

# 地震 ジャーナル

34

2002年12月

エッセイ 死角から忍び寄る内憂外患の時代 ● 溝上 恵

地震動予測地図 ● 藤原広行 —— 1

表層地盤と地震動 ● 翠川三郎 —— 12

1923年(大正12年)関東地震による地震動と地盤 ● 武村雅之 —— 22

レベル2地震動に対する液状化の研究の取組み ● 安田 進 —— 33

『ナウキャスト地震情報』の実用化に向けて ● 横田 崇

上垣内 修/加藤孝志 —— 41

フラクタルアスペリティ/バリアー侵食モデルと地震予知 ● 瀬野徹三 —— 50

地震予知連絡会情報 ● 岡田義光 —— 60

● 書評 —— 67

● 執筆者紹介 —— 70

地震の基礎知識 地震計の原理/歪計・傾斜計の原理

囲み記事 N値/地震基盤(工学基盤)/液状化は怖くない/  
地震観測の思わぬ副産物

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

# 死角から忍び寄る内憂外患の時代

## 溝上 恵

イスラム過激派による9・11同時多発テロは世界中に大きな衝撃を与えた。テロリスト達は、アメリカの市民生活にとけ込み疑いの目を巧みに避けつつ計画を練り、空港のゲートをくぐり抜けて実行に及んだ。この大胆不敵な行動をなぜ未然に察知できなかったのかと、世論は政府に詰め寄った。CIAは事件発生の1年半以上前から、テロリストの行動を把握し警戒していたという。しかし、それはFBIなどの捜査機関には知らされなかった。FBIはCIAの排他的、独善的な態度に憤激した。アメリカによる情報収集は世界の隅々にまで及ぶ。しかし、膨大な情報に対して分析能力が追いつかなかったともいう。9・11のテロは、個人の権利と自由を守るアメリカの体制の盲点を衝き、さらにCIAやFBIといった巨大諜報・捜査機関の死角を狙った狡猾、卑劣な行為である。悲しいことに、テロ事件以降、中東諸国系市民への迫害行為が目立つ。

一方日本の現状は、北朝鮮による拉致・不審船事件や密入国者・麻薬の密輸入の激増などに対する監視や警備は盲点と死角の穴だらけである。さらに、果てしない経済不況とともに、少子・高齢化社会と労働人口の減少、エネルギー確保と安全性、地球温暖化と国土の保全、農業の疲弊と食料自給率の低下などに数多くの深刻な課題を抱えている。少子・高齢化は経済力・生産力の低下につながり、現在の生活水準を保つには国外からの人材導入が必要となる。これは多人種、多言語社会の受容を意味する。国内にエネルギー資源に乏しい日本が、地球温暖化を助長しない安定的なエネルギーを得ようとすれば、原子力エネルギーに頼らざるをえない。しかし、安全性への疑念が原子力エネルギーの積極的利用の足枷となる。しかし、石油、石炭への偏った依存は、安定したエネルギー供給を保障しないばかりか地球温暖化や環境破壊を助長する。新たなダム建設は、河川および沿岸海域にかけての自然環境に壊滅的な被害を及ぼすので論外だ。日本の大都市の多くは海岸の埋立地と沖積平野の低地に立地する。そのため、地球温暖化による海面上昇は津波や高潮による都市の災害危険度を著しく増大させ、国土の保全をも危うくする。食料の自給率は低下の一途をたどり、農業は疲弊しかつての美しい田園は荒れ野と化し、ついには有害農薬に汚染された輸入野菜に脅かされる羽目になった。

これら自然環境・エネルギー・食料・人口・安全保障問題などの深刻さを思うと、今の日本は、黒船来航による開国・幕藩体制の崩壊や先の大戦での敗北に匹敵する大きな歴史の節目にあるといえる。それは幼虫の殻から脱皮する時のトンボや蝶が、動きの取れない丸裸の身を外敵へ無防備に晒す姿に似た一面がある。たとえ脱皮しても、複眼をそなえてスイスイと敏捷に身をかわして飛ぶ蜻蛉に成長するとは限らない。災害大国でありながら危機に対して盲点や死角の穴だらけの極楽トンボともいえる日本の現状を見ると、突然変異という幸運な奇蹟が起きると思えない。19世紀半ばの幕末と20世紀半ばの敗戦という歴史の節目に同期するかのようには、南海トラフの巨大地震が襲った。今世紀半ばにはその巨大地震が再び襲って来るという。この内憂外患の嵐の中を極楽トンボはどこへ吹かれて飛んで行くつもりなのだろうか。

# 地震動予測地図

## 藤原広行

### 1. プロジェクトの背景

平成7年1月17日に発生した兵庫県南部地震は、6,000名を超える死者を出し、我が国の地震防災対策に関して多くの課題を残した。この地震の教訓を踏まえ、議員立法により、平成7年7月に地震防災対策特別措置法が制定され、この法律に基づいて地震調査研究推進本部が総理府に設置（現在：文部科学省に設置）された。地震調査研究推進本部は、平成11年4月に、今後10年間程度にわたる地震調査研究の方向付けとして、「地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策について―」（以下では総合基本施策と呼ぶ）を策定した。総合基本施策によれば、当面推進すべき地震調査研究の課題の1つとして、活断層調査、地震の発生可能性の長期評価、強震動予測等を統合した地震動予測地図の作成が掲げられている。これに基づき地震調査研究推進本部地震調査委員会では、平成16年度末を別途として、「全国を概観した地震動予測地図」を作成することを目指している。防災科学技術研究所では、「全国を概観した地震動予測地図」の作成に資するため、平成13年4月より、特定プロジェクト研究「地震動予測地図作成手法の研究」を開始した。本プロジェクト研究においては、地震動予測地図作成に必要な技術的問題についての研究開発、及び、地震調査委員会及び関連する部会・分科会の指導の下に、実際の地震動予測地図作成に関する作業を実施している。

地震動予測地図は、「確率論的地震動予測地図」と「震源断層を特定した地震動予測地図」の2種類の性質の異なった地図を組み合わせることに

よって作成される予定となっている。以下では、それぞれの予測地図の性質及び現在の検討状況について報告する。

### 2. 確率論的地震動予測地図

総合基本施策では、全国を概観した地震動予測地図の一例として次のように述べている。

「地震動予測地図の一例は、全国を概観し、ある一定の期間内に、ある地域が強い地震動に見舞われる可能性を、確率を用いて予測した情報を示したものである。一般には、期間、地震動レベル（例：震度、最大加速度）、及び確率のうち2つを固定し、残り1つの分布を、地図の上に等値線図として示したものである。」

これは、地震工学等の研究分野では従来から確率論的地震ハザードマップと呼ばれていたものであるが、以下では地震調査研究推進本部による命名に従って、「確率論的地震動予測地図」と呼ぶこととする。

「確率論的地震動予測地図」を作成するためには、「地震ハザード評価」が必要となる。地震ハザード評価とは、ある地点において将来発生する「地震動の強さ」、「対象とする期間」、「対象とする確率」の3者の関係を評価するものである。特に、ある地点における「地震動の強さ」と「それを特定の期間に超える確率」との関係を示すものをハザードカーブと呼ぶ。地震ハザード評価の大まかな手順は以下に示すとおりである。

① 対象地点周辺の地震活動をモデル化する。地震調査委員会の分類に従い、震源を特定した地震（98断層帯で発生する固有地震、海溝型の大地震、98断層帯以外の活断層で発生する地震）及び、震源断層を予め特定しにくい地

震（98断層帯に発生する固有地震以外の地震、海溝型のプレート境界で発生する大地震以外の地震、沈み込むプレート内地震、陸域のプレート内で発生する地震のうち震源を予め特定しにくい地震）に分けてモデルを検討する。

- ② モデル化したそれぞれの地震について、地震規模の確率、対象地点からの距離の確率、地震の発生確率を評価する。
- ③ 地震の規模と距離が与えられた場合の地震動強さを推定する確率モデルを設定する。通常は、経験的な距離減衰式とそのばらつきによってモデル化する。
- ④ モデル化された各地震について、対象期間内にその地震により生じる地震動の強さがある値を超える確率を評価する。
- ⑤ 以上の操作をモデル化した地震の数だけ繰り返し、それらの結果を足し合わせることで、全ての地震を考慮した場合に、対象期間内に生じる地震動の強さが、ある値を少なくとも1度超える確率を計算する。

このようにして、地点ごとに地震ハザード評価を実施し、地震動の強さ・期間・確率のうち2つを固定して残る1つの値を求めた上で、それらの値の分布を示したものが「確率論的地震動予測地図」である。

防災科学技術研究所では、「確率論的地震動予測地図」の作成に資するため、平成13年5月に確率論的予測地図作成手法検討委員会（委員長：翠川三郎）を立ち上げ、作成手法の検討を行ってきた。平成13年度に行った作成手法の検討をもとに、全国を概観する地震動予測地図作成を進める第1歩として、地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会は、「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」を平成14年5月に公開した。この試作版では、山梨県を中心としたごく限られた地域について、地図の作成手法等を含めて地図を公開することにより、今後の地震動予測地図作成に資するための具体的な議論のための材料となることが期待される。図1に、公開された地図の1例として、今後30年

以内に震度6弱の揺れに見舞われる確率を示した地図を示す。なお、作成手法等を含めた詳細については、「確率論的地震動予測地図の試作版（地域限定）について」を参照されたい。

なぜ確率を用いた評価が必要になるのかについて、以下では改めてまとめてみる。そもそも、現状の地震学・地震工学のレベルでは、将来発生する可能性がある地震について、地震がいつ起きるのか、どこで起きるのか、どのくらいの大きさなのか、どのような地震動が発生するのか等について、決定論的に1つの答えを準備することは不可能である。地震ハザード評価が抱えるこうした問題点を解決するためには、地震ハザード評価に必要な要因に含まれる不確定性を定量的に評価する技術的枠組みが不可欠となる。このために確率論的な手法によるハザード評価が採用されている。地震ハザード評価における不確定性には、

- ① 自然現象として本質的な不確定性
- ② 情報不足による不確定性

の2種類の性質の異なる不確定性が存在する。現状では、①に属する不確定性としては、地震発生日時や震源の微視的な破壊挙動が考えられる。一方で、②に属する不確定性としては、複雑な地下構造が地震動に及ぼす影響評価等が考えられる。ただし、不確定性を①と②に分類すること自体が、自然現象の解明を目指すサイエンスにとっては研究課題であり、例えば、地震予知が可能になったり、震源の微視的な破壊挙動の原理が解明されれば、こうしたものも②のレベルの不確定性として分類される可能性もある。「確率論的地震動予測地図」の予測精度向上のためには、こうした不確定性を少しでも減らすことが不可欠である。そのためには、自然現象の解明に基づく2種類の不確定性の分類、本質的な不確定性に対しては、確率論的な評価手法の構築、そして情報不足による不確定性に対しては、観測や調査の推進・強化に基づく情報収集による不確定要因の軽減が必要である。

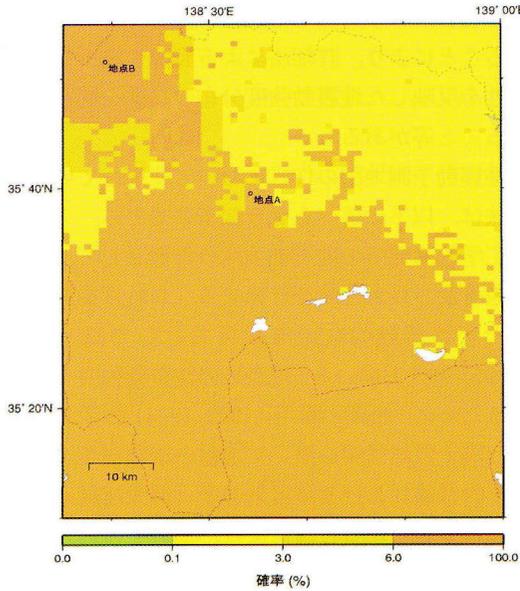


図 1 今後 30 年以内に震度 6 弱以上の揺れに見舞われる確率 (地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会)

### 3. 震源を特定した地震動予測地図

国や地域の防災計画のための被害想定に際して、震源断層を特定した地震動予測を行う場合があり、このために作成された地図を「震源断層を特定した地震動予測地図」と呼ぶ。これは、シナリオ地震地図とも呼ばれることもある。「震源断層を特定した地震動予測地図」では、特定の震源断層を想定し、それが活動した場合に、震源断層周辺で生じる地盤の揺れの分布が示される。その特徴をまとめると、

- ① 特定の 1 つの地震を対象としている。
- ② 想定した地震が発生した場合に同時に生じる地震動強さの地域分布を示す。
- ③ 複数の地震を想定する場合、同じ地点であってもそれぞれ異なった結果が得られる。そのため、想定する地震の数だけ地図が必要となる。
- ④ 震源断層を特定し、地震動を予測する地域を限定するため、地震動の推定手法として、簡便な経験的手法だけでなく、半

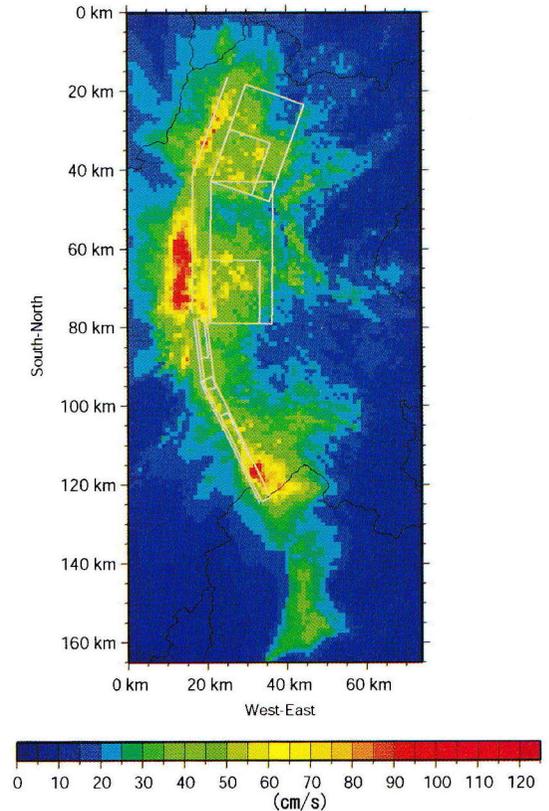


図 2 糸魚川-静岡構造線断層帯の地震に対する計算例 (工学的基盤上での最大速度分布)

経験的手法や理論的手法など高度な強震動予測手法の適用が可能となる。

「震源断層を特定した地震動予測地図」は、その特徴が示すように、ある地震を想定したときの地震動分布を一目でわかるように示した地図であり、直感的にも理解しやすいこともあり、これまでも地方自治体等による地域防災計画の策定等で数多く用いられてきた実績がある。また、「震源断層を特定した地震動予測地図」は、震源断層、地殻内部での地震波伝播特性、堆積層による地震動の増幅特性、表層地盤の地震動に及ぼす影響等についての地震学・地震工学等の幅広い分野にわたる詳細な研究成果を取り込んだ最新の強震動評価手法を用いて作成されるため、地震調査研究の最新の成果を役に立つ形で世の中に還元するための 1 つの出口と位置づけることができる。

平成 13 年度には、長期評価部会により地震発

生の長期確率評価及び断層の形状評価がなされた地震の中でも特に地震の発生が切迫しているときされた、「糸魚川-静岡構造線断層帯における地震」及び「宮城県沖地震」について、これまでに地震調査委員会強震動評価部会及び強震動予測手法検討分科会で検討されてきた強震動評価手法を踏まえ、ある想定された断層震源モデルに対しての地震動予測地図作成手法の検討及び作成作業を行った。図2に1例として、糸魚川-静岡構造線断層帯の地震に対する計算例を示す。

#### 4. 地震動評価法

以下では、上記2つの予測地図作成のために用いられた地震動評価手法について述べる。

地震動予測地図では、工学的基盤及び地表の2つの出力地点において、約1kmメッシュ程度の分解能で、地震動強度の分布を示す地図を作成することを目指している。

現状では、地震動予測手法として1つの確立された手法が存在するわけではなく、簡便なものから複雑な手続きを必要とするものまで、様々なレベルの手法が提案されている。

予測地図の作成にあたっては、地震動の予測手法を、簡便法と詳細法と呼ばれる2つの手法に大きく分類し、目的に応じて使い分けている。

##### (1) 簡便法

簡便法とは、地震規模（マグニチュード）や震源からの距離、地盤増幅率等のごく少数のパラメータを用いて経験的に表現された地震動指標（最大加速度、最大速度等）の距離減衰式を用いる手法である。入力パラメータの数が限られているために、震源や地下構造の固有の性質を十分反映することができず、地震動の時刻歴波形も得られないが、震源や地下構造に関する詳細な情報がない場合でも、平均的な広範囲の地震動分布を容易に評価できるという特徴を持つ。

「震源を特定した地震動予測地図」作成においての簡便法の具体的な利用法としては、簡便法を用いて広域の地表地震動分布を計算し、より詳細な地震動計算を行うべき領域の選定に役立てるこ

と、及び、より詳細な地震動予測計算手法と比較することにより、詳細法による震源や地下構造の特性を反映した地震動強度分布の特徴を明らかにすること等がある。

地震動予測地図の作成において使用している簡便法は、以下に述べるようなものである。

工学的基盤での地震動強度の指標として、最大加速度及び最大速度を計算する。これらを計算するための経験的な距離減衰式として司・翠川(1999)の式を用いる。地表での地震動強度を計算するために、松岡・翠川(1993, 1994)の手法により、国土数値情報を用いて地盤の増幅率を求め、工学的基盤における地震動強度（最大速度）にこの増幅率をかけることにより、地表での最大速度を計算する。さらに、翠川・他(1999)による最大速度と計測震度との経験式を用いて、地表における最大速度から計測震度を算定している。

##### (2) 詳細法

詳細法は、断層破壊過程や地下構造の固有の性質を、数多くのパラメータを用いて詳細にモデル化でき、かつ地震動の時刻歴波形が計算できる地震動予測手法である。その特徴をまとめると以下のようになる。

- ① 震源での詳細かつ複雑な断層パラメータの影響を表現できる
- ② 地震波伝播経路での詳細かつ複雑な地下構造の影響を表現できる
- ③ 表層地盤での詳細かつ複雑な地震時挙動の影響を評価できる
- ④ 時刻歴波形が計算できる

地震動予測地図の作成において使用している詳細法は、具体的には、次に述べるハイブリッド法と呼ばれるものである。

ハイブリッド法とは、低周波域では有限差分法等による弾性波動論に基づいた理論的な波形計算の手法を用い、高周波域では統計的グリーン関数法と呼ばれる半経験的な手法を用い、最後にそれらをマッチングフィルターを用いて重ね合わせるにより、全周波数帯域での計算を行う手法である。

地震動の特性は、低周波域では決定論的な物理

モデルに基づいた理論的な考察によりある程度説明可能であることが、過去に起きた地震に対する地震動の記録を解析することによって明らかにされてきている。一方で、高周波域では、理論的な予測に必要とされる物理モデルのパラメータに対する不確定性が急速に大きくなるため、事実上決定論的な予測が困難となり、統計的手法の導入が必要となっている。また、決定論的に扱える帯域から統計的な扱いが必要となるような周波数帯域への遷移領域では、物理モデル構築の困難さのみならず、地震動予測計算を行うために必要な計算量が膨大なものとなるために、計算技術的な観点からも解決すべき課題が山積している。

こうした状況の中、高周波数域での地震動計算手法として、理論的手法と簡便法のような経験的手法の中間に位置付けられる半経験的手法として統計的グリーン関数法と呼ばれる手法が用いられている。統計的グリーン関数法とは、経験的グリーン関数法と呼ばれる予測手法をもとにして作り出された手法である。経験的グリーン関数法とは、大地震による地震動を予測するために、大地震が発生する領域内で発生した中小規模の地震記録を経験的に得られたグリーン関数として、大地震に対する波形を合成する手法であり、伝播経路や表層地盤の不均質構造の影響を強く受ける短周期地震動の予測に非常に有効な手法と考えられている。しかしながら、現実には、地震動の予測を行う場合、予測すべき大地震に対して予測する領域内で、適切な中小地震の記録が得られているとは限らない。このような場合に、中小地震記録の代わりに統計的に評価された模擬地震動をグリーン関数として用いることがある。この手法を統計的グリーン関数法と呼ぶ。統計的グリーン関数法は、グリーン関数が統計的に処理され平均化されたものであるため、対象地域固有の特性を十分に反映しきれない反面、事前に得られる情報が不十分な場合でも比較的安定した地震動評価が可能という特徴を持っている。

## 5. 詳細法のための要素技術

詳細法(ハイブリッド法)による地震動予測は、様々な要素技術を統合したものとなっている。以下では、詳細法による地震動予測手法が必要となる要素技術についてまとめる。

### (1) 特性化震源モデル

地震動の予測を行うために必要な断層モデルとしては、地震規模(マグニチュード等)や断層面全体の形状のような巨視的な断層パラメータだけでなく、断層面内での滑りの不均質性に関する情報が必要となる。これは、被害に直結するような周波数帯域の地震波は、巨視的な断層運動によって生ずるものではなく、断層面内に局所的に分布するアスペリティと呼ばれる領域から励起されることが明らかになってきたためである。

これは、近年の地震観測網の整備により得られた地震記録を用いて、震源インバージョンと呼ばれる解析手法により、大地震の震源破壊過程の詳細な研究が行われた結果である。

一方で、こうした知見を地震動予測に取り込もうとした場合、断層破壊過程の不均質性を忠実に再現するような断層モデルを設定すると、そのような断層モデル構築に必要なパラメータの自由度が大きくなりすぎて、結果として予測結果の不安定の原因となったり、パラメータ設定に必要な情報量の不足から断層モデルの構築そのものが不可能になったりすることが考えられる。こうした問題を解決し、できるだけ地震学的な知見に基づいた地震動予測を可能にするために、アスペリティ等の地震動予測に必要な不可欠な情報を単純化してモデル化を行う考え方が提案されている。このような手法を、震源の特性化と呼び、このような考え方のもとに構築されたモデルを、特性化震源モデルと呼んでいる。地震動予測地図の作成においては、特性化震源モデルのパラメータの設定を、誰がやっても同じ結果が出るようにするために、「特性化震源モデル設定のためのレシピ」(入倉・三宅 2002)に基づいて特性化された断層パラメータ設定の手続きを行っている(図3)。

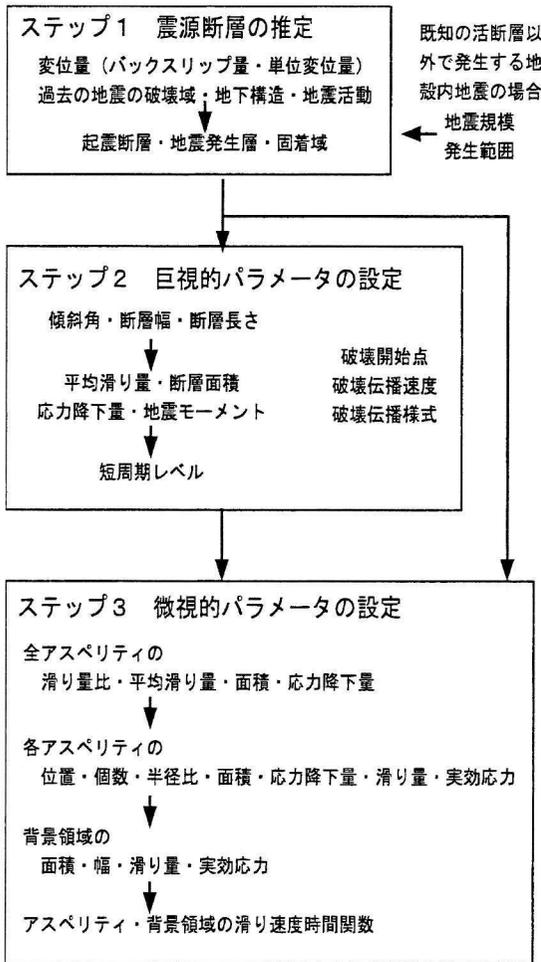


図 3 断層パラメータ設定の流れ

### (2) 深部地盤モデル化

深部地盤モデル化とは、ここでは主として堆積平野部・堆積盆地部における地震基盤から工学的基盤までの堆積層の形状のモデル化を意味する。深部地盤のモデル化及びそれらを考慮した地震動評価の重要性は、地震動の研究分野においては常に主張され続けていたが、平成7年兵庫県南部地震の際に神戸地域に出現した震災の帯と呼ばれる局所的に地震動が増幅される現象を説明するために改めてその重要性が広く認識されることとなった。厚い堆積層により覆われた堆積平野・堆積盆地でのより精度の高い地震動評価に資するため、現在、文部科学省の地震関係基礎調査交付金により、自治体が主体となった堆積平野の地下構造調

査が実施されている。

深部地盤構造として把握すべき事項は、地震基盤の形状のみならず、上位堆積層における地震波の伝播速度ならびに減衰特性、密度などの3次元的な分布である。仮に、地震探査データが既に十分そろっていれば、それらを用いた3次元構造モデル作成が可能となる。しかし、地震探査データの現状は必ずしもそうではなく、点または線の情報がほとんどであり、その分布も地域的に偏在しており、日本全国を見渡した場合、ほとんどの地域でデータが不足している状況にある。シナリオ地震地図の作成にあたっては、こうした地震探査データの不足を補うために、全国に普遍的に分布している既往重力データや地質情報などを援用した、3次元深部地下構造モデル作成手法の検討を行っている。

### (3) 浅部地盤モデル化

地表面での震度分布等の予測地図を作成するためには、深部地盤モデルだけでなく、表層地盤の増幅特性の評価が重要となる。表層の増幅特性を評価するために用いる浅部地盤として、工学的基盤（建造物の基礎となるS波速度400~700 m/s程度の地盤）から地表までの地盤を考える。このように定義された浅部地盤のモデル化手法としては、国土数値情報を用いた松岡・翠川（1994）による簡便な手法と、ボーリングデータ等を収集しそれらの情報に基づいて地盤モデルを設定し増幅率を計算する手法が考えられる。

浅部地盤のモデル化に際して基本的な資料は、ボーリングデータである。しかし、ボーリングデータはどこでも均等に存在するわけではなく、地域的な粗密があり、山間部などでは全くデータがないところもある。全国を概観するような地震動予測地図を作成するためには、ボーリングデータが極端に少ないか、あるいは全く存在しない場合にも、地盤の増幅率を算出することができる手法を採用する必要がある。松岡・翠川（1994）により提案された、国土数値情報に含まれる地形学的情報に基づき地盤の増幅率を求め、工学的基盤における地震動強さにこの増幅率をかけることにより、地表での地震動強さを求める手法は、予測

精度の限界はあるものの、簡便に日本全国に適用可能な手法であるため、簡便法としての位置づけで地震動予測地図作成に使用されている。

一方で、ボーリングデータ等が十分に得られる地域においては、地表でのより信頼性の高い地震動評価を行うために、ボーリング柱状図ごとに地盤のモデル化を行う手法が考えられる。こうした地点においては、得られる情報の多寡に応じて、線形解析、等価線形解析、逐次非線形解析等を実施し、手法の妥当性を検討した上で、地震動予測地図作成においても、できる限り詳細な浅部地盤の情報を反映した地震動評価を実施していくことを検討している。

#### (4) 数値シミュレーション手法

ハイブリッド法により地震動予測を行う場合、低周波域の予測は、特性化震源モデルと深部地盤モデルを組み合わせた物理モデルに対して、地震波動伝播を記述する弾性波動方程式を、有限差分法や有限要素法のような数値計算手法を用いて解くことにより予測計算を行う必要がある。

近年の計算機性能のめざましい進歩と計算手法そのものの高度化（例：Pitarka 1999, Aoi and Fujiwara 1999）により、現在では、できる限り現実に近いモデルを構築し、それに対する方程式を解くことが可能になりつつある。

具体的には、例えば、東西 100 km、南北 100 km、深さ 60 km の領域を考えた場合、仮に 200 m メッシュでこの領域を分割した場合、500×500×300 のメッシュ分割が必要となる。この程度のメッシュ分割に対する有限差分法による地震動計算は、高性能 WS を用いれば、数日程度で計算を完了することができる。計算量の見積の目安として、計算メッシュサイズが半分になると、計算時間は 16 倍、計算に必要なメモリー容量は 8 倍となることがわかっており、これをもとにより詳細な計算に必要な計算機環境、計算作業工程を見積もることができる。

ハイブリッド法による低周波域と高周波域の接続周波数の設定は、本来は、地震波動場の特性を考慮して、決定論的なモデリングが可能な周波数領域と、統計的なモデリングが不可欠となる周波

数領域の遷移領域中に設定すべきである。

しかしながら、現状では、以下の 2 つの理由により、接続周波数が物理的な遷移領域よりも低周波側に設定される場合が多い。

- ① 計算機性能・計算技術の限界
- ② 深部地下構造モデル化の限界

ここで、①の計算機性能・計算技術の限界については、今後数年程度で大幅な改善が期待でき、近い将来に上記の問題点はある程度解決できる可能性がある。

一方、②の深部地下構造モデル化の限界については、①と比較して解決が圧倒的に困難である。地下構造モデル化のための手法の確立という技術的側面もさることながら、日本全国に散在する堆積平野や堆積盆地の深部地下構造の詳細なモデル化を行うためには、長期間にわたる計画的な地下構造調査が不可欠となる。さらに、こうした地下構造調査により得られたデータは、国土に関する基本的な情報として管理され、一般に公開されるようなデータベース化が重要である。

## 6. 2種類の予測地図の融合

地震動予測地図は、「確率論的地震動予測地図」と「震源断層を特定した地震動予測地図」の 2 種類の性質の違う地図を一式としたものとされており、両地図の関連を明確にすること、あるいは「震源断層を特定した地震動予測地図」を「確率論的地震動予測地図」に取り込むことを「融合」と呼んでいる。地震動予測地図の融合については、2 つの考え方が示されている。

- ① 2 種類の地図は独立に作成されるが、それぞれの位置づけを解説し、相互に関連づける。2 種類の地図を関連づけるために、確率論的想定地震（亀田・他 1997）の概念を用いる。
- ② 「震源断層を特定した地震動予測地図」において用いられる詳細法による地震動評価を用いて、確率論的地震ハザード評価を行う。

考え方①に示されている「確率論的地震動予測地図」における「震源断層を特定した地震動予

測地図」の位置づけとは、対象地点における地震ハザードに影響が大きい地震は何か、及び震源断層を特定した地震動評価が対象地点の地震ハザードにおいてどのような位置づけにあるかを明確にすることである。確率論的想定地震とは、対象とする確率レベルに対応するような強さの地震動を起こし得る可能性が高い地震を想定地震として選定するための方法論であり、そのような地震動をもたらし得るような地震の相対的な出現可能性を表す指標としての各地震の「貢献度」を定義している。「貢献度」は、対象とするハザードレベルに応じて変化する指標であり、貢献度が大きい地震ほど想定地震を選定するにあたって重要視すべきものとなる。

考え方②で述べられている詳細法による地震動評価は、現状では、計算作業量及び計算に必要な情報量の不足のために確率論的地震ハザード評価全体に対しては用いられていない。よりきめ細かな強震動評価を行うためには詳細法による強震動評価を地震ハザード評価に取り込むことが今後の重要な課題となっている。

## 7. 今後に向けて

今後作成される地震動予測地図は、将来、実際に発生する地震により引き起こされる地震動と比較検討することにより改善がなされ、高精度化されていかなければならない。こうした、検証作業を可能とするためには、現在、防災科学技術研究所で運営されているK-NET・KiK-netに代表されるような全国的な規模で展開された強震動波形データ収集のための観測網の維持管理及び、さらなる観測体制の強化が必要不可欠と考えられる。また、深部地下構造のモデル化及び浅部地盤のモデル化のための基礎データは、未だ十分な状況にはない。予測精度の向上のために必要不可欠なこうした地下構造データの収集・データベース化は、今後の地震動予測地図作成において極めて重要な課題となっており、これまで以上に積極的な

取り組みが望まれる。地震動予測地図作成の試みはまだ始まったばかりであり、その予測精度に関しては、未知数の部分も数多くある。少なくとも今後数十年以上にわたる地道な観測データの集積とそれに基づいた検証作業を継続することが、本当に信頼の置ける地震動予測地図作成のために必要な条件であろう。地震調査研究の推進は、地道な観測網の維持管理や様々なデータ収集のための調査によって支えられている。今後とも多くの方々のご理解ご支援をお願いしたい。

## 参考文献

- 入倉孝次郎・三宅弘恵, 2002, 予測のための震源のモデル化, 月刊地球, 号外 No. 37, 62-77.
- 亀田弘行・石川 裕・奥村俊彦・中島正人, 1997, 確率論的想定地震の概念と応用, 土木学会論文集, 第 577 号, 75-87.
- 司 宏俊・翠川三郎, 1999, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, 63-70.
- 地震調査研究推進本部, 1999, 地震調査研究の推進について―地震に関する観測, 測量, 調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会, 2002, 確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定).
- 松岡昌志・翠川三郎, 1993, 国土数値情報を利用した地盤の平均 S 波速度の推定, 日本建築学会構造系論文集, 第 443 号, 65-71.
- 松岡昌志・翠川三郎, 1994, 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第 22 回地盤震動シンポジウム論文集, 23-34.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄, 1999, 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, Vol. 1, 51-56.
- Aoi, S. and H. Fujiwara, 1999, 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am. 89, 918-930.
- Pitarka, A., 1999, 3D elastic Finite-Difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am. 89, 54-68.

# 地震計の原理

地震の際に地面の動きを記録するのは地震計という器械である。ところで、この地震計、地面に設置され地震時は地面といっしょに動くのに、なぜ地面の動きを記録することができるのであろうか？ 種明かしをすると、これには「振子の原理」が用いられている。図1(a)のように振子を吊り下げ、糸の上端を素早く左右に動かすと、物理学でいうところの「慣性の法則」により、手は動いても振子の本体は空間に静止している。振子の持つこのような性質を利用して、同図(b)に示すようなしかけを作ってみる。枠からペンをつけた振子を吊り下げ、その下ではロール紙が一定の速度で巻き取られるようにしておく。こうすると、地面が静止している間は直線が描かれるだけだが、図の矢印の方向に地面が振動すると、装置全体は地面と一緒に振動するものの、振子の本体は空間に静止しているため、地面の動きとは逆向きのトレースがロール紙に描かれ、地震動が記録されることになる。

ここまでの話でミスとなるのは「手を素早く動かす」という部分である。もしも図1(c)のようにゆっくりと手を動かした場合には、振子

も一緒についてくるため、同図(d)に示すように、地面のゆっくりとした動きはトレースとして何も残らない。すなわち、地震計は地面の動きを記録する万能の道具ではなく、文字通り地面の速い震動しか検知することができない。様々な工夫をしても、周期数百秒くらいの動きをとらえるのが限界である。じわじわと進むようなゆっくりとした地面の動きを連続的に記録するためには、「振り子の原理」を用いない歪計や傾斜計といった測器が用いられる。

ところで、地面の揺れ方には東西・南北・上下の3通りがあるため、実際の地震観測では図2に示すように3台の地震計をセットで用いる。東西動・南北動については特定の水平方向にのみ振動する振子を備えた地震計を直交配置し、上下動については図のようにバネで吊るした形の振子を用いる。この場合も、地面の上下方向の素早い動きに対して振子の本体は空間に静止する性質を利用している。なお、現実の地震計では、振子の部分に細い電線を多数回巻いてコイルを形成し、これを永久磁石の作る磁場の中で動かすことによって、地面の動きを電気信号に変換している。いったん電気信号に変えてしまえば、これを増幅して現地で記録したり、または有線や無線で遠隔地にデータを伝送することが容易にできるようになる。

(岡田義光)

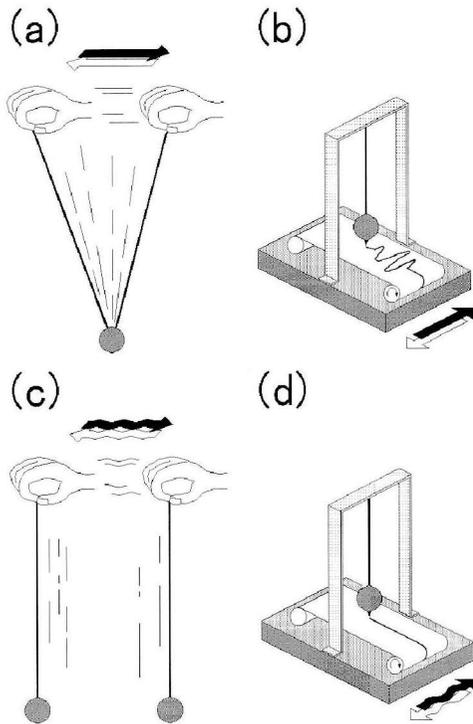


図1 地震計の原理

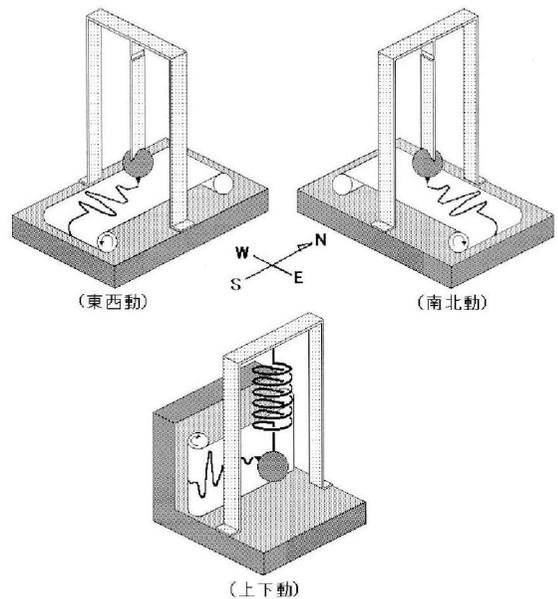


図2 3成分の地震観測

## 歪計・傾斜計の原理

地震による断層運動に伴う地表の静的変形や、地震の準備過程におけるゆっくりとした地面の変形を捉えるのが地殻変動観測である。振子の原理を利用して地面の震動を計測する地震観測とは異なり、地殻変動観測では2点間の位置の相対的变化を歪や傾斜として測定することが基本となる。

高精度の地殻変動観測では、月や太陽の引力によって地球の固体部分が周期的に変形する「地球潮汐」まで捉えることができる。ただ、その大きさは $10^{-7}$ 程度、すなわち10 kmの長さが数 mm 変化する程度であり、10 mの長さに対しては数マイクロン( $\mu\text{m}$ )ほどの変形でしかない。通常物質の熱膨張係数は $10^{-5}/^{\circ}\text{C}$ くらいであることを考えれば、このような観測を温度変化の大きな地表で実施することは不可能である。このため、地殻変動連続観測用の計器は、温度の安定した横坑の奥や、深い井戸（ボアホール）の底部に設置される。

## (1) 伸縮計・体積歪計・三成分歪計

横坑内で水平歪を測定する測器が伸縮計である。

伸縮計は、文字通り2点間の距離 $L$ の伸び縮み $\Delta L$ を測定して、線歪 $\Delta L/L$ を求めるものである。 $L$ が長いほど歪の測定感度は高くなるが、通常20~30 mの長さの計器が用いられる。伸び縮みを測定する方式としては、図1の左に示す3通りがある。

(A)は剛体とみなせる棒や管の一端を台座に固定し、その他端ともう一方の台座との間の微小な距離変化をセンサーで捉える。棒や管の材質としては、熱膨張係数の小さな熔融石英やインバル等が用いられるが、その重量は相当なものになるため、1~2 mごとに棒や管を支える支持機構が取り付けられる。(B)は2つの台座の間にワイヤを張り、この2点間の距離変化を器械的に拡大して記録する方式である。簡便に設置でき、高感度にするのが可能だが、ワイヤの伸びによるドリフトがあるため、長期的な安定性には欠ける。(C)は2つの台座間の距離変化をレーザー光の干渉により検出する方式である。原理的にはもっともすぐれているが、精密な測定を行うためには発振周波数の安定化や光路の真空化が求められ、装置が複雑にな

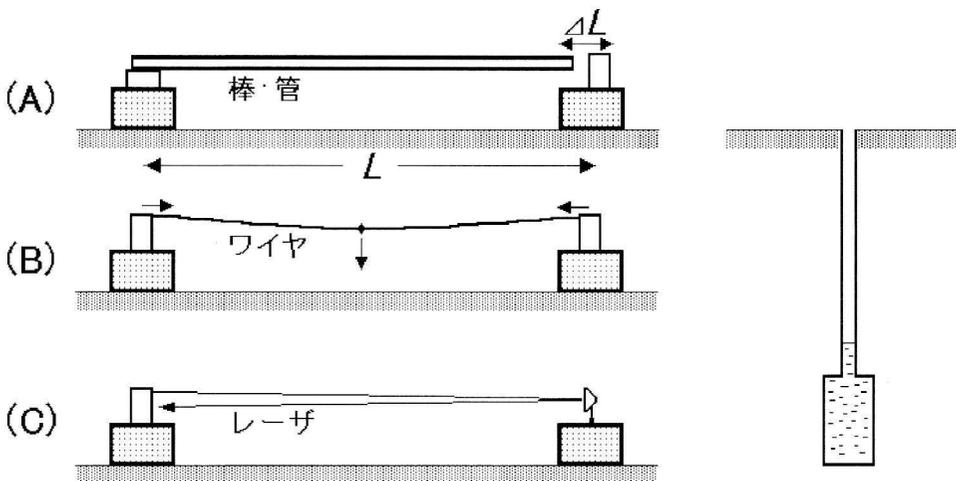


図1 伸縮計(A:棒式, B:ワイヤ式, C:レーザー方式)および体積歪計の原理

る。また、レーザ光源の寿命のため、やはり長期間の連続観測には向かない。結局、現在では(A)の方式が標準的であり、実際の観測では、このような伸縮計3セットを異なる方向に設置する。これは、水平面内の変形を記述するには、2つの直交する方向の伸縮量と、その直交2方向がなす角の変化量との3つを知る必要があるためである。

一方、ボアホール内に設置する方式の歪計の代表格は「サククス・エバートソン式体積歪計」である。これは、シリコンオイルを満した直径約11cm、長さ約3mの円筒型容器を孔底に埋設し、周辺の岩盤の膨張・収縮による円筒型容器の体積変化を、容器にとりつけられた細いパイプ内のオイル液面の位置変化として拡大検出するものである(図1右)。流体を用いているため、器械的なガタによる誤差のないことが特徴とされている。この型の体積歪計は、気象庁により関東・東海地域の約35か所に設置され、東海地震監視の重責を担っている。

ただ、体積歪計では膨張か収縮かという情報しか得られず、応力の働く向きを検出や、地震の発生に関連する「ずり歪」の測定はできない。この問題を解決するため、シリコンオイルを入れた容器の形状を、円形ではなく、力の加わる方向によって応答の異なる形状に変更し、これを3つ組み合わせた形の「坂田式三成分歪計」が考案された。また、ボアホールの孔径変化そのものを3方向で測定する「グラドウィン式三成分歪計」や、その孔径変化を器械的に30~40倍拡大して変位センサーで捉える「石井式三成分歪計」なども開発されている。坂田式は体積歪計の流れを、石井式は伸縮計の流れを、それぞれ受け継いでいる。

分歪計」なども開発されている。坂田式は体積歪計の流れを、石井式は伸縮計の流れを、それぞれ受け継いでいる。

## (2) 水管傾斜計・振子型傾斜計

横坑内で傾斜を測定する測器が水管傾斜計である。水管傾斜計は、離れた2点の台座上に水の入った容器を置いて両者をチューブでつないだものであり(図2左)、大工さんが使う「水盛り」と原理は同じである。地面が傾くと両端の水位が変化するため、その変化量 $\Delta h_1$ 、 $\Delta h_2$ を目視あるいは自動計測によって測定することにより、2点間の傾斜を $(\Delta h_2 - \Delta h_1)/L$ として求めることができる。この方式では、たとえわずかな水漏れがあったとしても、その影響は相殺されるという利点がある。水位を自動計測する手段としては、フロートを浮かべてその器械的変位をセンサーで捉えるのが一般的であるが、超音波を用いたり、金属板との間の電気容量を測定したりする試みがなされている。実際の観測では、このような水管傾斜計2セットを異なる方向に設置する。

一方、ボアホール内で用いられる傾斜計としては、振子のつりあい位置のわずかなずれを計測する振子型傾斜計が一般的に用いられている(図2右)。この計器は原理的には水平地震計と同じであり、強い加速度を受けた際には器械的なガタを生じる弱点があるが、火山地帯におけるマグマの貫入に伴う傾斜変化の捕捉などに活躍している。(岡田義光)

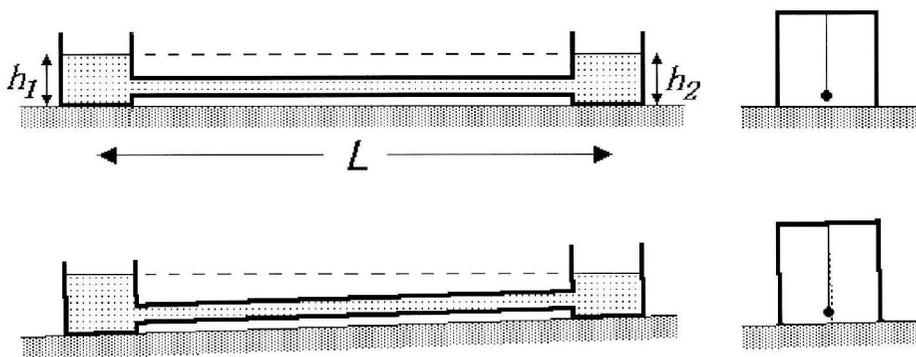


図2 水管傾斜計および振子型傾斜計の原理

# 表層地盤と地震動

翠川三郎

重要であることを再確認してみたい。

## 1. はじめに

昔から、「地震の道」などという表現で、地盤条件によって地震による被害が異なることが定性的には気づかれていた<sup>1)</sup>。その後、地震の被害調査が行われるようになると、1880年の横浜強震<sup>2)</sup>をはじめ多数の地震で、被害と表層地盤の関係がより定量的に検討されるようになった<sup>3),4)</sup>。

1891年濃尾地震を契機に設立された震災予防調査会でも、18の研究項目のうちのひとつとして、「各種の地盤上に於いて地震動の多少を比較測定する」が記されている<sup>5)</sup>。これにより地震動の研究が推進され、1903年には大森<sup>6)</sup>により、東京での地震動の比較観測から、軟弱地盤上では、地震動の周期は地震によらず一定で、その場所固有の周期がみられることや、軟弱地盤の方が硬質地盤よりも地震動が強いこと、が指摘されている。

このように表層地盤と地震動との関係は古くから議論されている重要な問題である。一方、1995年兵庫県南部地震では、被害の激甚な地域が帯状に現れ、それが表層地盤の影響のみでは説明できず、深い地盤構造の不整形性の影響が大きかったことが指摘されている<sup>7)</sup>。そこで、兵庫県南部地震を契機に設置された地震調査研究推進本部では、堆積平野の地下構造調査が重要な調査項目のひとつとして進められている。

深い地盤構造を調査し、より精度の高い地震動予測につなげようとする動きは歓迎すべきものであるが、深い地盤構造の影響を強調するあまりに、表層地盤の重要性がややおろそかにされている危惧も感じられる。ここでは、いくつかの実例を示しながら、地震動に及ぼす表層地盤の影響が

## 2. 今村のマイクロゾーニングマップ

1913年に、今村は、市街地における震度分布の状況を知っておくことが震災軽減において重要であるとの考えを示し、そのための方法として、1) 地盤構造の調査、2) 地震観測、3) 過去の大地震の被害状況調査、をあげている<sup>8)</sup>。1)、2)の方法については実際に行うことは容易ではないことから、3)の方法により東京と大阪の予想震度分布図を示している<sup>8)</sup>。

東京については、1855年安政江戸地震の被害分布を調査し、古地図などから調査した東京の元地形も考慮して、4区分からなる東京の予想震度分布図を作成した。これを図1に示す。1913年に発表されたこのマップは、正確な分布図を描くには被害データだけでは不十分であり、それを補うために地形条件も併用したものである。科学的な考えに基づいて描かれたものとしては、日本で初めてのサイスミックマイクロゾーニングマップ(地震による危険度の大小で地域を細分化した地図、以下、マイクロゾーニングマップと略す)であり、世界でも先駆的なものであろう。

この図の有効性は発表から10年後に発生した1923年関東地震で確かめられた。図2は地質調査所による家屋の被害分布図<sup>9)</sup>である。東京の下町では大規模な地震火災が生じたために、揺れによる家屋の被害の大きかった地域がすべて抽出されているわけではないことを考慮すれば、関東地震で被害が大きかった地域と今村の図で震度が大きいと予想される地域とは良く対応しているものと考えられる。

図3は中世の江戸図<sup>10)</sup>である。被害が大きかった



図 1 東京のマイクロゾーニングマップ（色の濃い部分が震度が大きい地域）<sup>8)</sup>

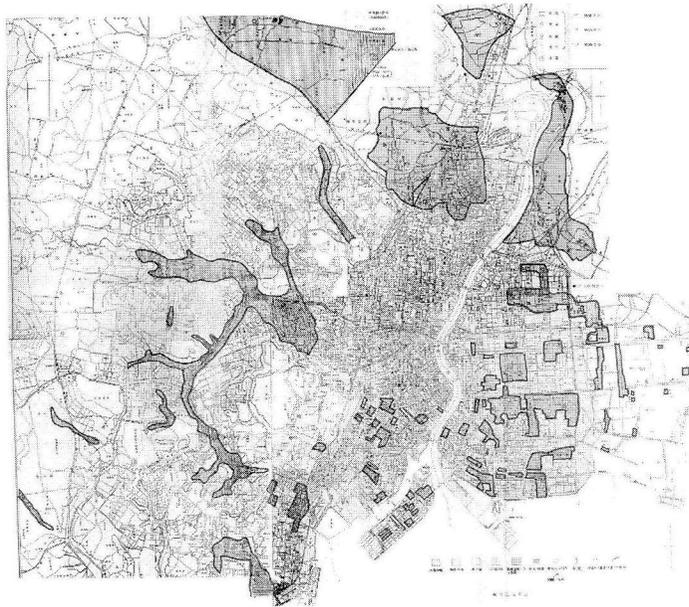


図 2 1923 年関東地震で被害が大きかった地域<sup>9)</sup>

た地域は、湿地だった江東地区や三河島付近、以前は海だった日比谷入江や池だった溜池や水道橋付近に対応している。一方、台地部では被害は軽微であり、地形条件が被害やひいては地震動と密接な関係にあることを示唆している。地形条件と地震動との間に密接な関係があるのは、地形条件が異なると表層地盤の構造が大きく変化するためである。

マイクロゾーニングマップを作成する際には、ボーリング資料などに基づいて各地点での表層地盤の構造モデルを作成し、地盤の応答を解析的に計算して地盤の揺れやすさを定量的に評価することがしばしば行われている。このような方法は地盤情報が豊富な地域では適用可能であるが、広域を対象とした場合には、地盤情報がほとんどない地域も含まれるために、問題が生ずる。このような場合には、地盤情報を補う意味で、地形条件を利用することが不可欠となる。

### 3. 地震動と微地形の関係

地形条件を分類する方法として微地形分類がある。微地形とは平野内などにみられる小規模な地形で、比較的新規に形成されたものである<sup>11)</sup>。図4に微地形の模式図<sup>12)</sup>を示す。このように、沖積低地を細分化することができるため、マイクロゾーニングのための有効な地盤分類法のひとつである。わが国では、国土数値情報と呼ばれる自然条件に関するデータベースが全国1 km メッシュ単位で整備されている<sup>13)</sup>。このデータベースに含まれる地形分類データから微地形データを作成して、微地形分類を利用した地盤の増幅度の評価法を利用することにより、全国を対象としたマイクロゾーニングが容易に可能となる。

微地形ごとに地盤の揺れやすさを整理した例は従来からなされている<sup>3)</sup>。一例として、1987年千葉県東方沖地震の強震記録を用いて、微地形ごとに最大速度に対する地盤の増幅度を整理したものを<sup>14)</sup>を図5に示す。図中の各シンボルは各観測記録から得られた地盤の増幅度で、黒丸は微地形ごとの平均値を示す。第三紀の丘陵地に対して、平

均的には、埋立地では3倍弱揺れやすく、山地では4割程度しか揺れない。このように、微地形データのみから、ある程度の精度で地盤の増幅度を評価することが可能である。しかし、すべての微地形に対して十分な数の強震記録が得られているわけではない。

そこで、微地形と深さ30 mまでの地盤の平均S波速度との関係を検討し、さらに、深さ30 mまでの地盤の平均S波速度と地盤の増幅度との関係を検討して、微地形データから地盤の増幅度を推定する手法が提案されている<sup>12)</sup>。図6は、関東地方でのデータに基づいて、微地形ごとに深さ30 mまでの地盤の平均S波速度と地盤の標高の関係を示したものである。

図から、ある程度のばらつきはあるものの、砂州や砂丘では地盤の平均S波速度はほぼ一定で200 m/s前後であることがわかる。自然堤防や扇状地では標高が低くなるにつれて平均S波速度が低くなる傾向がみられる。これは、標高が低いということは河川の下流側を意味し、下流ほど堆積物が細粒になり地盤のS波速度が小さくなることで説明できる。

図に示した関係を用いて、微地形や標高などから地盤の平均S波速度を推定することができる。推定された地盤の平均S波速度から、図7に示した関係<sup>14)</sup>を用いて、地盤の増幅度を簡略的に推定することができる。この関係は、1987年千葉県東方沖地震の強震記録を用いて得られたものであるが、これより大きな振幅レベルを持つ2001年芸予地震の強震記録からもその妥当性が確認されている<sup>15)</sup>。

このような微地形分類を用いた手法の適用例として、中央防災会議による想定東海地震の震度分布図<sup>16)</sup>がある。これは、地震防災対策強化地域を見直すために、最新の調査研究成果による想定東海地震の断層モデルに基づいて、強震動の分布を経験的手法および理論的手法を用いて計算されたものである。

上述の2つの手法から工学的基盤での地震動の強さが計算される。各地点では地盤条件により地盤の揺れやすさが異なるため、各地点での表層地

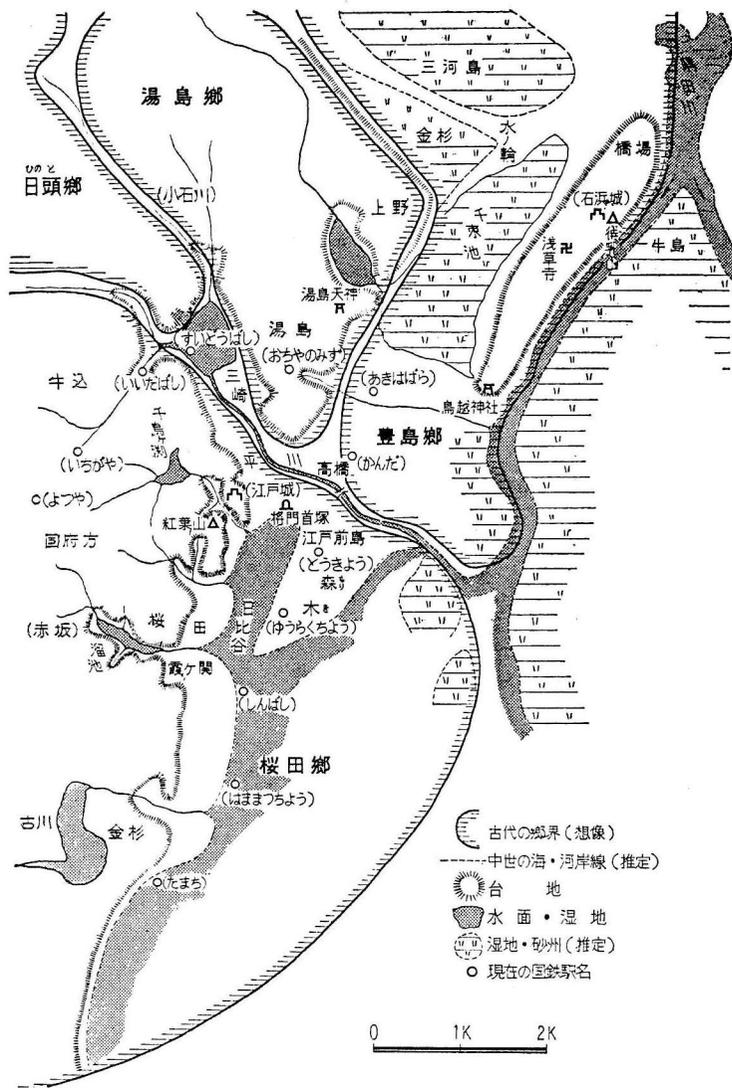


図3 中世の江戸図<sup>10)</sup>

盤の増幅度を硬い地盤上での値にかけあわせて地表での地震動の強さが計算される。この際に、地盤データが十分に得られない地域が広く存在するため、国土数値情報による微地形分類も利用して表層地盤の増幅度が求められている。

最終的に、地震防災対策強化地域の検討の基とする震度の分布として、図8が示されている。これは、理論的手法による結果に経験的手法による結果の一部を重ね合わせたものである。このように最新のマイクロゾーニングマップでも表層地盤の増幅度の評価に微地形分類が用いられている。

#### 4. 兵庫県南部地震の震度分布に及ぼす深い地盤構造および表層地盤の影響

兵庫県南部地震では、図9に示すように神戸市南部で震度7の地域が带状に現れた。その位置が、震源断層直上付近でなく、それから1~2km南にずれていたことから、その原因について議論された。その結果、深い地盤構造の不整形性が主な原因とされている<sup>7)</sup>。神戸では、六甲断層系を境として、北側では六甲山地、南側では低地と異

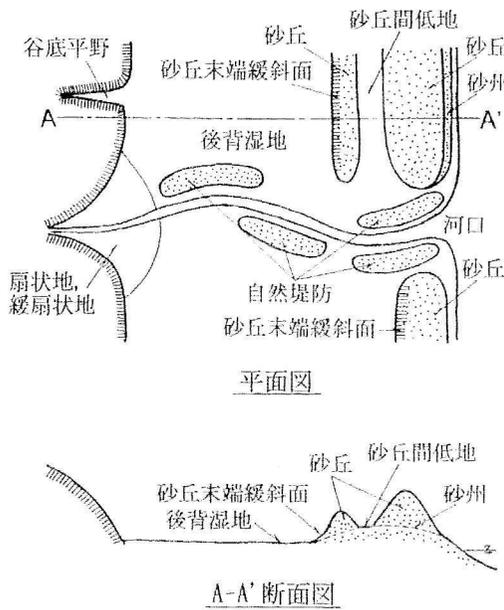


図 4 微地形の模式図<sup>12)</sup>

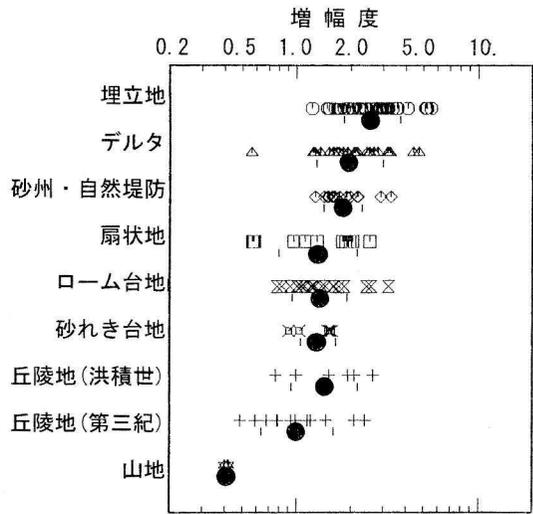


図 5 微地形ごとの地盤の増幅度<sup>14)</sup>

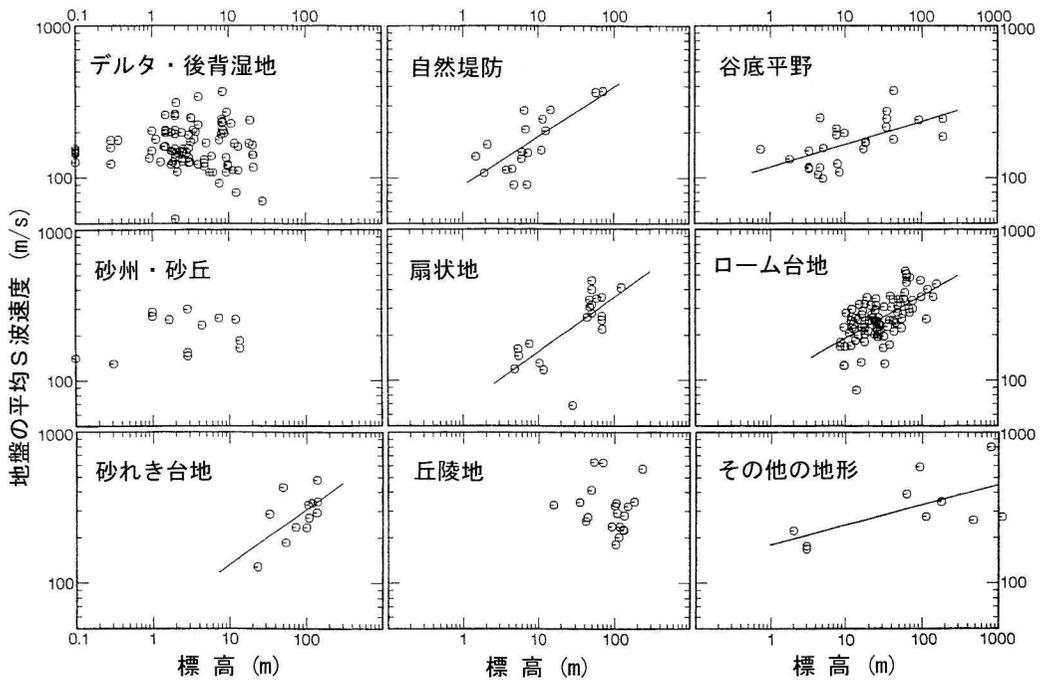


図 6 微地形ごとの地盤の平均 S 波速度と標高の関係<sup>12)</sup>

なる地形を呈している。地下深部の地盤構造も、図10に示すように六甲断層系を境として、北側では岩盤が露頭しているのに対して、南側では厚さ1km程度の堆積地盤が存在する。

図には、このような地盤構造に直下の震源からやってきた地震波が入射した場合の計算結果も示してある<sup>17)</sup>。鉛直下方から地震波が入射し(0.36秒)、ゆっくりと地盤内を上昇する(0.78秒)。一方、図の左側の岩盤では地震波は速く上昇し、0.78秒の時刻ではほぼ地表に達し、岩盤と地盤の

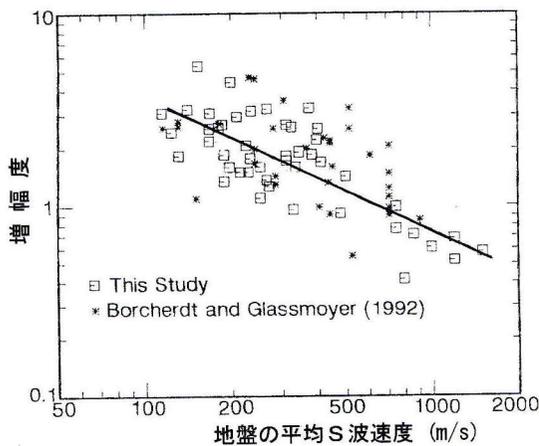


図7 地盤の平均S波速度と増幅度の関係<sup>14)</sup>

境界で回折波が発生する(1.00秒)。この回折波が地表付近を図の右方向に水平に伝播する。1.52秒の時刻に、この回折波は地盤内を上昇してきた直達波と▽の位置で重なり合っ、周辺に比べて1.5倍程度大きな振幅となる。この位置が震災の帯に対応する。

このように深い地盤構造が強い不整形性を有する場合には、地震動に及ぼすその影響が無視できないことがわかる。しかし、この影響だけで兵庫県南部地震の震度分布が説明できるわけではない。図11に阪神地域の微地形分類図を示す。六甲断層系の南側の低地部では、海に向かって地形分類は砂れき台地、扇状地、埋立地と変化している。また、大阪平野ではデルタ・後背湿地が発達している。図12は、点線で示す震源断層を考慮して経験的な手法で工学的基盤での地震動の強さを計算し、これに、微地形分類を用いて得られた表層地盤の増幅率を乗じて計算された最大地動速度分布である<sup>18)</sup>。最大地動速度が50cm/s程度以上の地域は図9に示した震度6の地域とおおむね対応しており、計算結果は震度6の範囲をほぼ再現している。

しかし、震度7の地域については、淡路島では計算結果は120cm/s以上の最大地動速度を示し

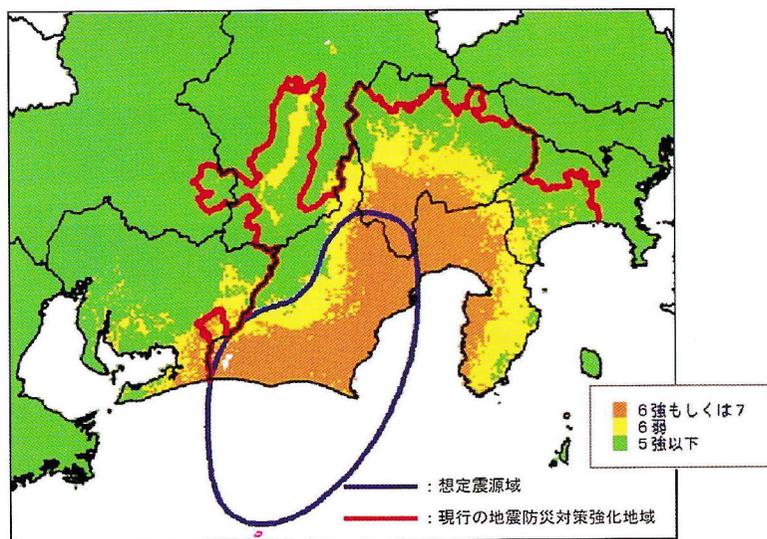


図8 想定東海地震による震度分布図<sup>16)</sup>

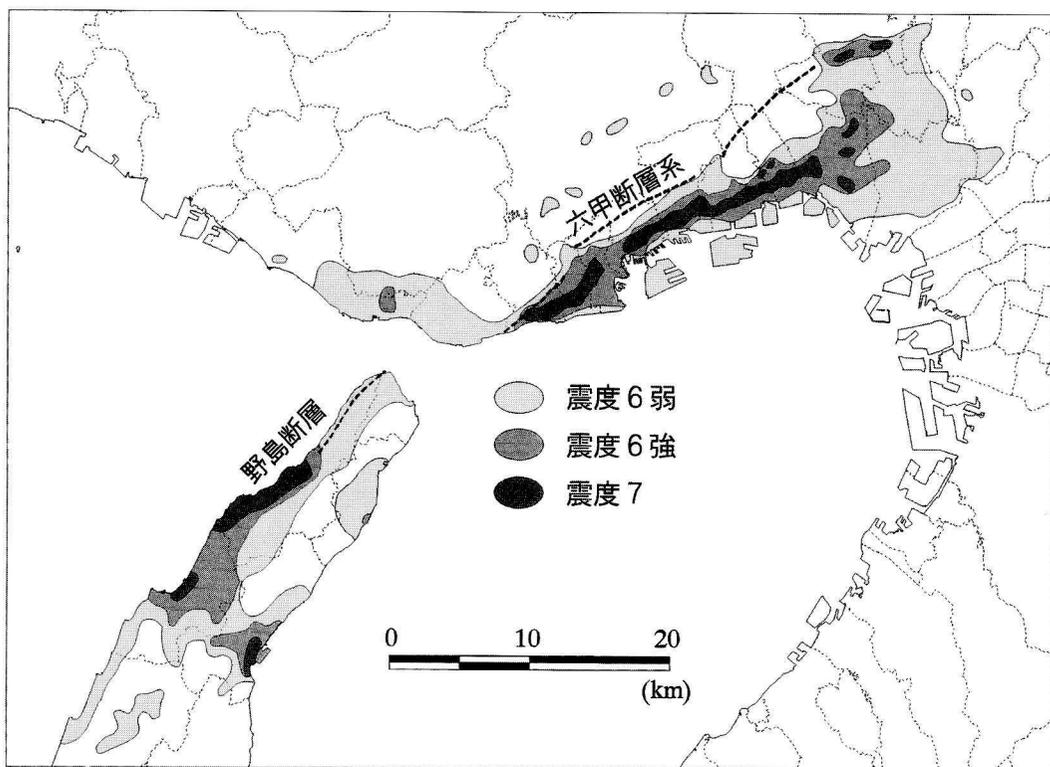


図9 1995年兵庫県南部地震での震度分布図<sup>18)</sup>

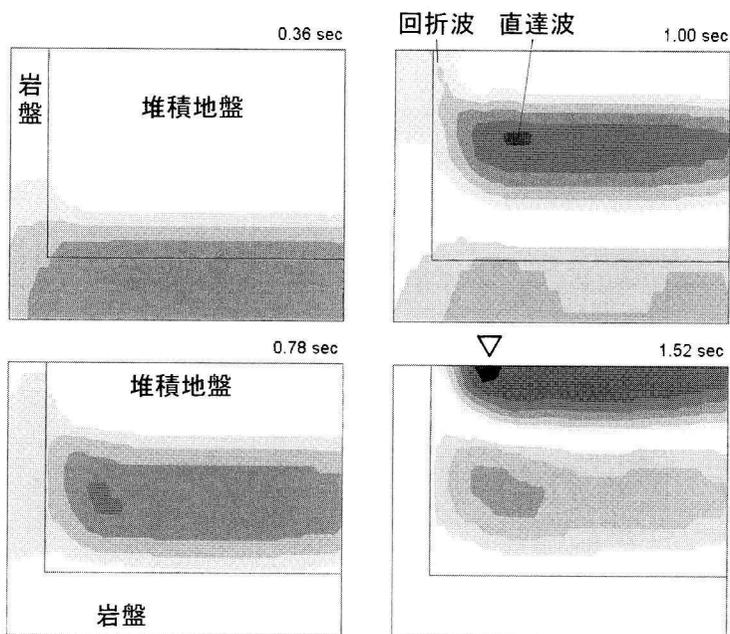


図10 不整形地盤モデルでの地震波伝播のスナップショット<sup>17)</sup>

図 11

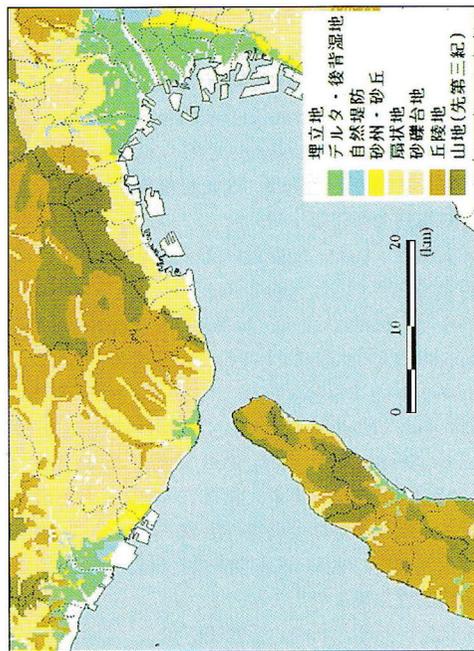


図 12

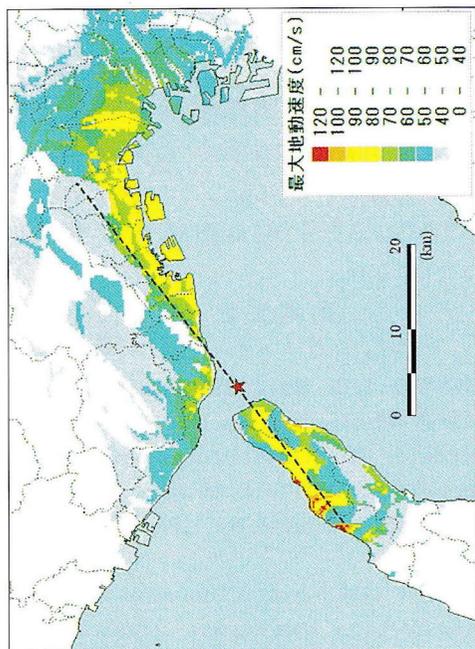


図 13

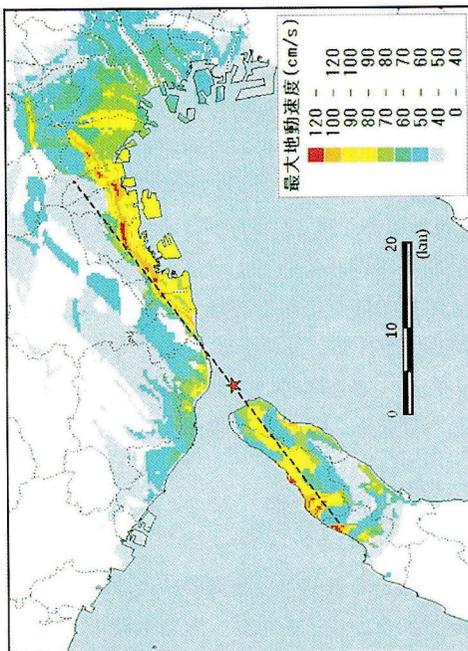


図 14

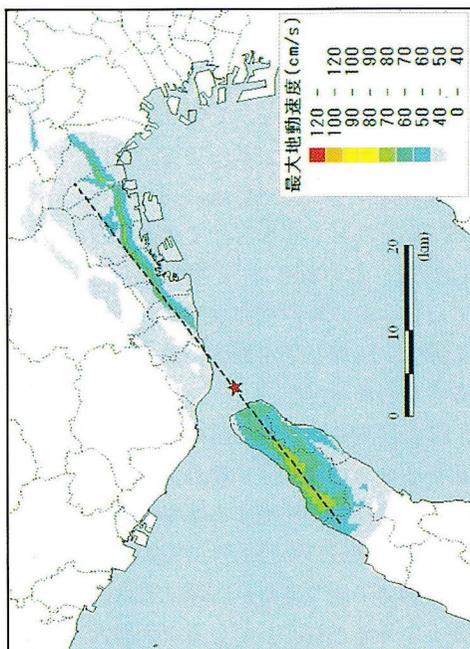


図 11 阪神地域の微地形分類図  
 図 12 表層地盤のみを考慮して計算された震度分布図<sup>(8)</sup>  
 図 13 表層地盤および深い地盤構造の不整形性を考慮して計算された震度分布図<sup>(8)</sup>  
 図 14 深い地盤構造の不整形性のみを考慮して計算された震度分布図

観測結果と計算結果はおおむね対応しているが、神戸では計算結果は最大で90 cm/s程度と、震度7には達していない<sup>19)</sup>。また、最大値の生ずる位置は埋立地の北縁に対応し、観測された震度7の帯と比べて南側にずれている。

これは前述の深い地盤構造の不整形性の影響を考慮していないためと考えられる。そこで、図10に示した不整形地盤の計算結果に基づいて、神戸や西宮、宝塚では山地と低地の境界から約1 km南側で地震動が1.5倍大きくなるとして再計算した結果が図13である。このように、不整形性の影響を加味することにより、神戸での震度7の地域を含めた広い範囲で、計算結果が観測結果をよく説明していることがわかる。

図14は、図12とは逆に、表層地盤の影響を考慮せずに、地盤を山地（地震基盤に相当する硬い岩盤）と低地（工学的基盤に相当する堆積地盤）に分類して、深い地盤構造の不整形性の影響のみを考慮した場合の計算結果である。計算結果は、形状的には震度7の分布と対応しているが、最大で70 cm/s程度で震度7に達していない。また、震度6の範囲も説明していない。

表層地盤と深い地盤構造の不整形性の両者を考慮した図13が最も観測結果を説明しているのは当然であるが、表層地盤の影響のみを考慮した図12と深い地盤構造の不整形性の影響のみを考慮した図14を比較すると、図12の方がはるかによく実際の震度分布を説明しているようにみえる。このことは、大地震の震度分布を評価する際、表層地盤の影響を考慮することが必要不可欠であり、精度向上のため、さらに深い地盤構造の影響も考慮することが望ましいことを示唆している。

## 5. おわりに

本稿では、いくつかの事例から地震動に及ぼす表層地盤の影響が大きいことを示し、表層地盤の影響を評価する方法として、微地形分類を用いた方法が実用的かつ有効であることを示した。ただし、この方法は、図6に示した微地形ごとの地盤のS波速度にみられるばらつきからも判断でき

るように、あくまでも第一近似的な簡略法である。

各地点での表層地盤の影響をより精度良く評価するためには、地点ごとのより詳細な地盤情報が必要である。そのためには、全国規模での表層地盤のデータベースを整備することが必要不可欠となる。近年、このような地盤情報データベースの重要性は幅広い分野で認識されており、整備に向けての努力も進みつつある<sup>20)</sup>。この場をかりて関係機関のさらなるご尽力をお願いしたい。

## 参考文献

- 1) 小林啓美, 1975, 地盤の性質と地震危険度区分, 日経新書 都市直下地震, pp. 87-89.
- 2) Milne, J., 1880, The Earthquake in Japan of February 22nd, 1880, Transactions of the Seismological Society of Japan, No. 1, Part 2, pp. 1-116, 1880.
- 3) Duke, M., 1958, Effects of Ground on Destructiveness of Large Earthquakes, Journal of Soil Mechanics and Foundation Engineering Division, ASCE, Vol. 84, pp. 1730-1-1730-23.
- 4) Ohsaki, Y., 1972, Japanese Microzonation Methods, Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction Research and Application, Vol. 1, pp. 161-182.
- 5) 震災予防調査会, 1893, 本会調査事業の概略, 震災予防調査会報告第1号, pp. 10-20.
- 6) 大森房吉, 1903, 地震動に関する調査, 震災予防調査会報告第41号, pp. 9-61.
- 7) 例えば, Kawase, H., 1996, The Cause of the Damage Belt in Kobe: "The Basin-Edge Effect," Constructive Interference of the Direct S-Wave with the Basin-Induced Diffracted/Rayleigh Waves, Seism. Res. Lett., Vol. 67, pp. 25-34.
- 8) 今村明恒, 1913, 東京大阪両市街地に於ける震度の分布, 震災予防調査会報告第77号, pp. 17-43.
- 9) 地質調査所, 1925, 関東地震調査報告第1, 地質調査所特別報告第1号.
- 10) 千代田区役所, 1960, 千代田区史.
- 11) 地学団体研究会, 1996, 新版地学事典, 平凡社.
- 12) 松岡昌志・翠川三郎, 1994, 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, pp. 23-34.

- 13) 国土庁・国土地理院, 1992, 国土数値情報(改訂版), 大蔵省印刷局.
- 14) 翠川三郎・松岡昌志・作川孝一, 1992, 1987年千葉県東方沖地震の最大加速度・最大速度にみられる地盤特性の評価, 日本建築学会構造系論文報告集, No. 442, pp. 71-78.
- 15) 藤本一雄・翠川三郎, 2002, 2001年芸予地震の強震記録に基づく地盤増幅度に対する地盤の非線形性の影響, 日本地震工学会論文集(投稿中).
- 16) 中央防災会議 東海地震に関する専門調査会, 2001, 中央防災会議 東海地震に関する専門調査会報告, 平成13年12月11日.
- 17) 大町達夫・翠川三郎, 1999, ジオテクノート9 地震動, 地盤工学会.
- 18) Fujimoto, K. and S. Midorikawa, 2002, Ground-Shaking Mapping for a Scenario Earthquake Considering Effects of Geological Conditions: A Case Study for the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan Earthquake, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, Vol. 31, pp. 2103-2120.
- 19) 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄, 1999, 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, Vol. 1, pp. 51-56.
- 20) 例えば, 国土交通省, 2002, 地質調査資料整理要領(案), 平成14年5月.

# 1923年（大正12年）関東地震による地震動と地盤 “土蔵の話”は本当か？

## 武村雅之

### 1. はじめに

1923年関東地震から来年で80年が経過する。最近の研究<sup>1)</sup>によれば、関東地震による死者は約10万5千人、家屋の全潰全焼流失は29万3千棟におよび、特に東京府では約7万人が死亡した。その95%は東京市を中心とした大火災によると推定されている。このような大火災は、地震動の強さを家屋の被害から知る上で大きな障害となるが、幸い東京市では火災で建物が焼失するまでの時間に、各警察署が主に木造建物に関して被害状況を調査し、その結果を警視庁がまとめた資料がある。これらは震災予防調査会報告100号甲にまとめられ、町丁目別、建物階数別・用途別に、焼失区域、非焼失区域に分けて被害の建物棟数が細かく記載され、今日に伝えられている。このため、これまでも、このデータを用いて、東京市内の揺れの分布が調査されてきており<sup>2)~4)</sup>、相対的な地域別の特徴については殆ど蛇足を要しないと思われるが、いずれも評価の条件が詳細に書かれていないこと、結果の表現が評価当時の技術レベルに依存しており、今日地震防災に生かそうとしたときには、より明解な資料が要求されることから、最近、新たに近年の調査結果や新しく発掘された資料なども加えて震度評価が行われた<sup>5)</sup>。その結果を元に、東京都心部での揺れの強さと地盤との関係を紹介したい。

地盤と揺れとの関係に関しては、地盤が良くない下町では木造家屋の被害が多いが、地盤が良い山の手では、逆に土蔵の被害が多いという有名な話もある。建物の固有周期と地盤の固有周期との関係で被害の程度が変わるという例としてよく引用されてきた話である。しかしながら、この指摘

は震災後すぐになされたというよりは、10年以上を経てから盛んに言われるようになったもので、ちょっと話が出来すぎているように思われる。震災後80年の節目にあたり、その真相についても最近の調査結果を紹介したい。

河角<sup>3)</sup>は、「当時の物価水準で数10億とか100億以上とか言われた大被害の上に立つ貴重な経験を、震災に見舞われたことのない他地方、さらには、最近直下地震の発生が懸念されている首都圏の地震防災に資したい」と述べているが、私も全く同感である。

### 2. 東京都23区中心部における震度分布の特徴とその解釈

#### 2.1 東京市の被害

関東地震当時の東京は、東京市とよばれ、15の区より成り立っていた。図1の左側の図は、当時の東京市15区と現在の東京都23区との比較である。東京市15区は現在の23区に比べ、面積で1/8程度、人口で1/4程度であるが、人口密度は2倍を超え、人口の集中が如何に大きかったかが分かる。そのことが、関東地震で大きな被害を出した1つの原因ではあるが、一方で、人口集中による建物の多さが、詳細な震度分布を評価できる重要な要素となっている。

表1は、最近、諸井・武村<sup>6)</sup>が、見直した15区の木造住家の全半潰・焼失数である。当時の全潰は、呼んで字の如くで、二階家は一階の軒が地に着くような状況、平家は屋根が地に着くような状況で、今日の定義に比べると相当きびしく、半潰もそれに順じてきびしい基準で判定されたものと思われる。

被害の内訳を見ると、神田、日本橋、京橋、浅

# 東京都23区と東京市15区の比較ならびに各区の全潰率と震度

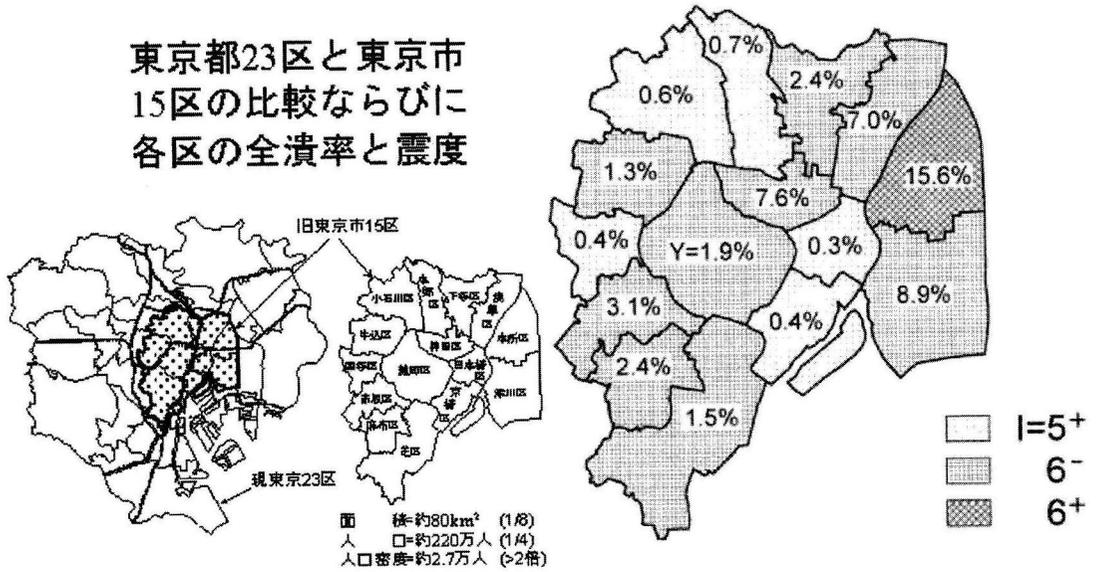


図 1 東京市 15 区の平均震度と現東京都 23 区の比較

表 1 関東地震による東京市 15 区の木造住家の被害のまとめ、文献6) による。

15 区	住家 総棟数	住家全潰棟数			住家半潰棟数			焼失	全潰率 (%)	半潰率 (%)	焼失率 (%)
		非焼失	焼失	合計	非焼失	焼失	合計				
麹町区	12183	27	207	234	30	79	109	4618	1.92	0.89	37.91
神田区	16335	1	1239	1240	4	610	614	15355	7.59	3.76	94.00
日本橋区	18109	0	60	60	0	241	241	18109	0.33	1.33	100.00
京橋区	19539	0	76	76	0	51	51	16804	0.39	0.26	86.00
芝区	25379	93	291	384	111	207	318	11227	1.51	1.25	44.24
麻布区	13722	335	0	335	149	0	149	114	2.44	1.09	0.83
赤坂区	11198	181	171	352	114	122	236	1253	3.14	2.11	11.19
四谷区	9708	42	1	43	56	0	56	407	0.44	0.58	4.19
牛込区	18075	236	0	236	378	0	378	0	1.31	2.09	0.00
小石川区	22218	128	1	129	84	0	84	659	0.58	0.38	2.97
本郷区	17813	119	9	128	180	11	191	4703	0.72	1.07	26.40
下谷区	28777	82	616	698	72	639	711	19606	2.43	2.47	68.13
浅草区	30463	29	2102	2131	60	1978	2038	29244	7.00	6.69	96.00
本所区	27337	185	4065	4250	15	4389	4404	25970	15.55	16.11	95.00
深川区	21320	0	1896	1896	0	1542	1542	18122	8.89	7.23	85.00
(合計)	292176	1458	10734	12192	1253	9869	11122	166191	4.17	3.81	56.88

1923年関東地震による  
旧東京市15区の震度分布  
(木造住家被害を中心に)

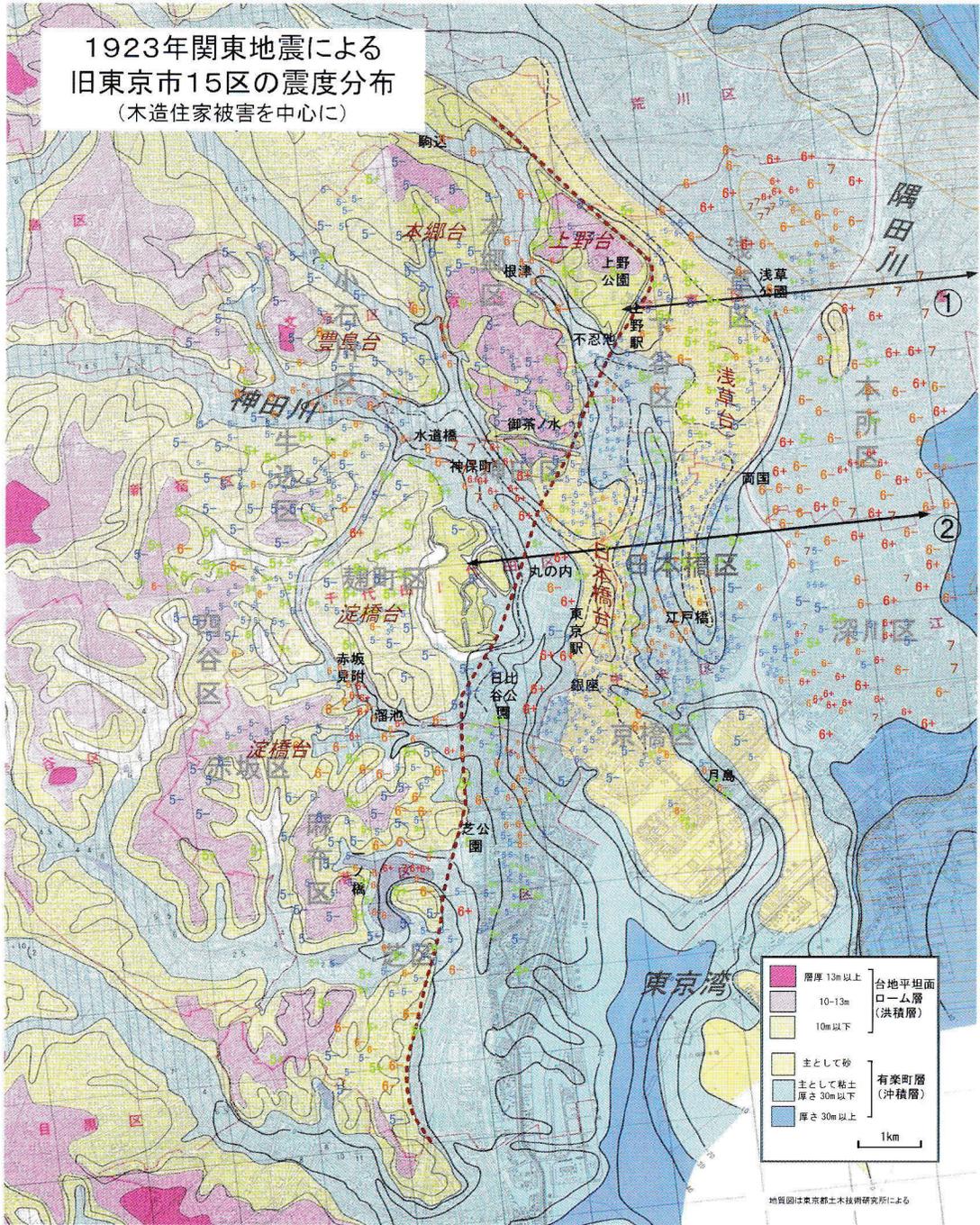


図2 地質図上にプロットした町丁目ごとの震度。地図は文献7) による。地質図の詳しい説明は文献7) を参照。図は文献5) に加筆したものである。

草、本所、深川など下町の各区で焼失率が85%以上と非常に高いことが分かる。また、全潰率、半潰率もこれら下町で総じて大きい、その中で日本橋、京橋が、山の手各区程度に小さいことが注目される。図1の右側の図は、各区の全潰率を示し、同時に対応する震度を表示したものである。以下、震度に関するすべての結果において、震度は木造住家の全潰率 $Y$ と以下のような関係があると考えた<sup>5),6)</sup>。

震度7： $Y \geq 30\%$ ，震度6強(6+)： $30\% > Y \geq 10\%$ ，震度6弱(6-)： $10\% > Y \geq 1\%$ ，震度5強(5+)： $1\% > Y \geq 0.1\%$ ，震度5弱(5-)： $0.1\% > Y$

なお、東京市全域で震度5弱以上と仮定した。

## 2.2 震度分布の特徴

図2に東京市15区内において町丁目ごとに評価した震度<sup>5)</sup>を地質図上<sup>7)</sup>にプロットした結果を示す。当時の東京市において、町丁目は1600近くあり、その大半で震度を評価することができた。地図のスケールと比較してみると、1kmの間に、多い所で5点、少ない所で2点程度震度が評価され、およそ200mから500mの間隔で、震度分布が作成されていることになる。地図には、当時の東京市15区の位置、主な地名、主要な河川である隅田川と神田川の位置、さらには東京湾の位置などが示されている。

地図の中央部、麴町区と書かれたあたりが皇居である。その東隣りに丸の内を挟み東京駅が確認できる。その北方、茶色の点線が大きく曲がるあたりが上野公園で、その東側に隣接して上野駅がある。上野公園から、東方に目を転ずると、浅草公園があり、そのすぐ東に流れているのが隅田川である。また、皇居の南東部に隣接するのが日比谷公園、さらにその南にあるのが芝公園である。15区は、先に説明したように中心部の麴町区にはじまり、渦巻状の時計まわりで、北から東にかけて神田区、日本橋区、東京駅の東の京橋区、さらに芝公園付近が芝区、その西側が麻布区、さらに、皇居の西側から北側にかけて、赤坂区、四谷区、牛込区、小石川区、本郷区とつづき、上野公園を含む下谷区、さらには隅田川までが浅草区、隅田

川以東は、北が本所区、南が深川区となっている。

茶色の点線は、後で詳しく説明する台地部と低地部の境界を示し、この線を挟み西側がいわゆる山の手、東側が下町にほぼ対応する。震度分布の特徴を下町と山の手に分けて概観すると次のようになる。

下町は主に隅田川を東西に挟む地域である。隅田川の東側の本所区、深川区は総じて震度が高く、ほとんどが震度6-以上で、震度6+から7の地域も多い。これに対して隅田川の西側の浅草区と下谷区では、上野公園と浅草公園を結ぶ線より北側では震度が高いが、南側では震度が低いことが分かる。この震度の低い領域はさらに南に下って日本橋区や京橋区へと続いている。震度が比較的低い日本橋区の中では、東京駅の東側の江戸橋付近で震度6-程度のやや高い地域があることが分かる。現在の日本橋川の河口付近である。

下町では、このように震度の高い地域が面的に広がっている。これに対し、山の手では震度の高い地域が線状に分布する特徴がある。その中で、もっとも顕著に震度が高い地域は、日比谷公園の南側から東側を通り東京駅の西側の丸の内、さらには皇居を反時計まわりに回るように、神田区の西部、神田神保町から水道橋にのびる帯である。特に神田区西部では震度7に達する地域もある。さらにこの帯は、西にのび震度6-が細長く分布している。震度6-が帯状に分布する地域は神田川の流れに対応する。

再度、日比谷公園を基点に震度分布を見ると、皇居の南の縁に沿って溜池から赤坂見附にかけての地域で震度6+が帯状に分布するのが分かる。また、芝公園の南側から西側にかけても震度6+の分布する地域が見られ、この帯は麻布一の橋付近から南に折れて震度6-の帯へとつながっている。これらは現在の古川の流れに対応する。さらに、震度6+には達しないが、上野公園の南側の不忍池から北に向かって根津から駒込にかけて震度6-が帯状に続くのも認められる。

## 2.3 地盤構造との関連

東京の地形は図2の点線を挟み、大きく下町の沖積低地と山の手洪積台地に分かれ、山の手

台地は谷を隔てて、上野台、本郷台、豊島台、淀橋台などに分かれている。台地の名前も図2に斜体で示した。山の手で、震度の高いところが帯状に分布するのは、このような台地を分ける谷に沿って震度の高い地域が分布するため、不忍池から根津、駒込と延びる帯は上野台と本郷台を分ける谷、震度が特に高かった神田区西部の神保町から水道橋にかけては、本郷台と淀橋台の間の谷底の低地に対応する。

図2の凡例にあるように、点線より西側の山の手では黄緑、ピンク、赤などで示されたローム層におおわれた洪積台地とその間の谷を埋める水色の沖積粘土層、東側の下町では、黄色、水色、青などで示された有楽町層と呼ばれる沖積砂層や沖積粘土層が卓越することが分かる。沖積砂層が分布する地域は古地形では砂州が発達していた地域にあたる。また図中台地上にはローム層の厚さ、沖積層上では有楽町層の厚さ（沖積基底の深さに

対応）が書かれているが、詳しくは元図を参照されたい<sup>7)</sup>。

さらに詳しく下町の地下構造を見るために、図2の①と②の線に沿って求めた表層地盤の東西断面を図3に示す<sup>5),7)</sup>。①は上野公園と浅草公園を結ぶ線の直ぐ南の断面である。図の左端に僅かに見える高まりは、上野台を示しているが、上野台の縁から墨田川にかけては、同じ低地でも沖積層が10m以下で非常に薄く、その下にすぐ台地上と同じ洪積層が現れることが分かる。この部分は上野台地の延長上で、最終氷期が終了した約1万年前から6千年前の急激な温暖化の時期に海の進入によって上野台地が波によって削られてできた波触台地であると考えられ、浅草波触台地と呼ばれている。地下構造から見れば、この埋没台地の縁に当たる隅田川より東では、水色で示す軟弱な沖積粘土層が急に厚くなり、沖積層の基底は-30m近くに達し、この縁が地震動の強弱を分

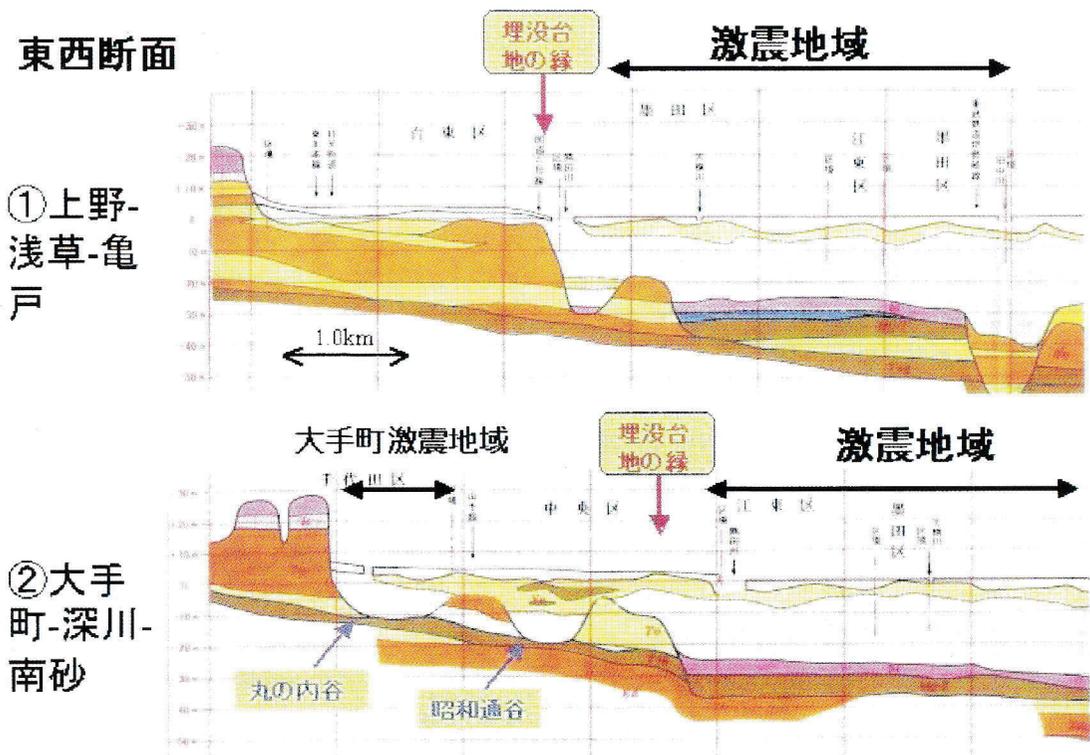


図3 表層地盤の断面と激震域（震度の高い地域）との関係。文献7)の図に加筆。表層の黄色と水色が沖積層（有楽町層）、濃い色が洪積層に対応。詳しくは文献7)を参照。図は文献5)による。

ける境界を形成しているものと推定される。

図2にはこの埋没台地の位置を浅草台として示しているが、かっこを付けたのは埋没していることを示すためである。図から分かるように埋没台地の場所は、地表では砂地盤が卓越する場所で、以前に砂州が発達していたところに対応する。上野公園と浅草公園を結ぶ線より南側の隅田川西岸地域は隅田川以東に比べて震度が低いが、その原因はこのような地下の埋没台地の存在によるものと思われる。

さらに南方の大手町から南砂に至る断面②を図3に示す。この断面でも隅田川に沿った位置に埋没台地の縁を確認することができるが、この断面にはその西側にさらに二条の沖積基底の谷を見つけることができる。西側の谷が丸の内谷、東側が昭和通谷と呼ばれている地形である。2つの谷に挟まれた沖積基底の高まりは日本橋台地と呼ばれ、本郷台地の延長線上にできたやはり埋没波触台地である。図2に日本橋台の位置を示すが、浅草台と同様、表層は砂が卓越する地層でできている。銀座など日本橋区から京橋区にかけての震度の低い地域はほぼこの台地上にあることが分かる。

図2で、日本橋台の両側の水色の沖積層が深く主に粘土層で形成されている部分が図3の丸の内谷と昭和通谷に対応する。昭和通谷は浅草台地と日本橋台地を地下で分け、不忍池から根津、駒込へと続く谷底低地に繋がっている。日本橋区で比較的震度が高いと指摘した江戸橋付近はほぼ昭和通谷の位置に対応する。

一方の丸の内谷は皇居の東側から北側にかけて反時計まわりにのび水道橋付近で神田川に繋がっている。先に指摘した日比谷から大手町、神田神保町にかけての震度が極めて高い地域は、まさにこの水色の帯に対応する地域である。

この他に震度の高い地域として先に指摘した、溜池から赤坂見附付近、芝公園の南の麻布一の橋付近なども水色の沖積粘土層が分布する地域によく対応する。このように関東地震の際の東京都23区中心部の地震動の強さは、層厚がせいぜい50m以内の極表層の地盤構造に大きく支配されて

いることが分かる。

#### 2.4 江戸の古地形との関連

以上のような震度分布の特徴を江戸の古地形との関連で見るとさらに興味深いことが分かる<sup>9)</sup>。図4は、古文書資料をもとに推定された1460年ころの江戸の地形である<sup>8)</sup>。太田道灌が江戸城を築いたのが1457年である。参考に明治初年ころの海岸線も点線に入れてあるが、いずれも現在とはかなり様相が異なっている。

いくつか特徴的な点を上げると、まず第一は、現在の皇居の東側では、丸の内付近にまで、日比谷の入江が入り込み、現在の銀座付近は江戸前島と呼ばれる半島状の砂州であったことである。第二は神田川（当時は神田川とは呼ばれていない）の流路が大きく異なっていたことである。神田川は、現在井の頭公園の池に発し、東京をほぼ東西に流れ、早稲田、水道橋を通り、御茶ノ水付近で本郷台と駿河台を分け、両国付近から隅田川に流れ込んでいる。しかしながら、江戸時代以前は平川と呼ばれ、本郷台を突っ切ることも無く、水道橋付近で流れを南に変え江戸城の東側から日比谷入江にそそいでいた。

日比谷入江から、現在の日本橋川の流路にあたる東京湾への流路変更に関しては、太田道灌の頃との説もあるが定かではない。図2はすでに付け替えが終わった状況である。日比谷入江が埋め立てられたのは、慶長12年(1607年)頃、また江戸城を洪水から守り土砂による江戸の湊の埋没を防止するため、御茶ノ水付近で本郷台地を掘り割り現在の放水路をつくって神田川を隅田川に直結するようにしたのは、元和6年(1620年)頃、いずれも将軍秀忠の時である。先に指摘した、日比谷、大手町、神田神保町さらには水道橋から神田川へ続く震度の高い帯は、まさに日比谷入江から平川の流路に一致することが分かる。また特に震度が高い神田神保町から水道橋付近には、図2にあるように大池という沼地が存在していたことも分かる。

同様の沼地や池は、溜池から赤坂見附、古川に沿った麻布一の橋付近にもあり震度が高い地域とぴったり一致する。また、不忍池は、現在の2倍

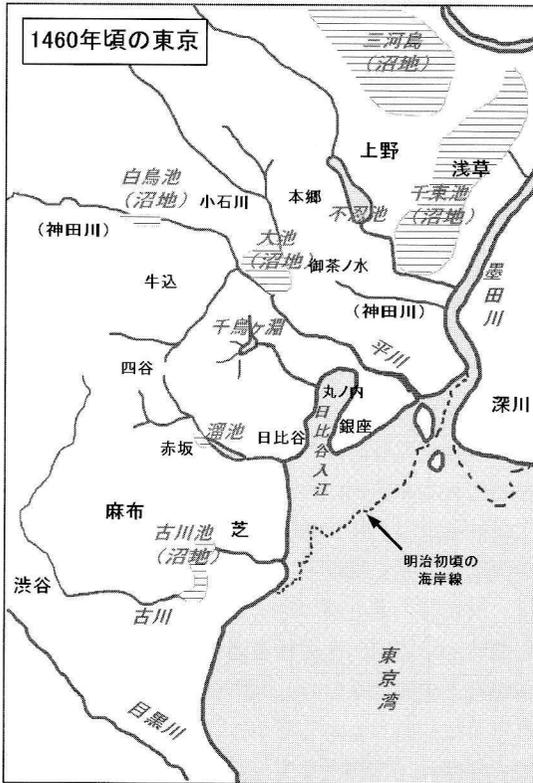


図 4 1460年頃の江戸の地形. 文献8)より作成.  
図は文献5)による.

程度大きく、池に流れ込む川に沿って根津から駒込にかけて震度の高い地域が続いていることも分かる。一方、下町については、浅草付近に千束池と呼ばれる沼地が広く分布し、浅草区北部の震度の高い地域はこれに含まれる。一方、日本橋区から京橋区にかけては、江戸前島をはじめとする砂州の上で総じて震度が低い。唯一日本橋区の一部、旧平川の河口（現在の日本橋川の河口）と思われる江戸橋付近でやや高くなっている程度である。

以上のような人の手の入る前の地形は長年の歳月をかけて形づくられてきたものであり、先に指摘した表層地盤の構造も、その形成過程の結果として生まれたものである。東京に代表される都市部では、近年、急速な地形の人口改変が進んでいるが、人口改変によって隠れてしまった古地形も地盤構造にはしっかり刻み込まれ、我々に気づかれずに生き続けているのである。それが地震の際

に顕在化し、我々に思わぬ被害を与えることを忘れてはならない。ここに示す東京市の例は、そのことを、改めて教えてくれている好例である。

### 3. 山の手と下町の震動の性質 －土蔵と木造の被害

#### 3.1 話の発端

東京都23区を中心部における震度分布は、木造住家の被害率から詳しく求めることができるが、これを防災に活用しようとする際にちょっと引っかかる話がある。それは、いつの頃からか今日に至るまで、語り継がれてきた山の手と下町の地盤の震動特性に関する話である。掻い摘んで言えば、関東地震では下町低地の軟弱地盤上では振動周期の長い木造住家の被害が大きかったが山の手台地の硬質地盤上では逆に振動周期が短い土蔵の被害が大きかったというのである。この話は土蔵と同様、振動周期が短いと言われている低層の煉瓦造やRC造の建物にも同じ傾向があるとの指摘にもつながっている<sup>9)</sup>。もし、そうだとすれば、木造住家以外の多くの構造物は、山の手の方が被害が大きくなることになり、木造住家の被害から求められた震度分布を参考に、来るべき地震に対する被害想定をすることも許されなくなるのではないか。そんな素朴な疑問を抱くのは私だけではない。

そこで事の発端を調べてみると、この有名な土蔵の話が論文にまとめられたのは1935年のことで、関東地震より実に12年も後のことである。斎田時太郎<sup>10)</sup>の論文がもとになっている。データは、木造住家の被害と同様に地震後数年以内にまとめられた震災予防調査会報告100号に収められているもので、こちらは丙の上巻にまとめられている。まとめたのは北澤五郎<sup>11)</sup>であるが、当の本人はそのような指摘はしていない。

そこで、北澤のデータに立ち戻って見ると、このデータには区別と、警察の所轄官署別の2種類の表がある。斎田が用いたのは区別のデータである。表2にそのデータを再録する。もとのデータは階数別（主に1-3階建）に被害が集計され、総

表 2 北澤による土蔵の被害に関する表の再現

15区	震災による分			震火災による焼け跡残存分			震災前 総数	震災分 の合計	被害率 (%)
	全潰	半潰	大破損	大破損	小破損	無被害			
麴町	3	1	11	20	11		338	15	4.4
神田			30	15	41	1	3553	30	0.8
日本橋				7	18	11	6072	0	0.0
京橋				7	7	42	2621	0	0.0
芝	1	11	15	5	3	3	1256	27	2.1
麻布	5	6	22				511	33	6.5
赤坂	3	13	17				413	33	8.0
四谷	16	10	85	2			550	111	20.2
牛込	4	14	73				707	91	12.9
小石川	6		39	5			589	45	7.6
本郷		2	29	3	10	5	933	31	3.3
下谷	1	2	13	5	1	7	995	16	1.6
浅草			13	14	74	35	1780	13	0.7
本所				5	61	13	1016	0	0.0
深川				3	7	1	1199	0	0.0
合計	39	59	347	91	233	118	22533	445	2.0

数も階数別に示されているが、ここではそれらを足し合わせた値を示した。表を見ると分かるように、データが震災による分と震火災による焼け跡の残存分に分かれている。たぶん、このように分けたのは焼失地域では震災による被害か火災による被害かの区別がつかないどころか、全潰や半潰したものは、その所在すら分からなかったからではないだろうか。震災による分が全潰、半潰、大破損という分類になっているのに、焼け跡では残存分しか勘定されていないのはそのためではないだろうか。

齋田は、震災による分のうち2階建に限って全ての被害を足し合わせ、震災前の総数で割って上記の結論を得たが、当時の土蔵の多くは2階建で、全ての階数のデータを足し合わせても、結果はそれほど大きく変わらない。このためここでは表2のように、全ての階数の合計に対し被害率を計算し、齋田の結果の再現とした。

このようにして北澤のデータから再現した土蔵

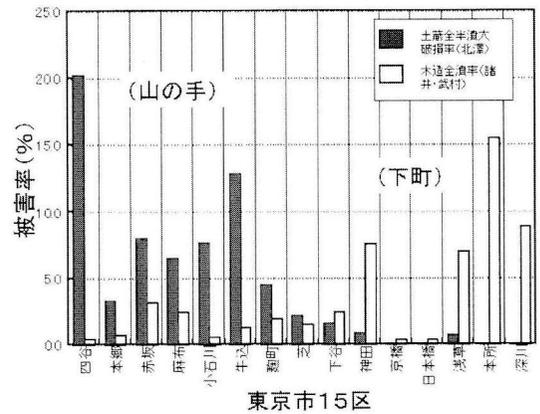


図 5 北澤データ(表2)による土蔵の被害率と木造住家の全潰率の比較

の被害率と、表2で求めた木造の全潰率を区ごとに並べると図5のようになる。区は分かりやすいように、平均的な沖積層の厚さが薄い順に左から右に並べられている。したがって、芝、下谷付近を境に左側が山の手、右側が下町ということにな

る。このデータから見る限り、確かに斎田の指摘通り、土蔵と木造住家の被害率は山の手と下町で逆転することになる。

### 3.2 火災の影響

斎田の結果で、最も気になるのは、下町のほとんどを占める焼失区域における土蔵の被害の取り扱いである。表2の表現から見て焼け跡での全潰、半潰、大破損した土蔵がデータに含まれていない可能性を感じるからである。

関東地震当時の東京市は最初に指摘したように、超過密都市で、人口問題に悩んでいた。そのこともあってか、毎年、建物の実態調査を行い、構造種別、用途別にその結果が区ごとに集計されている<sup>12)</sup>。そのデータを下に、関東大震災を挟む、1922年（大正11年）12月から1923年（大正12年）12月の間に土蔵が区ごとにどの程度減少したかを知ることができる。その際、ここで対象としている土蔵が、構造的な意味での土造に対応するのか、用途別にそのうちの倉庫に対応するのかというところで厳密には結果が変わる。字から判断すると倉庫のようにも思えるが、北澤による表2の震災前の土蔵の総数は1922年（大正11年）12月の土造の総数にきわめて近いことから、ここでは減少率を求める際には土造の値を採用した。倉庫の値に限っても減少率の傾向はほとんど変わらないことも同時に確認している。

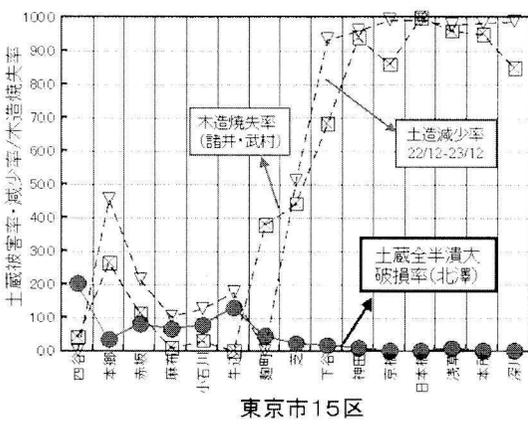


図6 北澤データ（表2）による土蔵の被害率と、大正12年の土造建物の減少率および木造住家の焼失率の比較

図6にこのようにして求めた土造の減少率を、先に求めた土蔵の被害率と比較して示す。逆三角形が減少率、黒丸が被害率である。図には四角印で木造住家の焼失率も示されている。土造の減少率のうち、麴町区は唯一数の増加があり、減少率はマイナスの値となるが、グラフの関係上減少率0%にプロットしてある。

図から一目で分かることは、土造の減少率が木造住家の焼失率と非常に良い相関があることである。これに対し、土蔵の被害率は焼失率と逆に非常にきれいな逆相関の関係にある。山の手、下町という大きなくくりで見た場合もちろんであるが、例えば、山の手でも焼失率が比較的高い本郷では、逆に土蔵の被害率は低くなっている。このような土蔵の被害率と焼失率との関係は、焼失地域において、焼失する前に震災によって全潰、半潰、大破損という大きな被害を受けた土蔵のデータが欠落している可能性を示唆するものである。加えて、図で示すように土造の減少率がほぼ100%である下町の各区で、震災による土蔵の被害率がほぼ0%であることが事実であるとすれば、ほとんど全ての土蔵が火災のみによって無くなったことになる。いかに激しい火災であったとはいえ、本来燃えにくく造られていたはずの土蔵が、震災によらずすべて火災のみによって失われたということも不自然ではないだろうか。

### 3.3 安政江戸地震の場合

関東地震の際の土蔵のデータはこれ以外に知られていないので、下町での被害データの欠落については推測の域を出ない。しかしながら、安政江戸地震の際の土蔵の被害に関するデータからも、その推測が裏付けられそうである。安政の江戸地震は1855年、関東地震のほぼ70年前に幕末の東京（当時はもちろん江戸）を襲った地震で、当時の江戸は大きな被害を蒙った。武家の被害は定かではないが、町方の被害については、撰要永久録という書物に相当詳しい被害統計が記載されている。その記録を野口<sup>13)</sup>や北原<sup>14)</sup>がまとめており、ここではそのデータを用いることにする。

安政江戸地震でも東京で火災は発生したが、その規模は関東地震とは比べものにならない程で

表 3 安政江戸地震による土蔵および木造建物の被害数。データは文献 13) による。関東地震の土蔵被害数は表 2 の震災分の合計に対応。

15 区 (沖積層厚順)	番組	崩れ土蔵 (合計)	建物被害 (軒) (合計)	関東地震 土蔵被害
四谷	20 番新宿・高田辺	1	4	111
本郷	12 番本郷辺*	6	185	31
赤坂				33
麻布	10 番麻布辺/19 番渋谷・目黒辺	0	34	33
小石川	14 番小石川辺	19	742	45
牛込	15 番市ヶ谷・赤坂・四谷辺	39	337	91
麴町				15
芝	8 番芝辺/9 番芝白銀辺/番外品川	178	526	27
下谷	13 番湯島・下谷辺*	138	4278	16
神田	11 番内神田辺	32	154	30
京橋	5 番京橋北*/6 番銀座辺*/7 番八丁堀・霊岸島	39	358	0
日本橋	1 番日本橋北/2 番両国橋辺/4 番日本橋南	87	359	0
浅草	3 番浅草/21 番浅草阿部川辺/番外吉原	43	1306	13
本所	16 番本所南部三笠町辺/18 番本所北部の郷辺	138	5522	0
深川	17 番深川辺	785	4903	0
(合計)		1505	18708	445

\*2 番両国橋辺のデータから、建物被害数の棟と軒の比率を 2.8 軒/棟と定め、棟から軒相当に変換した番組。

あったため、建物被害の大半は震災によるものと思われる。当時はもちろん 15 区は存在せず、番組とよばれる地域分けがなされ、被害も番組ごとに集計されている。もちろん番組と 15 区はその境界線も異なっているが、位置関係を考慮して、15 区に対応付けをして、データを作成した。表 3 がそのデータである。15 番組を牛込区に対応づけたため、赤坂区に対応する番組がなくなった。また江戸城とその周辺の武家屋敷で構成される麴町区にも対応する番組はない。表 3 には土蔵の他に住家を指すと思われる建物被害（ほとんど木造）の数も示されている。建物被害には単位が軒数のものと棟数のものがあり、正確な違いはよく分からないが、表の脚注に示す方法で全てのデータを軒数単位に統一した。なお表 3 の関東地震土蔵被害という欄の数字は表 2 での震災分の合計と同じである。

図 7 に、表 3 の値を区ごとに比較する。安政地

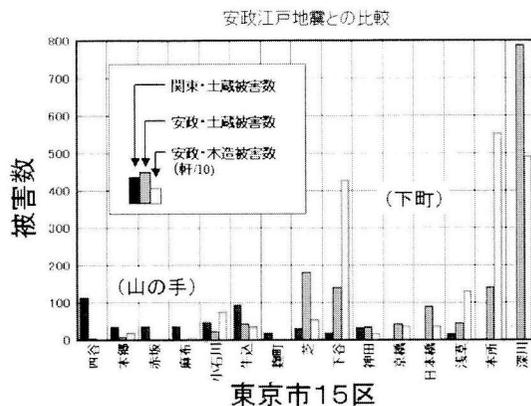


図 7 北澤データ（表 2）による関東地震の土蔵の被害数と、表 3 による安政江戸地震の土蔵ならびに木造建物の被害数の比較。木造被害数は 1/10 して表現してあるのに注意。

震当時の建物の総数が分からないので、被害率に直すことができない。このため実数で比較する以

外方法はない。なお安政江戸地震の建物被害（木造被害）数が他に比べて実数が非常に多いので、図には1/10した値をプロットした。図で黒く見える棒が関東地震の土蔵被害数、真中の中間色が安政江戸地震の土蔵被害数、白く見えるのが安政江戸地震の木造建物の被害数の1/10の値である。まず、木造の被害に注目すると、図5に示すように関東地震の場合と同様に、下町で多く山の手で少ないことが分かる。また、下町でも日本橋区、京橋区の被害が少ないのも関東地震の際の特徴とよく似ている。地震の震源は異なっても、地盤の影響によって同じようなところに被害が出ることを示す好例である。

これに対し、土蔵については、安政江戸地震の際の被害数は、深川を中心に下町でもかなり多く、逆に山の手で少なくなる傾向がある。この傾向は関東地震の際のデータと逆の傾向である。つまり安政江戸地震の際には、下町でも多数の土蔵が壊れていたことを示している。このような事実から考えても、少なくとも関東地震の際に下町で土蔵が震災によりほとんど壊れなかったとする斎田の結論は不自然であると言わざるを得ない。

#### 4. ま と め

1923年関東地震について、東京都の中心部（旧15区）の震度の再評価の結果を紹介した。結果は、従来からの指摘<sup>2)~4),15)</sup>と大局的にそれほど変わるものではないが、古地形や表層地質、深さが30-50m以内の表層地盤構造と震度分布が明瞭な相関を持つことを示すことができた。実地震の被害記録によって、このように広範囲にしかも詳しく表層地盤と震度との関係が検討できるケースは関東地震の東京市を除いて他に無い。本稿の結果が地震防災にとっての表層地盤構造の重要性の再認識につながり、表層地盤構造に関する全国的なデータベース構築の取り組みに弾みをつけることになれば幸いである。

一方、関東地震の東京市においては、山の手台地上と下町低地上での木造住家と土蔵をめぐる有名な振動特性の違いについての話があるが、検討

の結果、土蔵の方が地盤条件の差の影響を受けにくいという程度のことはあったとしても、従来言われているような両者の被害が逆転するようなことは不自然ではないかと推察するに至った。地盤の振動特性と建物の構造形式の違いは、煉瓦造やRC造なども含め今後も検討してゆく必要はあるが、従来の“土蔵の話”には多少注意が必要であると思われる。

#### 参 考 文 献

- 1) 諸井孝文・武村雅之, 2002, 1923年関東地震による被害要因別の死者発生数, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集.
- 2) 今村明恒, 1925, 関東大地震調査報告, 震災予防調査会報告, 100号甲, 21-66.
- 3) 河角 廣, 1951, 東京の震害分布と地盤に就いて, 建築雑誌, 66, 8-15.
- 4) 望月利男・精木紀男, 1993, 地震被害のデータベース化とその活用, 総合都市研究, 51, 5-15.
- 5) 武村雅之, 2002, 1923年関東地震による東京都中心部（旧15区内）の詳細震度分布と表層地盤構造, 日本地震工学会論文集（投稿中）.
- 6) 諸井孝文・武村雅之, 2002, 関東地震（1923年9月1日）による木造住家被害データの整理と震度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 2, 35-71.
- 7) 東京都土木技術研究所, 1969, 東京都地盤地質図23区内.
- 8) 正井泰夫, 1980, 都市環境としての大江戸の水系と海岸, 筑波大学地球科学系人文地理学研究VI, 92-95.
- 9) 河角 広編, 1973, 地震災害, 共立出版, 防災科学技術シリーズ, 276pp.
- 10) 斎田時太郎, 1935, 耐震及び耐風家屋, 防災科学(2) 震災, 岩波書店, 283-323.
- 11) 北澤五郎, 1926, 木造被害調査報告, 震災予防調査会報告, 100丙上, 1-53.
- 12) 東京市役所, 1924, 1925, 第20, 21回東京市統計年表.
- 13) 野口武彦, 1997, 安政江戸地震—災害と政治権力, ちくま新書, 筑摩書房, 238pp.
- 14) 北原糸子, 2000, 地震の社会史—安政江戸地震と民衆, 講談社学術文庫, 講談社, 352pp.
- 15) 貝塚爽平, 1979, 東京の自然史, 紀伊国屋書店, 239pp.

# レベル2地震動に対する液状化の研究の取組み

安田 進

## 1. まえがき

地震時の地盤の液状化に関する研究は1948年の福井地震から始まったが、本格的に研究が行われる契機になったのは1964年に発生したアラスカ地震と新潟地震である。その後、約40年間に液状化に関する研究が精力的に行われ、それが実務に取り入れられてきた。従って、最近ではほとんどの構造物で液状化を考慮した設計や対策が行われるに至っている。

ところが、1995年に発生した兵庫県南部地震において新たな課題が生じた。それはレベル2地震動<sup>1)</sup>に対する設計や対策の扱いである。以後、いくつかの構造物でこの課題に対処すべく新しい設計基準類が作成されたが、液状化による構造物の変形挙動の予測方法など、未だになかなか解決出来ずにいるものもある。本稿では、このような兵庫県南部地震で投げかけられた課題とそれに対する研究開発の現状を述べてみたい。

## 2. レベル2地震動に対する液状化の予測、対策の扱い

兵庫県南部地震で0.6~0.8gといった大きな地表最大加速度が発生し、多くの構造物が被害を受けたため、このような大きな地震動の下で構造物の設計を行う必要性が生じた。土木学会では地震後にすぐ「耐震基準等基本問題検討会議」を設置し検討を開始した。そして、1995年5月に第1次提言、1996年1月に第2次提言<sup>1)</sup>、2000年に第3次提言<sup>2)</sup>が発表された。そのうち、第1次提言では、「構造物の耐震性能の照査では、供用期間内に1~2度発生する確率を持つ地震動強さ（レベル

1)と、発生確率は低いが極めて激しい地震動強さ（レベル2)の二段階の地震動強さを想定することが必要である。」と提言された。そして第2次提言ではこの二段階の地震動レベルの目的と性格が構造物ごとに位置づけられた。そのうち、地盤および構造物基礎に関しては、以下のように位置づけられた。

- (1) レベル1地震動に対して上部および地中構造物の機能を維持することを構造物基礎の耐震性能の目標とする。液状化発生の可能性がある地盤に関しては、地盤改良により液状化を発生させないことを一応の原則とするがそれが困難な場合には基礎構造の工夫や強化により上部構造の機能を保持できるようにする。
- (2) レベル2地震動に対しては、上部および地中構造物に重大な損傷が発生しないことを耐震性能の目標とする。地盤改良による液状化防止が困難な場合には、地盤の側方流動や沈下により基礎に過大な変位が発生し、上部構造に重大な被害が生じないように、基礎構造の強化や構造系全体の見直しを行うものとする。

このような設計体系の変更により、レベル2地震動下での液状化の予測・対策に関して、下記に示すような新たな課題が発生した。

- ①液状化予測に用いるレベル2地震動はどれ位の大きさに設定すればよいのか？
- ②液状化による構造物の変位や変形はどのように予測すればよいのか？
- ③液状化による構造物の変形や変位の許容値はいくらに設定すればよいのか？

これらのうち、①に関しては、構造物によって値は異なるものの、大体レベル1地震動に対し、2~3倍程度の加速度で液状化予測を行うように、

道路橋や高圧ガス施設などの設計基準類の改訂が行われてきている。②に関しては、従来、液状化が発生すると予測されると、液状化させないように地盤改良などを行ってきた。これはレベル1地震動程度では地盤改良により液状化の発生を容易に防げたことと、液状化による構造物の変位や変形を予測する方法がなかなか難しいことにある。ところが、レベル2地震動になると、これまでに開発されてきた液状化対策工法では、液状化は発生してしまうことになり、やはり、構造物の変形や変位を予測することを避けて通れなくなったのである。また、構造物の変位や変形が予測できたとしても、許容値を設定しなければ意味がないため、③の問題が発生してきた。

以下には②、③に関して具体的に現在進められている研究開発の現状を述べてみる。

### 3. レベル1地震動では液状化しないが レベル2地震動では液状化する土とは

レベル2地震動における構造物の変位や変形の予測方法について述べる前に、レベル1地震動では液状化しないがレベル2地震動では液状化するような地盤とはどんな地盤か考えてみたい。

これには、大きく分けて①細粒分を含まないきれいな砂で密度が中密なもの、②細粒分を多く含むシルト質砂または砂質シルトであり密でないもの、③透水性がある程度大きく緩い礫質土、などがあると考えられる。このうち、①を対象にし、どの程度の密度の砂地盤がこれに該当するか、道路橋示方書<sup>3)</sup>で示されている液状化判定方法などから試算してみた。このため、液状化が発生し易い代表的な地盤として図1のように地下水

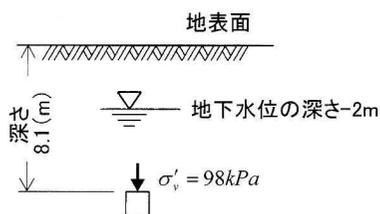


図1 想定した地盤

位が2mの深さにあり、その上下で単位体積重量が18 kN/m<sup>3</sup>、20 kN/m<sup>3</sup>の砂地盤を想定してみた。そして標準貫入試験で得られるN値は、有効上載圧 $\sigma'_v$ が98 kN/m<sup>2</sup>のもとでの値に換算した規準化N値を用いると便利なので、この有効上載圧となる地表面下8.1mの深さを対象にしてみた。地表最大加速度(道路橋示方書の $k_h$ がこれに相当すると考え)が変わった場合に、液状化する限界のN値を計算してみると図2となった。レベル1地震動を0.15g程度、レベル2地震動を0.35g(道路橋示方書におけるタイプ1の波形)~0.7g(タイプ2の波形)とみなすと、それぞれ液状化する限界N値は10、25~35程度となった。従って、レベル1地震動では液状化せず、レベル2地震動で液状化するN値は10~25程度とみなせることになる。例えば、1964年新潟地震の際に液状化した砂地盤のN値は10程度以下で緩い地盤であった。従って、レベル1地震動では液状化せず、レベル2地震動で液状化するようなきれいな砂地盤は、ある程度締まった中密~密な砂地盤と言うことができる。このような地盤で果たして液状化が生じた場合に構造物に大きな変位(沈下や浮き上がり)や変形が発生するであろうか?

### 4. 密な地盤での液状化に関する実験例

地盤が液状化していく過程における構造物の挙動を調べるために、通常、1g場か遠心载荷場における振動台実験が行われる。このうち、遠心载荷実験によって液状化に伴う鉄塔基礎の沈下に関し

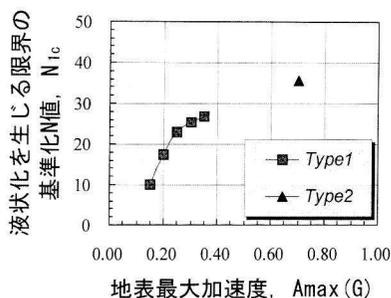


図2 地表最大加速度と液状化を生じる限界のN値

て実験が行われている例<sup>4)</sup>を取りあげ、地盤の密度と沈下量の関係を考えてみる。

ここでは図3に示したような1/50のスケールの鉄塔基礎の模型を地盤上に設置し、これに50gの遠心载荷を行いながら、さらに水平方向に加振して液状化を発生させる実験が行われた。地盤の密度や粒径、上部からの荷重などの条件を変えて実験が行われたが、そのうち、地盤の密度が鉄塔基礎の沈下量に与える影響をまとめたのが図4で

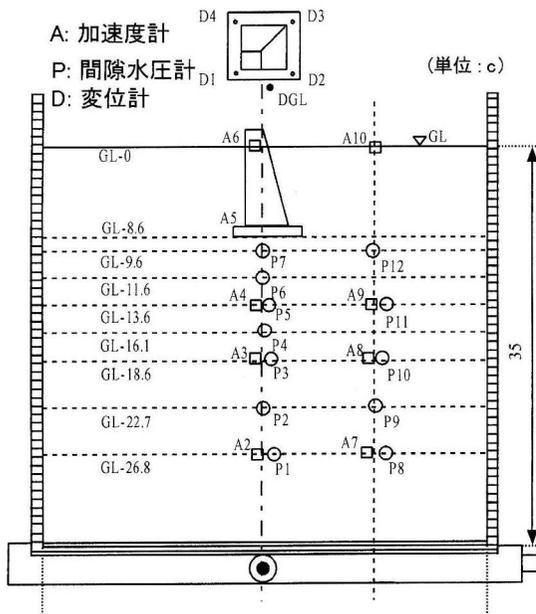


図3 鉄塔基礎の沈下に関する遠心载荷実験<sup>4)</sup>

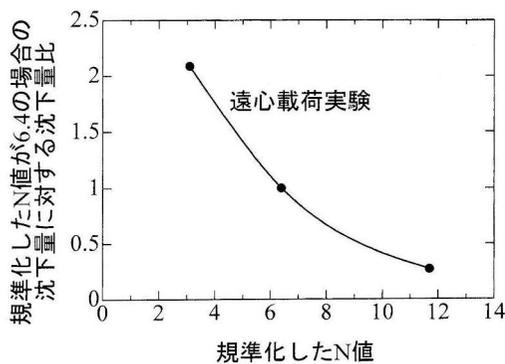


図4 遠心载荷実験から求めた沈下量に与える地盤の密度(ここではN値)の影響<sup>4)</sup>

ある。これは丁度液状化するような加振力を与えた時の沈下量と、地盤のN値の関係を示したものである。地盤が密な場合には当然のことながら液状化が発生するために大きな加振力を与えてある。図に見られるように、同じように液状化したといえども、もともとの地盤が密であると、基礎の沈下量は小さくなった。図2と比較した場合、レベル2地震動で液状化する密度のN値=20~25程度までは実験が行われてはいないが、大まかに言うと、この鉄塔基礎の場合、レベル1地震動では液状化せずレベル2地震動で液状化する密度では、液状化したとしても基礎の沈下量はかなり小さくなると考えられる。

ところで、液状化した地盤の特性だけを調べるには、土の供試体に対して繰返し三軸試験や、繰返しねじりせん断試験を行った方が詳細な状況がわかる。このうち、繰返しねじりせん断試験装置を用いて、図5に示すように供試体にも繰返しせん断力を与えて液状化をさせ、その後単調载荷を行って、液状化後の供試体における応力~ひずみ関係を調べてみた結果<sup>5)</sup>を図6に示す。通常の土の応力~ひずみ関係は上に凸な曲線になるが、液状化した後の応力~ひずみ関係は特異な形状を示し、図に示したように下に凸になる。これは、液状化したことにより、土粒子の噛み合わせがはずれて、小さなせん断力応力で数%、数10%といったひずみが発生するものの、ひずみが大きくなると土粒子が再びぶつかりあって、正のダイレ

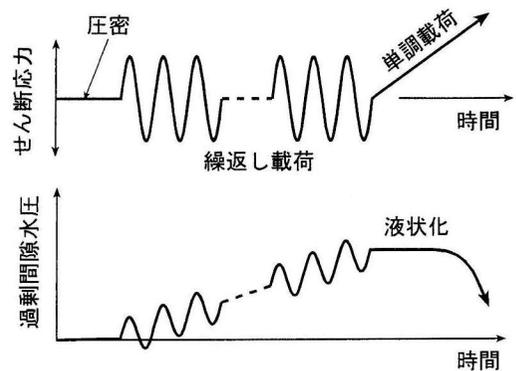
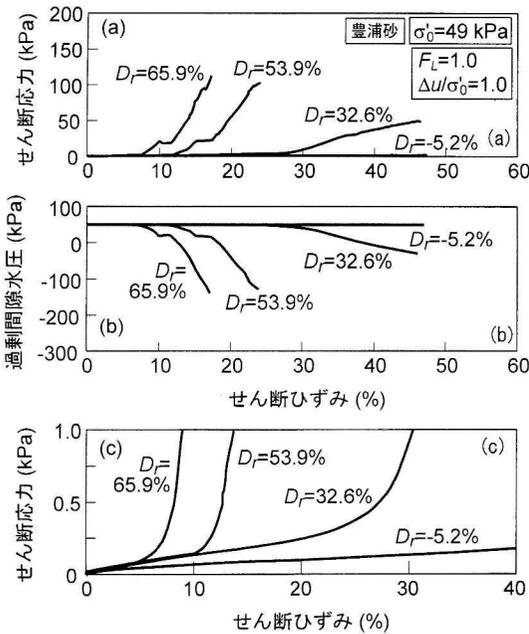


図5 液状化後の変形特性を求める繰返しねじりせん断試験方法



(注) (c) は (a) の縦軸を拡大したものである。

図 6 液状化後の変形特性の実験結果<sup>3)</sup>

イタンシーが生じてせん断剛性を回復するためではないかと考えられている。

さて、ここでも密度を変えたいくつかの供試体で実験を行っている。図 6 中の  $D_r$  が相対密度であり、大まかに言うと、 $D_r=50\%$  が  $N$  値=10 程度に、 $D_r=90\%$  が  $N$  値=25 程度に相当する。図に見られるように、密になると小さなひずみでせん断剛性を回復し、また、回復するまでのせん断剛性自体も大きくなっている。これは、上記の遠心載荷実験と同様に、密な地盤では液状化が発生しても、構造物の沈下量や浮上り量は小さくなることを示している。

### 5. 液状化による構造物の変位や変形の予測方法と課題

初めに述べたように、液状化に関する研究が大々的に行われるようになって約 40 年経った。この間、液状化の発生を予測方法や、液状化を防止する工法などに関して多くの研究が行われ、実務に適用されてきた。ところが、地盤が液状化し

た場合の構造物の沈下・浮上や、地盤の流動などの変位・変形を解析する方法は、まだまだ確立してきていない。これは、液状化により土の力学的特性が急変することを解析に取り入れるのがなかなか難しいことに主に起因している。

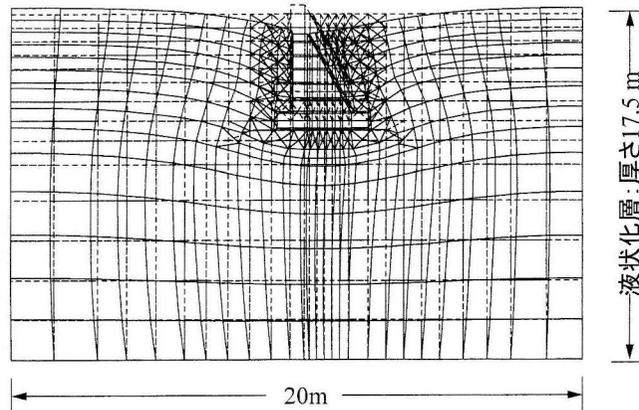
液状化は土粒子の骨格構造（噛み合わせ）が繰返しせん断力によって壊され、土粒子がばらばらになって水に浮かんだような状態になる現象である。骨格構造が壊れるために、土の力学的特性がそこで急変する。このため、水に近い状態になって、構造物の沈下などが発生する。例えば、1964 年新潟地震の際に新潟空港の建物が沈んでいく映像を、テレビで見られた方が多いことと思われる。そこでは水が噴き出しながら建物が“ずぶずぶ”と沈下していった。液状化の発生に関しては、過剰間隙水圧やひずみ量などを時々刻々解析する“有効応力法による地震応答解析方法”がいくつか開発されて実務でも使えるようになってきているが、液状化発生後に力学的特性が急変する状態を考慮して、“ずぶずぶ”と沈下していく状態を解析できるところまで、まだなかなか至っていない。

このように、液状化に伴う構造物の変位・変形量を推定できる方法は大変難しいものであるが、現在のところ解析する手法としては、以下のような考え方が提案されてきている。

- ①液状化した地盤を粘性流体と考えて解析する方法
- ②土粒子の個々の動きに着目して、個別要素法なる解析方法で解析する方法
- ③地盤が液状化してもあくまで固体と考え、そのせん断剛性などを低下させて解析する方法

さて、上述したように、レベル 1 地震動では液状化せず、レベル 2 地震動で液状化するような中密～密な地盤では、構造物の変位・変形量も小さくなる可能性がある。沈下に対しても、緩い地盤では例えば数 m ほど“ずぶずぶ”と沈下するのに対し、密な地盤では数 10 cm 程度めり込むだけに留まると考えられる。このようにめり込む程度の沈下であれば解析も行いやすくなる。例えば、筆者達は、図 6 のような実験結果と ③ の内の簡易

鉄塔基礎の沈下量: 1.46m



[解析条件] 液状化層の液状化によるせん断剛性低下率:  $G_t/G_N=1/475$ ,  
液状化層の液状化に対する安全率:  $F_t=0.95$ , 液状化層のN値:  $N=6.4$ ,  
基礎幅:  $B=3.2\text{m}$ , 液状化層の細粒分含有率:  $F_c=0\%$

図7 ALIDによる鉄塔基礎の沈下に関する解析結果例<sup>6)</sup>

な残留変形解析方法を利用して、液状化に伴う構造物の変形を比較的簡易に求める方法を研究してきている<sup>5)</sup>。この方法で、図3に示した鉄塔基礎の沈下量を解析した例<sup>6)</sup>を図7に示す。ここでは有限要素法を用い、まず常時(地震前)の変形状態を解析し、次に液状化後の地盤の応力～ひずみ関係として図6のような関係を用いて再度解析し、その変形量から前者の変形量を差し引いて、液状化による鉄塔基礎の沈下量を求めている。

このように、液状化の発生のみならず、液状化に伴う構造物の変位・変形を解析できる方法が、現在いくつかの機関で精力的に研究されている。ただし、確立されるまでにまだ時間が必要である。

## 6. 液状化による構造物の変位・変形の許容値に関する検討状況

液状化による構造物の変位や変形量が精度良く推定できるようになっても、その変位・変形がどこまで許されるかといった許容値が決まらなると、設計に利用できない。レベル2地震動に対するこの許容値に関しては、現在いくつかの機関で検討が進められている。まだ許容値の数値が提案

されるまでに至っていないが、例えば、以下のような考え方などで許容値を決めることが検討されている。

- ・幹線道路に関しては、地震後に緊急車両が通行できることが必要である。このために、液状化に伴ってマンホールが浮き上ったり、道路盛土が沈下しても、緊急車両が通行できることを考え、許容浮上り量や沈下量を設定する。
- ・橋梁に関しては、橋桁が落橋しない範囲の水平変位量を許容値と考える。
- ・堤防に関しては、地震後に海水がはいってこないような高さまでの沈下量を許容値と考える。

さて、レベル2地震動ではないが、木造家屋で許容される傾斜角に関して最近調べた例を一つ紹介させていただきたい。新潟地震の際の県営アパートに象徴されるように、直接基礎の場合地盤が液状化すると建物は沈下する。ただし、上部構造物自体は震動による損傷は受けないため、外から見た目では大した被害と見られないことが多い。ところが、住民にとっては、多少の沈下でも生活に支障が生じる。写真1に2000年鳥取県西部地震で液状化により不等沈下した家屋を示す。これは米子市の安倍彦名団地における例であるが、この団地では100軒余りの家屋が写真のよう



写真 1 米子市安倍彦名団地で液状化により不等沈下した家屋

な被害を受けた。外から見ただけでは多少傾いているだけのように見える。ところが、このように傾いた家の中で生活していると目眩や吐き気が生じるので、この団地内では106軒の家で、地震後に家屋を持ち上げ、基礎を直して水平に戻す工事を行わざるを得なかった。図8には団地内の家屋の傾斜角と相対沈下、水平化工事の必要性の関係<sup>7)</sup>を示す。図に見られるように、水平化工事を行わざるを得なかった家屋の傾斜角は1/100程度であり、これが住民の方々が住めるための許容傾斜角であったようである。

## 7. あとがき

地盤の液状化問題に関し、兵庫県南部地震で生じた新たな課題とそれに対する研究開発の現状を述べた。紙面の都合で述べなかったが、この他、これまで開発されてきた液状化対策工法のレベル2地震動への適用性の問題も、大きな課題として現在研究が進められている。

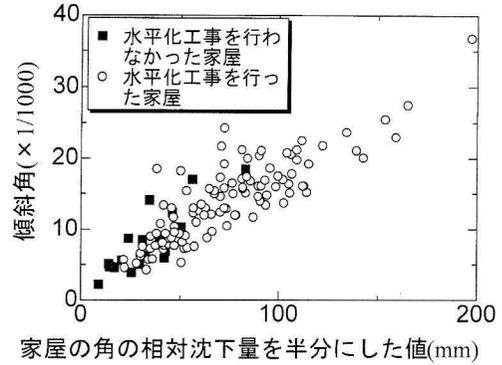


図 8 安倍彦名団地における家屋の傾斜角と水平化工事の必要性の有無<sup>7)</sup>

## 参考文献

- 1) 土木学会, 1996, 土木学会耐震基準等に関する提言集.
- 2) 土木学会土木構造物の耐震設計法に関する特別委員会, 2000, 土木構造物の耐震設計法等に関する第3次提言と解説.
- 3) (社)日本道路協会, 1996, 道路橋示方書・同解説 V耐震設計編.
- 4) Kawasaki, K., Sakai, T., Yasuda, S. and Satoh, M., 1998, Earthquake-induced settlement of an isolated footing for power transmission tower, *Centrifuge 98*, pp. 271-276.
- 5) 安田 進・吉田 望・安達健司・規矩大義・五瀬伸吾・増田民夫, 1999, 液状化に伴う流動の簡易評価法, 土木学会論文集, No. 638/III-49, pp. 71-89.
- 6) Yasuda, S., Abo, H., Yoshida, N., Kiku, H. and Uda, M., 2001, Analyses of liquefaction-induced deformation of grounds and structures by a simple method, *4th International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, Paper No. 4. 34.
- 7) 安田 進・橋本隆雄, 2002, 鳥取県西部地震における住宅の液状化による沈下について, 土木学会第57回年次学術講演会講演集, III-515.

# N 値

この言葉は、地盤の力学的性質をあらわすものとして万能薬のように用いられている。日本工業規格 JIS A1219 で定められている N 値の定義は「質量 63.5 kg のハンマーを 75 cm 自由落下させてロッド頭部に取り付けたノッキングヘッドを打撃し、ロッド先端に取り付けた標準貫入試験用サンプラーを地盤に 30 cm 打ち込むのに要する打撃数」となっている。軟らかな地盤では、何回もたたかなくても 30 cm くらいは打ち込めるから、N 値が小さければ軟らかい地盤、大きければ固い地盤ということになる。N 値が 10 以下ならば軟弱地盤、50 以上の値は 50 としてしまうのだが、それは砂礫などの固い地盤で杭などの支持地盤として使える。勿論、岩盤では何回打撃しても 30 cm 貫入は無理でこれも N 値は 50 である。湖底とか海底に堆積したヘドロ層などは超軟弱で、N 値 0 すなわち試験機を置いただけで一度も打撃しないのに重みでもぐってしまうこともある。自沈と称している。

この試験は、1927 年頃、米国で開発されたのでフート・ポンド法に基づいている。ハンマー質量が 63.5 kg というのも 140 ポンド、30 cm は 1 フィート、75 cm は 30 インチ=76 cm をさりのよい数字に変えたという訳である。したがって、日本の JIS 規格はフート・ポンド法に

基づく欧米のものとは多少異なっている。N 値は大変ばらつくので多少の試験器具の違いなど影響は無い。そしてこの N 値は実験式によって地盤の物理的諸性質と結び付けられている。これが N 値の一般に普及して用いられている理由の第一のものであって、地盤のある深さの N 値がわかれば、その位置における、地盤の相対密度、内部摩擦角、粘着力、許容支持力、地盤反力係数、S 波速度、などがわかり、地盤の強度設計が出来てしまうのである。このことがどれだけ、技術者にとって有り難いかを、S 波速度の測定を例にとって説明しよう。地中の S 波速度を知るためには、普通は地表に板たたきなどによって S 波を発生させその伝播を地上に線上に並べた多くのセンサーにより観測し走時曲線から求める。このことはその技術者にとっては専門外なので外注しなければならぬ。それ相応の費用と時間がかかる。ところが N 値からだとも実験式を使って 1 分もすれば S 波速度は彼自身が求められる。

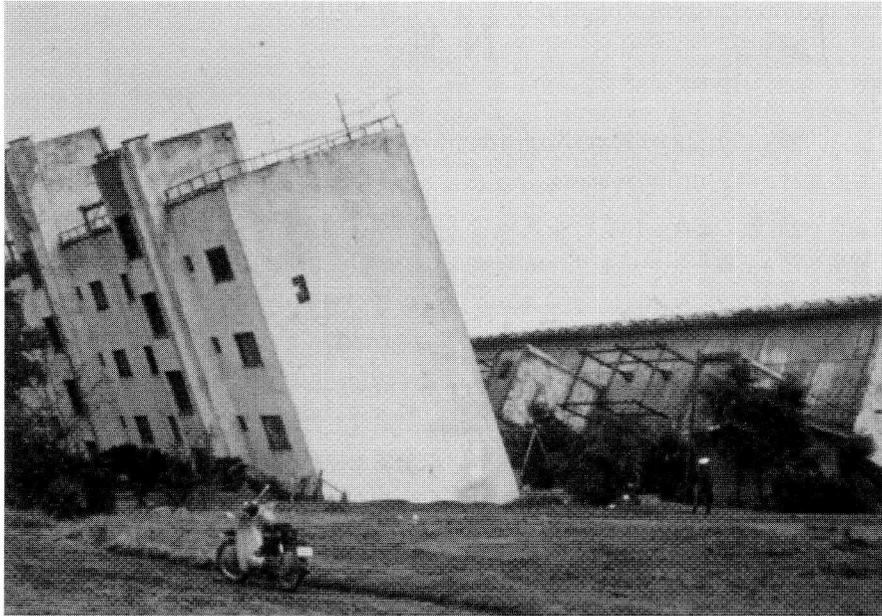
ただしこのように非常に便利な N 値だが、実験式を求める元のデータが大きくなばらつきを持っていることを忘れてはならない。時には 50% 以上の誤差を持っているのではないかと想像される時もある。

## 地震基盤（工学基盤）

地盤振動を解析する際、地震を入力する基盤となる岩盤あるいは硬い地盤。その地域で一定の空間的広がりを持ちそれより下方でせん断波速度の顕著な変化が見られないことを条件として設定される。関東南部では S 波速度 600 m/

秒程度の土丹層を地震基盤とすることもあるが、これは地下数 100 m と深いことが多いので、地下数 10 m の N 値 50 以上のある程度硬い地盤をとることも多い。

（伯野元彦）



## 液状化は怖くない

写真は新潟地震で川岸町の県営アパートが地盤の液状化のため傾いた様子を示している。右隣のアパートなどはほぼ水平に近いくらいまで傾いて、この状態ではさぞ人々の損害もひどく、たくさんの怪我人も出たのではないかと思ってしまう。ところが、実際は逃げる時に転んだとかのごく軽いものを除けば、一人の怪我人も出ていないのである。そう思ってよく見ると、鉄筋コンクリートの柱とか壁にもほとんど亀裂は入っていない。この理由は、このアパートが非常にゆっくり傾いたためである。このアパートから避難した人の話では、こんなに傾くのに10分くらい掛かったとのことであった。地盤は液体になるといっても、液体になる前にそこにあった砂がなくなってしまうわけではな

い。間隙水圧によって砂の摩擦力が切れ流動しやすくなるのである。したがって、構造物が傾いたり沈没するといっても非常にゆっくりで、その間に人が逃げ出す余裕は十分あるのである。過去の地震で液状化が直接の原因で亡くなった人はほとんどいない。日本ではこの50年間に、液状化による死者は、福井地震（1948）1人、新潟地震（1964）2人、兵庫県南部地震（1995）3人となっており非常に少ない。人さえ死なないのだったら、そんなに怖がることはない。経済的損失は確かに起きるが、2～3年に一度起きる被害地震で1km四方くらいの液状化を防ぐために、日本中に莫大な液状化対策費を投ずる必要があるのだろうか。

（伯野元彦）

# 『ナウキャスト地震情報』の実用化に向けて

横田 崇 上垣内修 加藤孝志

## 1. 地震情報の充実

気象庁は、わが国において一元的に地震火山情報や津波予報の発表に責任を有する政府機関であり、全国に展開した地震観測網から得られる地震波形データをリアルタイムで収集・解析し、地震活動や津波の発生等を24時間体制で監視している。現在、地震発生約2分後から震度に関する情報、津波予報、震源位置、地震の規模に関する情報、および東海地震の予知に関する情報等を発表している。これらの情報は、国・地方公共団体等の防災関係機関において、地震・津波被害の防止・軽減対策や地震発生直後の迅速かつ適切な初

動対応のため、極めて重要な情報として位置づけられている<sup>1)</sup>(図1)。

現在気象庁が発表している津波予報、地震津波に関する情報とその内容は、次のとおりである。

- ①「震度速報」：震度3以上の大きい揺れを伴う地震の発生（震度3以上を観測した地域名（全国を約180に区分）とその震度）を知らせる情報。地震発生後約2分で発表。
- ②「津波予報」：津波の到達が予測される地域、津波の高さの規模（3段階）の予報。日本近海で地震が発生した場合、地震発生後約3分で発表。
- ③「津波情報」：予測される津波の高さの詳細（8段階）、津波の予想到達時刻、あるいは実際に観測された津波の高さ・時刻等についての情報。

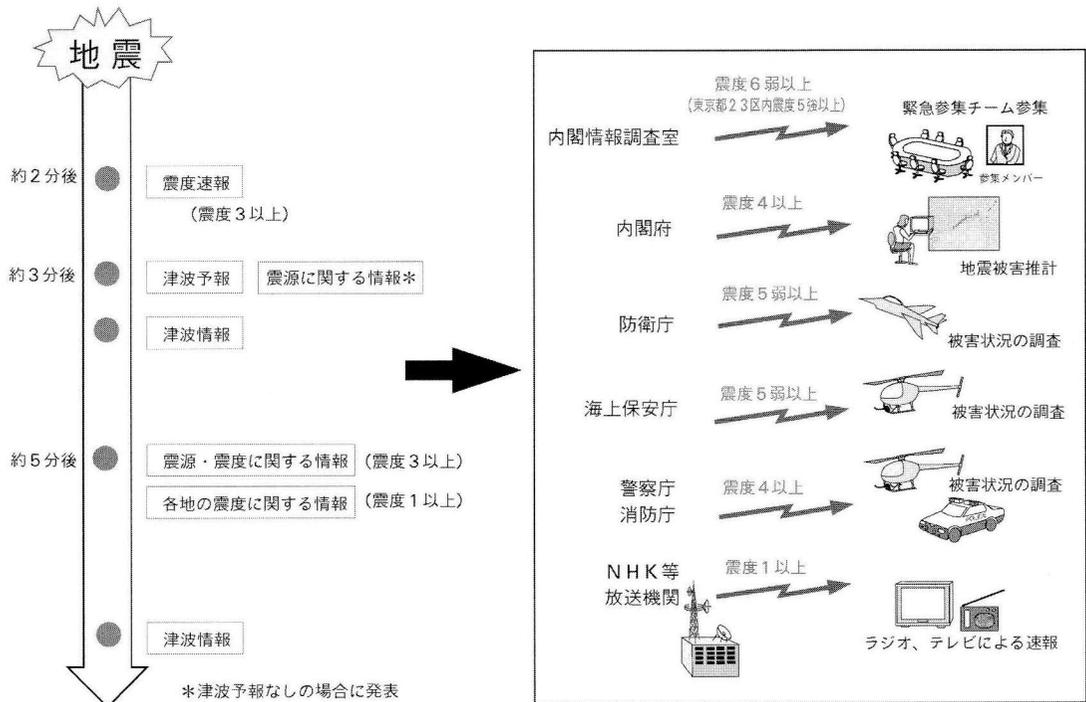


図1 地震発生直後の震度情報の活用

④「地震情報」: 震度速報発表後、震度3以上の地震で津波の心配がないと判明次第、震源位置、地震の規模(マグニチュード)、津波の心配がない旨を速やかに発表する「震源に関する情報」、地震発生後数分で、震源、規模、震度3以上の地域名、大きな揺れが観測された市町村名等を発表する「震源・震度に関する情報」、震度1以上を観測した観測点ごとの震度等を発表する「各地の震度に関する情報」等がある。

さらに気象庁では、危機管理に即応したわかりやすい防災情報を発表するため、

○津波予報の迅速化および地震動被害の未然防止・軽減のため、震源近傍で地震波を捉え、被害をもたらす主要動が到達する前に、到達予測時刻や予測される震度等を伝える「ナウキャスト地震情報」の提供

○災害発生後の初動体制を確立し、応急対策を効果的に実施するため、観測された震度データ等も用いて推計した「推計震度(面的な推計震度情報)」の提供<sup>2)</sup>

に向けて準備を進めている。気象庁では、遅くとも平成15年度秋から第3世代の地震活動等総合監視システム(EPOS)において、これらの情報提供を行う予定である。本論文では、「ナウキャスト地震情報」の実用化に向けた取り組みについて紹介する。

## 2. 『ナウキャスト地震情報』とは

従来の防災対応は、津波予報および東海地震の予知を除き発災後の対応が主となっている。これに対し、地震発生直後に震源域近傍の観測点でP波を速やかに捉え、被害をもたらす主要動が到達する前に、予測される震度とその到達予測時刻を推定することにより、

○発災前に緊急防災対応を実施し地震動被害を未然に防止・軽減

○津波予報あるいはそれに係る情報の発表の迅速化することが可能になってきた。これに係る情報が『ナウキャスト地震情報』である。

従来から主要動到達前の地震対策は注目されて

おり、単独観測点でP波を観測し、機器等を制御するシステムは一部実用化されているものもある<sup>3)</sup>。現在気象庁で計画しているナウキャスト地震情報は、「ナウキャスト地震情報発表のための処理手法」で述べる最新の地震学的知見・技術に基づく単独観測点から得られるデータに加え、複数の観測点から構成される面的な地震観測網から得られるデータも利用し、情報の高精度化を図っている。

なお、地震観測データから最終的な震源要素等を即時的に推定する手法等やその情報は、「リアルタイム地震学」あるいは「リアルタイム地震情報」と呼ばれているが、これは、地震発生直後から数時間後程度までと、時間に幅があるものを対象とすることがある。このため、地震動の予測等に関する情報を特に「ナウキャスト地震情報」と呼んで区別する。現在気象庁が発表している地震津波に関する情報は、まさに即時的(リアルタイム)情報であり、この観点から、発災後対応の情報を「リアルタイム地震情報」、発災前対応の情報を「ナウキャスト地震情報」と呼んで区別している。

ナウキャスト地震情報は、観測データから「地震発生情報」、「震源情報」、「予測震度情報」、「地震到達予測時刻情報」を推定し、その内容は具体的に以下のような種類を考えている(図2)。

「0次情報」: 1観測点で地震波(P波)を検知した時点で地震発生を発信。1観測点の3秒程度のデータから推定。

「1次情報」: 3~5観測点で地震波を検知した時点で、他の観測点で地震を検知していないことも利用し、震源情報や予測される震度等を発信。

「2次情報」: 5~10観測点程度で地震波を検知した時点で、1次情報を高精度化した内容を発信。

以下、より高精度化した情報を、逐次「3次情報」…「N次情報」として発表。

なお、主要動到達以降の地点については「実況情報」を併せて提供する。

## 3. ナウキャスト地震情報発表のための処理手法

平成15年秋から計画しているナウキャスト地

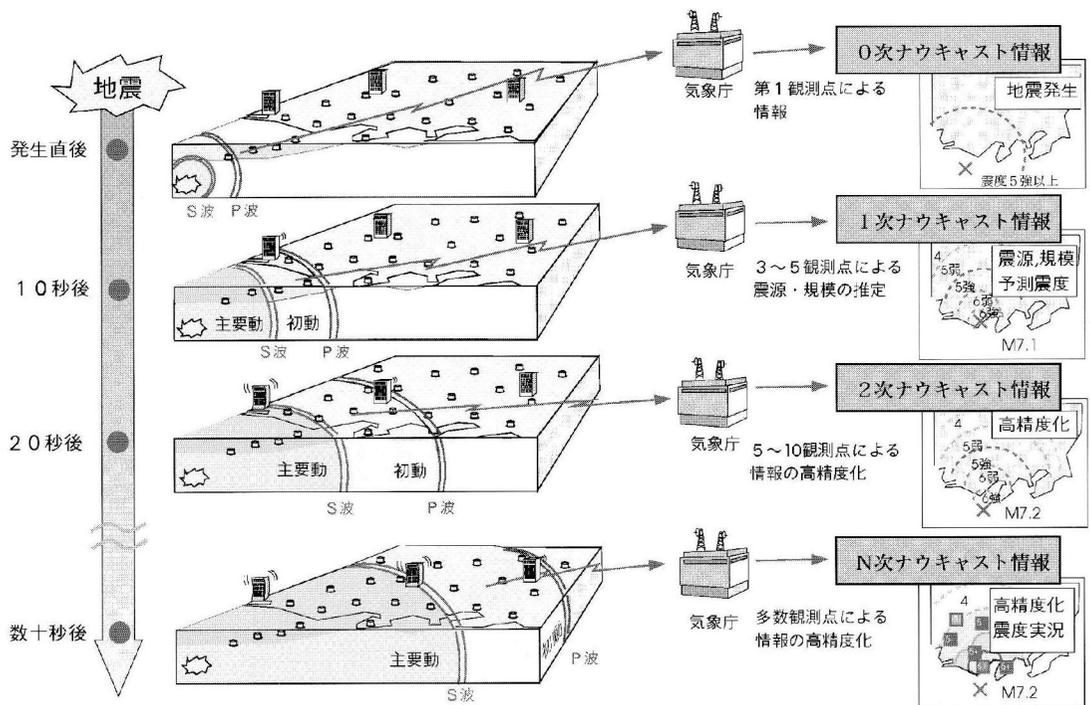


図2 地震波の伝搬とナウキャスト地震情報の概念

震情報発表のための処理に使用する地震観測データは、データ伝送に係る時間遅延量や回線の信頼性を考慮して、当面気象庁津波地震早期検知網(図3. ▲が観測点位置を表す。)の波形データとする。

### 3-1 震源推定手法

ナウキャスト地震情報では、一刻も早く震源要素を推定する必要があるため、1点で地震波を検知した段階から推定を開始する。その後2点、3点と地震波を検出した観測点の数が増えるごとに、最適な手法により震源を更新し、推定精度・信頼度を逐次向上させる方法を用いる。そのため、個々の観測点単独で震央を推定する手法と、観測網として震源を推定する手法を組み合わせ使用する<sup>4)</sup>。

#### ① 個々の観測点単独で震央を推定する手法

P波の検出から3秒間の地震波形のエンベロープに、関数「 $Bt \times \exp(-At)$ 」をフィットさせ(図4)、エンベロープの形状の特徴をAおよびBと

いう2つのパラメータで抽出する。Aは最初の3秒間でエンベロープが成長を続けた( $A < 0$ )か減衰が始まったか( $A > 0$ )およびその程度を表し、Bはエンベロープの立ち上がりの勾配を表す。調査の結果、Bの値と震央距離の間に負の相関が確認できた<sup>5)</sup>ので、B値から回帰式により震央距離を推定する。物理的には、伝播途上の散乱に伴うエンベロープの形状の変化で説明可能と考える<sup>6)</sup>。震央までの方位角は、P波の振動方向が震央方向に偏波していることを利用し、P波検出から1秒程度の振動軌跡に楕円体をフィットさせ、その最大主軸の方向から推定する。数学的には主成分分析法を用いる<sup>7)</sup>。これら震央距離および方位角により震央が推定できる。震源の深さは、地殻内での大きな地震発生という最悪のケースを想定して10kmを仮定する。

なお、この計算は、P波の検出の有無に関わらず常にある時間間隔毎に行われ、P波検出後速やかに結果を利用可能とする。

#### ② 観測網として震源を推定する手法

P波の検出時刻を用いる。通常の震源計算手法

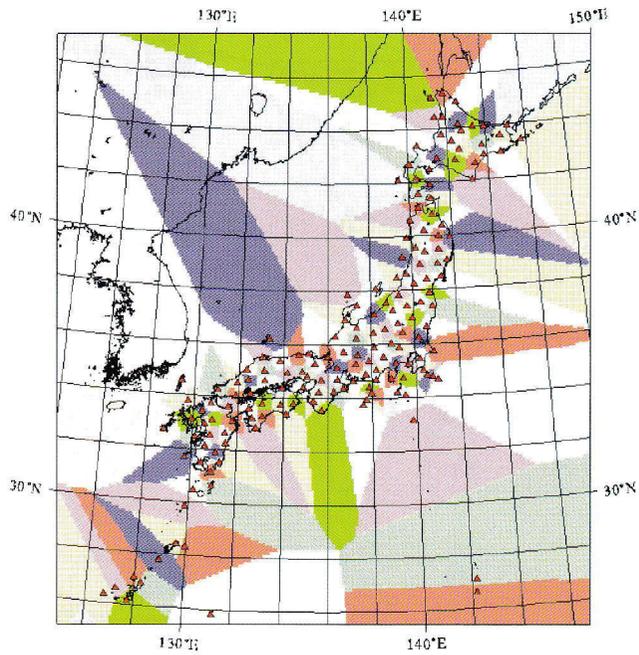


図 3 気象庁津波地震早期検知網観測点配置（全国で約 180 点）と対応する Territory 分布

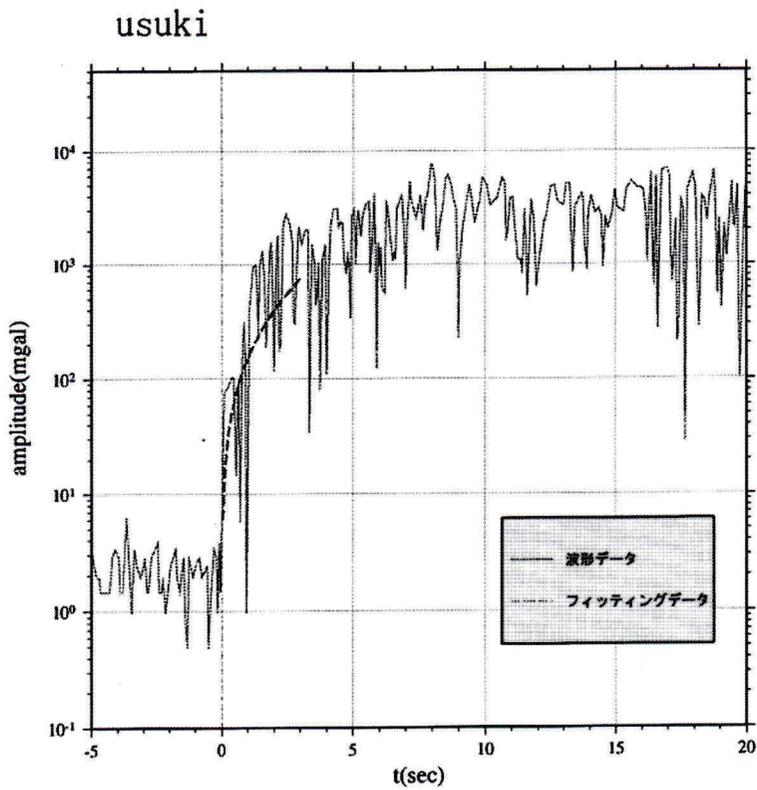


図 4 白杵（うすき）観測点における加速度波形上下成分の対数エンベロープに  $Bt \times \exp(-At)$  をフィットさせた例

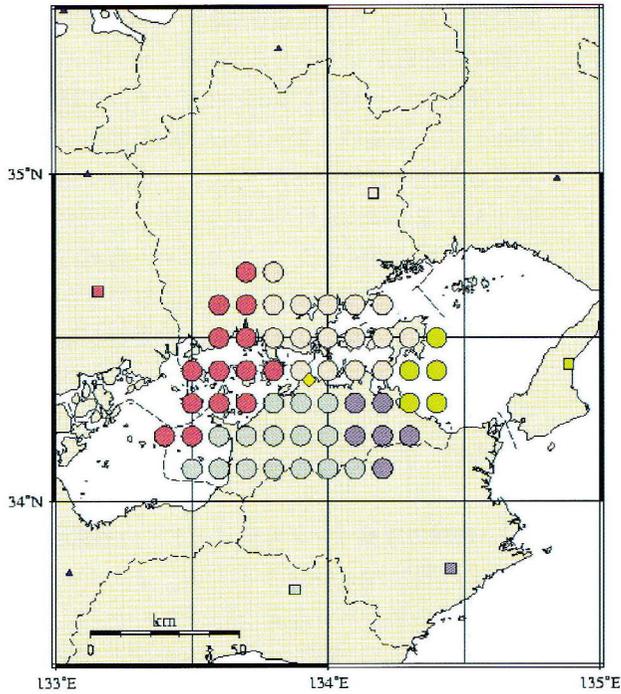


図 5 坂出観測点に対する Territory の例  
観測点の位置を□で表す。坂出観測点の Territory を○の集まりで表す。2 番目の P 波検出点がどこであるかにより、Territory が細分化できる様子を○の濃さの違いで表す。同じ濃さの□と○が対応する。

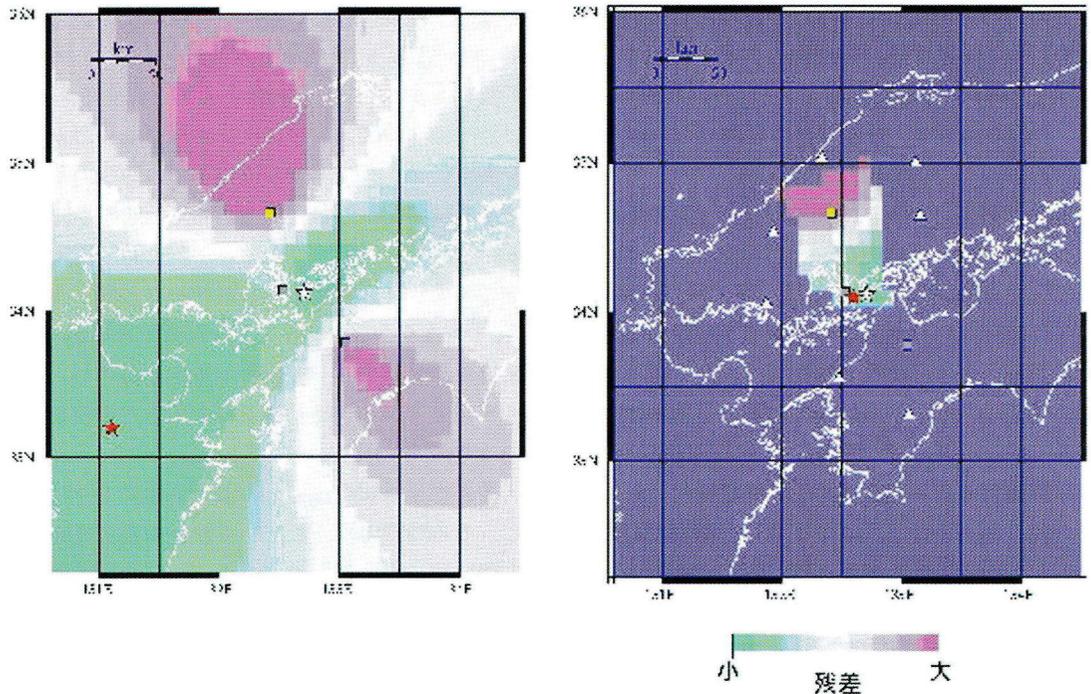


図 6 「平成 13 年（2011 年）芸予地震」に 3 点による Grid Search 法を適用した例  
3 つの□が P 波を検出した観測点の位置を、☆が気象庁確定震源を、★が Grid Search 法による推定震源を、各々表す。左図がサーチする領域を限定しない場合で、3 観測点の配置がほぼ直線的であるために推定が不安定となっている。右図は、3 点以外では未だ P 波が検出されていないという情報を加味してサーチ領域を限定した場合、確定震源に非常に近い位置に推定されている。背景の濃さは Grid ごとの走時残差の大小を表す。

では、4要素以上の観測量がないと震源決定は不可能である。1点でP波が検出された時点から震源の推定を可能とするため、P波検出観測点数に応じて以下に示すTerritory法及びGrid Search法の2つの手法を用いる。

#### 1) Territory法 (P波検出観測点が1点または2点の場合)

Territory法とは、最初にP波を検知した観測点がどこであるかによって、震央としてとり得る範囲を絞り込む方法である。最初にP波を検知した観測点とそれに隣接する全ての観測点との間に引いた線分の垂直二等分線で囲まれる多角形の内側(Territory)に震央があると判断し(図3)、その多角形の重心位置を震央と推定する方法である。2番目にP波を検知した観測点との組み合わせによりさらに震央としてとりうる範囲を絞り込むことができる(図5)。Territoryの重心は、稼動している地震観測点配置で一義的に決定されるため、1点目・2点目の組み合わせごとの「震央」を予めテーブル化しておき、P波検出と同時に検索を行うことにする。観測点の欠測・復旧に応じて、その都度速やかに震央テーブルの更新を行う。震源の深さは、①と同様の理由で10kmを仮定する。

内陸で発生した地震に関しては、上記の手法により震央位置を絞り込むことが可能であるが、海域で発生した地震に関しては、第1P波検出観測点が島嶼部ないしは沿岸の観測点が想定され、これら観測点のTerritoryは海域に大きく張り出すため(図3)、この手法だけでは絞り込みが困難である。そのため、第1P波検出点が島嶼部または沿岸観測点である場合は、①の結果を併用し、震央の絞り込みを行う。このように、観測網の外で発生した地震についても、最初のP波検出の直後からの震央推定を可能とする。

#### 2) Grid Search法 (P波検出観測点が3点から5点の場合)

Grid Search法とは、最初の3点の観測点の分布により震央が存在する範囲を想定し、その領域内に緯度・経度(0.1度ごと)、深さ方向(10kmごと)に格子点を置き、全ての格子点に対し理論

走時を計算し、P波検出時刻差の残差が最小になる格子点を震源とする方法である。用いる走時表は、気象庁の一元的な全国の地震カタログ作成に使用しているものと同じJMA2001<sup>8)</sup>である。震央存在範囲の設定にあたっては、「遠方の観測点でまだP波が検出されていない」という情報を活用し、領域を限定する。これにより、観測点配置の影響による震源計算不安定を回避できる(図6)。また、自然地震の分布から予め地震が発生しないとわかっている深さの格子点については計算から除外することにより、計算時間の短縮化を図るとともに、地震学的に妥当な推定を担保する。

### 3-2 地震の規模(マグニチュード)の推定手法

前出の関数  $Bt \times \exp(-At)$  のフィッティングの結果得られるもうひとつのパラメータであるA値については、最終マグニチュードとの間にB値と震央距離ほどの相関は見出せなかった。その一方、調査の結果、 $A < 0$  でかつ最終マグニチュードが6.0未満であったのは957事例中1事例のみであったため、 $A < 0$  をもってマグニチュードが6.0以上と判断することにする。 $A < 0$  は最初の3秒間エンベロープが成長を続けたことを表すため、マグニチュード6.0の地震の平均的破壊継続時間が5秒程度であることと整合している。

このように、地震波形の最初の3秒間の様子から、「大きそう」ということは判断できるが、最終規模のマグニチュード値まで推定するのは、マグニチュードが6を超えるような大きな地震に対しては原理的に困難と考える。

従って、各観測点ごとの最大振幅値を逐次更新し、その時点で得られている最新の震源推定結果を用いて、繰り返しマグニチュードの値を計算する方式とする<sup>9)</sup>。

式の形は

$$a1 * M = \log A_{\max} + \log R + a2 * R + a3$$

( $A_{\max}$  は最大振幅値,

$R$  は震源距離 (km))

を仮定する。

一般に最大振幅を与えるS波の到着以前から

マグニチュードの推定を可能とするため、P相のみの最大振幅で係数を決定した式と、全ての相のなかの最大振幅で係数を決定した式の2種類を用意し、S波の予想到達時刻をもって切り替えて使用する。最大振幅としては、加速度や速度よりも観測点ごとのマグニチュード値のばらつきが少ない変位振幅を用いる。ここで、最大振幅計算に使用する成分を特定すると、相の種類によって偏りが生じると考え、最大振幅は変位3成分のベクトル合成値を用いる。また、 $a1=1.0$ に固定する。Two Step Stratified 法<sup>10)</sup>で係数を決定した結果は以下のとおり。Reference としたマグニチュードは、気象庁マグニチュード  $M_j$  である。

a) P相のみ

$$M = \log A_{\max} + \log R + 6.12E-4 * R + 2.58$$

( $A_{\max}$  は  $10\mu\text{m}$  単位)

b) 全ての相

$$M = \log A_{\max} + \log R + 9.53E-4 * R + 1.74$$

( $A_{\max}$  は  $10\mu\text{m}$  単位)

a), b) 式の定数項の差 0.84 は、理論的に予想される平均的 S/P 振幅比の対数 ( $\log(9/\sqrt{2}) = 0.80$ ) とほぼ整合している ( $\lambda = \mu$  を仮定)。

S波の予想到達時刻をもってマグニチュード計算式を a) から b) に切り替えることにするが、最大振幅の出現時刻は一般にS波到着時刻よりも遅れるため、切り替えに伴って一時的にマグニチュード値の落ち込みが発生する。S波到着時刻直前に a) 式で求めた最新のマグニチュードは、震源推定が落ちついた後であれば、その時点で最も信頼できる値であるため、「見かけ上の」マグニ

芸予地震 (M6.4, H13.03.24)

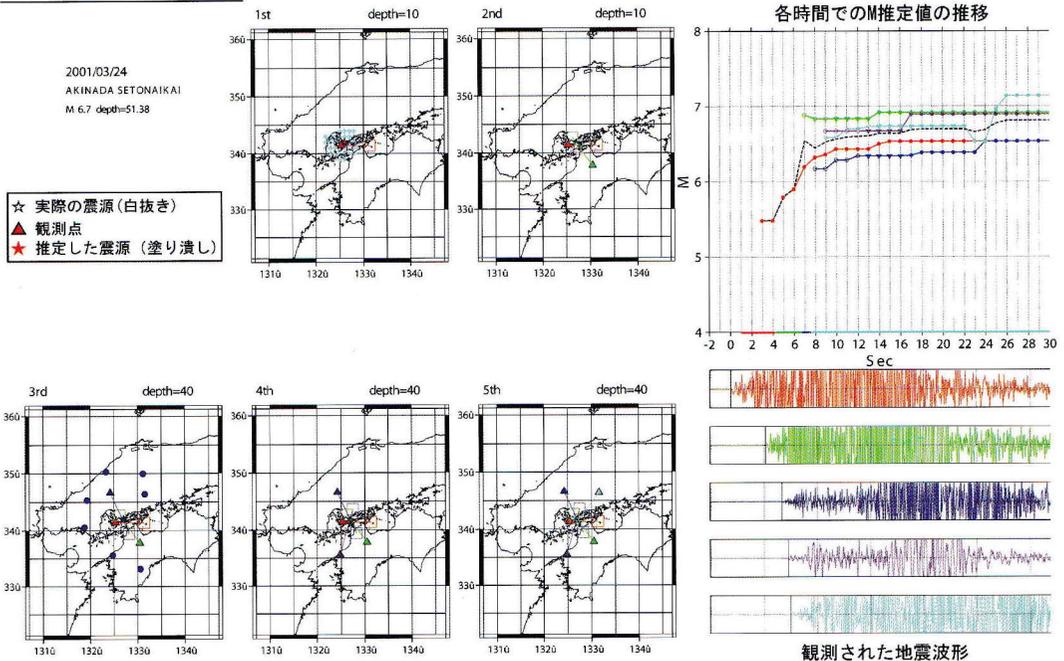


図7 「平成13年(2001年)芸予地震」に対して、本稿の震源・マグニチュード計算手法を適用した例。左側にP波検出点が1点(1st)から5点(5th)になる各時点での推定震源の推移を表す。△がP波検出観測点の位置を、□が3-1①による単独点による震央推定位置を表す。★が3-1①及び②を組み合わせた震央推定位置を、☆が気象庁確定震源の位置を表す。震源の深さは各々の図の右肩に記した。右側上図に、最初のP波検出時刻を起点とした場合の、推定マグニチュードの推移(点線が平均マグニチュード、他の実線は観測点ごとのマグニチュードを表す。)を表す。時間軸上の太線の濃さが切り替わる時点が、左側の図の推定震源が切り替わる時刻に対応する。下図は、5観測点の加速度波形上下成分。

チュード値の落ち込みを回避するため、S波到着後も一定時間はa)式による最終値を保持することにする。

また、いつの時点をもってマグニチュード値の推定が「ほぼ最終値に達したか」を判断するためのロジックを導入する。

以上3-1と3-2の手法を「平成13年(2001年)芸予地震」( $M_j=6.7$ )に適用した例を図7に示す。この事例では、最初のP波検出から7秒後には震央・深さともに気象庁確定震源とほとんど同じ場所に推定され、約10秒後にマグニチュード値の推定もほぼ安定していることがわかる。

### 3-3 震度の推定手法

上述のとおり逐次更新される震源・マグニチュードを用いて、対象とする地点の震度の予測は以下のとおり行う。

- 1) 震源を中心として、マグニチュードから相似則により予想される断層の長さを半径とした球を設定する。対象とする地点までの距離としては、安全を見込んでその球面からの最短距離を採用する。
- 2) 司・翠川の式<sup>11)</sup>により、対象地点直下の工学的基盤における最大速度振幅を計算する。
- 3) 国土数値情報等を利用し、松岡・翠川の式<sup>12)</sup>に基づき中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」および「東南海・南海地震等に関する専門調査会」において利用された計算式を基本に地盤増幅係数を考慮して、地表の震度に換算する。

以上の3-1~3-3に示した手法により推定された震源・マグニチュード・予測震度を情報としてとりまとめ提供する計画である。

なお、処理手法については、今後とも最新の研究成果・技術を取り入れ、より高精度で、迅速性・確実性の高いものに改善していくことにする。

## 4. ナウキャスト地震情報の実用化に向けて

現在気象庁では、ナウキャスト地震情報の効果的な利用方策に関する検討を行うため、(財)鉄道総合技術研究所と共同で、ナウキャスト地震情報を利用し鉄道施設を保安するための将来型早期地震警報システムを実現するための研究を行っている<sup>13)~15)</sup>。この研究成果を踏まえ、今後、各利用者における具体的な活用方策の検討、情報発表のしきい値の検討(しきい値を高い値に設定すると発表頻度・検証の機会が少なくなり、低い値にすると対応が重要となる大きな揺れを伴う地震の割合が減る。これらは精度を考慮したうえでの防災対応の観点から調整されるものである)等を行う必要がある。

ナウキャスト地震情報提供の実用化は、東海地震の予知や21世紀前半に発生が懸念される東南海・南海地震での迅速な津波予報発表とともに、地震被害の軽減に大きな効果が期待でき、わが国の防災対策上も重要なものとなる。

気象庁では、平成15年秋から一部地域・利用者に対しナウキャスト地震情報の配信を開始する計画である。これにより、情報提供に係る具体的な問題点の抽出を行い、より適切なものになるよう改善を図りながら、より多くの地域・利用者に対し提供していくことにしている。

## 参考文献

- 1) 横田 崇, 2002, 気象庁におけるナウキャスト地震情報への取り組み, 国土セーフティネットシンポジウム予稿集, 37-47.
- 2) 柿下 毅, 2002, 気象庁の新しい震度情報-推計震度分布-, 震災予防, 第186号, 16-20.
- 3) 中村 豊, 1996, 研究展望, 総合地震防災システムの研究, 土木学会論文集, 1-33.
- 4) 大竹和生・上垣内修・野坂大輔・長谷部大輔・小高俊一・束田進也・芦谷公稔, 2002, 気象庁ナウキャスト地震情報で用いる震源・マグニチュード推定手法 その1 震源の推定, 地球惑星関連学会2002年合同大会予稿集, S045-P006.

- 5) Odaka T., K. Ashiya, T. Tsukada, S. Sato, K. Ohtake & D. Nozaka, 2002, A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record, BSSA, accepted.
- 6) 束田進也・小高俊一・芦谷公稔・上垣内修・干場充之, 2002, P 波初動部分の平均的な傾きの距離に伴う減少について, 日本地震学会 2002 年秋季大会 予稿集
- 7) 横田 崇, 1985, 自動検測手法の研究, 気象研究所技術報告第 16 号, 56-100.
- 8) 上野 寛・畠山信一・明田川保・舟崎 淳・濱田信生, 2002, 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, 65, 123-134.
- 9) 上垣内修・大竹和生・野坂大輔・長谷部大輔・小高俊一・束田進也・芦谷公稔, 2002, 気象庁ナウキャスト地震情報で用いる震源・マグニチュード推定手法 その 2 マグニチュードの推定, 地球惑星関連学会 2002 年合同大会予稿集, S045-P007.
- 10) Joyner W.B. & D.M. Boore, 1981, Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial valley, California, earthquake, BSSA, 71 (6), 2011-2038.
- 11) 司 宏俊・翠川三郎, 1999, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文報告集, [523] 63-70.
- 12) 松岡昌志・翠川三郎, 1994, 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第 22 回地盤震動シンポジウム日本建築学会, 23-34.
- 13) 束田進也・小高俊一・芦谷公稔, 2002, 早期地震検知における新しい地震諸元推定方法, 鉄道総研報告, 16 (8), 1-6.
- 14) 室野剛隆・芦谷公稔, 2002, 早期被害予測のための鉄道構造物の地震被害ランク推定方法の開発, 鉄道総研報告, 16 (8), 7-12.
- 15) 佐藤新二・他谷周一・芦谷公稔, 2002, 新しい地震諸元推定アルゴリズムを用いた警報用地震計の開発, 鉄道総研報告, 16 (8), 13-16.

# フラクタルアスペリティ/バリアー侵食モデルと地震予知

## 瀬野徹三

### 1. 津波地震とバリアー侵食

この小論で述べようと思うのは、フラクタルアスペリティ/バリアー侵食モデルと呼んでいる、最近私が提案しているプレート境界地震の発生過程に関する新たな仮説と、その応用として派生した地震発生時期予測である。この仮説は、津波地震がなぜ起こるのかを考えることから生まれた。したがってまずその経緯を解説することから始めたい。

津波地震は、ゆっくりすべるという特徴を持っているが、津波波形の断層モデルによる最近の研究から、プレート境界のごく浅い部分を破壊することがわかってきた（例えば Satake and Tanioka, 1999）。このような境界の浅い部分を破壊すると、海溝陸側斜面先端部の未固結堆積物の非弾性隆起が起こり、異常な津波が発生し得る（Seno, 2000; Tanioka and Seno, 2001）。しかし最大の謎は、なぜ海溝近傍のプレート境界が破壊するのか？という点である。なぜならば、プレート境界の浅い部分では未固結堆積物が沈み込むので、その摩擦特性は安定すべり（速度・状態依存摩擦法則でいう  $a-b$  が正）を示し、深いところのアスペリティ（ $a-b$  が負）が破壊しても急にはすべれず、ゆっくりと剪断応力を解放するという特性を持っているからである（例えば Kato and Hirasawa, 1999）。このような安定すべり領域をここではバリアーと呼ぶことにする。実際最近の三陸沖の大地震の際には、海溝近傍のプレート境界は地震すべりを起こさなかったし、したがって津波地震にもならなかった。このジレンマを解決するために、私は、安定すべり領域の間隙流体圧が静岩石圧近くまで上昇し、摩擦がほとんど0になる

という、摩擦の時間変化がある空間領域で起こり（図1、この変化をバリアー侵食と呼ぶ）、同時により深部に位置するアスペリティが破壊するとき津波地震が起こる、と提案した（Seno, 2002a）。海溝から沈み込んだ堆積物は、すべり面（デコ

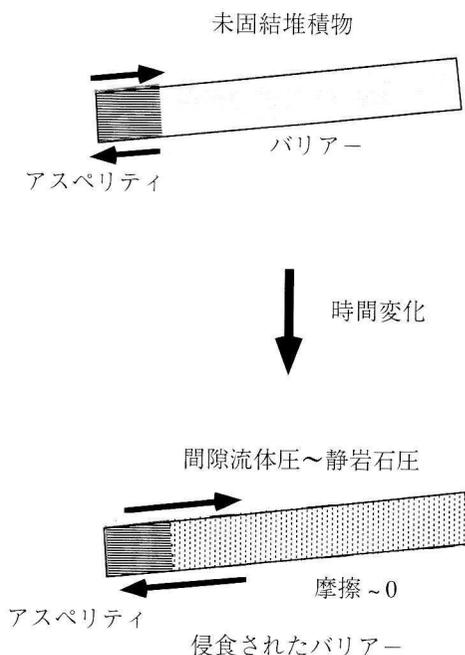


図1 海溝近傍のプレート境界断面模式図。海溝から海洋プレート上面のデコルマに沿って沈み込んだ堆積物は未固結のため安定すべりの摩擦特性を示す。したがって深部でアスペリティ（不安定すべり部分）が破壊してもすぐにはすべらず、バリアーの性質を持つ。堆積物から絞り出されたあるいは脱水分解して出てきた水はデコルマに沿って流れるが、それがシーリングされると間隙流体圧が上がる。静岩石圧近くまで間隙圧が上がると摩擦はほぼ0になり（これをバリアー侵食と呼ぶ）、深部でアスペリティが破壊するとこの部分も破壊し、津波地震を引き起こすと考えられる（Seno, 2002a）。

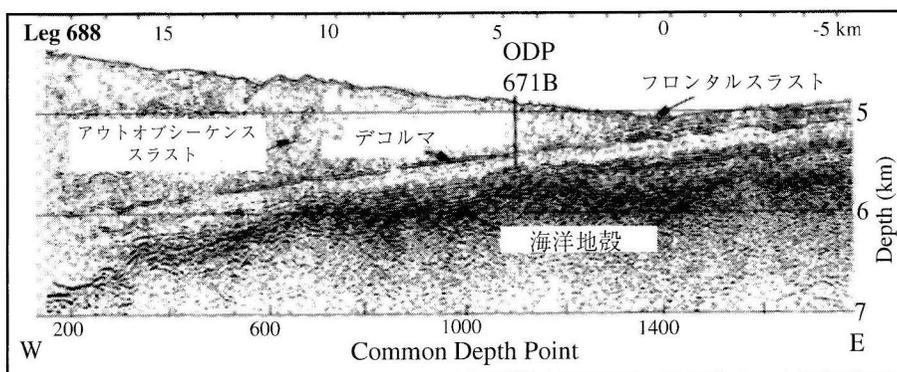


図 2 バルバドス沈み込み帯における地震反射法探査断面図 (Shibley et al., 1994). デコルマに沿った反射の二つの断面が下に示されているが、Line A では負の反射、Line B では負の反射が正の反射へ移行する様子が見られる。負の反射は間隙流体圧が静岩圧近くまで上がっていると解釈される。Line B のような地域の変化が時間的にも起こると考える。

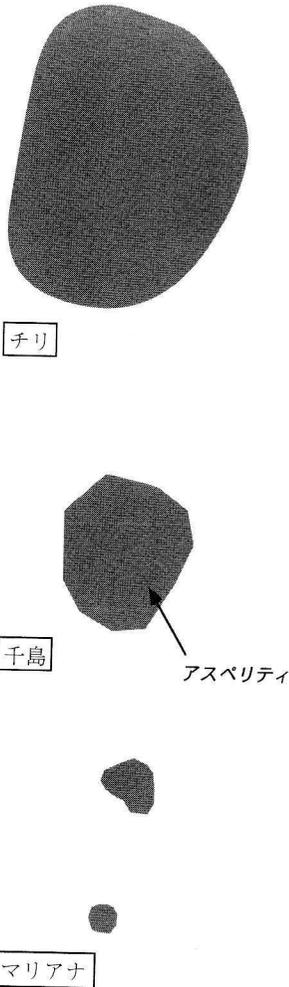
ルマ) より上部ははぎ取られ海溝陸側斜面下に付加していく。下部は海洋地殻とともに沈み込み、その一部は底付け作用で陸側に付加される。いずれにしても堆積物はデコルマに沿って深部へ潜り込むにつれて圧密で脱水し、また粘土鉱物が変成し脱水する。脱水した水は、デコルマや付加体内スラストに沿って移動することが ODP の掘削や地震反射法探査、熱流量分布などからわかっている。流体の移動は定常ではなく、シーリングされたりそれが壊れたりするため遷移的であることが掘削点の温度プロファイルや化学成分異常パターンから示されている (Fisher and Hounslow, 1990)。重要なのは地震反射法探査によって強い負の反射係数を持つ反射がデコルマに沿ってところどころ見いだされるということである (図 2, Shibley et al., 1994; Moore et al., 1990)。負の反射係数は高い間隙流体圧を示している可能性が高い (Tobin et al., 1994)。このような負の反射は場

所を変えると正の反射に変化していくが、このような変化が時間的にも起こり得る、すなわちバリアー侵食が起こりうると思うことは、流体の流れの遷移性を考えると自然である。

## 2. フラクタルアスペリティ

上に述べたプレート境界浅部におけるバリアー侵食が、より深部のいわゆる地震発生帯においても起こると考える (Seno, 2002b)。この場合の流体の源は沈み込む海洋地殻からの脱水である。地震発生帯で起こるいわゆる海溝系地震は、一般に固着域 (アスペリティ) が破壊するものと考えられている。しかし断層は 30 km ほどの深さに達することを考えると、封圧は 1 kbar に達しているから単純には断層面は破壊しない (テクトニックな応力は 1 kbar 以下と考えられる)。すなわち断層面のかなりの部分の法線応力が間隙流体圧で支

(a) アスペリティモデル



(b) フラクタルアスペリティ／  
バリアー侵食モデル

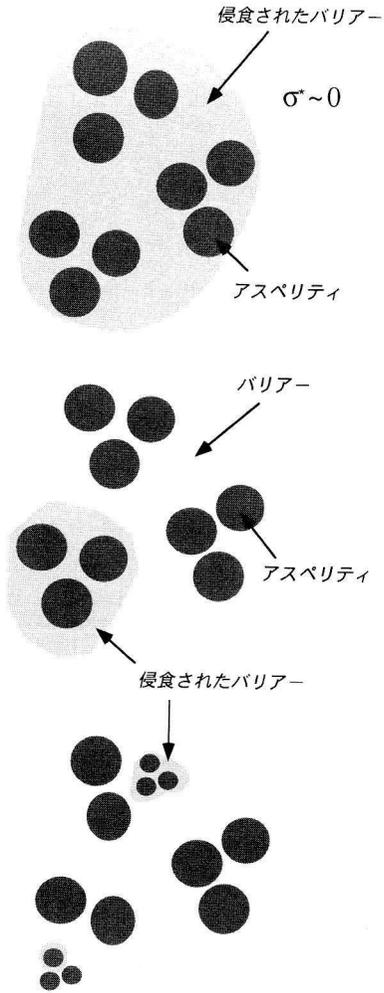


図 3 (a) アスペリティモデル (Lay and Kanamori, 1981), (b) フラクタルアスペリティ/バリアー侵食モデル (Seno, 2002b). アスペリティモデルでは、大きい地震が起こるところはアスペリティも大きい。(b) のモデルでは、アスペリティとバリアーの分布は場所によらず一様で、アスペリティはフラクタル分布をすると考える。バリアー侵食が起こったところのみ地震は起こるので、バリアー侵食の領域の大小が地震の震源領域の大小を決める。

えられなければならない。このような流体による強度弱化のメカニズムはサンアンドレアス断層においてしばしば考えられてきたが、収束プレート境界でも事情は変わらない。従来のモデルと違うのは、間隙流体圧による侵食はバリアー部分のみ起こると考える点である (理由は後述する)。

プレート境界には大きな地震の起こるところもあれば小さな地震しか起こらないところもある。

例えば東北日本太平洋岸沖の地震発生帯において、三陸沖では十勝沖地震や三陸はるか沖地震のような大地震が繰り返し、茨城沖では小地震しか起きない、というように地震活動に大きな違いがある。このような地震活動の違いを従来のアスペリティモデルでは、場所によるアスペリティサイズの違いで説明する (Lay and Kanamori, 1981; 図 3a)。しかし同じ海洋プレートが同じ陸側プ

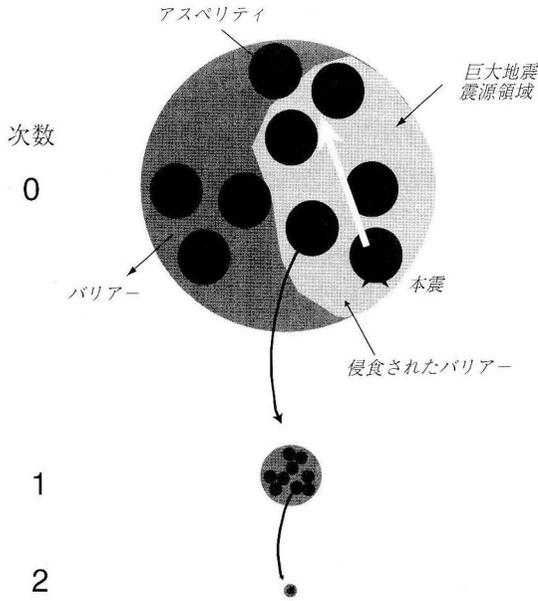


図4 アスペリティのフラクタル構造 (Seno, 2002c). 次数を導入し、隣りあう次数のアスペリティの半径比 $\lambda$ 、小さい次数のアスペリティの中に含まれる大きい次数のアスペリティの個数 $N_n$ 、の二つのパラメーターがアスペリティの幾何学を決める。バリアー侵食の起きた震源領域に $i$ 個のアスペリティが含まれる場合、この地震を位数 $i$ の地震と呼ぶ。

レートの下に沈み込む日本海溝でこのようなサイズの変化が起こるとは考えにくい。そこでむしろアスペリティとバリアーの幾何学的分布は場所によらないと考えよう。これに加えて、アスペリティの中にさらに小さいアスペリティがいくつか入るといふ、アスペリティのフラクタル構造を考える (図4)。そのような分布を考えると、アスペリティはその内部がバリアー侵食を受けていない限り、内部のより小さいアスペリティがバリアーに取り囲まれていることになるので高速破壊は起こせない。言い換えると地震が起こるのはバリアー侵食が起こった場合に限られ、震源領域はバリアー侵食を受けた領域と等しくなる。アスペリティの分布が場所によらず同じであっても、それがフラクタルであることによって、バリアー侵食の起こる領域の大小に伴って、大地震となったり小地震となったりすることが説明できる。

### 3. 断層パラメーター間のスケーリング

アスペリティがフラクタルであると言っても実際にその構造を決めることができなければ意味がない。これは実際の地震データを使って可能であることを Seno (2002b) に従って示そう。図4に示すように、最大のアスペリティを0次、その中に含まれるアスペリティを1次、さらに1次のアスペリティの中に含まれるアスペリティを2次というように順次次数を導入する。するとアスペリティの幾何学を決めるのは、 $n$ 次のアスペリティと $n+1$ 次のアスペリティの半径比 $\lambda$ 、 $n$ 次のアスペリティの中に含まれる $n+1$ 次のアスペリティの個数 $N_n$ となる。フラクタル次元 $D$ の定義からサイズ $r$ の物体の個数 $N$ は

$$N \sim r^{-D} \quad (1)$$

であるから、

$$Na = \lambda^D \text{ すなわち } D = \log(Na) / \log(\lambda) \quad (2)$$

が得られる。 $n$ 次のアスペリティと $n+1$ 次のアスペリティの断層パラメーター間に以下のような関係がある。断層面積 $A$ には

$$A_{n+1} = (1/\lambda^2) A_n \quad (3)$$

の関係がある。アスペリティの剪断強度を $\tau$ とする。バリアーはわずかなりとも間隙流体圧の影響を受けて強度が弱いと考えられるので、定常状態では剪断応力0の状態にあると考える。力のバランスから

$$Na\tau_{n+1}A_{n+1} = \tau_n A_n \quad (4)$$

が成り立つ。これから $\tau$ の間には

$$\tau_{n+1} = (\lambda^2 / Na) \tau_n \quad (5)$$

の関係がある。アスペリティが破壊するときの応力降下は $\tau$ と等しいと仮定すると、すべり量を $d$ として

$$d_{n+1} / A_{n+1}^{0.5} = (\lambda^2 / Na) d_n / A_n^{0.5} \quad (6)$$

となり、これと(1)を合わせて、 $d$ の間には

$$d_{n+1} = (\lambda / Na) d_n \quad (7)$$

の関係がある。(3)、(7)からモーメント $M_0$ 間には

$$M_{0n+1} = [1 / (\lambda Na)] M_{0n} \quad (8)$$

の関係が成り立つ。ただしこれらはアスペリティがゆっくり壊れる場合に成り立つ。地震の場合す

なわち高速破壊の場合には、孤立したアスペリティがバリアー侵食を受けた断層領域で破壊する。震源領域が  $n$  次のアスペリティの一部をしめるとし、その場合地震の次数を  $n$  と呼ぶ。その震源領域の中に含まれる  $n+1$  次のアスペリティの個数  $i$  をその地震の位数と呼ぶことにする。すると次数  $n$  位数  $i$  の地震のモーメント  $M_{o_n}^i$ 、断層面積  $A_n^i$  に対して

$$M_{o_n}^i = iM_{o_{n+1}} \quad (9)$$

$$A_n^i = (i/Na)A_n \quad (10)$$

となる。(3), (8), (9), (10) から  $A_n^i$  と  $M_{o_n}^i$  の間には、 $Na$  と  $\lambda$  で記述されるある関係が成り立つ。日本付近のプレート境界地震とサンアンドレアス断層の地震から  $A$  と  $M_o$  の関係を求めると、カリフォルニアで小さい繰り返し地震に対して求められている関係 (Nadeau and Johnson, 1998) と一致し、それはフラクタル次元が 1.4 であることを示す。さらに釜石沖で起こっている相似地震の M 4.8 の地震の系列と M 3.5 の地震の系列間のサイズ比 (五十嵐, 2000) を隣り合う次数のアスペリティ間のサイズ比とみなし、 $\lambda=4.8$  と決めた。これらから  $Na=9$  と決定された。これが  $n$  と  $n+2$ 、あるいは  $n$  と  $n+3$  の次数のアスペリティ間のサイズ比である場合、 $Na$  はそれぞれ 3 と 2 となるがこれらの値はいかにも小さすぎる。このスケリングから 0 次を海溝系巨大地震のサイズとすると、7 次がカリフォルニアの繰り返し地震の最も小さいものとなり、その中の 8 次のアスペリティは 1.4 GPa の剪断強度を持つ。この強度は intact rock の強度であるので、これを最小のアスペリティ (ユニットアスペリティ) と見なすことができる。このような強度をもつ岩石ないし断層面はおそらく間隙流体の影響を受けないであろう。すべてのアスペリティはこのユニットアスペリティの集合であるから、バリアーだけが間隙流体圧の影響を受けるという仮定が妥当なものとなる (以上詳しくは Seno, 2002b 参照)。

#### 4. プレート境界巨大地震の 約 10 年前からの隆起の解釈

相模-南海トラフで起こる巨大地震の前に半島

の先端の岬は沈降し、地震の際には隆起、地震後にまた沈降することはよく知られており、これはフィリピン海プレートの沈み込みによる大陸プレートの引きずり込みと地震時の反発として解釈される。これに加えて地震の約 10 年ほど前から沈降が鈍化する現象が起こったと指摘されている (坪川, 1969; Ohnaka, 1985; 多田, 1996)。東海地方浜岡の掛川に対する沈降にも最近鈍化の傾向が見えることが指摘されている (多田, 1996)。この沈降の鈍化は言い換えると相対的隆起が起こっているということである。この隆起のモデルとして、震源核形成 (川崎・岡田, 2001)、プレスリップ (有吉他, 2001) などが提案されてきた。しかしこれらのモデルにおける隆起の時間スケールは 1 年から数カ月であり、観測される 10 年のタイムスケールを説明できない。一方 Igarashi (2000) は、臨界現象に用いられる一般的な式を浜岡-掛川の上下変動に適用し、臨界点すなわち地震の発生は 2004 年前後という予測を行っている。この場合は、具体的モデルが背景にないので予測の物理的意味がつかみにくい。

ここではこのタイムスケールの隆起を説明するモデルを、フラクタルアスペリティ/バリアー侵食モデルにもとづいて構築する (以下地震発生予測まで Seno (2002c) に従って記述する)。巨大地震の震源領域が 0 次のアスペリティの一部分であるとしよう (図 4)。この震源領域には  $i$  個の 1 次のアスペリティが含まれているとする (すなわち巨大地震は次数 0 位数  $i$  の地震であるとする)。巨大地震の発生に十分近づいているならば、この震源領域のバリアーは侵食されているはずである (図 4)。すなわち 1 次のアスペリティのどれかが破壊されると地震が起こる状態となっている。この 1 次のアスペリティのどれかを取り出して、その中の 2 次のアスペリティとそれをとりまくバリアーを見てみよう。するとこのバリアーは侵食を受けていないと考えられる。仮に受けていたとすると 2 次のアスペリティが破壊することは比較的容易に起こるので、1 次のアスペリティが破壊し、すなわち巨大地震が起こってしまうことになる。ということは 2 次以上のアスペリティはまわりを

バリアーに取り囲まれているためにゆっくりすべるわけである。このゆっくりすべり間には(3)-(8)で示したスケーリングが成り立っている。

ここで  $n$  次のアスペリティが破壊するのは、その中に含まれている  $Na$  個の  $n+1$  次のアスペリティのうち  $Nb$  個以上が壊れた時であると仮定する。  $n$  次のアスペリティの強度はその中に含まれ

$$p_n = f(p_{n+1}) = N_a C_{N_a} p_{n+1}^{N_a} + N_a C_{N_a-1} p_{n+1}^{N_a-1} (1-p_{n+1}) + N_a C_{N_a-2} p_{n+1}^{N_a-2} (1-p_{n+1})^2 + \dots + N_a C_{N_b} p_{n+1}^{N_b} (1-p_{n+1})^{N_a-N_b} \quad (11)$$

ここで考慮する最も小さいサイズのアスペリティの次数を  $N_{\max}$  としよう。このアスペリティが破壊する確率を  $p$  とすると、 $p$  が与えられれば順次次数の小さいアスペリティが破壊する確率を(11)式によって計算できるわけである。  $N_{\max}=7$  としたとき  $n=6-2$  に対する  $p_n$  を計算し、図5に示す ( $Na=9, Nb=4$  とした場合、この場合を簡単に(9,4) というように表記する)。  $p=0.32$  付近で最大のアスペリティが破壊してしまう臨界点が現れる。このような意味でこのモデルは臨界現象を含む。ただし地震が起こるのは臨界点ではなく、1次のアスペリティのどれかが破壊する時点となる。

$Na$  個の  $n+1$  次のアスペリティのそれに支えられているわけであるから、これは自然な仮定である。この仮定のもとに、 $n+1$  次のアスペリティが破壊する確率  $p_{n+1}$  を与えると、 $n$  次のアスペリティの破壊する確率  $p_n$  が以下のように計算できる。

小さなアスペリティのゆっくりとしたすべりは小さな隆起を生む。これが次第に集積増加して地震前約10年間に次第に増加する相対的隆起を生み出すと考える。確率  $p$  を与えると、それに対応する隆起量が計算できることを示そう。各次数のアスペリティが破壊する確率が計算できるので、各次数のアスペリティ1個が破壊したときの隆起量を計算できればよいが、これは次のようにして可能である。孤立した  $i$  個の1次のアスペリティが破壊することが巨大地震なので、地震の時の隆起量  $V_e$  の  $1/i$  が1次のアスペリティ1個が破壊することによる隆起である。(8)のモーメントのス

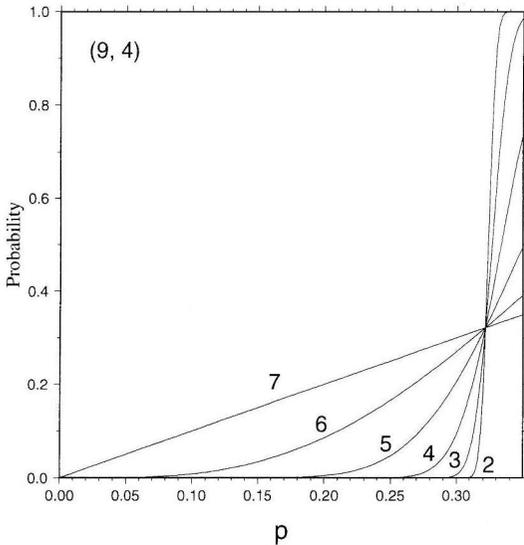


図5 次数  $n$  のアスペリティの破壊する確率を次数7のアスペリティの破壊する確率  $p$  に対してプロットしたもの (Seno, 2002c)。  $Na=9, Nb=4$  としている。  $p=0.32$  で臨界点が現れる。

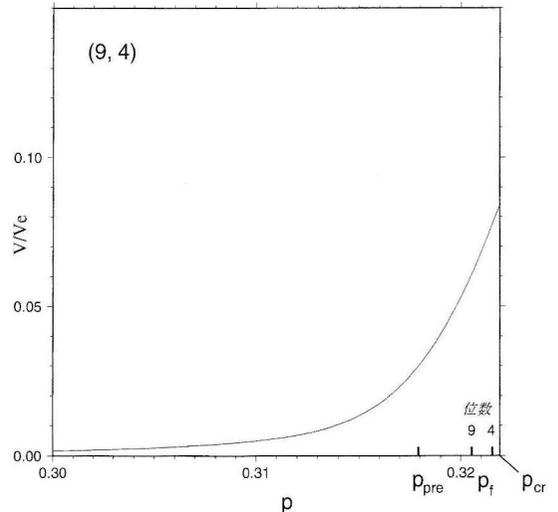


図6 前兆的隆起量  $V$  を  $V_e$  で規格化し確率  $p$  に対してプロットしたもの (Seno, 2002c)。  $Na=9, Nb=4$  としている。  $p_{pre}$  はデータの最終点に対応する  $p$ 。  $p_f$  は次数1のアスペリティが少なくとも一個壊れる  $p$  であり、巨大地震発生時期に対応する。

ケーリングを用いて任意の次数のアスペリティ  $i$  個が破壊することによる隆起量が計算できる。これらを破壊したアスペリティの個数だけ足し合わせ、確率  $p$  の時点での全隆起量が求まる。(9, 4) の場合の全隆起量  $V$  を  $V_e$  で規格化し、 $p$  の関数として図 6 に示す (ただし  $N_{\max}=7$  としている)。

### 5. 関東地震と東海地震の発生時期予測

上の前兆的隆起は確率  $p$  に対して与えられている。1 次のアスペリティ  $i$  個のうち少なくとも 1 個が破壊することが期待される確率は  $p_1=1/i$  であるが、これを与える  $p$  の値 (これを  $p_i$  とする) はわかっている。したがってもし  $p$  に時間目盛りが入れば、 $p_i$  に対応する地震の発生時期  $t_i$  が予測できることになる。この予測は次のようにして可能である。まず得られている相対的隆起データの最終データの時点を  $t_{\text{pre}}$  とする。その時の隆起量  $V_{\text{pre}}$  はわかっているので、 $V_{\text{pre}}/V_e$  を与える  $p$  を求め、これを  $p_{\text{pre}}$  とし、 $p$  に一つ時間目盛りが入る。  $p_i$  に対応する時間  $t_i$  を未知のパラメーターとし、 $t_{\text{pre}}$  以前に得られている隆起データを最もよく (最小自乗法的に) 説明するようにその値を決めることができる。

この方法を関東地震の前の油壺の験潮データ (海岸昇降検知センター, 2000) および、東海地震に関して浜岡-掛川の水準測量のデータ (国土地理院, 2002) に適用した。これらはいずれも 5 点移動平均をとっている。データの期間はそれぞれ 1897.2~1920.0, 1981.8~2001.8 である。定常的沈降からのずれが相対的隆起を与えるが、定常的沈降の推定には不確実性があるので、沈降速度  $v_s$  をもう一つの未知パラメーターとした。  $Na$  は地震データからは 9 と求まっているが、誤差を考えて 7 の場合も考慮した。  $Nb$  は  $Na=9$  の場合は 4,  $Na=7$  の場合は 3 としている。これは、これらより大きい値では残差が有意に大きくなり、また小さい値では不安定となるためである。位数  $i$  は  $4 \sim Na$  とした。これは 3 以下では、 $p_i$  が臨界点での確率よりも大となるためである。  $N_{\max}$  は 7 としたが、これは十分大きな値であればどのような値

でもかまわない。ここでは 7 が最小の地震と対応するため 7 としている。

関東地震の  $V_e$  は、最終データを基準として測った値は 140 cm (Ohnaka, 1985) であるが、地震までに理論的に 5 cm 程度さらに隆起するので、 $V_e=135$  cm とした。  $1\sigma$  の誤差の範囲で  $v_s$  が  $-0.70 \sim -0.56$  cm/yr と推定された。図 7 に、(7, 3),  $v_s = -0.62$  cm/yr,  $i=5$  の場合、相対隆起データに対する理論曲線の fitting を示す。この場合  $t_i=1923.6$  年が得られる。  $1\sigma$  のデータ誤差を考慮し、 $Na$ ,  $i$  の不確実性も考慮すると、 $t_i=1923.2$  ( $\pm 1.6$ ) 年が得られる。東海地震の場合、地震時の隆起量  $V_e$  は Ishibashi (1981) のモデルによる浜岡-掛川の隆起量 60 cm を用いることにした。ただし  $\pm 10$  cm の誤差を与えた。  $1\sigma$  の誤差の範囲で  $v_s$  が  $-0.59 \sim -0.51$  cm/yr と推定された。  $v_s = -0.54$  cm/yr, (9, 4),  $i=6$ ,  $V_e=60$  cm の場合の相対的隆起データに対する理論曲線の fitting を示す。この場合  $t_i=2007.3$  年が得られる。地震時隆起量の誤差、  $1\sigma$  のデータ誤差、  $Na$ ,  $i$  の不確定

Aburatsubo

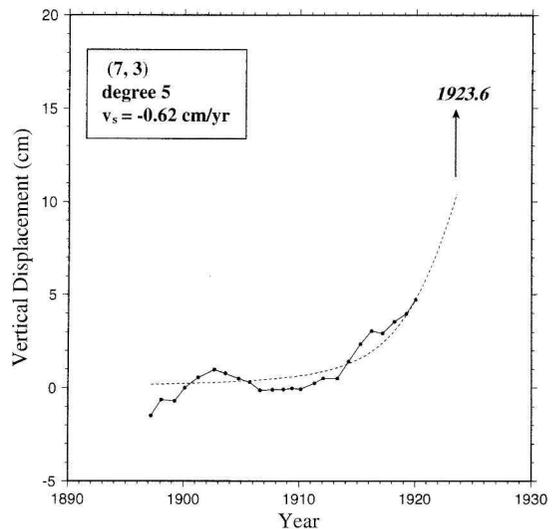


図 7 1923 年関東地震前の油壺の潮位データ (海岸昇降検知センター, 2000, 5 点移動平均) を用いて、関東地震の発生時期  $t_i$  を予測した図 (Seno, 2002 c).  $Na=7$ ,  $Nb=3$ ,  $i=5$  としている。データの誤差、 $i$ ,  $Na$  の不確実性から  $t_i$  の予測値は 1923.2 ( $\pm 1.6$ ) 年となる。

## Hamaoka-Kakegawa

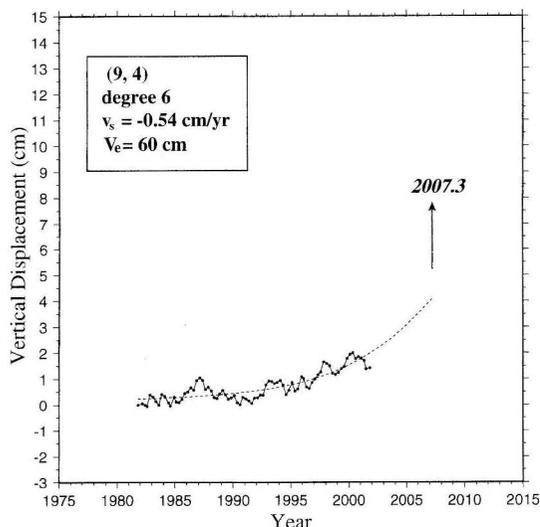


図 8 浜岡-掛川の水準測量データ（国土地理院，2002，5点移動平均）を用いて東海地震の発生時期  $t_f$  を予測した図（Seno, 2002c）.  $Na=9$ ,  $Nb=4$ ,  $i=6$ ,  $V_e=60$  cm としている. データの誤差,  $i$ ,  $Na$ ,  $V_e$  の不確定性から  $t_f$  の予測値は 2007.6 ( $-5.4$ ,  $+2.8$ ) 年となる.

性を考慮して  $t_f=2007.6$  ( $-5.4$ ,  $+2.8$ ) 年が得られる. この予測は現在得られているデータに対しては最適なものであるが, 将来データの推移によっては大きく変わる可能性があることに注意したい. ただその場合でもデータを追跡すれば発生に向かっているかそうでないかの判断は出来る.

上で行った予測モデルは臨界現象を含むので, Igarashi (2000) の予測と近いものがある. しかし彼が最小自乗法的に求めた理論曲線のべき指数や  $\lambda$  の値はここで述べたモデルの値と違っている. したがってモデルとして同等であるとは言えない. また松村 (2002) がアスペリティのサイズと静穏化期間との関係から求めた東海地震発生時期とも結果は近い. しかし彼のモデルには, アスペリティの同定の不確定さや静穏化の開始の物理的意味など解決を要する問題がある.

## 6. おわりに

アスペリティがフラクタルであることは, 海底

地形のフラクタル性や, 岩石実験の断層接触面の凸域のフラクタル性から自然に期待されることであり, また上に述べたように地震の断層サイズとモーメントの関係からも証明されているわけだが, 今後さらに具体的に実証して行く必要があるだろう. 一方バリアー侵食の方は, 地震が起こるためには断層にかかっている法線応力を支え, 実効法線応力を下げる必要があることから, 断層面に沿って起こっていることは確実と思われる. バリアー侵食の存在の有無は, 地震反射法探査で特異な反射係数を持つ反射として検知できる. 実際最近の爆破やエアガンなどによる地震反射法探査で日本列島付近のプレート境界のいくつかの領域で強い反射や負の係数を持った反射が見つかりつつある. 面的領域をカバーし反射法探査を繰り返して行うことが, 費用などの面で問題があるとはいえ, 津波地震のみならず一般のプレート境界地震の中長期的予知を行うための有力な手段となるはずである.

この小論ではこのモデルの応用として中期の地震予知を特にとりあげたが, この他にいくつも応用がある. 例えば地震のサイズ分布であるグーテンベルグ-リヒターのべき分布は, アスペリティがフラクタルなので, バリアー侵食がある領域でランダムに起こる場合必然的に成り立つが, 一方ある領域のバリアーが繰り返し侵食されるとそれは固有地震となり, 一見矛盾した両者が共存することがバリアー侵食の多様性として理解できる. また固有地震には, 常に同じ応力降下を起こすタイプ (アスペリティタイプ) と応力降下が異なるタイプ (バリアータイプ) があるが (Aki, 1984), 後者はバリアー侵食を受けないバリアーがところどころ取り残されることにより説明できる. また侵食が完全でない場合バリアー侵食の程度によってバリアーの粘性が著しく変化する. バリアー中のアスペリティの破壊に伴う応力擾乱は拡散によって伝搬するので, 拡散に要する時間に著しい違いが生じ, いろいろなタイムスケールを持つゆっくりすべりが生じることが期待される. これは地震の前兆すべりやスローイベントの解釈に, すなわち短期的地震予知に大きな意味を持つ

う(例えば1944年東南海地震前の掛川隆起や最近の東海スローイベントなど, 瀬野, 2002).

最後に, 水準測量データを提供していただいた国土地理院に感謝します.

### 参考文献

- Aki, K., 1984, Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, *J. Geophys. Res.*, 89, 5867-5872.
- 有吉慶介・加藤尚之・長谷川昭, 2001, 東海地域における近年の地殻変動及び地震活動の変化に関する数値シミュレーションによる検討, *地学雑誌*, 110, 557-565.
- Fisher, A.T. and M.W. Hounslow, 1990, Transient fluid flow through the toe of the Barbados accretionary complex: Constraints from Ocean Drilling Program Leg 110 heat flow studies and simple models, *J. Geophys. Res.*, 95, 8845-8858.
- Igarashi, G., 2000, A geodetic sign of the critical point of stress-strain state at a plate boundary, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1973-1976.
- 五十嵐俊博, 2000, 東北日本弧におけるプレート沈み込み過程—小地震データ解析に基づく研究—, 東北大学理学系研究科博士論文, 1-116.
- Ishibashi, K., 1981, Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, *Earthquake Prediction—An International Review*, Maurice Ewing Series 4, 297-332.
- 海岸昇降検知センター, 2000, 日本列島沿岸の年平均潮位とそのグラフ 明治27年~平成10年.
- Kato, N. and T. Hirasawa, 1999, A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, central Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1401-1417.
- 川崎一朗・岡田義光, 2001, 地震発生時期の予測—モデルと東海地震への適用の試み—, *月刊地球号外*, 33, 149-158.
- 国土地理院, 2002, 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会資料.
- Lay, T. and H. Kanamori, 1981, An asperity model of large earthquake sequences, In *Earthquake Prediction, and International Review*, ed. by D. Simpson and P. Richard, Maurice Ewing Series, 4, AGU, Washington, D.C., 579-592.
- 松村正三, 2002, 東海の推定固着域における1990年代後半の地震活動変化, *地震*, 54, 449-463.
- Moore, G.F., T.H. Shipley, P.L. Stoffa, D.E. Karig, A. Taira, S. Kuramoto, H. Tokuyama and K. Sueyhiro, 1990, Structure of the Nankai Trough accretionary zone from multichannel seismic reflection data, *J. Geophys. Res.*, 95, 8753-8765.
- Nadeau, R.M. and L.R. Johnson, 1998, Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 790-814.
- Ohnaka, M., 1985, A sequence of seismic activity in the Kanto earthquake, *PAGEOPH*, 122, 849-862.
- Satake, K. and Y. Tanioka, 1999, Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, *PAGEOPH*, 154, 467-483.
- Seno, T., 2000, The 21 September, 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan: implications for tsunami earthquakes, *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, 11, 701-708.
- Seno, T., 2002a, Tsunami earthquakes as transient phenomena, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (10) doi: 10.1029/2002.GL014868.
- Seno, T., 2002b, Fractal asperities, invasion of barriers, and interplate earthquakes, preprint, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/seno/Japan.index.html>
- Seno, T., 2002c, Intermediate-term precursors of great subduction zone earthquakes: An application for predicting the Tokai earthquake, preprint, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/seno/Japan.index.html>
- 瀬野徹三, 2002, バリアー侵食と東海地震, 月刊地球, 投稿中.
- Shipley, T.H., G.F. Moore, N.L. Bang, J.C. Moore and P.L. Stoffa, 1994, Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados Ridge decollement: Implications of fluid migration and fault strength, *Geology*, 22, 411-414.
- 多田 堯, 1996, 最近の東海地方の地殻上下変動とその意義, *月刊地球号外*, 14, 16-23.
- Tanioka, Y. and T. Seno, 2001, The sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3389-3392.
- Tobin, H.J., J.C. Moore, and G.F. Moore, 1994, Fluid pressure in the frontal thrust of the Oregon accretionary prism: Experimental constraints, *Geology*, 22, 979-982.
- 坪川家恒, 1969, 地殻変動の継続期間と地震の規模との関係について, *測地学会誌*, 15, 76-88.

# 地震観測の思わぬ副産物

2001年9月11日ニューヨークの世界貿易センタービルの崩壊に伴う震動が、ハドソン川上流のコロンビア大学ラモント観測所に設置された地震計で捉えられたことが新聞で報道されていた。このように、地震観測は、本来の自然地震を検知するという目的以外に、思わぬところで社会との接点を持つ場合がある。

核実験探知のように組織化された観測体制を敷く場合は別として、通常地震観測網においても、大きな爆発事故等の社会的イベントがあると、たまたま最寄りで見逃していた高感度地震計によりその震動がキャッチされることがあり、その資料は、時として警察署から証拠として提出を求められる場合がある。何しろ地震観測は1/100秒の時刻精度を誇っており、事件の発生時刻の同定には十分過ぎる精度を有しているからである。

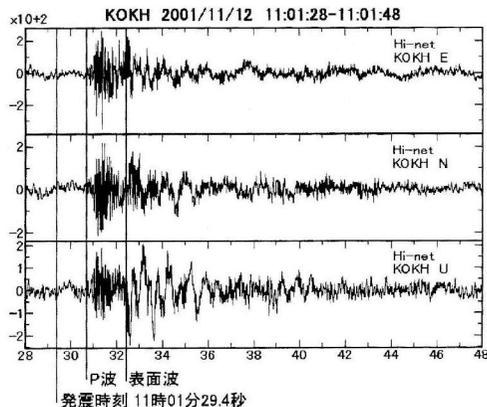
このような場合、通常は直近の観測点でのみ記録が得られるケースが多く、頼りになるのは地動の連続記録である。震源決定には最低3カ所で地動が捉えられる必要があるため、「合理的」な地震観測システムではそのような条件が満たされたときにのみ、地震波形をトリガ収録するようになっている。しかし、これでは、上記のような事件に伴う地動記録を残すことはで

きない。

これまでに知られている事例としては以下のようなものがあるが、警察への協力のほか、事件の分析を目的として、地震を専門としない研究者への情報提供がなされた例も少なくない。

(1) 1985/7/26 18:30 地附山の大地すべり(長野県長野市)、(2) 1985/8/12 19:00 日航機の御巢鷹山墜落事故(群馬県上野村)、(3) 1986/1/26 23:10 大規模なだれ(新潟県能生町)、(4) 1992/6/16 10:44 花火工場の爆発事故(茨城県守谷町)、(5) 1993/12/6 18:31 海上自衛隊下総基地での燃料タンク爆発(千葉県沼南町)、(6) 1996/12/6 10:36 姫川支流蒲原沢の土石流(長野県小谷村)、(7) 2000/6/10 18:09 日進化工群馬工場の爆発事故(群馬県尾島町)、(8) 2000/8/1 22:06 日本油脂武豊工場の爆発事故(愛知県武豊町)、(9) 2001/11/12 11:01 スーパーカミオカンデの崩壊事故(岐阜県神岡町)。上記のうち、(3)については地震ジャーナル4号に紹介されている。

このほか、事故や災害とは異なるが、隕石らしい物体が空中で発した衝撃音や、地球に帰還するスペースシャトルの発した衝撃波による地面の震動が地震計によって捉えられた例なども報告されている。(岡田義光)



東京大学宇宙線研究所神岡宇宙素粒子研究施設のスーパーカミオカンデ事故の際、7.7 kmの距離にあったHi-net神岡観測点で記録された震動波形。マグニチュードは-0.7に相当すると見積もられている。(防災科学技術研究所ウェブサイトより)

# ■ 地震予知連絡会情報 ■ 岡田義光 ■

第148回(2002/8/19)および第149回(2002/11/18)地震予知連絡会では、2002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。この期間内に発生した主要なイベントとしては、7月24日の福島県沖地震(M5.7)、8月13日に始まった八丈島付近の群発地震、10月2日に始まった房総半島付近の地震活動とスロースリップ、11月3日の宮城県沖地震(M6.1)などがある。なお、この期間に日本周辺で発生した最大の地震は、6月29日にウラジオストク付近の深さ589kmで発生したM7.2の深発地震である。

また、毎回テーマを変えて集中的な議論を行っているトピックスとしては、第148回に「地殻活動予測シミュレーション・モデルの開発と実用化へ向けての問題点」(世話人:平田直委員)、第149回に「2000年鳥取県西部地震のその後」(世話人:梅田康弘委員)が取り上げられた。

## 1. 北海道地方

この半年間、北海道周辺で発生した主要な地震は、すべて北方領土付近に集中している。最大のものは、10月19日に択捉島沖の深さ30kmに発生したM6.4の地震であるが、このほかにM5.5-5.8が3個、M5.1-5.4が4個発生している。

## 2. 東北地方

2002年7月24日、福島県の沖合い約120kmの深さ30kmで、M5.7の地震が発生した。この場所では2001年2月25日にM5.8、翌26日にM5.4の地震が発生しており、いずれも太平洋プレート境界面付近の低角逆断層型地震である。福島県沖約40kmに位置するOIP観測点(磐城沖石油開発(株)所有の天然ガス掘削井)に設置されたGPSは、2001年2月の地震以降、年末までに2cm近い東南東向きの余効変動を記録し、これは、今回の地震の震源域を北縁とするおよそ70km×45kmの範

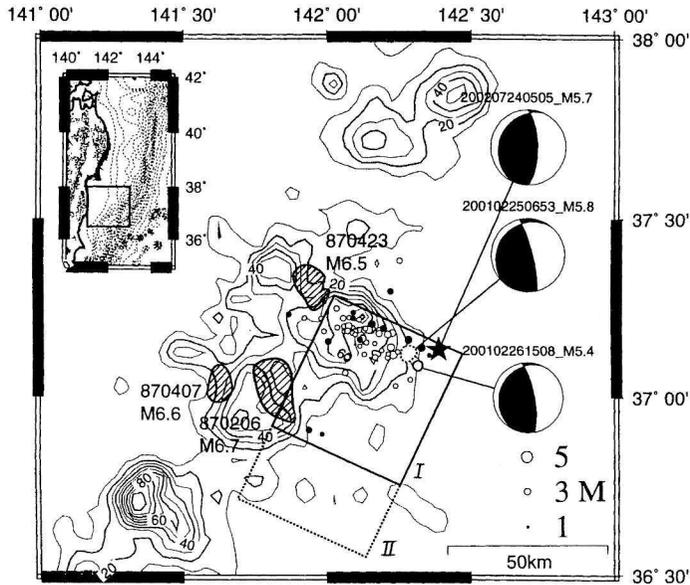


図1 福島県沖に発生した2001年2月および2002年7月のM5級地震の本震と10日以内の余震(○は2001年、●は2002年)。矩形Iは2001年6月末まで、矩形IIは12月末までの準静的すべり域を示す。背景には、地震発生密度の等高線、および1987年に発生した3つのM6.5級地震のアスペリティー(斜線部)が示されている [第148回:東北大資料に加筆]

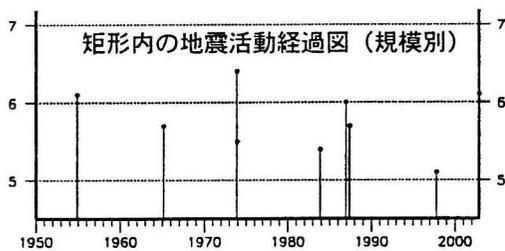
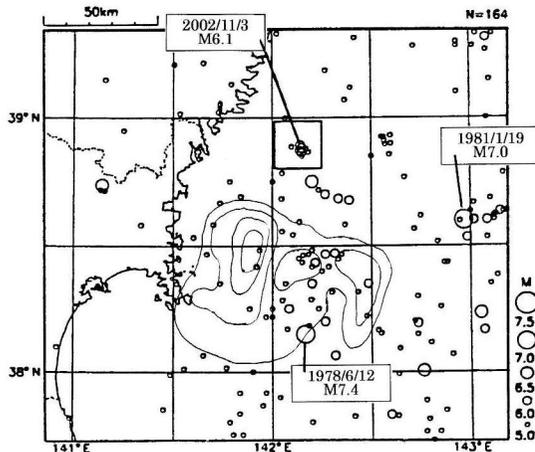


図2 1950年以降に金華山沖で発生したM5以上の地震の震央分布。2002年11月3日宮城県沖の地震(M6.1)の近傍で発生した地震のM-T図を下段に示す。なお、等値線は山中・菊池(2001)による1978年宮城県沖地震のモーメント解放量分布を示す[第149回:気象庁・東北大資料より合成]

囲で約17cmの非地震性すべりが生じ、Mw6.8に相当するモーメント解放があったものとしてモデル化されている(図1:東北大)。今回および2001年2月の地震の西側に隣接する領域では1987年にM6.5を超える3つの地震を含む群発地震活動が発生しており、今回の活動がこのような大規模な活動へ発展するのか、また、非地震性すべりの領域が今後さらに拡大するのか等、一連の活動の進展が注目される。

2002年11月3日、金華山沖合の深さ45kmでM6.1の地震が発生し、最大震度5弱を記録した(図2:気象庁)。発震機構解はほぼ東西の圧力軸を有する逆断層型を示し、太平洋プレート上面で発生した地震であると思われる。図2に見られる通り、今回の震源域ではほぼ定期的にM6前後の地震が繰り返し発生している様子が見られ、このようなアスぺリティー領域は、今回の震源域の近傍に3つほど同定されるとの報告があった(東北大)。今回の地震は、1978年6月宮城県沖地震(M7.4)の震源域の北方約40kmに位置しているが、このすぐ南では1978年2月20日にM6.7の地震が発生している。この地震は今回よりやや深い56kmに震源が求まり、発

震機構解の特徴等から、太平洋スラブ内で発生したものと考えられている。宮城県沖では今後20年以内に約80%という高い確率での大地震発生予測がなされているため、この領域での今後の地震活動には注意が必要であろう。

### 3. 関東・中部地方

2002年10月2日より、千葉県東方沖の深さ30km前後でM3.8を最大とする群発的地震活動が始まり、10月7日頃からは震源が房総半島の陸部に移動した(図3:気象庁)。これらの地震の発震機構解はおおむね北西-南東主圧力の低角逆断層型であり、フィリピン海プレート上面で発生した地震活動であると思われる。この地震活動と時期を同じくして、房総半島中部一帯では、常時の地殻変動とほぼ逆向きである南東方向へ最大2cm程度の変位がGPSにより観測された(図3:地理院)。この地殻変動から推定された地下でのすべり量は最大でおよそ10cm程度であり、ほぼモーメントマグニチュード6.6の地震に相当する歪エネルギーが解放されたものと考えられる。なお、当地域では、1996年5月にも今回と同様の地震活動およびそれに同期したスロースリップ現象が観測されているが、地殻変動は今回の方が若干大きく、すべり領域の中心はやや南寄りに推定されている(図3)。

このイベントについては、房総半島中部の勝浦に設置されたボアホール傾斜計にも、地震活動が内陸へ移った10月7日頃より北西下がり0.5 $\mu$ radほどの傾斜変化が記録されている。同様の傾斜変動は、1983年5月のイベント以来、これまで数度にわたって観測されており、このような現象が断続的に繰り返されていた可能性が高い。また、今回の震源域では、プレート境界付近に多くの相似地震群が分布していることも報告された(防災科研)。

房総半島の地震活動が現れたのと同じ10月2日より、長野県中部の松本市付近で小規模な地震活動が始まった。10月4日にはM3.1の最大地震が発生し、震度3が記録された(気象庁)。この活動の震源域は、内陸地震の発生が懸念されている糸魚川-静岡構造線の牛伏寺断層に近い場所であるが、当地域ではこれまでも小規模な地震の発生がたびたび見られており、現時点で特別な活動とはみなされていない。

### 4. 伊豆地方

2002年8月13日16時頃より、八丈島西海岸近くの深さ10~15kmを震源域として、活発な群発地震活動が始まった。15日昼頃からは震源域が北方に移動し、17日からは八丈島西方の広い領域に拡散したような状態で震源

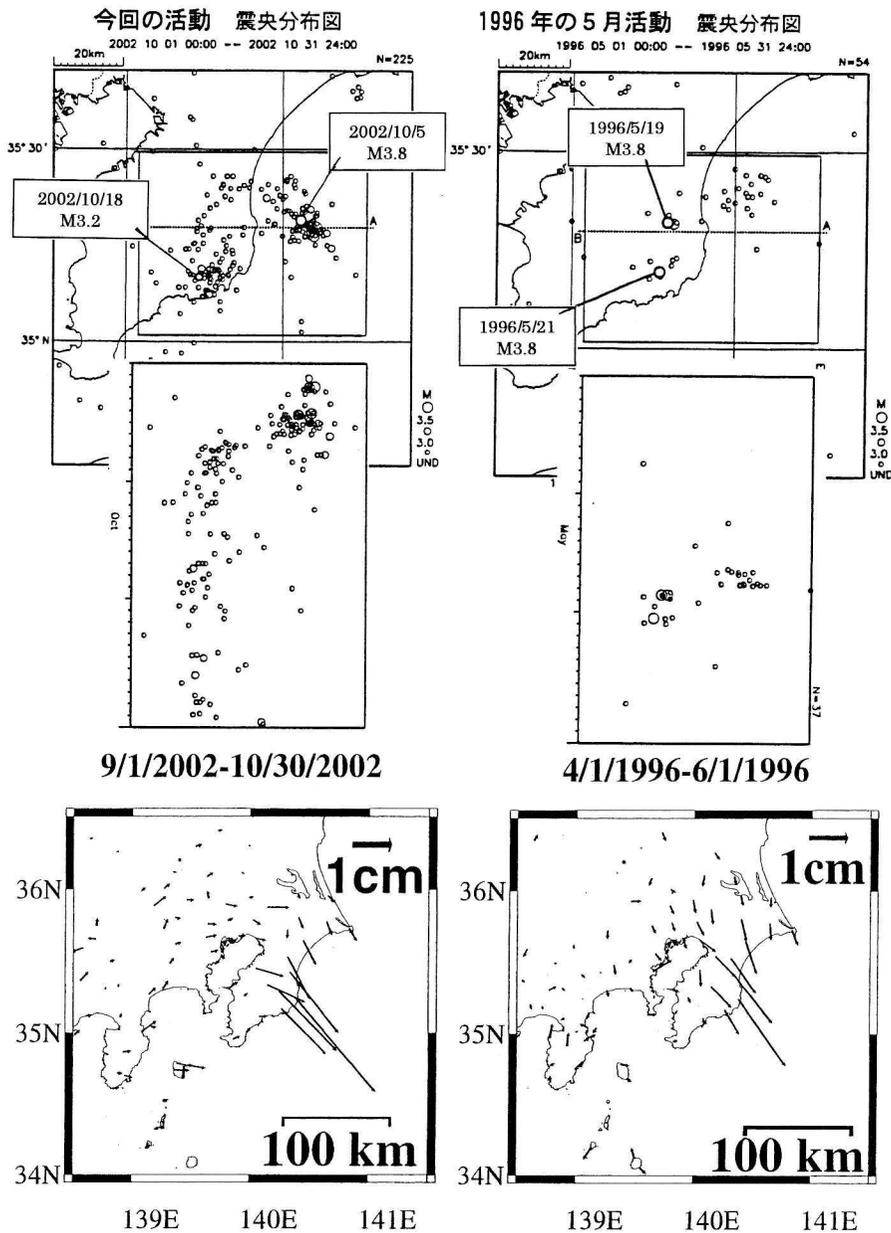


図3 2002年10月の房総半島付近における地震活動（上段左の震央分布および東西方向の時空間分布）と地殻変動（下段左）、および1996年5月の活動（右）との比較 [第149回：気象庁・地理院資料より合成]

が分布した（図4：気象庁）。最大震度は2、最大マグニチュードは4.1と、地震の規模はあまり大きくないが、群発開始後1週間で累積地震回数は5500回を超えた。短周期地震の活動がある程度おさまった8月下旬からは約10秒の卓越周期を有する長周期イベントが観測され始めた。この長周期地震波のパーティクルモーションに基づいて、その発生源は八丈富士北麓の深さ5kmあたりであることがわかった（図5：防災科研）。この長周

期地震波のモーメントテンソル解析結果からは、体積変化成分が卓越しており、ほぼ南北走向に貫入したダイクが東西方向に振動していることが推察された。

一方、8月15日頃の震源移動に同期して、八丈島に設置されたGPS観測点は東方への変位を始め、約5cmの変動が記録された（地理院）。また、東京都が同島東海岸近くに設置していた傾斜計にも約 $20\mu$  radの大きな変動があったことが報告された（東大震研）。地震の規模に比

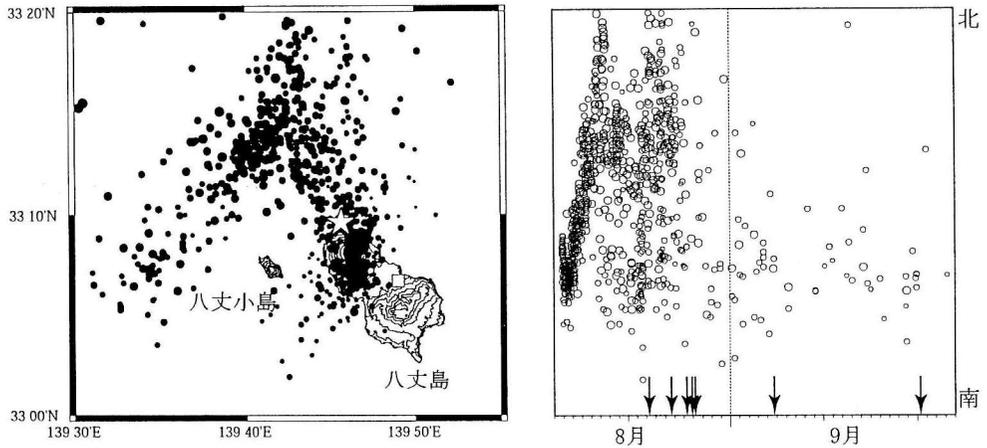


図 4 2002年8月13日に始まった八丈島付近における群発地震活動の震央分布、および南北方向の時空間分布。矢印は長周期イベントが発生した時刻、☆印は長周期イベントの発生位置を示す [第149回：気象庁資料]

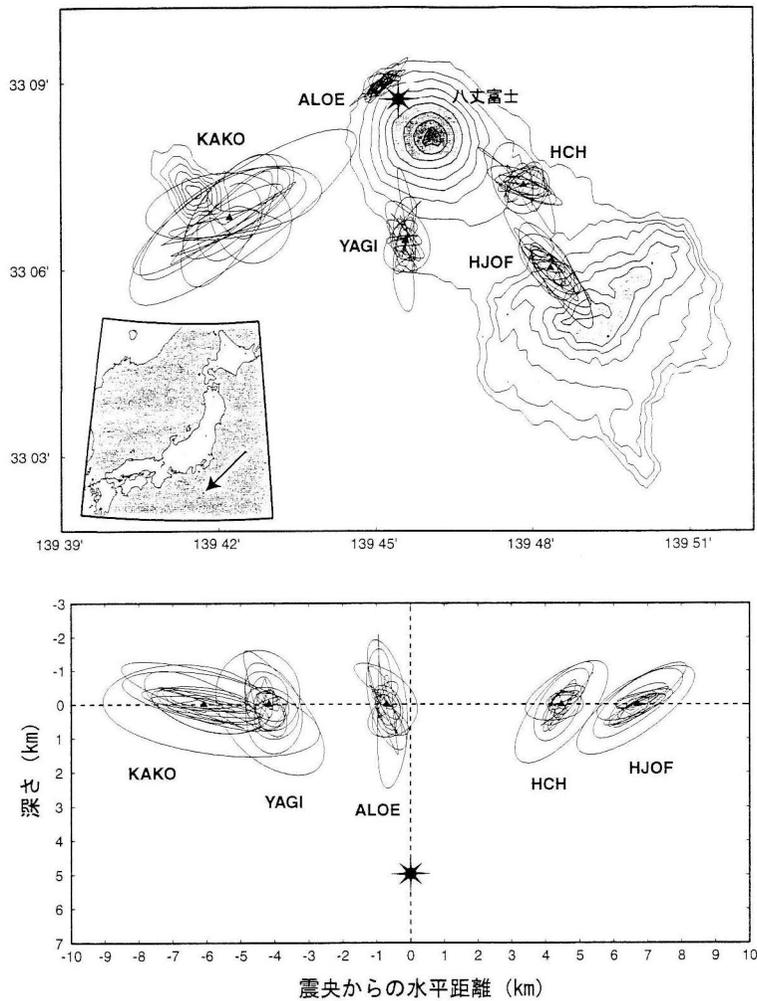


図 5 2002年9月4日19時24分に観測された長周期地震波のパーティクルモーション (上段：平面図、下段：断面図) と、推定された震源位置 (☆印) [第149回：防災科研資料]

して顕著な地殻変動が観測されていることは伊豆半島東方沖の状況と同様であり、マグマ貫入等の事態が生じたものと推察される。

なお、2000年7月～8月に激しい群発地震活動のあった三宅島・神津島・新島周辺海域では現在も地震活動度の高い状態が続いているが、徐々にかつての地震活動レベルに戻つつある(気象庁)。また、群発地震に伴って約1mもの伸びを見せた新島-神津島間の距離もいまだに伸張を続けているが、その伸び率は群発地震開始前の1996年頃のレベルに戻つつある(地理院)。

## 5. 東海地方

毎回報告される森～掛川～御前崎間の水準測量結果は、東海地震との関連で常に注目を集めているが、最新観測期間の2002年(6-7)月～(9-10)月では、御前崎付近が数mmの明瞭な隆起を見せた。GPS観測結果と水

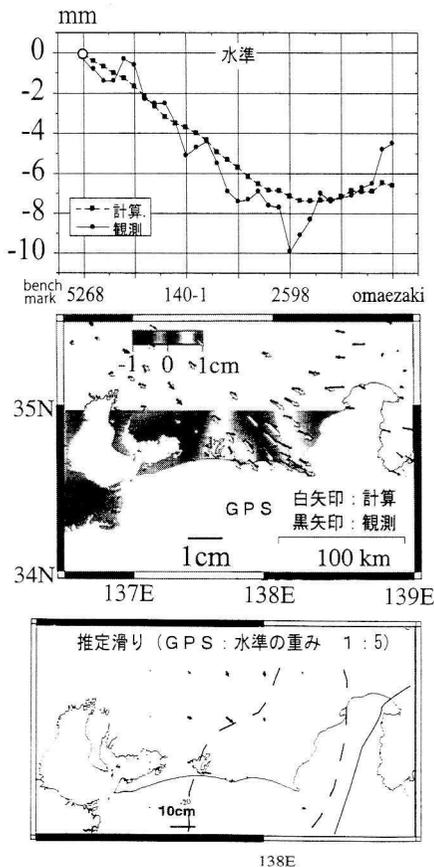


図6 2002年(6-7)月～(9-10)月の水準測量結果(上段:実線)と相当期間におけるGPS観測結果(中段:黒矢印)、およびGPS:水準の重みを1:5として推定したプレート境界面の滑り分布(下段)。これによる計算値が(上段:点線)および(中段:白矢印)に示されている [第149回:地理院資料]

準測量結果を1:5の重みで取り扱った場合、プレート境界における推定滑り分布としては、浜名湖北東付近のスロースリップに加えて、御前崎沖にも若干のスリップが現われる(図6:地理院)。これらのスリップは微小地震活動から見出された固着域の周辺を取り囲むように進行しており、固着域内の地震活動活性化領域として顕在化しつつあるアスペリティーのひとつに応力集中が進んでいる可能性があるとの指摘がなされた(防災科研)。

一方、GPS観測により検知された浜名湖付近を中心とする異常地殻変動は、現在も継続している。東海地方のプレート境界で推定される非地震性すべりのモーメント解放量の時系列を、浜名湖付近とその東および西の3つの領域に分けて比較してみると、浜名湖を含む領域でのすべりがもっとも大きく、その総量はMw 6.7相当に達している。東西両隣りの領域におけるモーメント解放量はこれより小さいが、その変化は2002年頃より加速しているように見える。ただし、最新の期間では頭打ち傾向にも見え、季節変化が重畳している可能性がある。また、上下変動では、隆起域が東側に伸び、1cmのコンターが御前崎付近にまで達している(地理院)。

なお、東海地域にある検潮場の潮位記録から計算された日平均潮位差から同地域の地殻上下変動を求める試みが報告され、舞阪および御前崎検潮場で2000年頃から始まった隆起変動がGPS観測とは独立に検出された。2001年末までの隆起量はそれぞれ約5cm、約1cmであり、GPS観測結果と調和している(図7:防災科研)。

## 6. 近畿地方以西

2002年9月16日、鳥取県中西部でM5.3の浅発地震が発生し、最大震度4を記録した。地震活動は本震-余震型であり、最大余震は同17日および19日に発生したM3.9であった。なお、発震機構解は東西と南北の節面を有する純粋な横ずれ断層型であった(気象庁)。この地震の

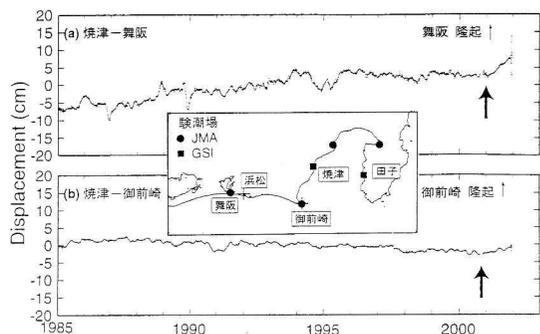


図7 焼津を基準とした舞阪および御前崎の日平均潮位差。短周期の変動と年周変化は取り除いてあり、2000年末頃からの隆起が見られる [第149回:防災科研資料]

震源位置は2000年10月の鳥取県西部地震より東北東に30 kmほど離れた地点であり、また1943年鳥取地震の余震域の西端付近にあたっている。なお、10月23日には島根県東部でもM4.4の浅発地震があった。

2002年10月13日には、豊後水道の深さ43 kmでM4.7の地震が発生し、最大震度4を記録した。発震機構解は東西方向に張力軸を有する正断層型であり、フィリピン海スラブ内の地震であると考えられる。なお、この地震の発生に先行して、深部低周波地震が観測されたとの報告があった(気象庁)。

2002年11月4日、宮崎県北部沖合い約20 kmの日向灘で、深さ35 km、M5.7の地震が発生し、最大震度5弱を記録した(気象庁)。発震機構解は北西-南東方向に圧力軸をもつ逆断層型であり、フィリピン海スラブ内で発生した地震であると思われる。日向灘ではこのような地震がかなり頻繁に発生しているが、今回の地震は、それらの中でもかなり陸に接近した場所で発生している。

2002年10月24日から25日にかけて、石垣島北方の海域で、M5以上の地震10個(うち4個はM5.4)を含む大規模な地震活動が発生した。これらの地震の発震機構解は、概ね南北方向の張力軸を有する正断層型であり、沖縄トラフの拡大に対応する活動であったと思われる(気象庁)。

## 7. トピックス

### 7-1. 地殻活動予測シミュレーション

第148回連絡会では、トピックスとして「地殻活動予測シミュレーション・モデルの開発と実用化へ向けての問題点」(世話人:平田直委員)が取り上げられ、準静的な地震発生サイクルのシミュレーション(東大理:松浦充宏)、地震破壊伝播のシミュレーション(防災科研:福山英一)、地殻変動データの解析・同化(地理院:鷲谷威)、地震波の伝播と強震動生成のシミュレーション(東

大震研:古村孝志)の各テーマについて、レビューと意見交換がなされた。

新しい地震予知へのアプローチとしては、モデリングとモニタリングと基礎研究を三位一体として進めることの重要性がうたわれている。1995年の阪神淡路大震災発生後、地震予知の困難さや不可能性ばかりが強調されがちであるが、1990年代には上記の三者に著しい進展が見られ、地震発生予測シミュレーションは現実的な問題として取り扱える段階に入った。その背景としては、地震発生物理学に基づき地震サイクルを記述する方程式系の完成、全国的な地震・地殻変動観測網の整備、地球シミュレータに代表される計算機技術の発展がある。

地震サイクルとしては、①プレート運動に起因するテクトニック応力の蓄積、②地震破壊の準静的な核形成過程、③地震破壊の開始・動的伝播・停止、④断層強度の回復と地殻内応力の再配分、の4つの地殻活動現象を考える必要がある(図8:東大理)。岩石破壊実験に基づく断層面の摩擦構成則の導入や、理論研究の進展によって、これら4つの現象を記述する基礎方程式系は出来上がっている。そして、これを動かす計算機環境が整い、シミュレーション結果を検証する観測網の整備も進んだ。初期条件・境界条件としてどのような地球内部構造を与えるかという大問題は残っているものの、天気予報にたとえれば、数値予報の導入がその緒についた段階といえるであろう。

### 7-2. 2000年鳥取県西部地震のその後

第149回連絡会では、トピックスとして「2000年鳥取県西部地震のその後」(世話人:梅田康弘委員)が取り上げられた。この地震が起きた直後は、“地震活動度は高いものの、活断層が認められず、歪速度も小さいところ”で起きたことから、地震・活断層・測地のそれぞれの研究者にとって、意表をつく地震として受け止められた。そこで、その後の研究成果をとりまとめ、この地震の発

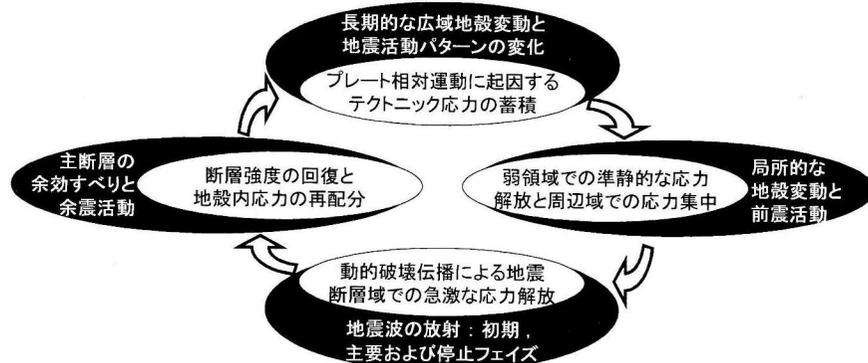


図8 テクトニック応力の蓄積・解放過程としての大地震の発生サイクル [第148回:東大理資料]

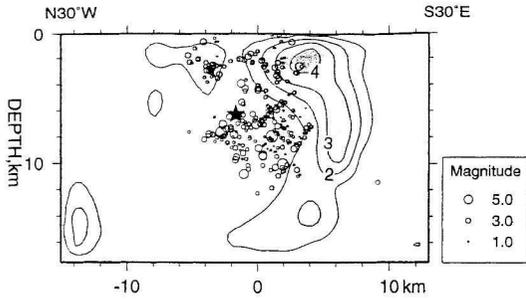


図9 2000年鳥取県西部地震の断層面に沿う面上での先行的群発地震の分布と、本震の破壊開始点(★印)。コンターは、本震時の滑り分布を1m間隔で示している [第149回:京大防災研資料]

生環境と断層破壊の実態を議論することとなった。レビューアとしては、産総研:佃栄吉(活断層調査)、地理院:村上亮(測地観測)、京大防災研:梅田康弘(地震波速度構造・電磁気構造等)が指名された。

地震発生後に行われた調査によって、震源域周辺では約5km範囲のきわめて限られた場所で多くの地変が見つかったが、これらの短い断層の変位量はせいぜい30cm程度であり、地震学的に推定された断層長や断層面変位量とは大きな開きがある。トレンチ掘削の調査結果によれば、変形は一カ所に集中するのではなく、幅をもった破碎帯中に分散しているようであった。このことから、2000年鳥取県西部地震は変位速度の小さい未発達な断層で発生したと考えられ、これは測地測量による歪速度が小さかったことと整合的である。山陰地方は活断層が“未成熟”な特別の地域である可能性があり、このような地域において将来活動する可能性の高い断層を適切に評価する方策については、今後さらに研究を続けていく必要がある。

山陰地方の地震活動は海岸に沿って並んでいることが知られているが、今回の鳥取県西部地震を起こした場所では1989年頃より地震活動が活発化し、これまでもM5級の地震が繰り返し発生してきた。なかでも、1989年、1990年、1997年には活発な群発的活動が見られ、2000年鳥取県西部地震の破壊開始点も、これらの先行した群発地震域の中にある。ただし、本震時に滑りの大きかった領域は群発地震の震源域と重ならず、前駆的活動を取り囲むように分布している(図9:京大防災研)。な

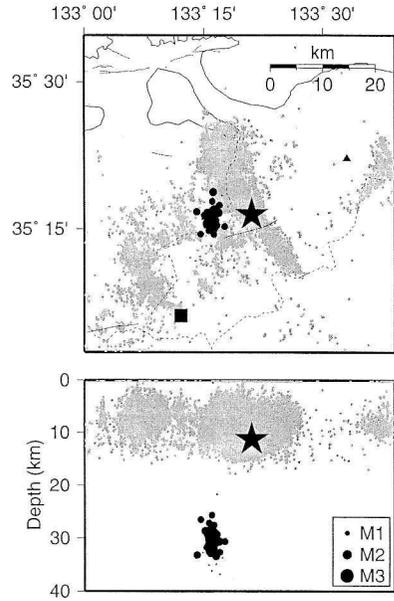


図10 1999年1月~2000年10月における鳥取県西部地域での深部低周波地震の分布。★印は2000年鳥取県西部地震の本震位置、●は深部低周波地震の震源。背景は2000年鳥取県西部地震の余震活動を示す。なお、■はTTR観測点、▲は大山火山である [第149回:京大防災研資料]

お、震源域で実施された精密な地震波速度構造調査によれば、前駆的地震活動のあった場所は高速異常域には含まれた場所であることがわかった。また、電気比抵抗構造の探査結果からは、震源域直下に低比抵抗領域が見られ、群発地震は高比抵抗領域で発生していたことがわかった。

2000年鳥取県西部地震の余震活動は深さ約15km以浅に限られているが、その下の深さ25~35kmでは特異な深部低周波地震が発生している。この低周波地震は、2000年鳥取県西部地震の前から見られていたが、本震発生後はその頻度が増したとのことである(図10:京大防災研)。なお、この地震の前兆現象としては、地震活動の静穏化、地下水位の急激な低下、P波初動部の立上り傾斜角の変化などが報告されているが、GPS観測でも、震源域周辺を含む西日本の広域で2000年夏頃に東向き1cmほどの変動が認められている(地理院)。

# ■ 書 評 ■

## ● 教科書「地震学の基礎」

Agustin Udias 著

### Principles of Seismology

評者 佐藤春夫

本書は、大学学部高学年から大学院初等クラスを対象とした地震学のテキストである。地震波の伝播と震源の力学に焦点を絞り、基礎的な概念の紹介と数理的記述に重点が置かれている。

本書の構成は、地震学の概観、弾性論の基礎、弾性波動、ノーマルモード理論、波線理論と走時解析、表面波、層構造における波動伝播、地球の自由振動、非弾性と異方性、震源パラメータ、震源の力学、モーメントテンソル、断層破壊のモデル、震源メカニズム解の決定法、地震活動とテクトニクス、地震計の章からなる。読者がベクトル解析、微分方程式、力学、弾性論等に関する基礎的な知識を持っていることを想定しているが、各章における数学的導入は懇切丁寧で初学者にも理解しやすい。数式の展開は緻密で、式変形の過程をできるだけ省略せずに記載している。各章の記述は、物理的理解を育むような事例を用い、読者の理解を助けるような工夫がなされている。地震学の数理解理解を望む読者にとって、良い入門書と位置付けられる。

しかし、本書のみで地震学の全体を概観するといった構成にはなっていない。地震活動に関する章は短く記載事実も少ないので、初学者には「地震学」(宇津徳治著)等を合わせて読むことを薦める。より高度な数理的記述に興味を持つ読者は、“Quantitative Seismology”(Aki and Richards 著)等に進まれるのが良いであろう。

著者の Udias 教授は、発震機構解や地中海の地震活動に関する研究で知られる地震学者である。1977 年以来マドリッドの Universidad Complutense の教授職にあり、長い間スペインの地球物理学をリードしてきた。著者は、敬虔かつ活動的なイエズス会の修士としても知られている。著者自身が Seismological Research Letters (67, 10-19, 1996) に寄稿した「地震学におけるイエズス会の貢献」という論説(W. Stauder との共著)によれば、イエズス会は自然科学分野における観測を重要

な社会的貢献と位置付け、1868 年にはフィリピンのマニラに最初の地震観測所を建設した。最も活動が活発であった 1910 年から 1960 年にかけて世界各地で稼働していたイエズス会の地震観測所の数は、38 に及んでいたとのことである。地震学の黎明期に、世界規模での地震観測事業に対して信仰に基づく組織的な貢献があったことを、評者はこの論説から初めて知った次第である。

<Cambridge University Press, 1999 年, 475 頁, \$40.00>

## ● カリフォルニア地震対策と関係者の苦闘

Carl-Henry Geschwind 著

### California Earthquakes : Science, Risks, and the Politics of Hazard Mitigation

評者 力武常次

この本の著者は 1965 年生まれ、Brown 大学地質科学修士、Johns Hopkins 大学科学史博士(Ph. D.)の学位を取得したと紹介されている。文字は細かい活字で 1 ページあたり約 550 語で 229 ページにものぼり、さらにもっと細かい字で 90 ページにわたり非常に多くの文献があげられており、読破するには相当のエネルギーが必要である。読むのも大変なくらいであるから、著者の文献を考証したり、関係者にインタビューしたりしたノンフィクション作家的努力は大変なものであったろうと推察される。

一言で言うならば、1900 年以前の地震現象の非科学的解釈が 1906 年のサンフランシスコ地震以後徐々に科学的に改められ、不動産業者・建設業者・その他の抵抗勢力の反対を押し切って現在のカリフォルニアに於ける地震災害軽減対策が如何にして実行されるにいたったかがドキュメンタリー風にまとめられている内容である。サンフランシスコ地震(M 8.3, 死 700)では家屋の倒壊もさることながら、地震によって発生した火災の被害は猛烈であった。このため、地震そのものの被害は大したことなく、耐火建築の重要性が強調されてしまった。さらにこのような大地震は当分起こらないという見解が支配的で、地震対策強化は必ずしも重要視されなかった。

しかし地震学者はカリフォルニアの地震と断層の調査研究を続けていた。1908年、Harry O. Wood (カリフォルニア大学、カーネギー研究所) は若干の研究費を得て、地震を起こすかもしれない北部カリフォルニアの断層の分布図を作成することを始めた。彼はまず地震計を作ることから始めて、1920年代半ばにはWood-Anderson地震計が作られた。この振れ振子を用いた器械は1920年代よりカリフォルニアの地震観測にひろく用いられ、Charles F. Richterによってマグニチュードを決定するのに使われたことで有名である。評者はWoodがどういう経歴の人物であったかをこの本によって初めて知った。更にBailey Willis (アメリカ地質調査所 [略称USGS]、スタンフォード大学) は1921年アメリカ地震学会会長となったが、地震対策の重要性を強調し建築基準法の制定に努力した。しかし建築業関係者は地震被害は大したことないと宣伝していた。ところが、サンタバーバラ地震 (M不詳、死12、1925) が起こり、地震問題の重要性が改めて認識された。

1925年末、Willisは10年以内に南カリフォルニアに大地震発生を予告した。その理由はフォート・テホン地震 (M~8と推定、1857) 以来大地震が無いことおよび測量により地殻歪が集積していることが分かったことであるとした。しかしながら、この見解は不動産業界の反対や地震保険料の高騰など猛反発を受け、更に科学的根拠に欠けるとして地震学界の支持をも失うことになり、1920年代末には主張を事実上取り下げざるを得なくなった。このことは日本に於ける東京大地震に関する今村明恒・大森房吉論争を想起させる。

ところが、1933年ロングビーチ地震 (M 6.2、死120、損害\$ 40百万 [2001年換算\$ 400百万]) が発生し、特に学校建築の被害が大きかった。この地震に際しては不動産業界や建築業界の地震被害過少視は機能せず、耐震構造の重要性が認識されるようになり、特に煉瓦建築の危険性が指摘された。

第2次世界大戦は地震研究に重大な支障をもたらしたが、耐震建築の知識は核爆発シェルター建設に役立つことが分かった。戦後地下核爆発探知のため実施されたVela Uniform計画は地震計測学の発展に寄与し、原子力発電所建設にも地震学の知識が重要となった。

1960年代になると地震予知の議論が登場する。甚大な被害をもたらしたアラスカ地震 (M 8.5、1964年3月27日) は直前に日本で行なわれた日米地震予知セミナーなどの影響もあって、地震予知への関心を盛り上げた。Frank Press (マサチューセッツ工科大学 [略称MIT]) を長とするパネルは、あらゆる機器を集中的に装備したいわゆるクラスターをカリフォルニア・ネバダの地震多発地区に設置する計画を提唱した。しかしRichterなど

は必ずしもこの計画に賛成ではなかったようである。Press計画はベトナム戦争などの影響もあり、具体的には実施されなかったが、アメリカの地震予知研究を大いに刺激することになった。

1971年のサンフェルナンド地震 (M 6.6、死58) では、退役軍人病院の倒壊、ハイウェイの崩壊、決壊寸前のダム損傷などがあり、地震対策強化が叫ばれて、困難はあったものの1975年には州としての地震対策立法に漕ぎつけ、活断層上の建築禁止が条文化された。

1970年代には、Christopher Scholzなどによるいわゆるディラタンシー仮説が提出されて、地震予知の達成は間近であるかと思わせた。これは来たるべき地震の震源域を通過する地震波の速度に異常を生じるという現象で、もともとは旧ソビエト連邦のガラム地区に於ける観測に拠るものであるが、ニューヨーク州の小地震の予知に成功したという論文が発表された。また中国では海城地震 (M 7.3、1974) の予知が成功し、事前に避難警報が発せられるなど、地震予知にとってバラ色の時代が到来したかと考えられた。

1975年頃には、南カリフォルニアに水準測量によって大規模な異常隆起 (いわゆるバームデール・バルジ) が報じられ、巨大地震の発生が恐れられる事態を生じた。このような状況のもとに、地震工学界などの地震予知一辺倒への反対はあったものの、1977年アメリカ議会はEarthquake Hazards Reduction Act of 1977 (地震災害軽減法) を法制化した。これは3年間に\$ 205百の支出を認めたものである。

ところが、精密観測によると地震前に地震波速度異常が必ずしも認められないこと、バームデール・バルジは測量の誤差によるという疑念、中国で大災害となった唐山地震 (M 7.8、1976) の予知失敗、その他の地震でも前兆が捕えられなかったことなどから地震予知の可能性は疑わしくなり、予知の研究費も研究者数も急激に減少してしまった。

さらにほぼ22年おきにM 6クラスの地震が起こるとして、集中観測が行われていたカリフォルニア・パークフィールドでの予知実験もうまくいかず、直前予知の可能性は疑わしいとされるにいたった。しかしUSGSはカリフォルニアに於ける地震発生確率による長期予知は長足の進歩を達成したとし、21世紀初頭を含む30年の期間にサンフランシスコが破壊的地震に襲われる確率は67%と見積もった。事実、ロマブリエタ地震 (M 7.1、1989年10月10日、死62) は確率の高い地域で発生している。

上記のような紆余曲折はあったものの、地震研究 (工学関係を含む) 予算は1970年初期のレベルの2~3倍、1960年代の20~30倍を維持している。

以上が本書に述べられているカリフォルニアに於ける地震対策を進めるための地震関係者の苦闘の概要である。本書の内容を紹介するために、書評というより解説になってしまったがご容赦願いたい。

本書はその詳細な内容にもかかわらず、図は冒頭のカリフォルニアに於ける断層分布図だけであり、表は皆無である。また、通常の科学論文では見かけない洒落たボキャブラリーがしばしば用いられていて、評者のような科学論文しか読んだことの無い者にとっては、必ずしも読み易い本ではない。しかしながら、本書によってカリフォルニアに於ける地震学や地震災害軽減対策の発展経過を知ることは、日本の地震関係者にとってはきわめて有用なことであろう。前にも述べたように、この本を読破することはなかなか努力を要するが、関係者が是非一読されることをおすすめしたい。

<Johns Hopkins University Press, 2001年, 337頁, \$45>

## ● 地震防災研究の基礎的資料

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・  
平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 編

### 第四紀逆断層アトラス

評者 松田時彦

今年になって、日本列島の活断層の位置と性状を図示した日本列島の詳しい活断層図が相次いで2つ出版された。その1つがこの「第四紀逆断層アトラス」であり、他の1つが「活断層詳細デジタルマップ」である。日本の活断層と言えば「新編日本の活断層」(東京大学出版会)があるが、その出版後すでに10年も経っている。その間、阪神・淡路大震災もあって活断層の調査は質量ともに飛躍的に進んだ。本書は、早くから活断層に取り組んできた専門家グループが、自ら開発した新視点からの詳細な空中写真判読結果と近年急増した反射法地震探査結果とに基づいて日本列島陸域の逆断層を現時点で総括した労作である。著者らの長年の経験・主張がそこで多くの断層図・地下構造図とともに具体的に詳しく説明されている。

本の表題にある「逆断層」とは、地殻の圧縮力によ

て生じた主に土地を上下方向に動かす形式の断層のことである。北海道-東北地方の主な活断層はほとんどすべて逆断層であり、中部地方や近畿地方にも横ずれ断層と共存して第1級の逆断層帯が幾つもある。

本書はA3判254ページという大型本である。そのページの90%以上は、第II部の、逆断層の位置や関連情報を国土地理院発行の5万分の1地形図に書き込んだアトラス(地図集)である。5万分の1地形図は原寸大で印刷されているが、等高線と一部の水系・地名だけを残して道路・市街地・土地利用の記号などは消去されている。その様な単色(黒)の地形図の上に鮮やかな赤色で断層線の位置や撓曲帯の幅、各調査地点での土地の食い違い量などが記入されている。そのほか反射法地震探査の測線やトレンチ調査地点なども記入されている。

各断層帯の図集には関連の図や写真とともに説明文が付されていて、北海道東部の十勝平野断層帯から近畿地方の六甲-嵐山断層帯まで、その断層線の通過位置と地表および地下の性状に関して、最新の情報を得ることができる。

これらの図集の前に置かれた本書の第I部には20ページほどの逆断層に関する概説的解説がある。そこで、逆断層についての知識と諸問題、たとえば断層線と山地地形や地下構造との関係、逆断層の成因・形成過程などについて、著者らの見解を交えて知ることができる。第I部は少なからぬ専門語が出てきて場所によっては気楽には読めないが、最先端の学問的問題までが含まれていて、研究者には読みでのある貴重な部分である。

明確になったこれらの逆断層の資料によって、断層線が最近地質時代を通じて山麓から離れて平野側に前進したことや逆断層の断層面は地下では段状の構造をもってほぼ水平になると考えられることなどが示されている。

活断層は、地図上で断層「線」として表現されることが多いので、地表だけのものという誤解を生み勝ちであったが、本書は活断層が震源まで届く地下構造を持ったものであることを多くの資料で描き出している。

本書は活断層を大地震の将来の震源と見る防災関係者にとっても、また、活断層から地震現象や上部地殻の地質構造を知ろうとする地震地質研究者にとっても、貴重な資料集であり、同時に研究の書でもある。

<東京大学出版会, 2002年3月, 254頁, 本体20,000円>

# 執筆者紹介

<掲載順>

氏名 溝上 恵

[みぞうえ めぐみ]

現職 東京大学名誉教授  
理学博士



略歴 東京大学理学部地球物理学科卒業，同大学院理学系研究科修了，東京大学地震研究所助手，助教授，教授を経て現職  
研究分野 地震学

氏名 藤原広行

[ふじわら ひろゆき]

現職 独立行政法人防災科学技術研究所特定プロジェクトセンタープロジェクトディレクター，(併)防災研究情報センター強震観測管理室長  
理学博士



略歴 京都大学理学部卒業，同大学院理学研究科中退，国立防災科学技術センター(現 防災科学技術研究所)研究員，オーストラリア国立大学地球科学研究所客員研究員を経て，2001年より現職  
研究分野 地震学，地震工学

氏名 岡田義光

[おかだ よしみつ]

現職 独立行政法人防災科学技術研究所企画部長  
理学博士



略歴 東京大学大学院理学系研究科地球物理学専門課程博士課程中退，東京大学地震研究所助手(富士川地殻変動観測所勤務)，科学技術庁国立防災科学技術センター(現防災科学技術研究所)地殻力学研究室長，地震前兆解析研究室長，地震活動研究室長，地震・噴火予知研究調整官，地震予知研究センター長，地震

調査研究センター長を経て現職

研究分野 地震学，地殻変動論

著書 『日本の地震断層パラメーター・ハンドブック』(共著，鹿島出版会)，『現代測地学』(共著，日本測地学会)他

氏名 翠川三郎

[みどりかわ さぶろう]

現職 東京工業大学大学院総合理工学研究科教授



略歴 東京工業大学工学部建築学科卒業後，同大学院総合理工学研究科博士課程修了，東京工業大学大学院総合理工学研究科助手，同助教授，チリカトリカ大学客員教授を経て現職

研究分野 地震防災，地震工学

著書 『ジオテクノート地震動』(共著，地盤工学会)

氏名 武村雅之

[たけむら まさゆき]

現職 鹿島建設(株)小堀研究室地震地盤研究部部长  
理学博士



略歴 東北大学理学部地球物理学博士課程修了，鹿島建設技術研究所研究員，鹿島建設小堀研究室主任研究員，主管研究員，次長を経て2000年より現職

研究分野 地震学，地震工学

著書 『大地震と都市災害』(共著，鹿島出版会)，『20世紀の災害と建築防災の技術』(共著，技法堂出版)

氏名 安田 進

[やすだ すずむ]

現職 東京電機大学理工学部教授  
工学博士，技術士(総合技術監理部門，建設部門)



略歴 九州工業大学卒業，東京大学大学院工学系研究科博士課程土木工学専攻修了，基礎地盤コンサルタンツ(株)技師，九州工業大学工学部助教授を経て現職

研究分野 地盤工学，地震工学

著書 『液化の調査から対策まで』(鹿島出版会)

氏名 伯野元彦

[はくの もとひこ]

現職 攻玉社工科短期大学学長  
工学博士



略歴 東京大学工学部，土木工学科卒業，同大学院博士課程修了，東京大学生産技術研究所助手，東京工業大学理工学部助教授，東京大学地震研究所助教授，同教授，同所長，東洋大学工学部教授を経て現職

研究分野 地震工学

著書 『被害から学ぶ地震工学』(鹿島出版会)，『破壊のシミュレーション』(森北出版)等

氏名 横田 崇

[よこた たかし]

現職 気象庁地震火山部管理課地震情報企画官  
理学博士



略歴 東京大学大学院理学系研究科博士課程修了，気象庁地震火山部地震津波監視課補佐官，同部管理課補佐官，総務部企画課防災企画調整官等を経て現職

研究分野 地震学，災害情報

氏名 上垣内 修

[かみがいち おさむ]

現職 気象庁地震火山部地震予知情報課課長補佐



略歴 東京大学理学部地球物理学科卒業，同大学院理学系研究科修士課程修了（地球物理学），気象庁観測部地震予知情報課，気象研究所地震火山研究部主任研究官等を経て現職

研究分野 地殻変動

氏名 加藤孝志

[かとう たかし]

現職 気象庁地震火山部管理課調査官



略歴 東京大学大学院理学系研究科修士課程修了，国土庁防災局震災対策課係長，気象庁地震火山部管理課係長等を経て現職

研究分野 地震学

氏名 瀬野徹三

[せの てつぞう]

現職 東京大学地震研究所教授



略歴 東京大学大学院理学系研究科博士課程修了，建設省建築研究所研究員，東京大学地震研究所助教授を経て現職

研究分野 地球テクニクス，地震学

著書 『プレートテクニクスの基礎』、『続 プレートテクニクスの基礎』(朝倉書店)

氏名 佐藤春夫

[さとう はるお]

現職 東北大学大学院理学研究科教授  
理学博士



略歴 東京教育大学理学部物理学科卒業，東京教育大学大学院理学研究科物理学専攻博士課程中退，科学技術庁国立防災科学技術センター研究員，主任研究官，地殻変動研究室長，マサチューセッツ工科大学客員研究員，東北大学理学部助教授を経て現職

研究分野 地震学，固体地球物理学  
著書 *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth* (共著，スプリンガー出版社)

氏名 力武常次

[りきたけ つねじ]

現職 (財)地震予知総合研究振興会顧問，東京大学・東京工業大学名誉教授  
理学博士



略歴 東京帝国大学理学部地球物理学科卒業，東京大学地震研究所助教授，同教授，同所長，東京工業大学理学部教授，日本大学文理学部教授を歴任，現在に至る

研究分野 地球物理学（地球電磁気学，地震予知論）専攻

著書 *Electromagnetism and the Earth's Interior, Earthquake Prediction* (いずれも，Elsevier)，『地球電磁気学』(岩波書店)，『なぜ磁石は北をさす』(講談社)，『地震予知』(中央公論社)，『地震前兆現象』(東京大学出版会)，『固体地球科学入門』(共立出版社)他

氏名 松田時彦

[まつだ としひこ]

現職 (財)地震予知総合研究振興会副首席主任研究員，東京大学名誉教授  
理学博士



略歴 東京大学理学部地学科卒業，東京大学地震研究所教授，九州大学理学部教授，熊本大学理学部教授，西南学院大学文学部教授を経て現職

研究分野 地震地質学，ネオテクニクス  
著書 『活断層』(岩波書店)，『地震』(共訳，古今書院)，『動く大地を読む』(岩波書店)，『火山と地震の国』(共著，岩波書店)，『新編 日本の活断層』(共著，東京大学出版会)

## 編集後記

本号の表紙を見て、オヤッと気付かれた読者も多いことと思う。従来の表紙では、中心線にセピア色の丸を配置して、タイトルと著者名を分けてきたのであるが、本号からは中心線をずっと右に寄せることにした。タイトルが長くなる最近の傾向とともに、全体が表紙の左寄りに偏ってしまったためである。中心線を移動すると、体裁が悪くなるかも知れないとの危惧はあったが、刷り上がりを見る限り違和感はない。

もう一つの変更点は表紙に「囲み記事」のタイトルを掲載したことである。これ迄は囲み記事を掲載しなかったが、「地震の基礎知識」が新たに登場するに及び、囲み記事とともに掲載することにした。本誌岡田編集委員の努力で、今後このシリーズは連載されることになる。研究者や準研究者のみならず、多くの人に読んでもらおうという、本誌の基本方針に沿った企画である。

次にページを開いて論文のタイトルと著者名を見て頂きたい。字体を一回り小型化した。著者名が大き過ぎて気恥ずかしいと、多くの著者から再三にわたり指摘を受けてきたこともあり、今回思い切って小型化した。「思い切って」と言ったが、実のところ僅かにポイントを下げただけである。本誌のスタイルを考案された故山田隆三氏の美意識を、そう簡単に踏みじめる気がしなかったことも根底にある。

読者はお気付きにならないであろうが、もう一つ重大な変更点がある。従来の編集方針では、各号の第一論文は原則として理学系の論文となっていた。本号ではそのしきたりを破って、理学系の論文を後回しにした。「フラクタル・アスペリティ」と聞き慣れない用語と、内容的にも数式が登場することもあり、必ずしも一般の読者になじまないと判断したためである。しかし論文の内容は

きわめて新鮮である。この新しい理論をもってすると、1923年9月1日の関東大地震は1923.6年に発生が予測できたし、また想定東海地震も2007.3年に予測されると結論している。結論の重大性にもかかわらず、編集会議はタイトルの「なじみ易さ」の方を優先した。

先号の第一論文に安芸敬一先生の講演「地震予知のための物理モデル序説」を掲載した。「モニタリングとモデリング」という、地球科学における2つのMの必要性を実例を踏まえて強調された、平易なしかも興味深い論文であった。ところがある読者は「物理モデル序説」というタイトルを見ただけで手に負えないと思いき、読んでいないのことであった。第一論文のタイトルの影響は大きいらしく、その人は後続の論文も目を通していないらしい。第一論文のタイトルは多くの読者になじみ易いものでなければならない。こういった判断が本号の論文の掲載順を変えた一因でもある。

私は本誌への率直なコメントを期待して、個人的に数人の友人にモニターをお願いしている。理学系、工学系、社会学系、それに一般読者層のモニターとして、ある有名出版社で長年にわたり雑誌の編集を担当してきた人がいる。実を言うと、本誌の「囲み記事」は彼の進言から始まった。本誌をなるべく平易な内容のものにしたいと告げると、彼は「書評を一見すれば、雑誌の動向が判る」と言う。本誌の書評は英文誌を含め理学系の専門書に重きを置いている。友人に言わせれば、書評を見る限り本誌は「理学系の専門誌」の域を出ていない。読者層を広げたいならば、書評する本の選択の枠、あるいは書評そのもののあり方も考え直さなければならない。

とは言え、元来書評はタテ書きの一般大衆誌を相手にするべきものではない。書評欄を設けている雑誌

は、その分野の専門性を具備していることを意味する。専門性を有しながら、なおかつ読者層を研究者から地方自治体の防災担当者、防災ボランティアから地域住民にまで広げることを意図するのであれば、タテ書きの地震関連の本であっても、著者・タイトル・出版社・価格くらい紹介する「新刊紹介」を充実してもよいのではないか。

過日、千代田区が出している防災パンフレット一式を見る機会を得た。地域住民サービスだけではなく、区内に通勤・通学するサラリーマン・学生への情報サービスまで、実に細かく行き届いた配慮をしている。本誌も本気になって読者層の拡大を図るのであれば、紙面の一部を読者へのサービス提供に割くくらいの覚悟が必要であろう。これ迄の殿様商売をそろそろ返上しなくてはならない時が来たようである。

(Y.H.)

## 地震ジャーナル 第34号

平成14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