柏崎市海岸地域の電子基準点「柏崎1」で北西へ約17cm、「柏崎2」で北北西へ約14cm、「P柏崎」(検潮場のGPS観測点)で北北西へ約11cm、「出雲崎」で北東へ約15cmの移動が記録された。上下変動は「柏崎2」で最大の6cmの沈降であった。また、水準測量から、海岸線沿いの柏崎市～出雲崎町の路線では、柏崎市で約10cmの沈降、北上するにつれ隆起に転じ、観音崎(水準点4458)で最大隆起量25cm、さらに北側では隆起量の減少が記録された(地理院)。

陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS)の合成開口レー

ダーによる地震前後の2007年1月16日と7月19日の画像解析から、約35cmの地殻変動が観測された(図7:地理院)。また、海岸沿いのカキ類・イガイ類などの海棲生物の群集を指標とする相対的な地殻上下変動量の調査においても、柏崎の-7cmを基底とする柏崎～鯨波間の沈降と椎谷の+22cmを頂点とする隆起が得られた(産総研)。海底地形と海底面の変動については、マルチビーム測深機で調査され、線状の構造や皺状の地形(ケスタ地形)、急峻な斜面形状が得られたが、今回の地震による地殻変動を示す断層等の変動地形は認められなかった(海上保安庁)。

地震発生後の震源域の余効変動が、震源に近いGPS観測点の変動ベクトルの方向と基線ベクトルの時系列変化から確認された(地理院)。本震発生後約10日間にわたる明瞭な余効変動が、GPS大学連合による震源域周

2007年6, 7月 房総半島東方沖の群発地震活動

2007/01/01-2007/08/10

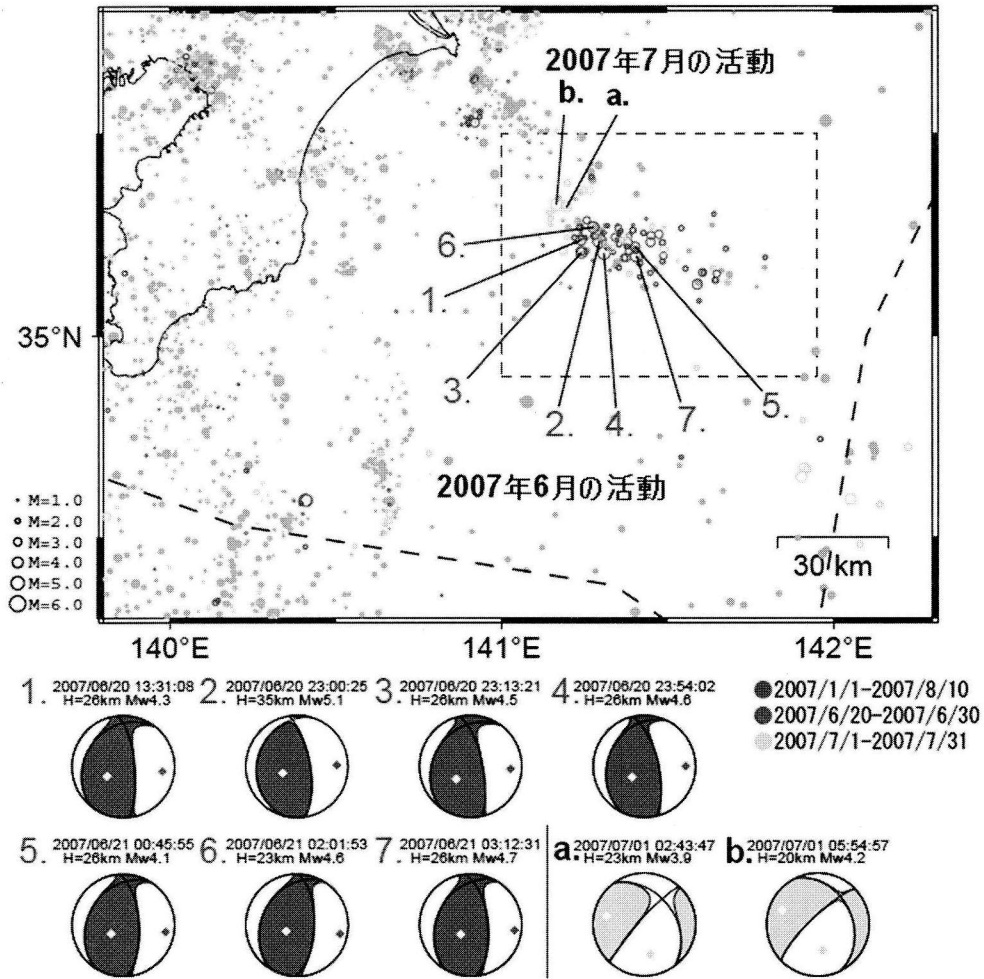


図3 2007年6月と7月の千葉県東方沖の地震活動の震央分布と発震機構. 6月の震源は東側に相対的に深めに, 7月の震源は西側に浅く分布する. [174回:防災科研]

辺の18点の観測網で観測され, 時間依存インバージョン解析から, 本震より深い領域の余効すべりが推定された(東北大).

今回の震源域を含む領域の三次元速度構造の特徴として, 本震の震源直下の下部地殻または最上部マントル(モホ面直下)に地震波低速度域が見出された(東北大). この低速度域は2004年新潟県中越地震および2007年3月能登半島地震の本震の震源直下にもみられ, いずれの震源域でもマントルウエッジ内の上昇流から分岐しているように見える.

今回の2007年中越沖地震の震源域に対する2004年新潟県中越地震の断層運動の影響をみるために応力場を計

算すると, 本震のすべりを抑制するようなストレスシャドウになるが, 20 km 以深の深部延長は逆断層型のすべりを誘発するセンスであることが示された(統計数理解研). 震源域周辺のGEONETの北東-南西方向の基線間距離が, 2004年中越地震を境に有意に延びに変化したことも, 今回の地震の深部延長部に推定されるすべりから期待される変動と調和的である(統計数理解研).

本震と余震の震源の空間分布について, 174回の会合では, 各機関・大学で決定した震源分布が数多く報告され, 気象庁一元化震源に比べて, 震源の深さは数 km ~ 10 km 程度浅く全体により密に分布する特徴が示された. これは基本的に震源域と周辺地域下の5~6 km 前後

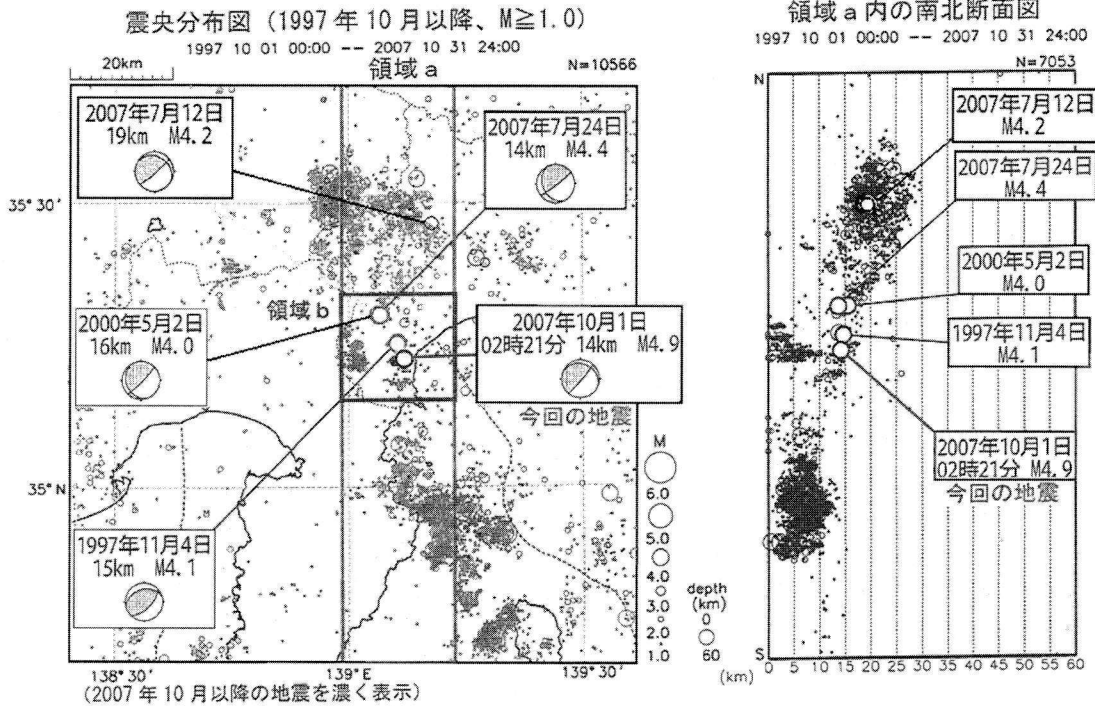


図4 (左) 神奈川県西部の2007/7/12のM4.2, 2007/7/24のM4.4, 2007/10/1のM4.9の地震の震央分布と発震機構。背景は1997年10月以降の60km以浅, $M \geq 1.0$ の地震を示す。(右) 領域aの震源の南北断面図。[第174回気象庁資料と第175回気象庁資料に加筆合成]

平成19年(2007年)新潟県中越沖地震

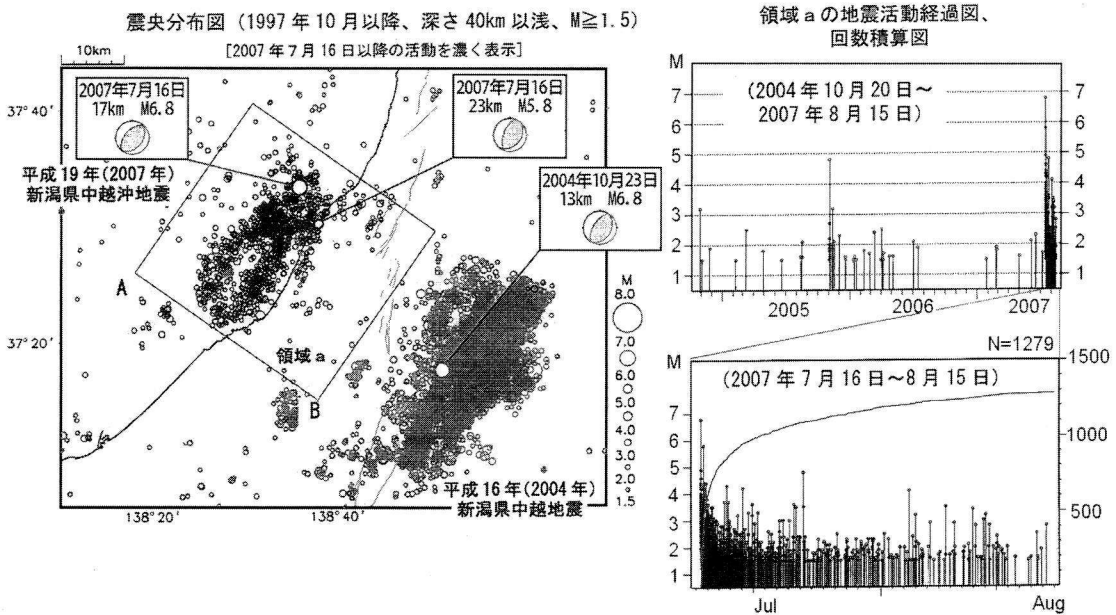


図5 (左) 2007/7/16新潟県中越沖地震M6.8と最大余震M5.8の発震機構と余震の震央分布(濃い表示)。背景は1997年10月以降の40km以浅, $M \geq 1.5$ の地震と2004/10/23新潟県中越地震の発震機構を示す。(右) 領域aの地震のM-T図と回数積算図。[174回: 気象庁資料]

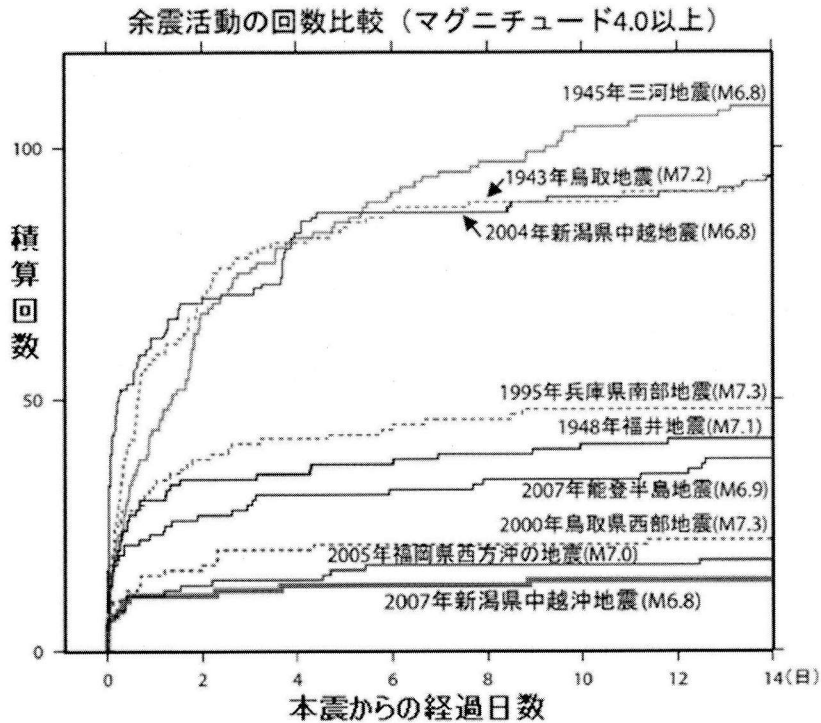


図 6 2007/7/16 新潟県中越沖地震 M 6.8 と過去の顕著な地震について、本震発生から 14 日までの M \geq 4.0 の余震の積算回数の比較。[174 回：気象庁資料]

の分厚い堆積層を考慮した速度構造と観測点補正を施して震源決定したことによっている。震源の断面分布は複雑で、本震の断面層が南東傾斜か北西傾斜かの一義的な特定は困難であった。175 回の会合では、本震後に設置された海底地震計及び陸上臨時地震観測による余震観測 (8 大学と 2 機関の合同観測) により、本震後の余震の空間分布と時間的推移が報告された。それらによると、震源の断面分布は全体に南東傾斜に分布するが、震源域北東側の本震の震源付近では、特に本震直後、部分的に北西傾斜がみられた (図 8, 9: 東大震研)。また海・陸に設置された臨時観測点のデータ解析から、震源域の 3 次元速度構造が得られ、浅部低速度の堆積層の厚さが北西方向に増すこと、多くの余震は基盤岩内の不均質構造に沿って発生していること等が示された。

今回の地震の震源断層モデルについても、種々の観測データに基づいて各機関から多くのモデルが提出された。北西傾斜または南東傾斜の 1 枚断層モデルの他に、各傾斜方向 2 枚断層モデル、北西傾斜+南東傾斜、または主断層+分岐断層の組合せモデル、さらに断層面上端の深さやすべり量の断層パラメータを変えたモデルが報告され検討された。

今回の地震の前兆的地殻変動については、GPS 連続

観測ではプレスリップは観測されていない (地理院)。一方、本震の震央の北東約 25 km に位置する弥彦観測所の伸縮計と水管傾斜計による歪と傾斜の連続観測では、長期的には 2004 年中越地震の前後でトレンドが変化し、最大圧縮の方向が N 106°E から N 17°W とほぼ 90 度回転し、今回の地震の前では 2007 年 6 月 30 日頃からトレンドが変化した。地震の直前にも、前兆とは断定できないものの変化がみられた (図 10: 東大震研・鹿児島大)。

今回の震源域の周辺の地震活動は、震源域の北側を中心に 2007 年 3 月の能登半島地震の発生とほぼ同じ頃から活動の低下がみられた (気象庁)。長期的にみると、今回の震源域の北側の地震空白域がまだ残っていること (茂木前会長)、新潟～琵琶湖方面の M \geq 6 3/4 の地震活動では特に 1800 年代に短期間の集中傾向があること (図 11, 大竹会長) が指摘された。

なお 2007 年新潟県中越沖地震に関して、科学技術振興調整費による「新潟県中越沖地震に関する緊急調査研究」(産総研, 海洋研究開発機構, 東大震研, 防災科研, 北大) が 2007 年 8 月～2008 年 3 月に実施されることが紹介された (産総研)。

2007 年 8 月 13 日から千葉県東方沖 (九十九里浜付近) で地震活動が始まり、8 月 16 日、深さ 31 km に M 5.3 の

「だいち」によるSAR干渉画像 (Descending34.3° 2007/1/16-7/19)

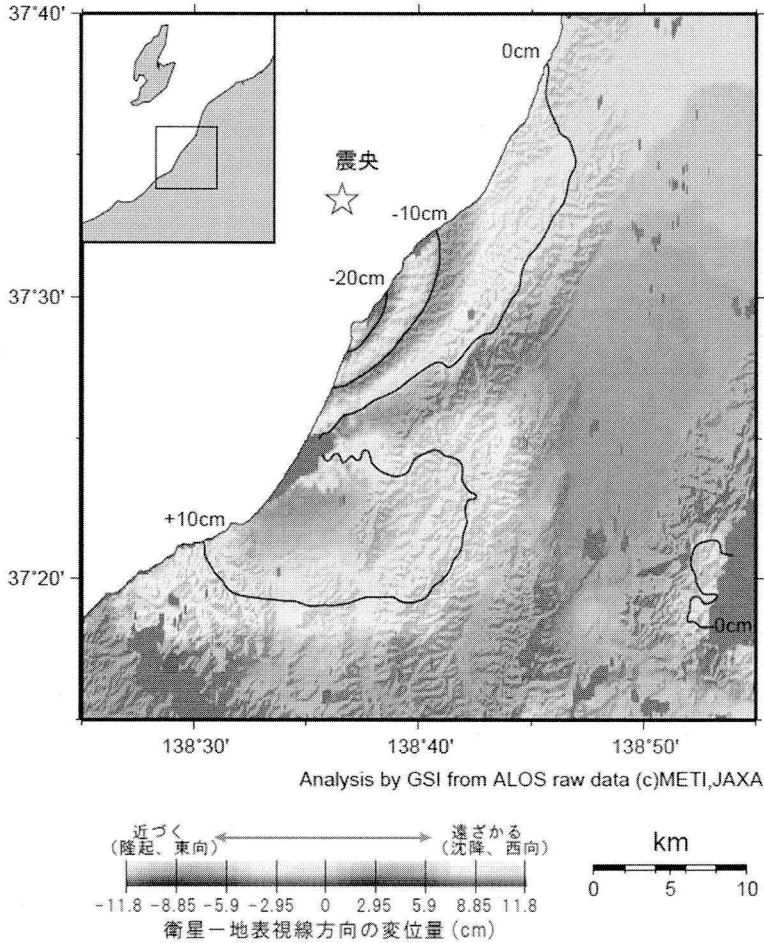


図7 陸域観測技術衛星「だいち」の合成開口レーダーの画像処理による変位量分布（地震前後の2007年1月16日と7月19日の撮影画像を解析）。[174回：地理院資料]

地震が発生した（最大震度4）。8月18日には深さ23kmにM4.8（最大震度5弱）と深さ20kmにM5.2（最大震度4）が発生した。発震機構は北北西-南南東方向に圧力軸を持つ逆断層型でプレート境界付近の地震である。地震活動に同期して、8月13日頃からスローリップが始まり8月22日頃に終了した。スローリップによる地殻変動が房総半島東岸の傾斜計やGPS連続観測で捉えられ（図12：地理院，図13：防災科研），スローリップ前後の傾斜変化，水平変動に基づくインバージョンからモーメントマグニチュードMw6.4~6.6，すべり量約10cmに相当する断層運動が得られた（防災科研，地理院）。

今回と同様の房総半島沖のフィリピン海プレート上面付近の地震活動とスローリップの同期活動は、1980年

以降、1983、1990、1996、2002年にも発生している。このようなスローリップの6~7年周期の繰り返しと、その北側深部のフィリピン海プレート内で発生した1987年の千葉県東方沖地震M6.7のような右横ずれ断層運動のスリップ量の定量的解析から、次回の千葉県東方沖のプレート内地震の発生時期を予測することが試みられた（防災科研）。

4. 伊豆・東海地方

伊豆大島近海では2007年5月頃から地震活動がやや活発になり、7月20日にM4.4（最大震度3）の地震が発生したが、その後余震活動は7月末には収まった。伊豆

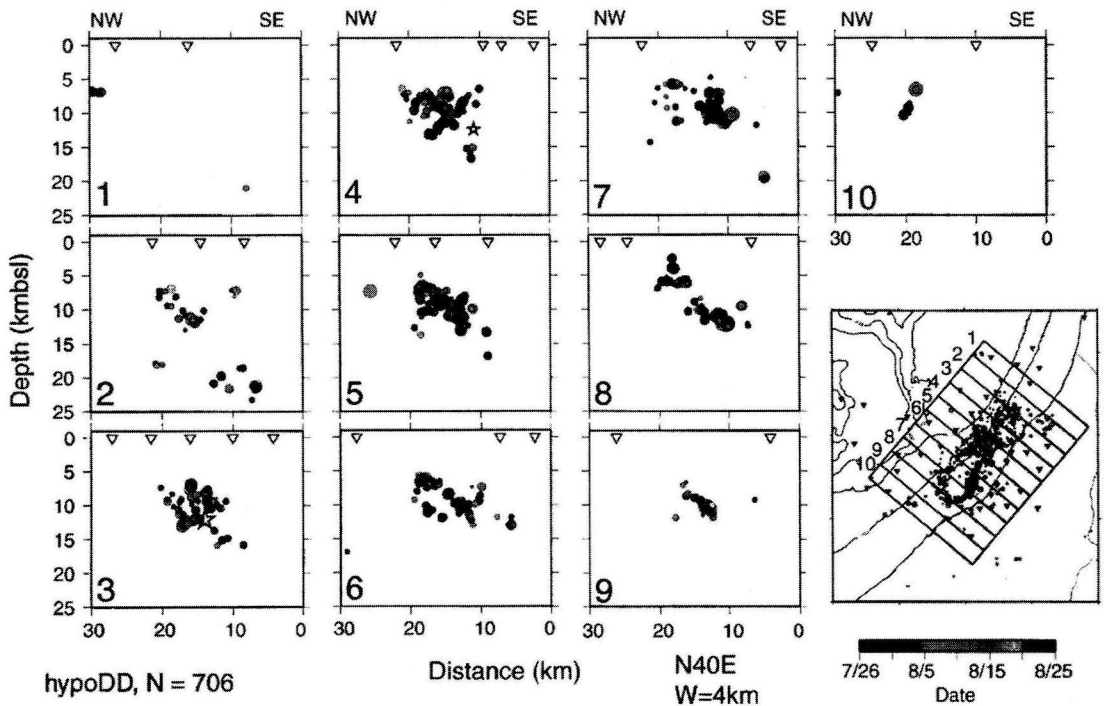


図 8 海陸の臨時観測点とテレメータ観測点を用いて DD 法で求めた各断面の震源分布. 断面の白三角は観測点の位置, 断面 3 の星印が本震, 断面 4 の星印が最大余震の震源位置を示す. [175 回: 東大震研資料に加筆]

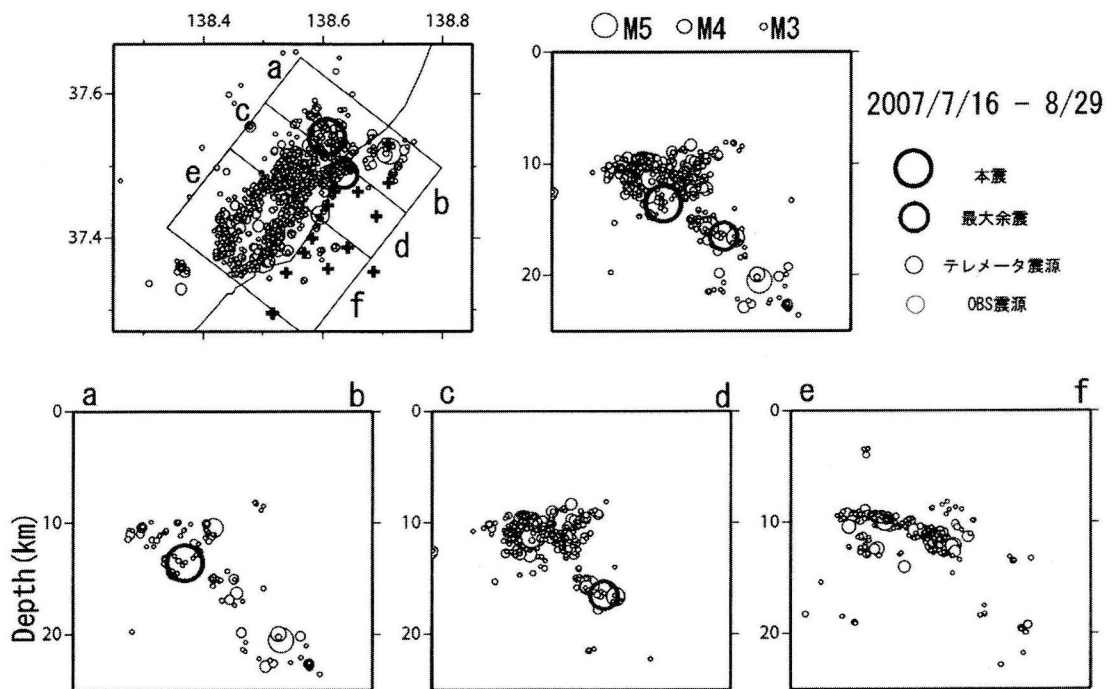


図 9 陸上の合同観測点と定常観測点を用いて DD トモグラフィ法で求めた震源の分布. 本震と最大余震の震源の位置は, 各々断面 ab と cd に示されている. [175 回: 東大震研資料]

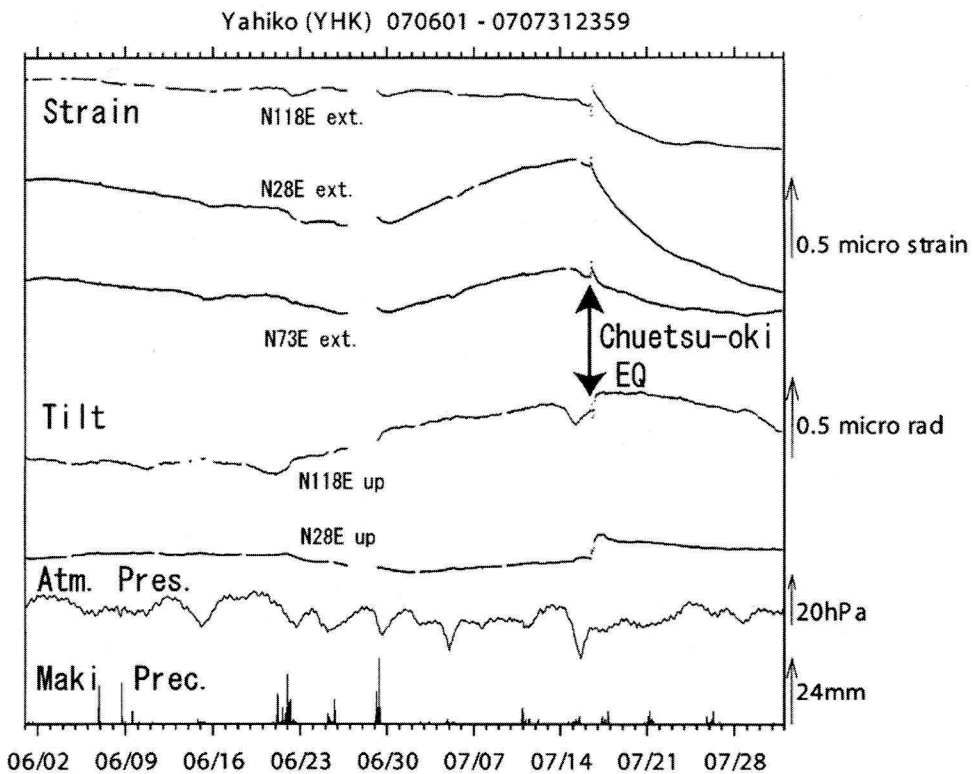
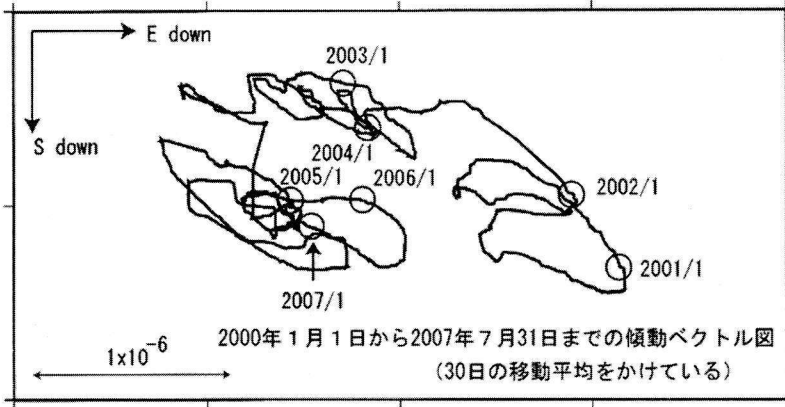


図 10 (上) 弥彦観測所の水管傾斜計で観測された 2000 年 1 月 1 日～2007 年 7 月 31 日の傾動変動ベクトル。
 (下) 同観測所の 2007 年 6 月 1 日～7 月 31 日の歪と傾斜の変化。[174 回：東大震研資料]

大島では 2007 年 3 月頃から、大島の体積歪計と GPS 基線に伸びの変化が認められたが、7 月以降は鈍化傾向にある(気象庁)。

東海地域の深部低周波微動と短期的スロースリップについて、2007 年 6 月 15 日～6 月 17 日頃に長野県南部でやや小規模の微動と地殻変動が観測された。その後、9 月 26 日～10 月 21 日頃に、愛知県北東部～三重県に 3 回の活動期を持つ深部低周波微動が発生し、時間的に北東

から南西へ移動する特徴がみられた(図 14: 防災科研)。微動発生時期の傾斜計の変化ベクトルから、愛知県側の活動時期に Mw 5.6 と Mw 5.7 に相当する短期的スロースリップイベントが検出された。また、この 9 月～10 月の微動活動時期に多数の M 1 未満の低周波地震と歪計の変化が観測された(気象庁)。

東海地域の地殻変動では、御前崎市の水準点(2595)の最近 2 回の変動(2007 年 7 月と 10 月)に、年周補正後

歪み集中帯の地震活動

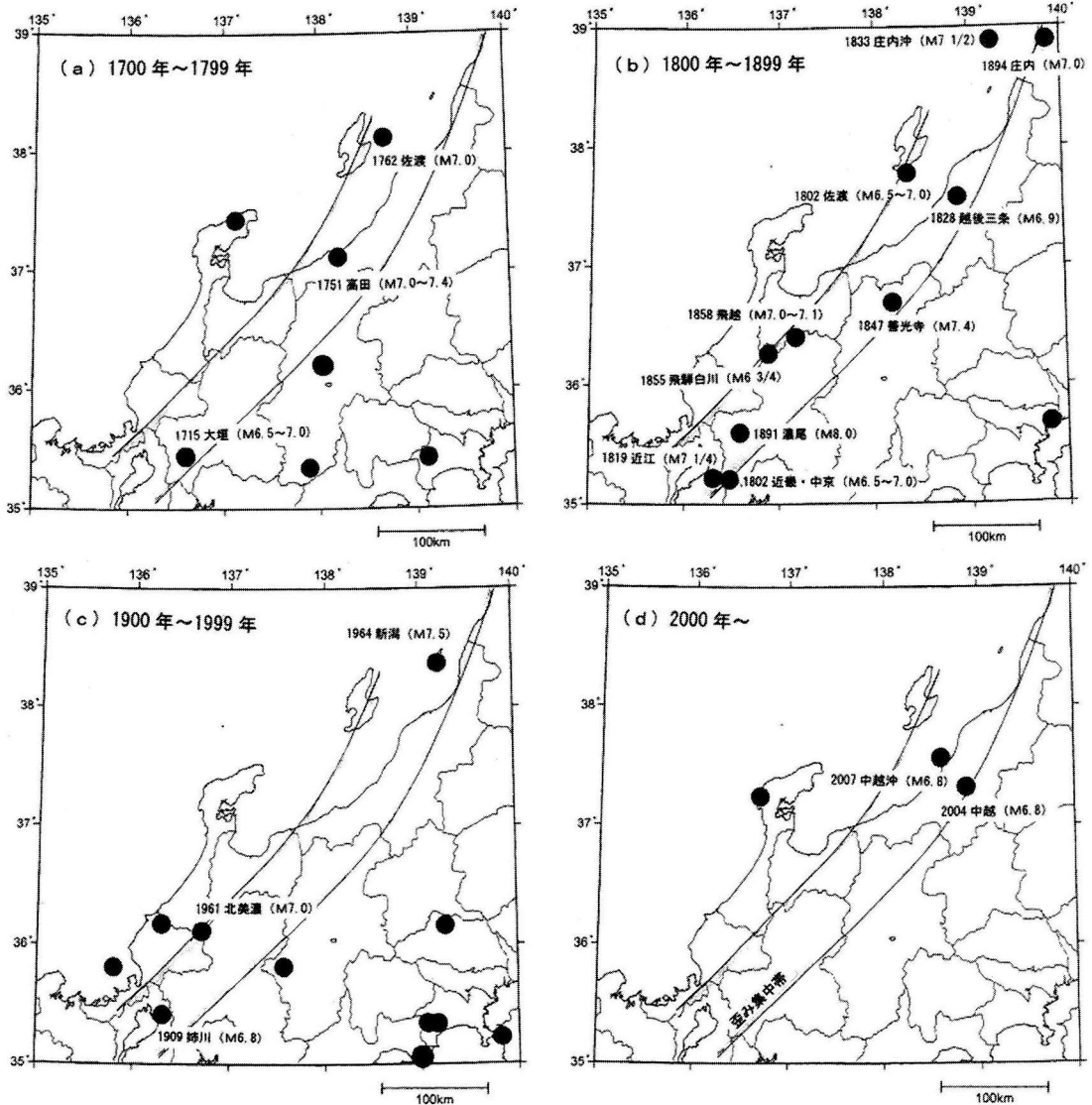


図 11 歪み集中帯とその周辺地域の M 6 3/4 以上、深さ 50 km 以浅の地震の震央分布。
1700 年から 100 年間毎に示す。[174 回：大竹会長資料]

もわずかに隆起傾向がみられた(地理院)。期間毎に分けた回帰モデルとトレンドのあてはめから、この最近 2 回の隆起傾向の変動は、平年より高温だった 2007 年夏の気温の影響、および測定の改良によるものであることが示された。GPS 連続観測による東海地域の非正常地殻変動について、スロースリップは、その進行期の 2001 年～2005 年に比べ最近は停滞気味で、GPS 観測点の「志摩」と「渥美」では 2004 年春以降わずかな隆起と南向きの変動が継続している(図 15：地理院)。

5. 近畿・中国・四国地方

2007 年 5 月 13 日、島根・広島県境付近の深さ 9 km に M 4.6 の地震が発生し、最大震度 4 を記録した。発震機構は西北西-東南東方向に圧力軸を持つ横ずれ型であった。今回の地震の震央付近には、1923 年 8 月以降、1930 年 12 月 20 日と 1978 年 6 月 4 日に M 6.1 の地震が発生している。また M ≥ 4.5 の地震活動でみると、今回

基準期間: 2007/08/07 - 2007/08/11
 比較期間: 2007/08/30 - 2007/09/03

水平変動ベクトル図

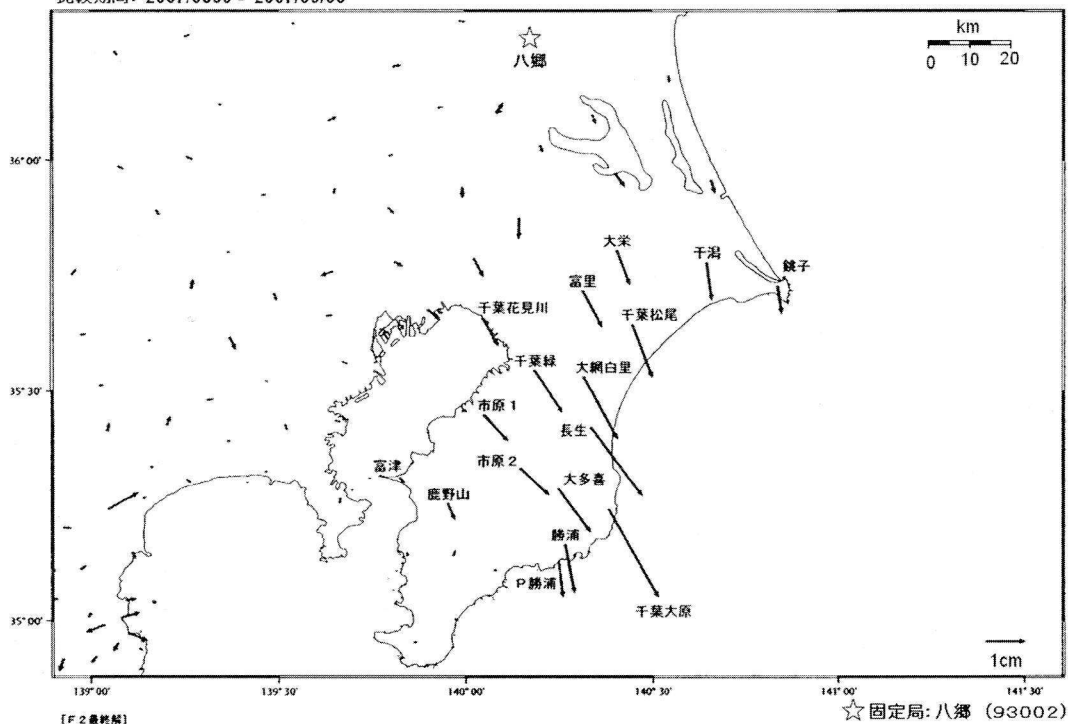


図 12 2007年8月の房総半島沖のスロースリップによる GEONET 観測点の水平地殻変動ベクトル (基準期間 2007/8/7-2007/8/11, 比較期間 2007/8/30-2007/9/3). [175 回: 地理院資料]

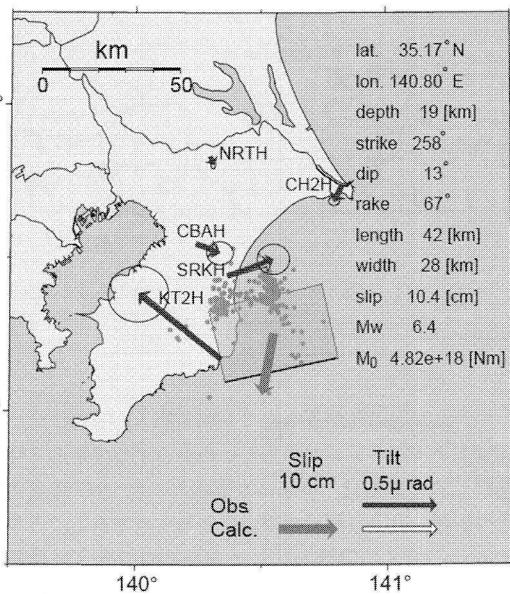
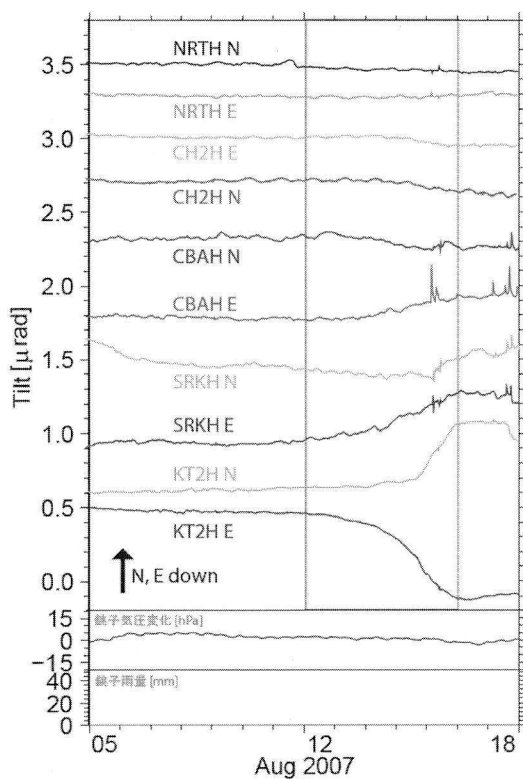


図 13 (左) 2007年8月に房総半島東岸の傾斜計で観測された傾斜変化。(右) 傾斜変動ベクトルと房総沖のスロースリップの断層モデル。[174 回: 防災科研資料]

- スロー地震群の同期発生
- 深部低周波微動
- 深部超低周波地震
- 短期的スロースリップ
- 3回のエピソードに分かれる。
- 全体として北東から南西に移動。

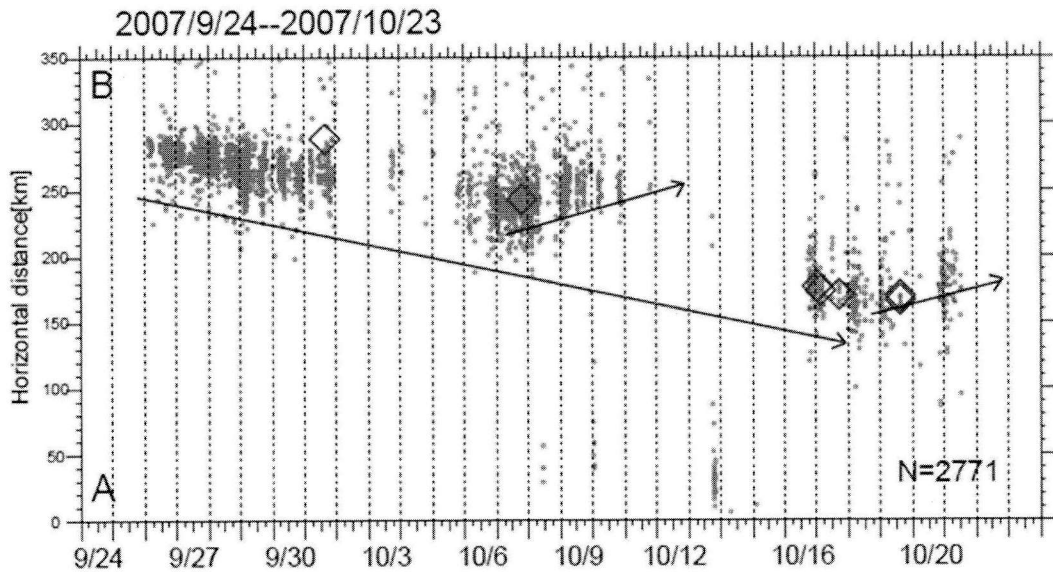
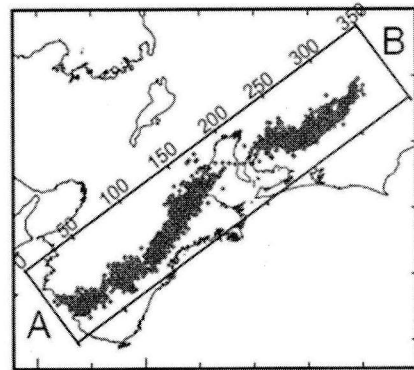


図 14 2007/9/24-2007/10/23 の期間に東海地域に発生した深部低周波微動の時空間分布。範囲は右上の AB 領域。小さな丸印が微動源の位置を、菱形印が深部超低周波地震を示す。微動の活動は、全体から北東から南西に 1 日約 5 km の速度で移動の傾向がみられる。[175 回：防災科研資料]

スロースリップ進行期と最近のすべり分布の比較【マキノ固定】

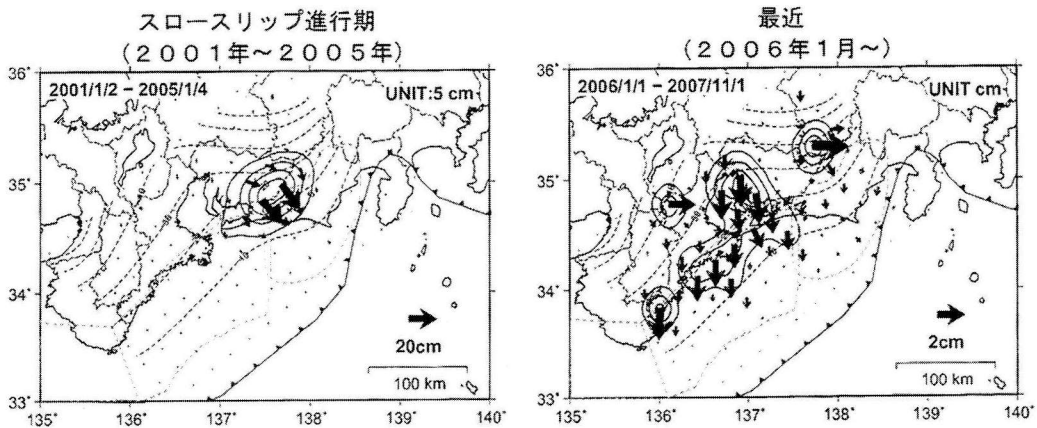


図 15 東海地域のプレート間すべりをスロースリップ進行期と最近の期間で比較した図。左右の図のベクトルのスケールは 10 倍異なる。[175 回：地理院資料]

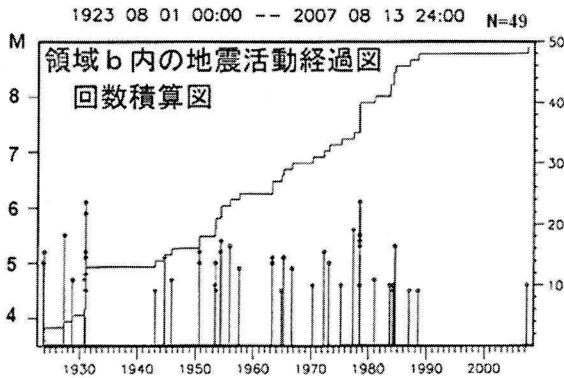
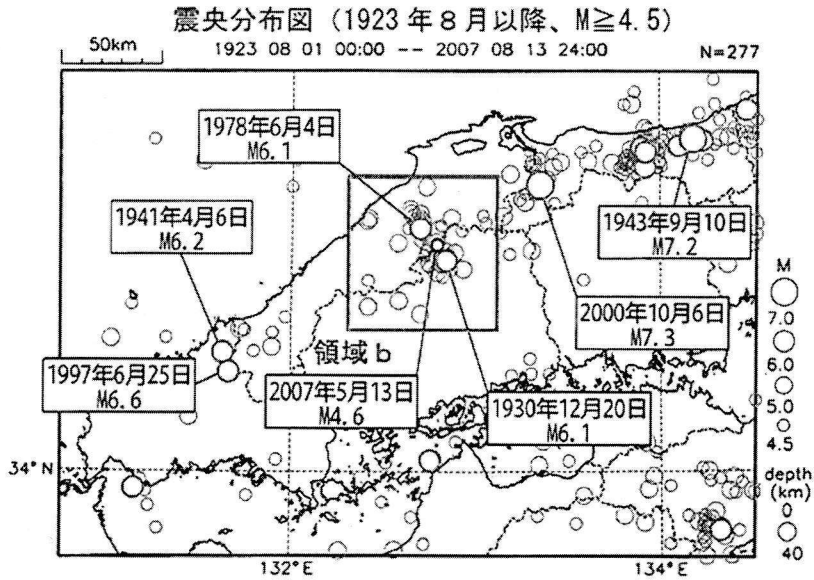


図 16 (上) 2007/5/13 島根・広島県境付近の地震 ($M 4.6$) を含む 1923 年 8 月以降の $M \geq 4.5$ の震央分布。(下) 領域 b 内の $M \geq 4.5$ の地震の M-T 図と回数積算図。2007/5/13 の $M 4.6$ は約 20 年ぶりの $M \geq 4.5$ の地震。[175 回：気象庁資料]

発生した $M 4.6$ は約 20 年ぶりの地震であった (図 16：気象庁)。

新潟県中越沖地震の発生と同日の 7 月 16 日 17 時 24 分、奈良県の深さ 49 km に $M 4.7$ の地震が発生した (最大震度 3)。発震機構は、北東-南西方向に張力軸を持つ横ずれ型でフィリピン海プレート内部の地震である (気象庁)。また同じく 7 月 16 日 23 時 17 分、京都府沖の深さ 374 km の太平洋プレート内で $M 6.7$ の深発地震が発生した。太平洋プレート内の伝播経路に沿って地震波の減衰が小さい異常震域現象を呈し、近畿地方では震度 1 であったが最大震度 4 は北海道の浦幌町で記録された (気象庁)。

西南日本の深部低周波微動の発生は、2007 年 5 月 5 日～5 月 14 日頃、四国中部で観測され、2007 年 1 月以来 4 ヶ月ぶりの活動であった。微動源は南西方向へ移動した

が、それに対応する傾斜変動は観測されていない。その後、2007 年 8 月 14 日～8 月 21 日頃に四国東部で、8 月 26 日～9 月 14 日頃は四国西部で、深部低周波微動が発生した。後者の四国西部の微動は休止を挟み 2 つの活動期に分けられ、各々 $M_w 5.8$ 相当のスロースリップイベントが同時発生した。また後半の活動期には、周期約 20 秒の波動が卓越する超低周波地震が発生した。2007 年 10 月 14 日～23 日頃は四国中部に微動が発生し、微動源は北東から南西へ移動傾向を示し、同期して近接の観測点でわずかな傾斜変化がみられ、10 月 15 日には超低周波地震も検出された (防災科研)。

6. 九州・沖縄地方

2007 年 6 月 6 日から大分県中部の別府・万年山断層

帯の深さ 8~11 km で、M 4.9 を最大とする地震活動が発生し（最大震度 4）、数日間活動が続いた。発震機構は南北方向に張力軸を持つ型である。DD 法による震源再決定の結果、震源は北部の比較的深部と南部の比較的浅部と分かれ、6 月 7 日 14 時頃までは北部のみで発生し、その後南部で活発化した（防災科研）。今回の地震の震源付近の 1923 年 8 月以降の M 6 以上の地震として、1975 年 1 月 23 日に M 6.1、1975 年 4 月 21 日に M 6.4 が発生している（気象庁）。

沖縄トラフ沿いの沖縄本島北西沖に、2007 年 8 月 1 日

に M 6.1（最大震度 3）、2007 年 8 月 7 日に M 6.3（最大震度 3）の浅い地震が発生した。発震機構は北西-南東に張力軸を持つ型である。2007 年 5 月~10 月の期間に九州・沖縄地方で M が 6 を越える地震はこの 2 個のみであった。

7. その他

2007 年 8 月 2 日、サハリン西方沖で M 6.4 の地震が発生した（国内の最大震度 2）。同日の約 3 時間後に M 5.9

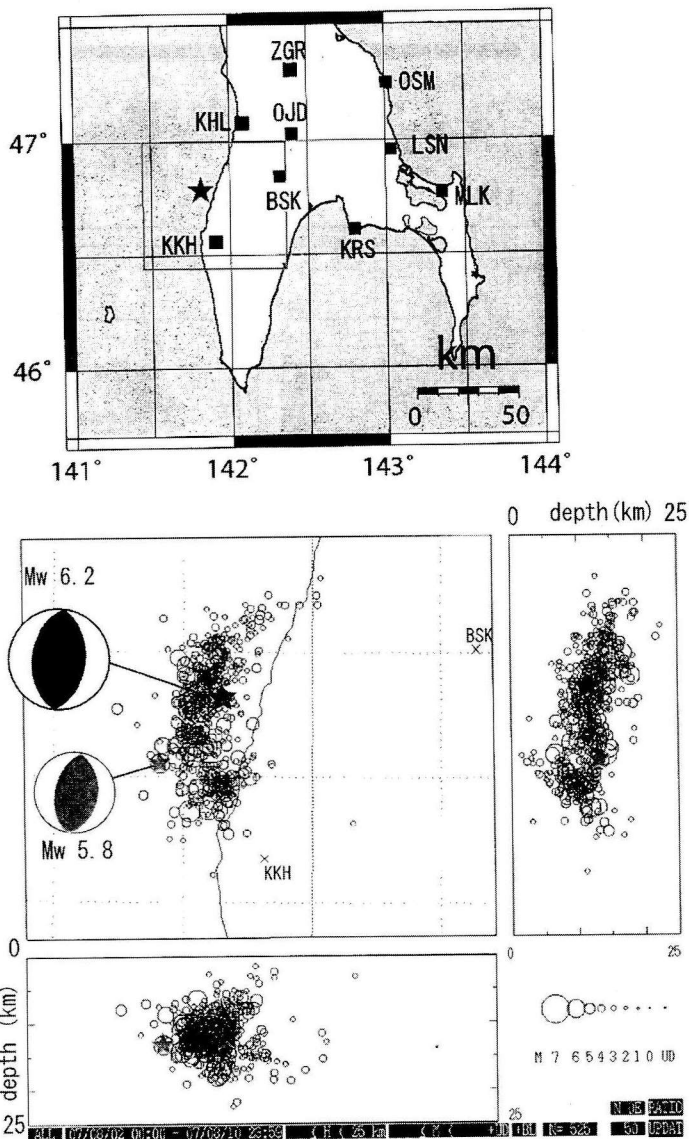


図 17 (上) サハリン南部における北大とロシア科学アカデミーサハリン地震観測所の共同地震観測網。(下) 共同観測網による 2007/8/2 サハリン西方沖地震 (Mw 6.2) と余震の震央分布と、東西と南北断面の震源分布。[175 回: 北大資料]

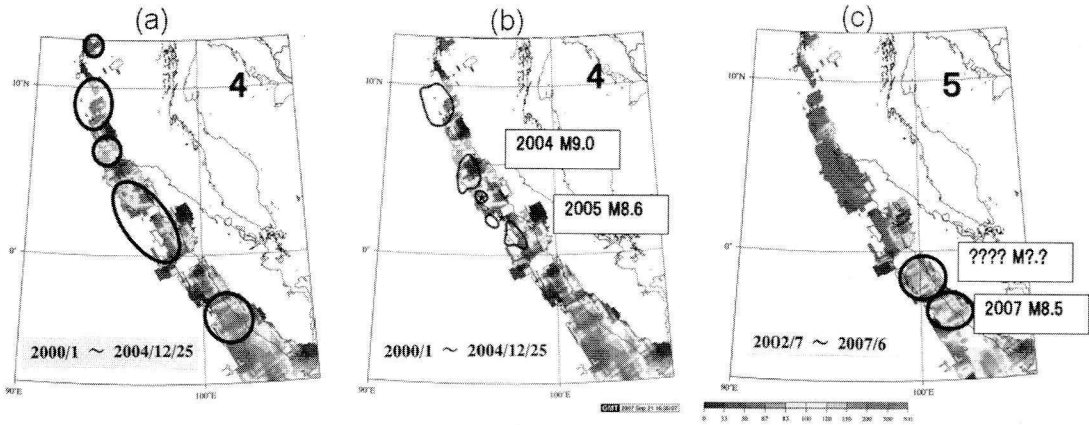


図 18 (a) の楕円は 2000 年～2004 年 12 月 25 日のバックグラウンド地震活動の活性化域，(b) の太線領域はその後発生した 2 個の巨大地震 2004/12/26 (M 9.0) と 2005/3/29 (M 8.6) の破壊域のアスぺリティを示し，(a) の楕円域と概ね対応している。(c) の二つの楕円は最近 5 年間の活性化域を示し，その一つに 2007/9/12, M 8.5 が発生した。データは USGS 地震カタログの M 5 以上を使用しクラスターを除去した。[175 回: 防災科研究資料に加筆]

の最大余震が発生した(国内最大震度 3)。現地のサハリン州ネベリスク市では建物の崩壊で 2 人の死者が出た。発震機構は東西主圧力軸の逆断層型であった。北大とロシア科学アカデミーサハリン観測所の共同観測網で観測された震源の分布は、気象庁と米国地質調査所 (USGS) の各震源分布よりも陸側に密に決められた (図 17: 北大)。余震分布は「く」の字に屈曲し南北の長さは 35 km 程度である。この地震で、ネベリスクの沖合いの海底が 70～80 cm 隆起し、一部防波堤と海岸がつながる変動が観測された。地殻上下変動と余震分布を説明する西傾斜の断層モデルは津波の分布とも整合する (北大)。今回の地震の南東側の陸域深部に 2006 年 8 月 18 日、Mw 5.6 の地震が発生している。また今回の地震の南西沖には 1971 年 9 月 6 日に M 6.9 (最大震度 3) が発生し、北海道沿岸でも津波が観測された (岩内港で 35 cm など)。

2007 年 8 月 16 日にペルー沿岸で Mw 8.0 が発生し、死者 514 人、負傷者 1,090 人、35,500 棟以上の建物が倒壊、4,200 棟以上が被害を受けた (USGS による)。国内で北海道から沖縄県まで広く 0.2 m 程度の津波が観測された。

2007 年 9 月 12 日、スマトラ南部に Mw 8.4 の地震が発生し、死者 25 人以上、負傷者 161 人などの被害が出た (USGS による)。さらに翌日 9 月 13 日、北北西に約 220 km 離れた所で Mw 7.9 が発生した。発震機構は両地震とも北東-南西に圧力軸を持つ逆断層型で、インド・オーストラリアプレートとユーラシアプレートの境界地震である。甚大な被害を伴った 2004 年 12 月 26 日のスマトラ島西方沖地震 Mw 9.0 等、最近の大規模なスマトラ沖の地震系列について、先行する地震活動パターンが

調査された (防災科研)。定常的な地震活動域において相対的に活性化した地域は、その後発生した 2004 年 12 月 26 日のスマトラ沖地震 Mw 9.0 および 2005 年 3 月 28 日の Mw 8.6 の破壊域のアスぺリティ部分にほぼ対応する結果が得られた。最近 5 年間の地震活動から活性化域が 2 ヶ所見出され、その一つに今回の 2007 年 9 月 12 日の地震が発生した。もう一つの活性化域は、現在大地震の空白域とみなされているパダン沖にあり、近い将来 M 8 クラスの地震発生も考えられる (図 18: 防災科研)。

8. トピックス

8-1. 新潟県中越沖地震関連

第 174 回連絡会のトピックスは、2007 年 7 月 16 日の新潟県中越沖地震に関連して、5 名の招待者による専門的な見地からの発表と討議がなされた。

「日本海東縁南部の逆断層システムと中越沖地震」(産総研: 岡村信行) では、日本海東縁の南部では、南東へ衝上する北西傾斜の断層が圧倒的に多いが、今回の震源域の西方では北西に衝上する南東傾斜の逆断層が卓越し、また震源域の直上付近では海岸線に沿う背斜構造が発達していることが述べられた。震源域の北西側では南東傾斜の逆断層、南東側では北西傾斜の逆断層が発達して、互いに反対方向の運動で収束してすべりが生じるためには、深部で下盤同士の衝突や沈み込みが起きている可能性が指摘された (図 19: 産総研)。

「新潟-神戸歪集中帯と震源断層モデル」(地理院: 西村卓也) では、GPS 連続観測システムにより見出された日本海東縁部から中部・近畿地方にいたる歪速度の大き

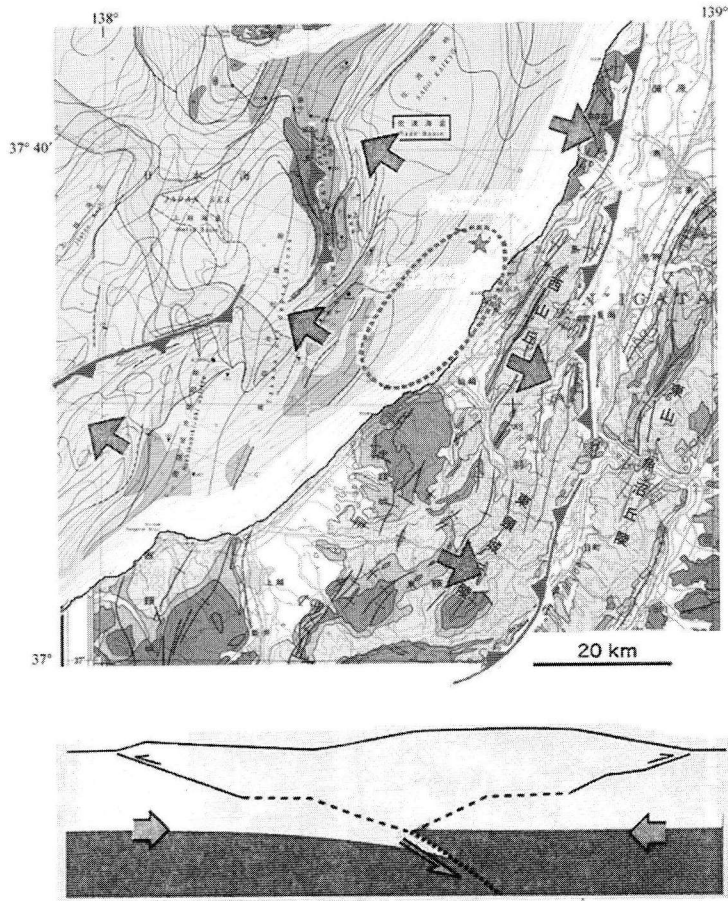


図 19 (上) 中越沖地震の震源域周辺の逆断層帯の分布. 矢印が衝上する方向を示す. 太破線の楕円が震源域, 星印が本震の震央を示す. (下) 運動方向が向かい合う逆断層の収束を示す模式図. 下盤同士の衝突や沈み込みの運動が考えられる. [174 回: 産総研資料に加筆合成]

な新潟-神戸歪集中帯の時空間変動, および 2007 年中越沖地震の地殻変動パターンと断層モデルとの比較・検討が紹介された. 歪速度の大きな領域のうち, 北東部(糸静線より北側)は短縮が顕著で逆断層地震が卓越, 南西側はせん断歪が主体で横ずれ地震が卓越する. 歪集中帯と周辺の最近の規模の大きな地震やスロースリップに伴い, 歪速度が時間変化した事例が紹介された. 2007 年中越沖地震の上下地殻変動を再現するには 1 枚の断層では説明されず, 震源断層モデルは上端が 3-5 km 程度と浅く, 震源域の北東部が南西部より深い複数の断層面が考えられることが述べられた.

「ひずみ集中帯のダイナミクスと新潟県中越・中越沖地震」(京大防災研: 飯尾能久) では, まず新潟-神戸ひずみ集中帯はプレート境界ではないことが, プレート境界の定義(すべり欠損モデルが成り立つところ, 固着断層以外は無自発動く)から述べられた. ひずみ集中帯は地

殻の不均質構造に起因するとの見地から, 下部地殻に弱い領域を置き, 上部地殻は糸静線より東では非弾性変形も考慮し, 糸静線より西は断層運動のみとする力学モデルを検討した. これに基づき, 2004 年新潟県中越地震と 2007 年新潟県中越沖地震は, 震源域直下の下部地殻の極めて弱い領域の変形による応力集中により発生したと解釈した.

「中越沖地震震源域周辺の活断層」(名大: 鈴木康弘) では, 海域の活断層について, 東京電力による海底音波探査資料を再検討し, 柏崎沖海底に 3 系統の活断層が推定されることが示された(図 20: 名大). 三つの逆断層のうち, 変形帯の幅, 上下変位, 断層長から, 中越沖地震の断層構造として, 佐渡海盆の東縁の南東傾斜の逆断層が主で, その上盤側に副次的な北西傾斜の逆断層が生じた結論付けた. 陸域の震源断層については, 鳥越断層を北西傾斜の震源断層とする積極的データは無いこ

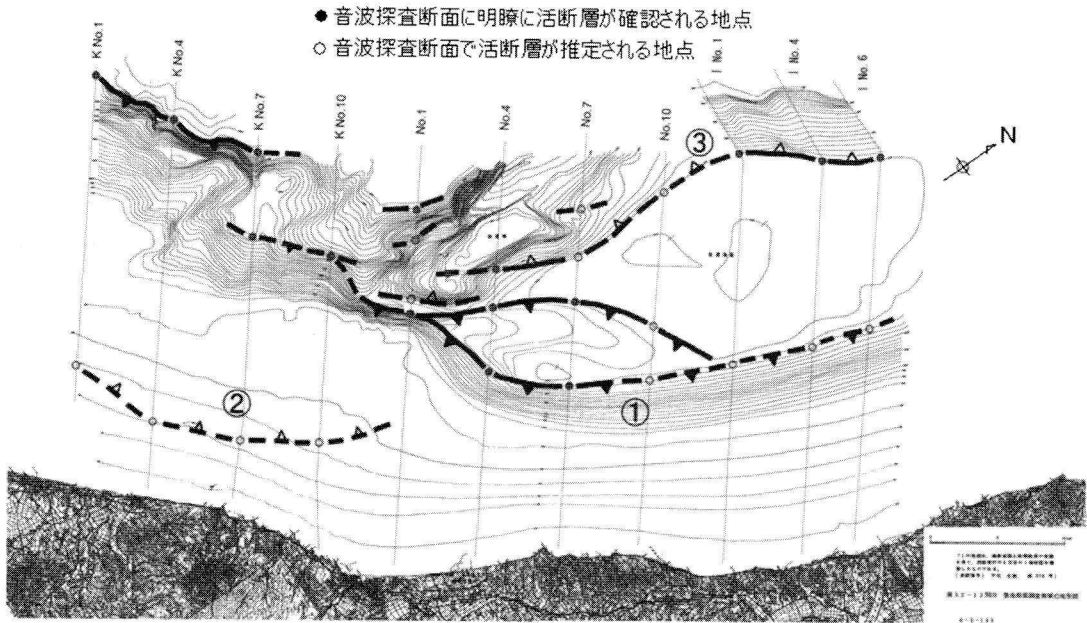


図 20 音波探査記録から推定される海底活断層の位置。① 佐渡海盆の東縁の逆断層、② 大陸棚上の逆断層、③ 佐渡海盆の西縁の逆断層。[174 回: 名大資料に加筆]

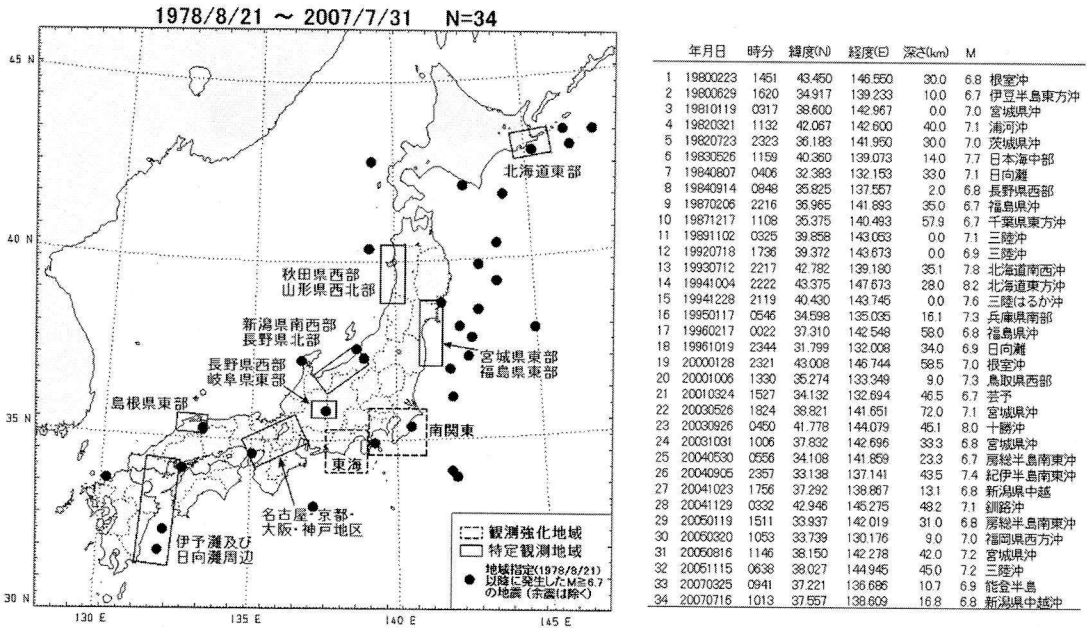


図 21 指定地域と予知連絡会による地域指定(1978/8/21)以降、日本とその周辺で発生した $M \geq 6.7$ 、深さ < 100 km の地震とそのリスト。[175 回: 防災科研]

と、北西傾斜の真殿坂断層が活構造である可能性が述べられた。

「共分散成分を考慮した地震波形解析によって得られた2007年新潟県中越沖地震の震源像」(筑波大:八木勇治)では、まず地震波データから断層面のすべり分布を求める場合、観測データの質と断層モデルは、解析者に依存することが指摘された。使用する複数のデータ間に相関があるとき、共分散効果を考慮して新しい観測方式を定式化した。これに基づき遠地実体波データから中越沖地震の断層モデルを求めた。データセットに依存して北西傾斜と南東傾斜の断層面が選択されるが、破壊の伝播は断層面の傾斜方向によらず、震源から南東方向、走向方向、さらに南方向の3ステージで伝播する複雑な震源過程であることがまとめられた。

8-2. 地震予知連絡会が実施してきた地域指定のレビュー

第175回連絡会では、今回のトピックスである「地震予知連絡会が実施してきた地域指定のレビュー」(世話人:島崎邦彦副会長)が議事の最初に取り上げられた。

まず連絡会事務局がまとめた「指定地域に関するレビュー」の資料に沿って、観測強化地域「東海地域」を例に、事務局からの解説があった。資料の内容は、10の観測強化地域と特定観測地域の各々について、指定地域

の概略位置と地震活動、主な地震のレビュー、特定部会等の開催状況、連絡会における関連議事、連絡会が公表したコメントと統一見解、地域指定により強化された観測等を記載したものである。指定地域の概略位置と地震の震央分布図、主な地震のリスト等も掲載され、地域指定の履歴がコンパクトに概観される。

指定地域の中での顕著な地震の発生率が高いことが、事務局の資料および関連資料で報告された。例えば、予知連絡会が指定地域の見直しを行った1978年以降、内陸及び沿岸部で発生した $M \geq 6.7$ 、深さ100km未満の地震の8割が指定地域で発生している(図21:防災科研)。

次に、各委員から地域指定の成果について様々な視点から報告された。総じて、地域指定は、観測網や観測体制の整備・拡充、研究プロジェクトの立ち上げや増員、調査研究の推進、主な地震と地殻活動に対する現地観測の積み重ねやテクトニクスの解明等、多方面に渡って貢献し、評価されるとの意見・感想が出された。また、地域指定の成果を今後に生かす施策の推進や、観測強化と重点観測の役割は終えたが、地震予知の観点から地域指定の役割や見直しはまだ残るのではないか、との意見も出された。今回のトピックスにおける討議は、「今後の活動展開の検討ワーキンググループ」のとりまとめにも有用な話題を提供した。

■ 書 評 ■

● 新しい地震学史観

金 凡性 著

明治・大正の日本の地震学— 「ローカル・サイエンス」を超えて

評者 藤井陽一郎

この本は、韓国出身の科学史家 金 凡性氏が東京大学大学院工学研究科で博士論文としてまとめた成果を東京大学出版会の刊行助成を得て公刊したものである。なぜ明治・大正の日本の地震学をとりあげたかといえば、日本が西欧の近代自然科学を輸入しこれに追いつこうとしていたときに、いわば例外的に日本の地震学は欧米人に地震学の新しい知見を与えることができた、この過程が自然科学発展の特別な意味あいをもっているからである。

このような問題意識のもとに、まず「お雇い外国人」としての来朝科学者が近代的地震計をつくりだしたことをとりあげている。この時期の地震計により初めて地震波が正確に記録されるようになり、地震学は近代的な計測の科学となったのである。この過程でのユーイングとグレーのライバルどうしの成果の競い合いも述べられている。このような段階が「日本の地震学」へと変容していく過程として、気象台による全国地震計観測網の整備とともに震災予防調査会の活動が追跡される。1891年の濃尾地震を契機に設立されたこの調査会は地震学それ自体の発展とともに地震災害の予防にも力を注いだ。そして大森房吉の業績を例に、欧米から与えられた科学的課題を解決するためのローカル・サイエンスからの脱却が語られる。大森の長周期地震計が日本から遠い地震をも計測し得て、アラスカ・インド・トルコ・イタリアなどの地震の記録を解析・解釈しつぎつぎと論文を発表し、大森研究室は世界の地震研究のセンターの観を呈してきたことを強調している。

ついで舞台はひとまわりして、研究方法からいえばいわば「統計地震学」の観のあった大森地震学が物理学からの挑戦を受け、1900年代の「物理的地震学」への脱皮となる過程が語られる。このような動きの先駆的な例として日下四郎太の「岩石の力学的研究」（1914年帝国学士院賞受賞の研究）の意義が解明されている。そのご

1923年関東地震の発生をへて著しくなった震災予防調査会時代の地震学に対する批判のもとに、物理学的基礎のしっかりした地震学の登場が期待される。こういう課題を背景に1925年には力学理論・地震学・地球力学・地球物理学用測定計器・津波および潮汐などの分野を包括する「総合科学としての地震学」（寺田寅彦の主張）を採求する地震研究所の設立となり、日本の地震学は次の段階へと進展する。

科学史でもいわば“先進国史観”とでもいうべき立場があって、これを反省した場合でもいわゆる後進国の近代科学（周辺部）の発展が先進国の科学（中心部）の拡散の過程として語られることがある。地震学でも弾性波動論の基礎は欧米の科学者によって築かれたのであり、日本における近代地震学の誕生と発展は周辺部の科学のようにも見える。しかしながら、発展の過程を綿密に分析するならば、拡散というように見える場合も独自の創造的な展開なしには事は進展しないことがよくわかる。このような過程を明らかにしている新しい地震学史の誕生を喜びたい。

<東京大学出版会、2007年1月、A5判、174頁、3,360円>

● 「正当な」地震予知研究の現状 紹介

日本地震学会 地震予知検討委員会 編 地震予知の科学

評者 松澤 暢

読者に最初に断らなければならないが、評者は前期（2001～2003年度）の地震予知検討委員会のメンバーの一人であり、当時、この本に書かれているような内容について議論をかわした友人たちが今期も委員会に残って、新しいメンバーと共にこの本を執筆したのである。したがって、この本の内容には基本的に同意見のものが極めて多く、ここでは書評というより補足という側面が強くなってしまふことをご了承願いたい。

今、我々が目指している地震予知は決してマジックでもインチキでも占いでないことは、この本の読者には理解してもらえらると思う。怪しげな本は多数あるし、地震予知研究に批判的な本もいくつかあるが、いわゆるブ

ループプリントから始まる「正当な」地震予知研究の現状を真正面から紹介しているのは、専門書を除けばこの本以外には存在しないだろうと思う。

第1章では、科学的な地震予知とはいかなるものか、わかりやすく解説されている。そして、地震予知研究の推進が何故難しいのかも、この章で理解できるだろう。第2章では、地震予知研究の歴史について述べられ、第3章では最近10年間の主たる成果がまとめられている。第4章では地震予知の現状が紹介されて、第5章で将来の展望が述べられている。

この第2章で、「地震予知のための新たな観測研究計画」に至った過程の説明が、簡単に51頁と54-55頁にだけしか述べられていないのは残念である。この本の目的でもないし、紙幅の関係で割愛されたのであろうが、この「新たな計画」が無ければ、この本も生まれなかったと思われるので、もう少し解説をしてほしかったというのが当時の状況を知る者の一人としての感想である。以下、読者のために若干の補足を行う。

本書では1995年1月17日の兵庫県南部地震（阪神・淡路大震災）のあと、研究者有志が旧計画を見直して「新地震予知研究計画」に至ったかのように書かれているが、実際はそれほど単純な話ではない。研究者の動きよりも国の動きのほうがすばやく、地震のわずか半年後の1995年7月に「地震防災対策特別措置法」が施行されたが、この法律には地震予知はおろか予測という言葉すら入っていない。この法律に基づき「地震調査研究推進本部」が同月に発足し、この推進本部は1997年8月に「地震に関する基盤的調査観測計画」を発表する。これにより、Hi-netやGEONET（本書114頁参照）といった世界に類を見ない高密度の観測網が展開されていくことになる。

地震予知研究者側の活動としては、まず、第16期日本学術会議地震学研究連絡委員会の下に設置された地震予知小委員会の活動が挙げられる。この小委員会は阪神・淡路大震災の直前に組織され、その後2年以上にわたって活発な議論を重ね、1997年3月5日に地震予知研究シンポジウム（1997）を開催してその議論の結果を披露した。また、日本地震学会では、この直前の1997年3月3日～4日に「大地震の長期予測はどこまで可能か？」と題したシンポジウムを開催し、より広範な研究者による議論を行っている。同年6月には測地学審議会がこれまでの30数年間の地震予知計画全体について総点検した「地震予知計画の実施状況等のレビューについて」という報告を提出し、この報告を受けて50名程度の研究者有志が同年7月に集まり、今後の地震予知研究のあり方について熱心な議論を行った。さらにそれを発展させてより広範な研究者を巻き込んで、同年9月に「地震予知

研究課題ワークショップ」が開催され、このワークショップの後、メーリングリストでの議論を経て、本書51頁で述べられている「新地震予知研究計画」が1998年5月にまとめられた。

この計画の立案の議論に参加した研究者は160名にもおぼり、「有志」といっても日本の地震学者の多数が参加して作り上げたものであった。これら一連の議論を踏まえて同年8月に測地学審議会によって「地震予知のための新たな観測研究計画の推進について」が建議され、1999年度からこの建議に基づく新たな研究がスタートするのである。このように「新たな計画」は、難産の末に生まれてきたものであったが、その過程の中で広範な研究者が議論に参加したことは特筆に値する。1995年の阪神・淡路大震災をまのあたりにした研究者たちが、将来の地震の被害を少しでも軽減するためにはどうしたらよいか、ある者は推進本部の活動の中で、ある者は地震予知研究の中で必死に模索したのがこの10年であったと言える。

さて、これからの10年はどうなるのであろうか。4-4節で述べられている緊急地震速報については、最初はいくつかのトラブルが生じるかもしれないが、将来的には信頼度が向上していくことは間違いない。ただし、そのためには、アルゴリズムの改良だけでは限界があり、観測網の高密度化や海底下のオンライン地震計の展開等が必要となるだろう。津波予測については、4-5節で述べられているとおり、日本の津波予報システムは世界的にみてもトップレベルにあることは間違いない。ただし、今後は速報性もさることながら、精度の向上を図る必要があるだろう。津波警報が出て避難しない住民が出ている現状では、いつか必ず大きな悲劇が生じる。その悲劇を食い止めるためには、精度を向上させ、波高の予測値と観測値が良く一致していることを住民に何度も示す必要がある。そのような高度化の視点も本書で明確に盛り込んでもらえればなお良かったと思う。

肝心の地震予知について、我々の実力を一般の方に正しく伝えるという本書の目的は達せられているように思うが、将来像については、若干ポジティブすぎるように評者は思う。本書ではアスペリティ・モデルにかなりの紙面を費やしているが、79頁においてプレートテクトニクスとの比較において書かれているように、まさしく「精緻化が進められると同時に適用限界も明らかになってきた」のが最近のアスペリティ・モデルをめぐる動きのように評者は感じている。もちろん、それは後退ではなく進歩であると評者も考えるが、プレート間のすべりは、当初シンプルなアスペリティ・モデルで示していたよりも複雑であることがわかりつつある。いずれその問題にも解決がなされるものと評者も期待するが、第1章

で述べられているように、「地震予知ができる」というためには仮説の検証プロセスが必要であり、大地震の発生頻度が低い以上、その検証には膨大な時間がかからざるを得ない。

もちろん、より小規模の地震で検証しよう和我々は努力しているわけだが、現象のサイズ依存性が存在する可能性に常に留意する必要がある。つまり、現在の長期予測は基本的に「固有地震」モデルに立脚しており、その根拠は(本書 85 頁のコラムにあるように)地震発生域の有限性にある。もし地震現象がフラクタル的であれば、小さな地震の性質は大きな地震の性質と共通であると見なしてよいが、このフラクタル性を一部否定することからスタートしている以上、大地震と小地震の違いに配慮しなければならない。

両者の最も大きな違いは影響する範囲の違いである。たとえばプレート境界の M6 程度の地震であれば、断層サイズは 10 km 程度であるので、断層の下は半無限弾性体として取り扱っても大きな問題はないし、また、その周囲に 10 km 以上にわたって非地震性すべりが卓越する領域が存在することは十分ありうる。これに対して、M8 程度の地震となれば断層サイズは 100 km 程度となり、関与するブロックの厚さとしては海洋性プレートと同程度となるため、断層の下を半無限弾性体として取り扱うのは無理が生じる。また、その周囲に 100 km 程度以上にわたって非地震性すべりが卓越する領域が存在している場所は極めて限られるだろう。

このような違いを考えると、巨大地震について仮説を検証しようとすれば、やはり最終的には巨大地震を待つしかなく、しかも 1 例だけで検証を行うのは無理なので、多数の巨大地震のデータが必要である。できれば地震発生期の 1 サイクルのデータが必要であるが、それをあきらめたととしても、日本周辺だけで 10 例程度のデータの蓄積を待とうとすれば、やはり 100 年以上はかかるだろう。そのくらい時間がかかるのだということを一般の方々に伝え、また検証を早めに進めようとするれば、世界中の地震を対象にして研究を推進する必要があることも本書で伝えてもらえたらなお良かったと思う。

本書は、最終的に全員でチェックしているとのことなので、ある程度の統一性は取れているが、執筆者の「色」は完全には消えておらず、各節やコラムを誰が中心となって書いたのかは、半分くらいは想像がついた。委員会のメンバーがすべて同じ考えであるはずも無く、デリケートな問題も含まれているので、このような本を出すことの苦労は容易に推察できる。その努力に敬意を表したい。そして 10 年後にこの続編が、さらに若い人たちによって執筆されることを強く願うものである。

<東京大学出版会, 2007 年 5 月, 四六判, 246 頁, 2,100 円>

●新刊紹介

木庭元晴・横山順一 著

宇宙地球地震と火山 増補版

古今書院, 2007 年 3 月, B5 判, 184 頁, 2,730 円(税込み)

能登半島地震—特別報道写真集—

北国新聞社, 2007 年 4 月, A4 判, 80 頁, 1,000 円(税込み)

白木妙子 著

地震と雲 地震の前にあらわれる変わった形の雲の写真集

ブイツーソリューション/星雲社, 2007 年 4 月, A5 判, 48 頁, 1,260 円(税込み)

日本地すべり学会

中山間地における地震斜面災害—2004 年新潟県中越地震報告 1 (地形・地質編)

日本地すべり学会, 2007 年 4 月, A4 判, 172 頁, 2,500 円(税込み)

地震イツモプロジェクト・渥美公秀・寄藤文平 著

地震イツモノート

木楽舎, 2007 年 4 月, A5 判, 155 頁, 1,500 円(税込み)

山本 寛 著

〈仮説〉巨大地震は水素核融合で起きる!

工学社, 2007 年 4 月, B6 判, 239 頁, 1,680 円(税込み)

中越地震特別取材班・北陸地域づくり研究所

やまこし復興—希望をつないだ国道 291 号の 680 日—

小学館クリエイティブ, 2007 年 6 月, A4 判, 194 頁, 1,890 円(税込み)

静岡新聞社 著

東海地震、生き残るために—市民との医療連携を検証

静岡新聞社, 2007 年 7 月, 新書判, 149 頁, 900 円(税込み)

小田 淳 著

魚の地震予知

叢文社, 2007 年 7 月, B40 判, 103 頁, 840 円(税込み)

豊島ミホ 著

東京・地震・たんぼぼ

集英社, 2007年8月, B6判, 203頁, 1,365円(税込み)

都司嘉宣 著

知ってそなえよう!地震と津波(知の森絵本)

素朴社, 2007年8月, A4判, 47頁, 1,890円(税込み)

新潟日報社 著

平成19年新潟県中越沖地震—特別報道写真集

新潟日報事業社, 2007年8月, A4判, 72頁, 1,000円(税込み)

ママが地震災害から子どもを守るプロジェクト 著

今すぐできる!ママが子どもを地震災害から守るための本

メイツ出版, 2007年9月, A5判, 60頁, 1,365円(税込み)

目黒公郎・藤縄幸雄 監

緊急地震速報 揺れる前にできること

東京法令出版, 2007年9月, A5判, 277頁, 2,310円(税込み)

船瀬俊介 著

巨大地震が原発を襲う—チェルノブイリ事故も地震で起こった

地湧社, 2007年9月, B6判, 366頁, 1,995円(税込み)

佃 為成 著

地震予知の最新科学

ソフトバンククリエイティブ, 2007年10月, 新書判, 234頁, 945円(税込み)

山岡耕春 著

G&A 日本は沈む?地震・火山と防災

理工図書, 2007年10月, B6判, 201頁, 1,470円(税込み)

目黒公郎 著

間違いだらけの地震対策

旬報社, 2007年10月, B6判, 194頁, 1,470円(税込み)

ADEP情報

財団法人 地震予知総合研究振興会 (ADEP) の人事異動について

採用

工藤 輝夫	東濃地震科学研究所参事	19. 6. 1
河辺 堅三	本部 事務局参事	19.10.1
針生 義勝	研究業務支持機構副主任研究員	19.10.1

退職

野村 正和	東濃地震科学研究所参事	19.5.31
河村 廣	東濃地震科学研究所 副首席主任研究員 (非常勤)	19.6.30
香山 郁郎	本部 事務局参事	19.9.30

編集後記

地震国日本では地震の話題に困らない。今年の10月は宝永東海地震より300年、来年の6月は福井地震から60年にあたる。宮城県沖地震から30年でもある。本号は宝永東海地震とそれにつづく富士宝永山の噴火を静岡大の小山先生に取り上げて頂いた。

地震の直後に噴火あるいは火山活動が活発化した例はいくつもある。今世紀の中頃に再来が想定される東海地震の後にも、富士側火山の噴火や活発化は十分に考えられる。地震とともに噴火災害も併せて対策をとらなくてはならない。

東海地震はまた南海地震と連動することは歴史的事実である。そのメカニズムを究明することは、想定東南海地震に対する備えにとっても欠かせない重要な基礎資料を提供する。本号では連動する二つの地震の

シミュレーション研究の紹介を海洋研究開発機構の堀博士にお願いした。

東南海地震が発生すると、京浜、中京、阪神のような大都市圏も少なからぬ影響を被る。超高層ビルは長周期地震動により大揺れに揺れる。倒壊は免れるものの、エレベータは止まり、給排水管が損傷を受ける可能性がある。居住者は種々の不便を耐えなければならない。長周期地震動の実態を消防庁消防研究センターの座間博士に書いて頂いたのはそのためである。

大都市圏の建造物の破壊や揺れ方の解明は災害軽減のために重要な課題である。実際の木造住宅や鉄筋コンクリート建物を振動台上に設置し、破壊に至るまでの過程を実験観測、結果を解析する。本号では防災科学研究所兵庫耐震センターの井上博士に実験の実際を紹介して頂い

た。来るべき東南海地震に対処して、理学工学の立場から備えることが現在最も重要な課題であることは言うまでもない。(Y.H.)

地震ジャーナル 第44号

平成19年12月20日 発行

発行所 ☎101-0064
東京都千代田区猿樂町1-5-18
☎ 03-3295-1966
財団法人
地震予知総合研究振興会

発行人 高木章雄

編集人 萩原幸男

本誌に掲載の論説・記事の一部を引用される場合には、必ず出典を明記して下さい。また、長文にわたり引用される場合は、事前に当編集部へご連絡下さい。

●製作/ (財)学会誌刊行センター