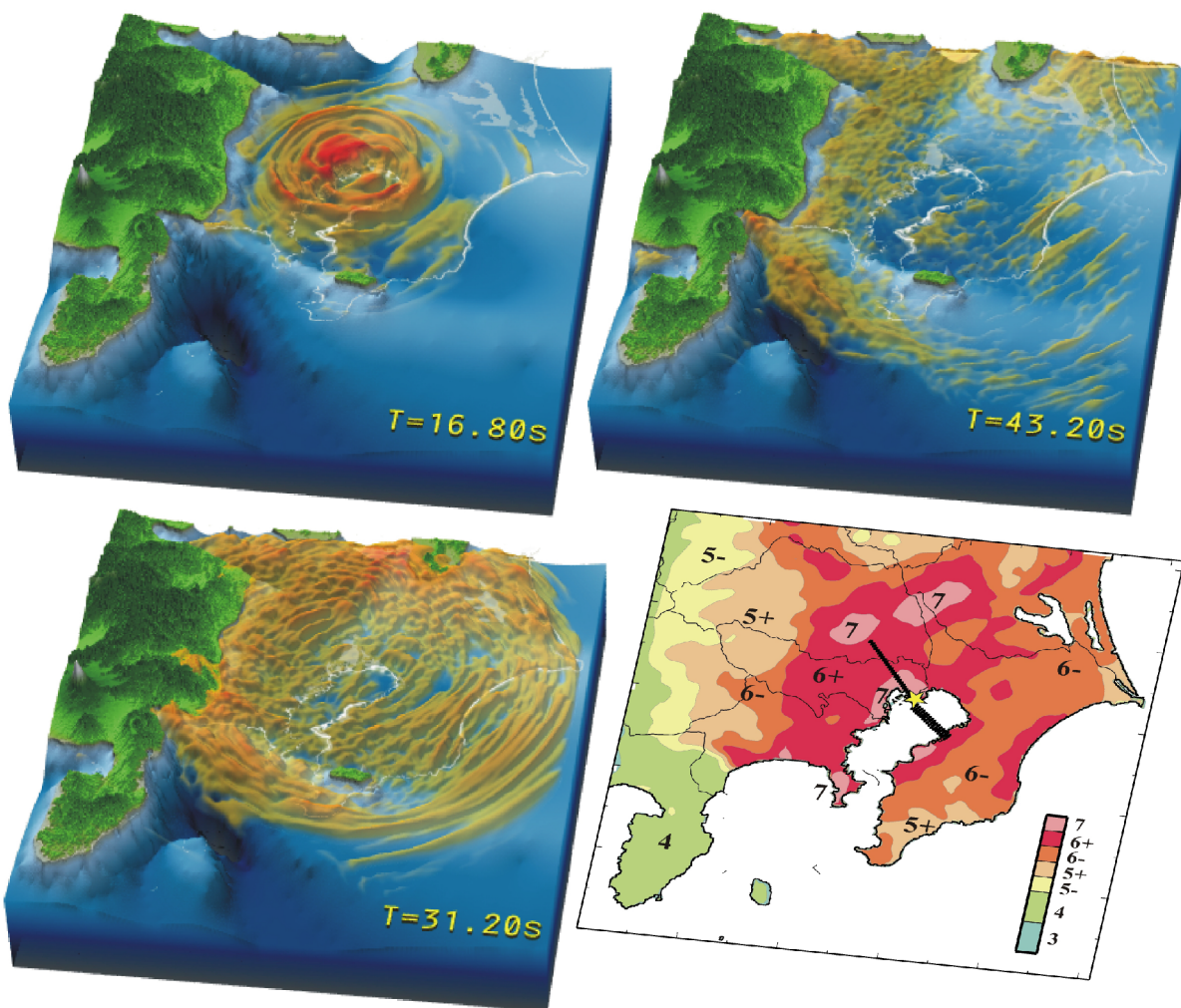


東京大学地震研究所一般公開

# 見つめよう 震える地球の姿

第14回

東京大学地震研究所公開講義



2005年8月4日(木)  
東京大学大講堂(安田講堂)

表紙説明:

想定首都圏直下の地震のコンピュータシミュレーション. 地震後 16, 31, 43 秒後の揺れの広がる様子と予想される震度分布 (右下) (詳細はテキスト 14 ページの図 12 参照)

(古村助教授提供)

# プログラム

17 : 30	開場
18 : 00 ~ 18 : 10	所長挨拶
18 : 10 ~ 19 : 00	2004年インドネシア・スマトラ島西方沖 地震津波の教訓 (都司嘉宣 助教授)
19 : 00 ~ 19 : 10	休憩
19 : 10 ~ 20 : 00	関東を襲う大地震と強震動 —地震観測と地球シミュレーションで見る関東 平野の大揺れ— (古村孝志 助教授)

## 会場でのご注意

安田講堂は文化財に登録されています。

建物内での喫煙及び講演会場での飲食は固くお断りいたします。

## 講師紹介

都司嘉宣 (つじ よしのぶ)	地震研究所助教授 地震火山災害部門 専門：津波, 歴史地震
古村孝志 (ふるむら たかし)	地震研究所助教授 地震火山災害部門 専門：地震波動論, 強震動シミュレーション



# 2004年インドネシア・スマトラ島西方沖津波の教訓

都司嘉宣

## 1. はじめに

スマトラ島地震による津波の最大被災地となったのは、インドネシア国スマトラ島最北端に位置する Banda Aceh 市と、ここを起点として同島の西側に続く海岸線であった。Banda Aceh 市では人口約 25 万人あまりの都会で、そこでの死者数は約 4 万人であった。今回の津波の全世界の死者は 30 万人と推定されているから、その約 7 分の一はこの町で生じたのである。今回、筆者を団長とする国際津波調査団が組織され、同市とそれに連なる西側海岸、および同市の東約 80km にある Sigli 市の調査をする機会を得た。団は日本から 7 人、米国から 2 人、フランスから 2 人、それにインドネシア側から 6 人の 17 人の大所帯であった。日本から参加した団のメンバーは筆者のほか、北海道大学の谷岡勇市郎、西村裕一、秋田大学の松富英夫、つくば産総研の鎌滝孝信、電力中央研究所の榊山 勉、関西電力の村上嘉謙の各氏である。米国の参加者は Kent State 大の Andrew Moore 氏と、USGS の Guy Gelfenbaum 氏であった。

インドネシアはこれまでも 1992 年のフローレス島地震津波、1994 年の東ジャワ地震津波、1995 年のイリアンジャヤ・ビアック島地震津波など、津波が頻発しており、そのたびごとに筆者も調査に出かけたが、今回のように死者数の多い津波災害は筆者にとっても全く未経験の出来事であった。

今回の調査には、これまでの津波調査にはない

困難がいくつもあった。第一の困難は、Banda Aceh 市を州都とするナングロ・アチェ・ダルUSSalam州にはインドネシア軍と敵対関係にある独立運動組織 (GAM) の勢力があつて、頻繁に局地的な銃撃戦が起きていると報道されており、Banda Aceh 市と Meolaboh 市をのぞいては、外国人の立ち入りがきびしく制限されていた。われわれの調査でも、市街地と西海岸の一部をのぞいては、ほとんど自由に立ち入ることはできなかった。地元のレンタカーの運転手が恐れて市街地を少しでも離れた山の迫った場所へは行けないのである。

困難はまだあつた。津波によって中心街の 6 割が流失、浸水して市内のホテルのすべてが営業を停止していた。そのうえ、銀行もほとんどが閉鎖状態であつた。津波で被災した街区は、眼を覆いたくなるような惨状を呈していて、悪臭が鼻を突き、不潔な泥水が地面を覆い、釘の突き出た材木が一面に散乱していた。調査団員はみな連日、人間の死体を目撃した。

このような、様々な困難があつたが、我々はレンタカー 5 台に分乗し、相互に衛星携帯電話などで連絡を取りながら安全を確かめ、また日本とも毎日 3 回ずつ連絡をとりあつて安全確認とその日の成果報告の通信を行いながら調査を進めた。日本側での通信の受け手は、地震研究所の行谷佑一氏であつた。同氏は受信するごとに津波研究者のボードに載せ、また文部科学省に毎日の我々の行動を通知し続けた。このように日本との安全確認

## Measured tsunami height(m)

2005/1/30

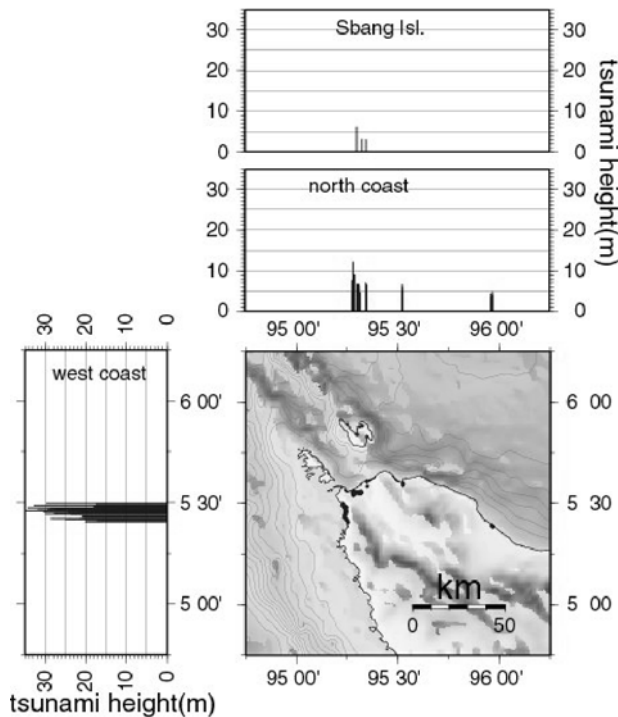


図1. スマトラ島沖地震の津波浸水高さ分布, 松山氏作図による

を密に行った海外調査は今回が初めてのことではないかと自負している。また、われわれが毎日日本に送った測定データは、同氏からハワイの津波情報センター (ITIC) のインターネット・ボードにも伝えた。このデータに基づき、我々の調査が終わるとほぼ同時に、日本側では電力中央研究所の松山昌史氏によって、図1のような総合成果図が完成していたのである。

## 2. Banda Aceh 市街の地震津波被害

地震による揺れの被害は、百貨店やホテルの高層ビルにやや見られたが、2階建て以下の一般の家屋にはほとんど地震そのものの被害は見られなかった。

Banda Aceh 市は、東西方向、南北方向ともに8 kmほど住宅地・商業地の連なった大きな町で、その中心に大モスクが建っている。モスクの場所



図2. ほとんどすべての家が流された Banda Aceh 市の海岸にちかい住宅地区

は海岸線から約4 kmの内陸に位置するがここで津波が敷地から1 mほど浸水している。古い Banda Aceh はこのモスクを中心として広がったが、近年、海岸線方向に町が拡大し、比較的裕福な人々が海に近い平野部に新しく住宅街をのばして、大モスクの北西 Ulee Lheue と呼ばれる港地区までつらなった。そうして、今回の津波でもっとも重大は被害にあったのも、この海岸線に近い新興の街区だったのである (図2)。

今回の津波では、Banda Aceh 市の市街地では海岸線から約2 kmあたりまでは、ほとんどすべての家が流されて、かろうじて原形をとどめて残っている家がほんのわずかなポツンと見える程度であった。海岸線から3 kmあたりでは、とにかく残った家と流された家が半々ぐらい。海岸線から4 kmあたりでは、家屋はほとんど流されず浸水にとどまった。ただし、浸水にとどまった家も、屋内に厚さ10センチもの不潔な泥が堆積して悪臭が立ちこめ、住みとどまっているひとはほとんど1人もいなかった。浸水は海岸線からおおよそ5 kmから6 kmのところまで浸入していた。

われわれは、港と大モスク付近を結ぶ Iskandar Muda 通りに A から G まで7点の基準標高点を定め、港を起点として反復測量することによってこ

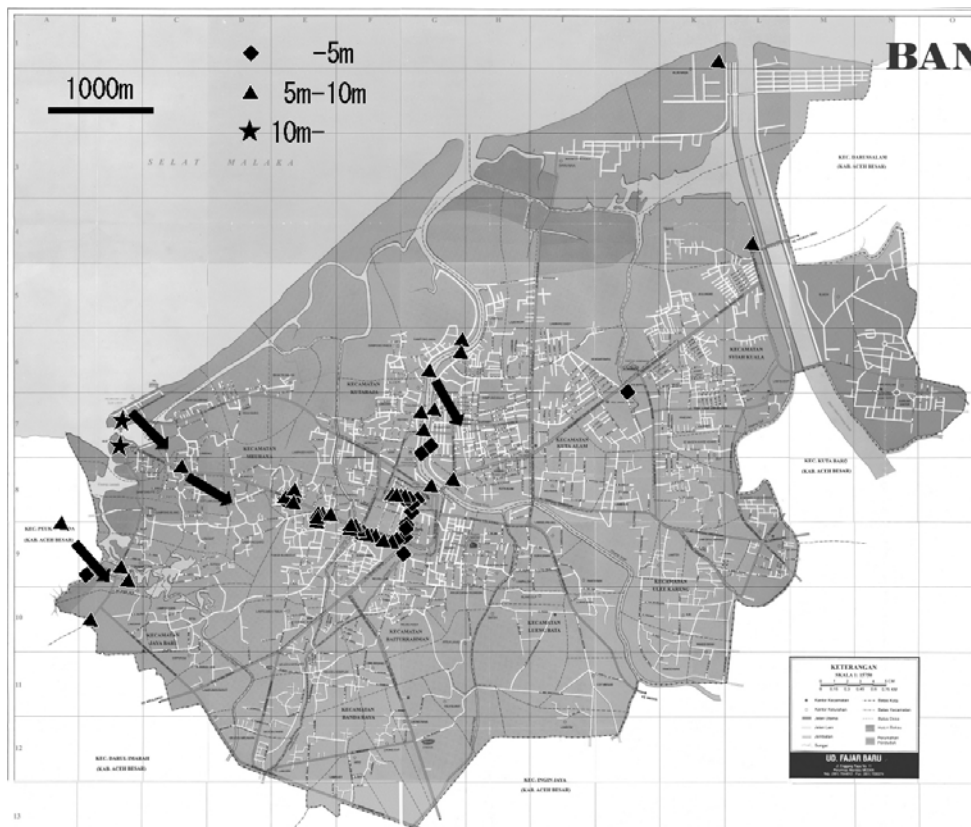


図3. Banda Aceh 市市街地での津波浸水標高分布

これらの基準標高点の平均海面を基準とした標高値を定めた。さらにも内陸側の基準標高点 A から大モスクに測定線を延ばし、モスクの背後の Krueng Aceh 川の水面の標高を測定し、その水位が海面上ちょうど 1.00mであることを確認した。これによって、川の水面もまた、標高測定基準として使用できることとなり、Iskandar Muda 通り、Krueng Aceh 川に沿った家屋の多数の水位痕跡から、津波の浸水標高の分布を面的に知ることができるようになったのである。その成果を図3に示す。

港付近には港のモスクが海岸線のすぐそばにあったが、その建物は大きく壁が破壊されながらもよく残っていた。図3の港付近の2個の星印のうち、下側の星印がその位置である。海水は、このモスクの2階の「かもい」の上のアラビア文字

でコーランを記した帯飾り看板の上まで来ており、この標高は 12.2m であった。この場所の標高は約 1m 程であるので、津波が襲ったときこのあたりは厚さ 11 メートルの海水で覆われたことになる。その約 1 km 南東方向に中学校の校舎が残っており、ここでは2階の天井板の上方 50 cm に海水痕跡があつて、8.8m と測定された。図3には、この付近にはほとんど測定点がないが、ほとんど建物が残っておらず、津波水位を測定できたのはこの中学校ぐらいしかなかったのである。校舎の鉄筋柱の倒された方向から流れの方向を推定したのが図3に書き入れた矢印である。津波は海岸線にほぼ直角方向から浸入している。

### 3. 西海岸の津波浸水高さ

今回の地震の震源はスマトラ島北部の西側海



図4. Lhoknga 村のセメント工場南方約 1 km の谷での津波浸水の様子。図5の29.7mと書かれた地点。津波浸水の限界線が明瞭に現れている。人物の身長と対比されたい。

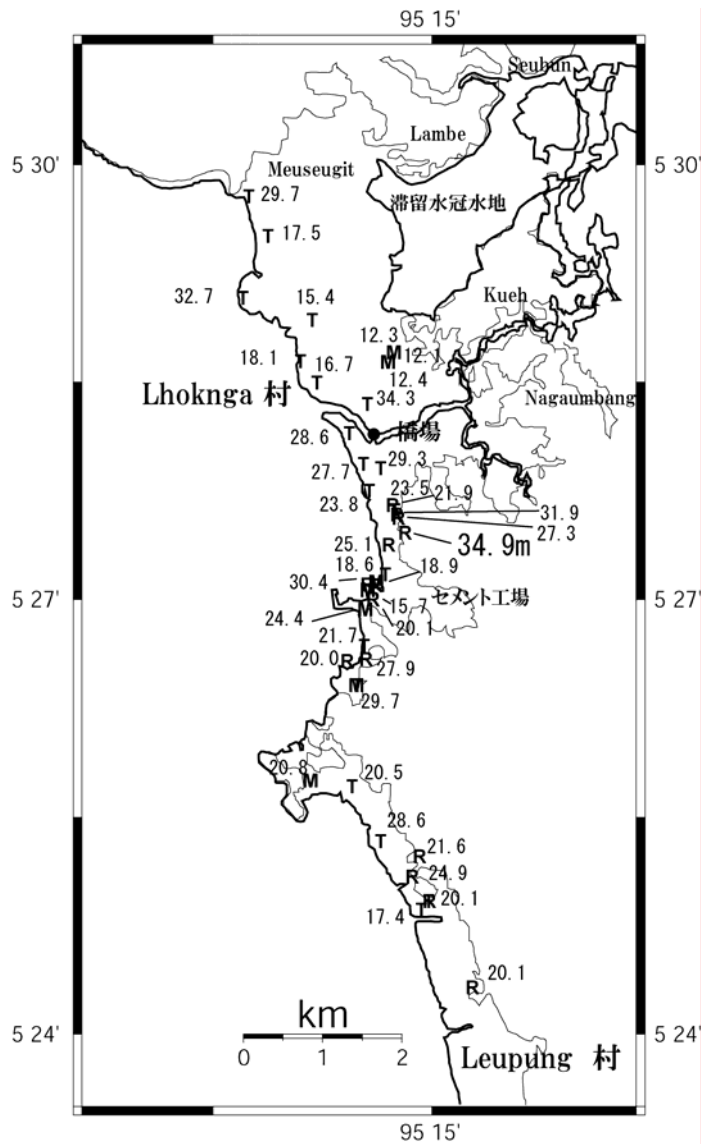


図5. Banda Aceh 市の西方, Lhoknga 村付近の海岸の津波浸水高さ R は斜面の浸水高さ, M は家屋・船腹などの水位痕跡標高, T は樹木の枝折れや付着物による津波浸水高さの測定値





図 6. 津波浸水高さ 34.9m を記録した谷

岸沖にあり、ここを起点として北方にアンダマン諸島の北端にまで滑りが進行していったとされる。このことから、Banda Aceh 市の市街地は、大きな津波が来たと言ってもスマトラ島北端とその北側に連なる Breue 島、Weh 島などの陰に位置している。これに対して、Banda Aceh 市街地から南西に向かってわずか 15 キロにすぎないが、西海岸にあって、震源に直接面している Lhoknga 村の海岸では、津波は想像を絶する浸水高さを示していた。同村は、Banda Aceh 市の郊外住宅地として、海岸の背後の標高 10m 前後の砂丘の上に居住地が広がっていて、裕福な居住者たちの豪勢な家屋が建ち並んだ場所であった。それが、土台と散乱したがれきを残して文字通り跡形もなく集落全体が消滅していた。この標高約 10m の砂丘の上に立ってみると、かろうじて残った椰子などの木の、さらに見上げるほどの高いところまで枝の折れた痕跡を観察することができる。また、付近の山の裾には、津波によって一定の高さまで植物がきれいに洗い流されて、岩盤がむき出しになっている。その高さ以上の津波がこなかった場所は、何事もなかったように緑したたる植生を残しており、津波限界を示す境界がきわめて明瞭に観察できる (図 4)。図 5 にこれらの津波痕跡に基づいて測定した津波の浸水標高値を掲げた。太線は

海岸線、細線は衛星写真から読みとった津波浸水限界線である。

Lhokonga 村の背後には、津波によって運ばれてきた海水が滞留して一時的に広大な「湖」が出現した。津波によって運ばれた海水には、泥や植物片、家屋の材料、家具などが大量に混じっていて、これらが堆積して一種のダムとなって流出路をふさいだのである。

Lhokonga 村の南側には立派な道路鉄橋があったが、津波で流失した。その橋の修復工事は我々の滞在中の 1 月 26 日に完成し、この日以後、車による南下が可能になった。しかし、西海岸唯一の交通手段であるこの道路のほとんどすべての橋が津波に流失したことがヘリコプターなどによる視察で判明しており、約 200 キロ南にある Meulaboh 市を含め、ほとんどが消滅状態の途中の数多くの被災集落が車による交通手段を回復するまでまだまだ長い年月を要する事となるであろう。

この道路橋から約 2 km 南下したところに、この地方最大の産業であったセメント工場がある。この工場も津波による重大な被災を受けて操業を停止していた。このセメント工場の手前、山裾が少しくぼんで谷になっているところがあり、この谷筋にそって津波が上がった。筆者らはこの谷筋に沿って海水到達点まで踏査してみた。その結果、海水はこの谷を標高 34.9m のところまで駆け上がっていたことが判明し (図 6)、これが、今回の調査の津波浸水高の最高値となった。この値は、1993 年 7 月の北海道南西沖地震の奥尻島モナイでの 30.6m を越えるものである。

図 1、あるいは図 5 から分かるように、今回の津波では、この Banda Aceh 市の西海岸では、津波浸水高さが 30m を越える点がありふれて見られる。今回の津波のとほうもない大きさに、改めて驚きを禁じ得ない。

# 関東を襲う大地震と強震動

## —地震観測と地球シミュレータで見る関東平野の大揺れ—

古村 孝志

### 1. はじめに

新潟県中越地震 (M6.8) や福岡県西方沖の地震 (M7.0) のように、最近日本各地で大地震が多発しています。関東に住む私たちにとって、他人事ではられません。

関東では、これまで安政江戸地震 (1855年; M7) や明治東京地震 (1894年; M7) のように、M7クラスの直下型地震がたびたび起きており、近い将来に同様の地震が起きる恐れが十分にあります。さらに、東海地震など、関東の周囲で起きる海溝型巨大 (M8) 地震への備えも必要です。

大地震の発生は避けることができませんが、十分な地震防災対策のもと、被害を大きく軽減させることは可能です。このためには、まず大地震の地震動の性質をよく知ることが大切です。

厚い堆積層に覆われた関東平野は、地震が起きるといつも大きく長く揺れます。昔の河川の流路や埋め立て地などのように、地盤の悪いところでは特に揺れが大きくなります。このような揺れの地域性の把握には、多数の地震計を用いた高密度の地震観測と、地下構造の詳しい調査が必要です。

地下構造が明らかになれば、過去に起きた被害地震の揺れや、将来発生が予想される大地震の揺れを、コンピュータシミュレーションから正確に予測することが可能です。計算結果を検証し、地下構造モデルの正しさを確認するためにも、地震観測データは必要です。1995年兵庫県南部地震を契機として、日本には高密度の強震観測と大規模シミュレーション環境が整備され、強震動の研究が大きく進みました。

ここでは、まず、中越地震における関東平野の揺れの特徴と地下構造との関係を、高密度地震観測とスーパーコンピュータ (地球シミュレータ)

による計算結果との比較から考えます。次に、これまで関東を襲った、1855年安政江戸地震 (M7) と 1894年明治東京地震 (M7) の揺れを地球シミュレータで再現し、将来起きる首都圏直下地震の強震動の特徴を探ります。

### 2. 中越地震と関東平野の大揺れ

2003年10月23日に発生した、新潟県中越地震 (M6.8) では、震源に近い小千谷市や川口町で震度7の強い揺れを観測しただけでなく、震源から200km以上も離れた関東平野でも大きな揺れを感じました。

図1は、中越地震の揺れが日本列島を広がる様子を、防災科学技術研究所の強震観測網 (K-NET, KiK-net) の地震記録を用いて可視化表示したものです。現在、日本列島には強震観測点が25kmの間隔で1800カ所以上に設置されており、大地震の揺れが広がる様子や、平野が大きく長く揺れる様子などを詳しく調べることが可能になりました。

中越地震の揺れは20秒で群馬/埼玉県境を通

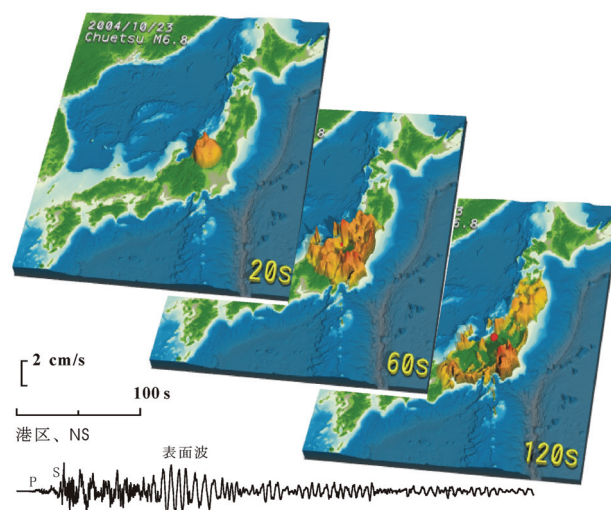


図1：新潟県中越地震の地震波の伝わる様子と、東京都心部で観測された地震動 (図左下)。

過し、約 30 秒で都心へと到達しています。関東平野の揺れは大きく、地震波が遠くに広がった後もずっと長く揺れが続いています。

## 2.1 関東平野の地下構造と長周期地震動

このような、強く長い揺れが生まれた原因には、関東平野の地下構造が大きく関係しています。平野を支える基盤岩は、最大 4000m 以上も深くえぐれた、“すり鉢”のような形になっており、その上には柔らかい堆積層が厚く覆っています（図 2）。堆積層に地震波が入ると、その振幅が数倍以上に強く増幅され、また平野の端では、横波（S 波）から「表面波」と呼ばれる大きな振幅の地震波が生成されます。このようにして生まれた大きな地震動が、平野内をゆっくりと、何度も何度も行き来しながら留まるために、平野ではいつまでも強い揺れが収まらないのです。

中越地震の震源は都心から 200km 以上離れており、東京の震度は 3～4 程度でしたが、60～70 階建ての超高層ビルではエレベータが停止するなどの影響が出ました。当時、ビルにいた人によると、“ゆっくりとした揺れ”が何分も続き、船酔いのような気分を味わうことになったそうです。

地震計の記録を調べたところ、縦波（P 波）と



図 2：関東平野の基盤構造。都心—東京湾—千葉県西部にかけて最大 4000m 以上の深さになる。

S 波の小刻みな揺れが到達した後から、震動の周期が 7 秒にもなるゆっくりとした揺れ（表面波）が到来したことが確認できました（図 1 下）。このような長周期の地震動には木造家屋はほとんど応答しませんが、超高層ビルなどの大型構造物では共振が起きたことにより、大きく長く揺れたと考えられます。

## 2.2 首都圏強震動総合ネットワーク（SK-net）で見た表面波の伝播

中越地震で観測された長周期地震動（表面波）は、どこで生まれ、そしてどのような経路で都心へとやって来たのでしょうか。

東京大学地震研究所では、地震防災研究のために、1999 年から関東周辺の地方自治体と東京消防庁、そして気象庁の震度計で記録された地震波形の提供を受け、「首都圏強震動総合ネットワーク（SK-net）」の強震動データベースを構築しています。首都圏にある K-NET、KiK-net の 176 観測点の波形データに加えて、SK-net の 263 観測点のデータを加えて、表面波が平野を伝わる様子を詳しく調べました。

図 3 は中越地方から南東方向に向けて、群馬—埼玉—東京—千葉を通る方向に地震波形を並べたものです。この図を見ると、都心に現れた長周期の表面波は、関東平野の北端の群馬／埼玉県境付近で生まれ、成長しながら平野をゆっくりと南北西

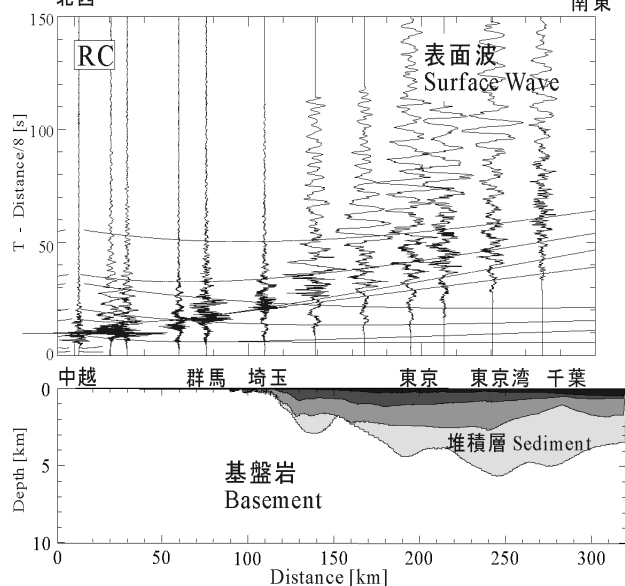


図 3：中越から関東平野にかけての表面波の伝わり方と、関東平野の地下断面図。

下してきたことが一目瞭然です。平野を伝わるにつれ、表面波の波群の長さが次第に成長し、その長さは都心部で3分以上にもなっていたことがわかります。東京湾を渡り千葉県に到着すると、表面波の振幅も継続時間も半分以下に落ちていきます。つまり、都心だけが特に大きく長く揺れたようです。

今度は、都心へと表面波が伝わる様子を空間的に見てみましょう。地震が起きてから85秒、95秒、120秒後の地面の揺れの様子（振動軌跡）を示したのが図4です。ここでは3枚の絵だけを示していますが、時刻毎に図をたくさん用意してパラパラ漫画（アニメーション）を作ると、表面波が平野を伝わる様子がよく分かります。

興味深いことに、都心には群馬／埼玉県境付近

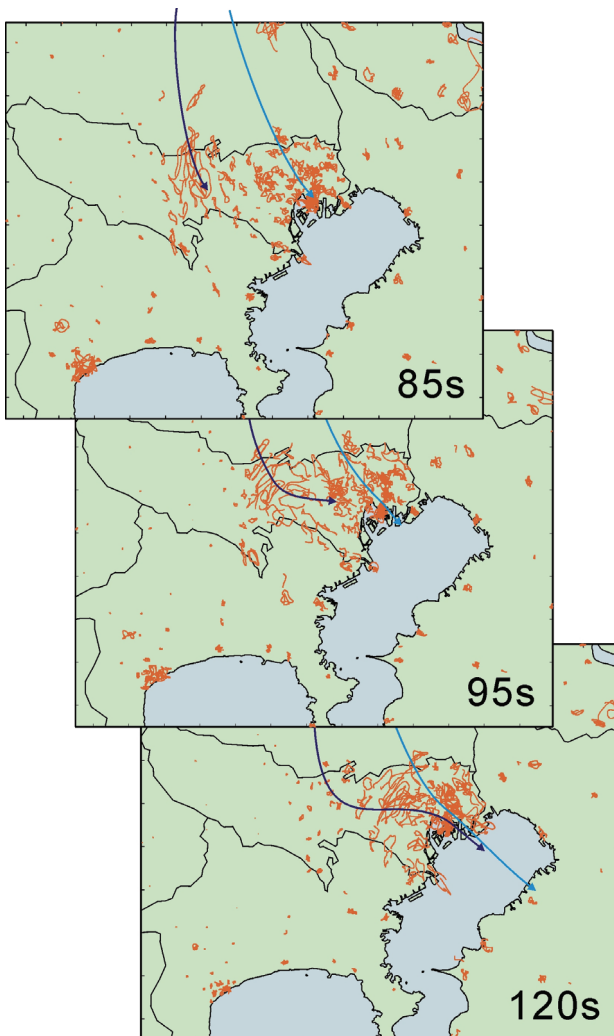


図4：関東平野の表面波の伝わりかた。地震発生後85、95、120秒後の地面の揺れ（振動軌跡）と、これから読み取った表面波の進行方向（矢印）。

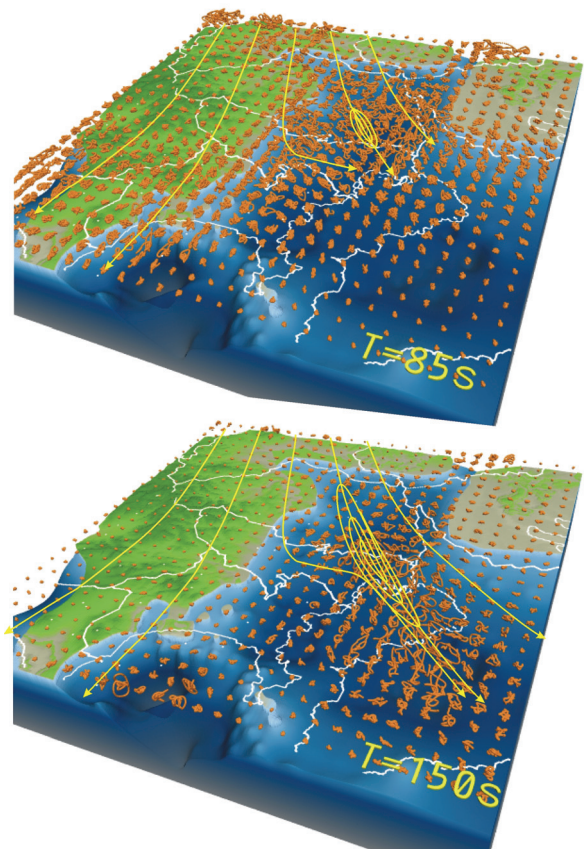


図5：シミュレーションで再現された、中越地震の揺れ（8km間隔に置いた仮想地震計の振動軌跡）。

で生まれた表面波がまっすぐ南下してくるだけでなく、最初は神奈川の方に向かっていた表面波も川越－所沢付近を通過した後に、国分寺付近で90度東に方向転換して都心へと向かってきたのです。すなわち、都心で観測された大きく長い揺れは、2つのルートを伝わってやって来た表面波が重なってできていたのです。

### 2.3 地球シミュレータで再現した中越地震の揺れ

このような複雑な表面波の伝わり方と、関東の地下構造との関係を詳しく調べるために、コンピュータシミュレーションを行いました。

地震波の伝わり方の計算には、地下の岩石の堅さ・柔らかさを表す物性値を細かくモデル化したものと、運動方程式と応力－歪みの関係式が用いられます。ここでは、「差分法」という計算手法を用いて方程式を計算しました。差分法計算はそれほど難しいものではありませんが、数億～数十億もの方程式を一度に解く必要があるため、大き

なコンピュータが必要になります。

ここでは、海洋研究開発機構の「地球シミュレータ」を用いて計算を行いました。地球シミュレータは640台のスーパーコンピュータを結合した超高速並列計算機であり、一秒間に40兆回もの計算を行う能力を持っています。

シミュレーションでは、観測と違って任意の場所に観測点（地震計）を置くことができます。そこで、8kmの間隔で東京湾や山地を含めて均等に“仮想”地震計を並べ、表面波の伝わる方向と揺れの様子を時間を追って調べました（図5）。

その結果、表面波の伝わり方には関東平野の地下の、すり鉢状の基盤面形状が大きく関係していることが良くわかりました。平野の北端の基盤岩／堆積層の境界で生成した表面波は、ゆっくりと都心へ向かって南下するだけでなく、すり鉢の西縁に沿って神奈川方面に向かっていった表面波が、東京都に入ると基盤岩の急斜面を転げ落ちるようにして都心へと方向を転じるのです。

都心から東京湾の北部、そして千葉県西部にかけての、すり鉢の底のあたりでは、このようにして複数のルートから集まった表面波が渦を巻きながら長時間にわたって滞在します。表面波が東京湾を横断して千葉と東京を何度も往復することもシミュレーションから確認できました。

### 3. 地球シミュレータ東海地震の揺れを予測

近い将来に発生が心配されている東海地震（M8）は、震源距離が中越地震とほぼ等しく、そして地震モーメント（エネルギー）は64倍にもなります。エネルギー比から考えた単純計算でも、中越地震の8倍の大きさの揺れが、関東平野を襲うことになります。

これまで東海地震は約100年の間隔で繰り返し起きてきました。前回の1946年東南海地震では、東海地域の手前で断層破壊が止まってしまったために、東海地震を起こす歪みが溜まったままになっています。1854年の安政東海地震（M8.4）から150年余が経過した今日では、いつ東海地震が起きてもおかしくない状態です。たとえ、このま

ま持ちこたえたとしても、30年以内に発生する東南海地震と連動して起きることは避けられません。

ここでは、東南海地震と東海地震の2つが連動して起きた場合を想定し、関東の揺れを地球シミュレータで予測しました。過去の宝永地震（1707年;M8.4）や安政東海地震を参考に、震源は紀伊半島の南端の潮岬沖、そして断層破壊が北東方向に進むという筋書きを仮定しました。これは、断層破壊の進行方向にあたる関東にとっては最悪のシナリオと言えるでしょう。

計算結果を図6に示します。名古屋、静岡、関東方面に向けて地震波が強く放出され、これらの平野に大きな揺れが起きる様子がわかります。地震発生から40秒後に大阪と名古屋が揺れ始め、そして120秒後には東京の都心部へと揺れが伝わってきます。その後、関東平野では何分ものあいだ大きな揺れが続きます。

このとき、紀伊半島から御前崎にかけての太平

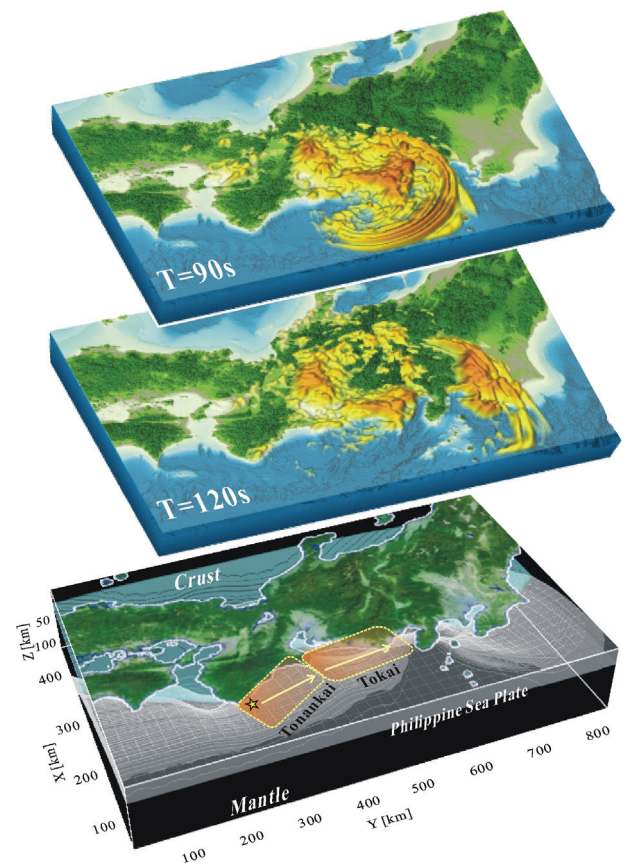


図6：シミュレーションにより予想した、東南海＋東海地震の揺れ。地下構造と断層モデルと、地震波の伝わる様子（地震後90, 120秒後）。

洋沿岸部には震度6～7の強い揺れが起きます。いっぽう、関東平野の震度は4～5程度ですが、周期が6～10秒以上の長周期地震動が強く生成され、そのレベルは中越地震の数倍以上になります。関東では震度よりも、むしろ長周期地震動の影響が心配です。

#### 4. 首都圏直下の地震

これまで、関東平野の外で起きた大地震の揺れを観測とシミュレーションから見てきましたが、次に関東の直下で起きる地震の揺れについて考えることにしましょう。

関東平野の位置する北米プレートの下には、フィリピン海プレートと太平洋プレートの2つが沈み込むという、世界的に珍しい地震環境になっています。その結果、3つのプレートの境界とプレートの内部でいろいろなタイプの地震が、たえず起きているのです(図7下)。

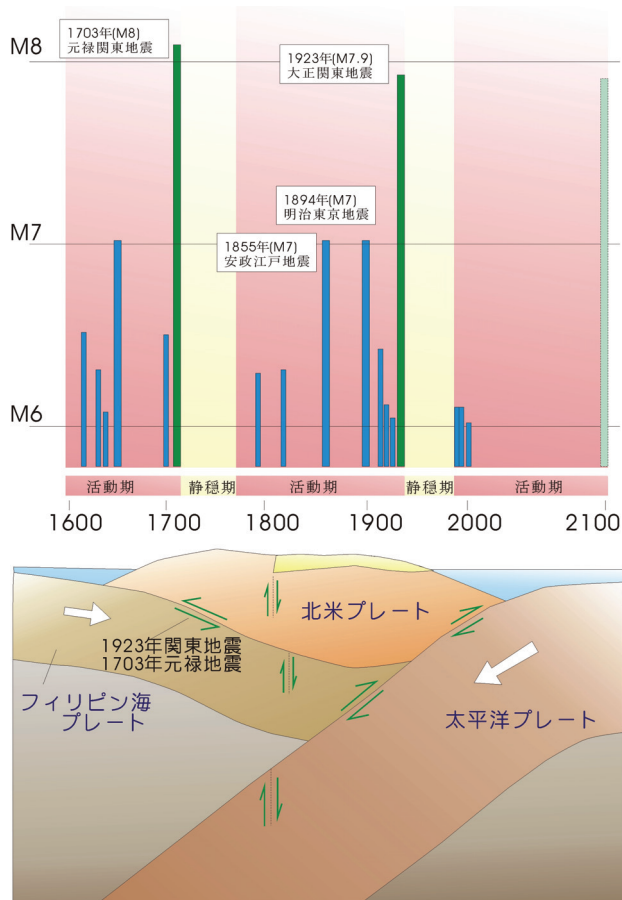


図7：関東の下の3つのプレートで起きる地震のタイプと、関東の地震年表。

これまで関東に大きな被害をもたらした地震には、1703年元禄関東地震(M8.2)、1855年安政江戸地震(M7)、そして1923年大正関東地震(M7.9)の3つがあります。また、最近の大地震としては1894年の明治東京地震(M7)があります(図7上)。

このうち、元禄関東地震と大正関東地震は、フィリピン海プレートの上面で起きたプレート境界型の地震であり、その発生間隔はおよそ240年とはっきりしています。1923年の大正関東地震からまだ80年余しか経っていない現在では、次の関東地震の発生までは比較的時間に余裕があるといつてよいでしょう。

しかし、安政江戸地震と明治東京地震については、どのプレートで起きた地震か、発生メカニズムがよくわかっていません。平均発生間隔も不明です。首都圏直下の大地震に備えて、これら過去の被害地震の震源像を明らかにすることは緊急の課題です。

#### 4.1 安政江戸地震(1855年; M7)

死者7,000人、そして全壊家屋14,000棟の大被害を引き起こした安政江戸地震は、その被害分布の特徴から、震央は東京湾北部の隅田川河口付近と考えられています。しかし、震源メカニズム、すなわち地震の深さについては研究者間で見解が大きく分かれています。

これまで安政江戸地震は、フィリピン海プレートないし太平洋プレートで起きた、やや深い(h=30～80km)地震であるという説が有力でした。この根拠として、歌舞伎役者の中村仲蔵の手記「手前味噌」の中に書かれた、初期微動継続(S-P)時間が長かった(数秒～10秒)ことが伺える記述がしばしば引用されてきました。S-P時間におよそ7.4を掛けたものが震源距離(大森公式)になりますから、この記述を信じると震源距離は44～74km程度に決まります。

しかし、最近の詳しい調査によると、他の古文書にはS-P時間が極めて短いような表現から、十秒程度と読み取れるものまで、さまざまなものがあることがわかってきました。

震源の深さを推定には、江戸の詳細な被害から

求められた震度分布図も用いられてきました。しかし、軟弱な地盤と厚い堆積層に覆われた関東平野では、いつも地盤の善し悪しが地震の深さに関係なく同じような震度分布を作ってしまう。このため、江戸の震度分布だけでは震源メカニズムを推定することは困難であると言えるでしょう。

#### 4.2 安政江戸地震の広域震度分布

そこで視点を江戸から離し、日本列島全域の「広域震度分布」を見てみましょう(図8)。局所的に見られる、震度の“飛び地”は、ごく浅い(<数十~数百m以浅の)表層地盤の増幅で起きるため、地震の深さによらずいつも同じ場所で震度が大きくなります。しかし、数百 km に広がるスケールを持つ、“広域の”震度分布の特徴は、地下深部(地殻、マントル、そしてプレート)の影響を受けてきたものであり、地震の深さ(プレートの位置)が変わると震度分布が大きく変化します。

たとえば、太平洋プレートで地震が起きると、プレートに沿って地震波が良く伝わるために、関東-東北-北海道の太平洋沿岸で震度が大きくなる「異常震域」現象が現れます。また、元禄関東地震や大正関東地震のように、フィリピン海プ

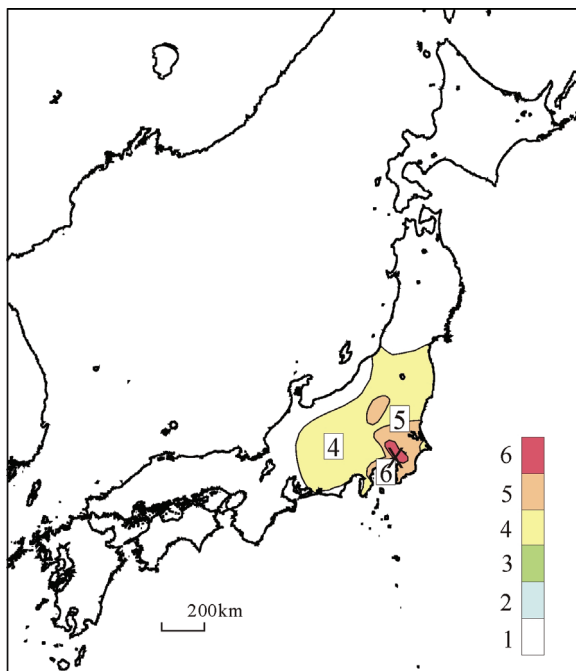


図8：1855年安政江戸地震(M7)の広域震度分布。

レートの地震では、プレートの形にそった「扁平な同心円」状の震度分布が現れます。いっぽう、1995年兵庫県南部地震や2003年宮城県北部の地震、そして中越地震のように、浅い地殻内の地震では、震央距離とともに震度が急激に小さくなり、また広い範囲が有感となる「富士山型」の震度分布になります。これは、震央距離とともに震源距離が急激に増大し、震度が急減するいっぽうで、震央距離が150kmを超えると、今度は地殻内をS波が全反射するために、震度の弱まり方が小さくなるためです。

ところで、安政江戸地震の広域震度分布を見る

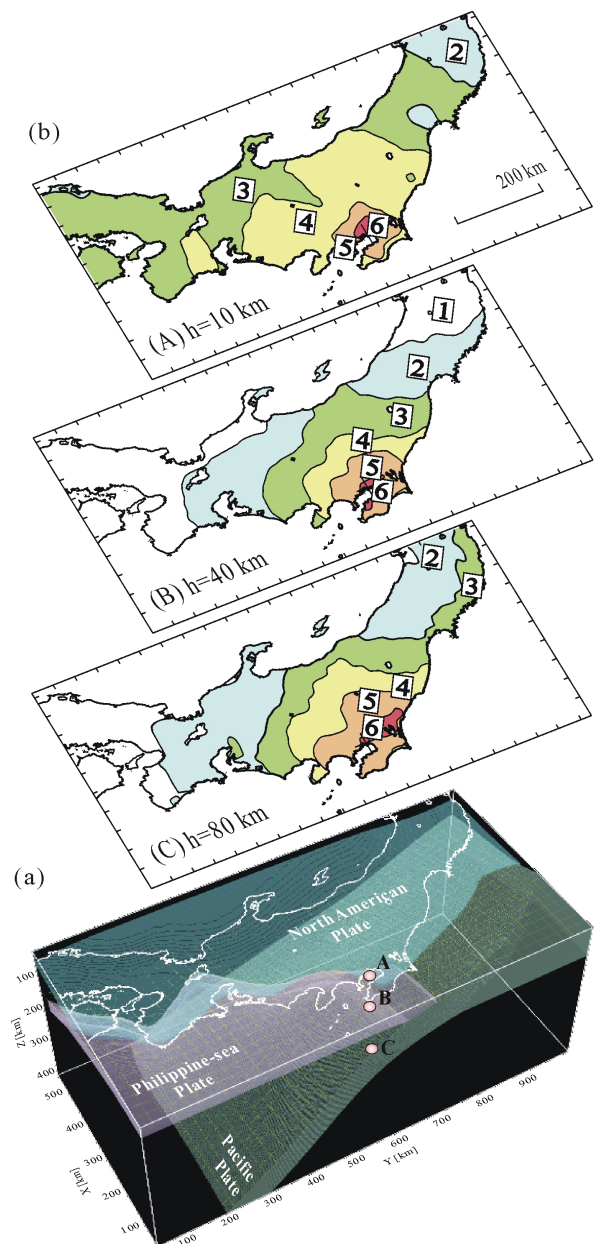


図9：シミュレーションから求められた震度分布。(A)深さh=10km,(B)h=40km,(C)h=80kmの場合。

と、震央の近傍で震度が6から5に急激に減じた後に、震度4のすそ野が、石巻、新潟、岐阜に至る広い範囲にわたって広がる「富士山型」の震度分布を持っていることがわかります。他の地震のように、「扁平な同心円」の震度分布や、「異常震域」は見られません。これから考えると、安政江戸地震は浅い地殻内地震であった可能性が出てきます。

#### 4.3 地球シミュレータで再現した安政江戸地震

このことを確認するために、地球シミュレータの中に安政江戸地震を起こし、広域震度分布を計算しました。

震度の大きさは、周波数1Hz以上の高周波地震動の強さで決まるので、その評価には細かなモデルを用いた、高い周波数の地震波計算が必要です。ここでは、中国地方～中部日本～東北地方の地殻と上部マントル、プレート構造を水平400m、鉛直200mの分解能で31億格子に細かくモデル化し、周波数3Hzまでの高周波の地震波形を計算しました(図9下)。計算は地球シミュレータの176台のスーパーコンピュータを用いて2時間かかりました。

震源の深さが10km(地殻内)、40km(フィリピン海プレート内)、80km(太平洋プレート内)の3つの場合についてシミュレーションを行い、求められた地震波形から震度(計測震度)を求めました(図9上)。その結果、3つの震度分布と安政江戸地震の震度との比較からも、浅い地殻内地震(図9(A))のものが最も良く合うことが確認できました。

ところで、安政江戸地震では、地震直前に井戸水が突然わき出したり、また地中に音が聞こえたりするなど、多くの前兆現象が報告されています。これら現象の一つ一つの信憑性や地震との関連性は定かかではありませんが、多数の前兆現象は浅い地震を裏付ける一つの傍証といえるかもしれません。

#### 4.4 明治東京地震(1894年; M7)

1894年6月20日に、東京湾を中心とする一帯を強い地震動が襲い、東京東部と横浜の沿岸部を中心に死者31名を含む大きな被害が起きました。この地震の震度は、埼玉、東京、横浜では震度6相当になり、有感の範囲は島根、紀伊半島から青森まで広がりました(図10)。

文明開化とともに、ちょうど西洋風の建築様式の建築が流行した次期でもあり、煉瓦造りの建物や煙突が多く被害を受けました。このことから“煙突地震”とも呼ばれることもあったそうです。

#### 4.5 明治東京地震の円盤記録を復元

この時代になると、東京帝国大学の地震学教室と中央気象台(気象庁)では、ユーイング・グレイ・ミルン型などの「円盤形地震計」を用いた地震計測が開始されていました。

円盤形地震計は、最近まで長く用いられてきたペン・ドラム式の直線記録とは異なり、レコードのように回転するガラス円盤の上に揺れを記録する方式のものでした。地動を感じると円盤が急速に回転を始め、ペンが地動に合わせて左右に動き、円盤の表面の煤をひっかくものです。

この煤書き円盤を画像処理してペンの動きを読み取り、次に回転座標から直交座標への座標変

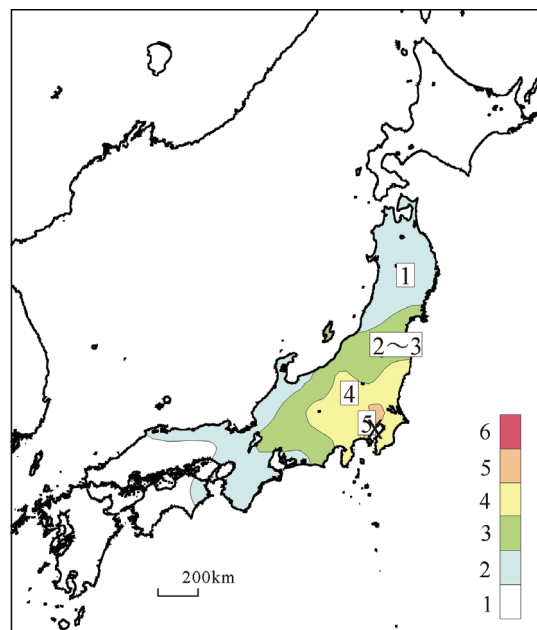


図10: 1894年明治東京地震(M7)の広域震度分布。



換を行いました。このとき地震計のペンの長さや、ペンと円盤の接線との角度を適切に与える必要がありますが、地震計が現存せず、これらの値が判明しないため、当時の写真やスケッチをもとに試行錯誤で決めました。

復元された明治東京地震の地震計記録の一例を図 11 に紹介します。これは本郷で記録された南北方向の地動記録ですが、S-P 時間は 6.9 秒、また最大振幅は 73mm と読み取れます。本郷地区に置かれた他の地震計や、神田区一橋にあった工科大学の円盤記録も同様に読み取ったところ、S-P 時間は 5.6~7.0 秒の範囲にばらつきました。おそらく、地震の揺れが起きてから円盤が動き出すまでの時間差や、円盤の回転むらによるためだと思われます。一橋での揺れの大きさは、本郷の 2 倍近く（最大 130mm）もあり、おそらく地盤の違いによるものと考えられます。

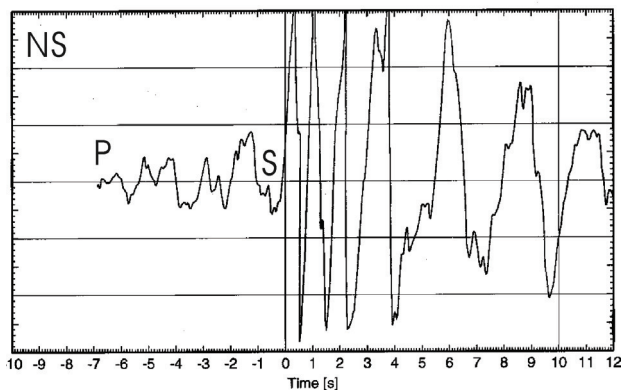
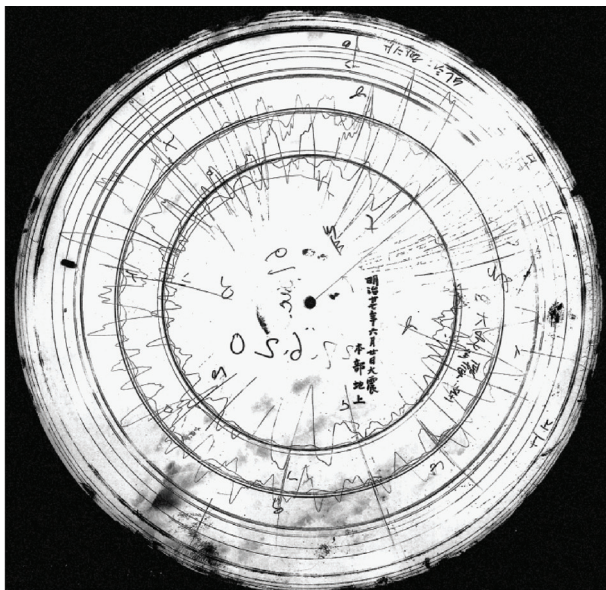


図 11：明治東京地震の円盤記録（本郷）と、復元された地震波形（下）。

#### 4.6 S-P 時間から推定される明治東京地震の震源

震央を東京湾の北部と考えると、S-P 時間からは地震の深さがおよそ 50km に求まります。この深さは、フィリピン海プレート内部、またはフィリピン海プレートと太平洋プレートが接する位置になります。

ところで、2005 年 5 月 11 日の早朝（7 時 22 分；M6.1）と午後（15 時 34 分；M4.4）に千葉県北東部と北西部で 2 つの地震が続けて起きました。早朝の地震は太平洋プレートの上面で起きた地震であり、関東から東北地方にかけて異常震域が現れました。いっぽう、午後の地震はフィリピン海プレートと太平洋プレートが接する位置で起きた地震であり、震央から西に大きくずれた横浜一東京一埼玉で震度 3~4 が観測されました。

このような、震央からずれた“いびつな”震度分布は、同じタイプの地震でこれまでよく観測されており、明治東京地震の震度もこれと良く似た分布になっています。このことから明治東京地震は、フィリピン海プレート/太平洋プレートの境界で起きた地震である可能性が高いと思われる。

#### 4.7 明治東京地震と広域震度分布

次に、明治東京地震の広域震度分布（図 10）と、先に行ったシミュレーション結果（図 9）を比較してみましょう。これを見ても、明治東京地震の「扁平な同心円」状の震度分布は、深さ 40km 程度のフィリピン海プレート内、あるいはフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界の地震と考えるのが適当と思われます。

当時の地震観測精度がまだ低かったこともあり、明治東京地震には余震がほとんど報告されていません。唯一、地震から 3 ヶ月半後の 1894 年 10 月 7 日に起きた地震（M6.7）がそうだと考えられていますが、震度分布には、有感の範囲が釧路にまで延びるといふ、異常震域が明瞭に現れており、太平洋プレートで起きた別のタイプの地震と考えたほうがよさそうです。

## 5. 関東直下の地震とその揺れの予測

もし、安政江戸地震が兵庫県南部地震や中越地震と同様に浅い地殻内地震であったとすると、そのときの関東はどのような揺れに見舞われたのでしょうか。あるいは、将来、関東平野の直下で同等の地震が起きた場合には、どのような揺れが私たちを襲うのでしょうか。最後に首都圏直下の大地震の強震動を、地球シミュレータを用いて予想してみました。

震源モデルには、兵庫県南部地震(M7.3; Mw6.9)の断層滑り分布を用い、東京湾北部の深さ12kmを震源に、断層破壊が北西(埼玉県)ー南東(千葉県)方向に進行することを仮定して計算を行いました。

シミュレーション結果を図12に示します。断層面上の浅い部分で起きた断層すべりから放射された地震動は、関東平野の厚い堆積層と軟弱地盤で強く増幅されます。断層から次々と放射される地震動が断層の直上と周囲に強い揺れを作り

ます。揺れは平野の中に閉じこめられ、基盤面と地表面との間で反射を繰り返しながら平野内に留まり、揺れはなかなか弱まりません。都心部では、強い揺れが1分以上にわたって長く続きます。

このとき関東平野の大部分が震度6強の揺れに、また地盤の悪い場所では震度7の揺れが起きます(図12右下)。これらの場所は、安政江戸地震や関東地震でたびたび震度7相当となった場所です。

都心部では周期約6~8秒の長周期地震動が現れ、その大きさは最大で90cm/sになります(図13)。直下で起きる地震は震源距離が短いために、中越地震や想定東海地震など、遠地の大地震と比べると地震動の波群それほど長く成長しません。このため、建物の共振により大きく揺れ続ける時間は2分程度ですみますが、強い加速度と長周期地震動が同時に襲うことへの警戒を怠ってはいけません。

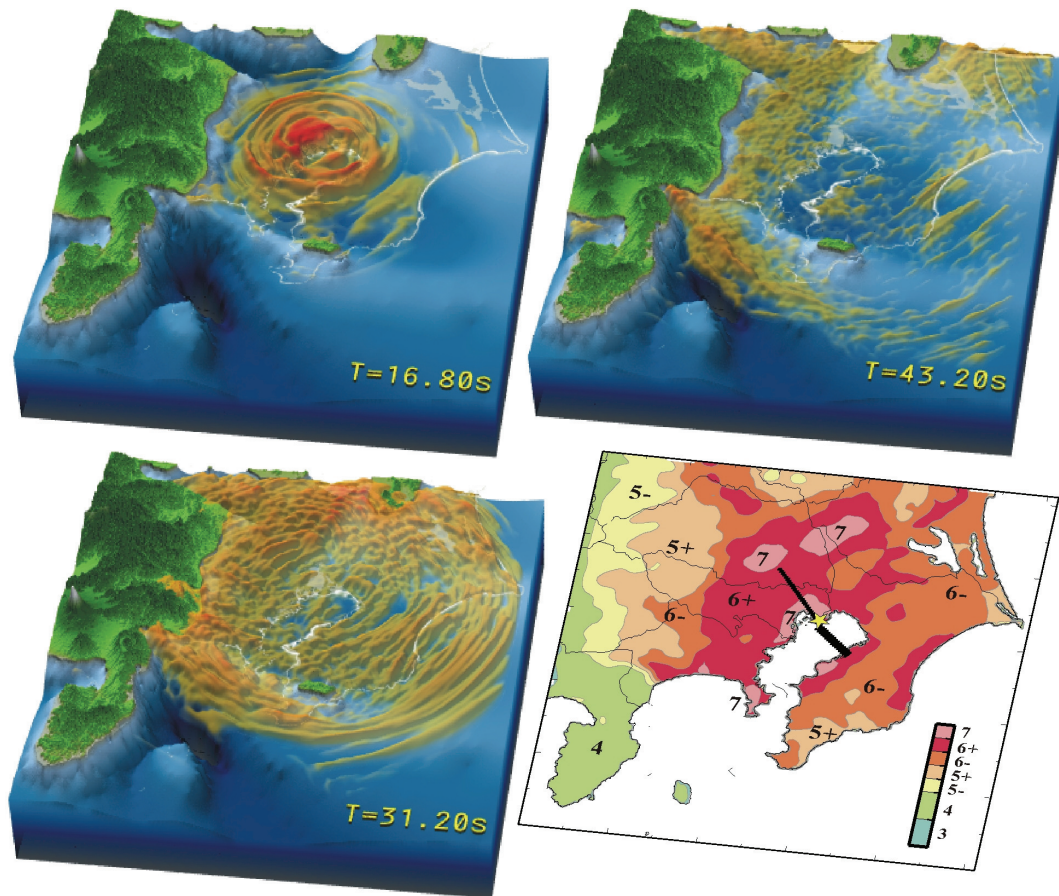


図12: 想定首都圏直下の地震のコンピュータシミュレーション。地震後16, 31, 43秒後の揺れの広がる様子と、予想される震度分布(右下)。

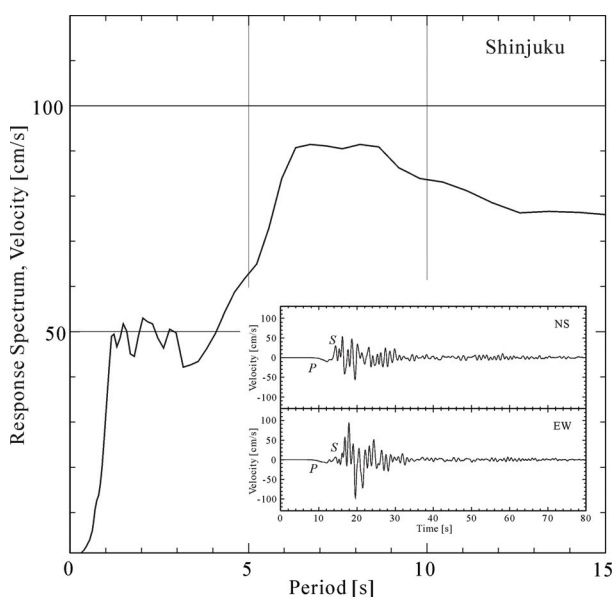


図 13：想定首都圏直下の地震の、都心（新宿）での揺れと速度応答スペクトル（減衰が 5% の場合）。

## 6. 大地震に備えて

中央防災会議の評価によると、関東平野では今後 30 年以内に M7 クラスの直下型地震が起きる確率は 70% にもなります。仮に震源が首都圏直下にあった場合には、死者 11,000 人、そして経済損失は 112 兆円に上るという厳しい試算があります。

地震の揺れを予め予想し、防災に役立てることにより、この人的・経済的損失を激減させることは十分に可能です。地震防災は、地震と各地の揺れの特徴を観測から詳しく理解し、そして適切な地下構造モデルと震源モデルを用いたコンピュータシミュレーションから大地震の揺れを正確に予測する技術にかかっています。

ここで紹介した強震動シミュレーションでは、およそ 100m~200m の分解能で地表の揺れを評価したのですが、現実にはごく浅い地盤や地形の影響を受け、わずか数メートル~数十メートル離れただけで被害が大きく変わることがよくあります。たとえば、住宅造成地では、山を切り崩して作った「切り土」の上では揺れが小さく、逆に「盛土」では揺れが大きくなるがよく知られています。崖地形では、一種の焦点効果により、平らな土地よりも揺れが大きくなることもあります。このような局所的な地震動の増幅効果も同

時に評価し、住宅一軒毎の揺れを正確に予測する技術の確立が次の課題です。

これに答えるために、私たちは現在、強震動シミュレーションの結果を入力として、地盤と構造物の揺れを別種のシミュレーションから評価する、「階層連結シミュレーション」の準備を進めています。さらに、「地震発生のシミュレーション」とこれを連成することにより、地震発生から地震波の伝播、そして建物の揺れにいたる一連の地震現象をまるごとシミュレータの中に再現することも計画しています。この実現のために、地震学者と地震工学者そして計算科学者の協力が必要です。

最後に、大地震の揺れと被害は、もはや震度という一つの物差しだけで表すことはできなくなってきたことを述べます。震度は人が感じたり、木造家屋の被害が起きる、およそ周期 0.5~2 秒前後の地震動の強さを表す指標です。しかし、近代社会の人工構造物は、超高層建築などのように、固有周期が数秒以上にもなるものから、工場の生産ラインや工作機械などのように 0.1 秒以下の地震動の影響を強く受けるものまで多種多様です。震度の大小だけでなく地震動の性質（卓越周期、継続時間など）をよく理解し、大地震の強震動に備えることが大切です。

## 謝 辞

地震波動伝播計算には、地球シミュレータセンター共同プロジェクト「3次元不均質場での波動伝播と強震動シミュレーション」により行われました。中越地震の地震波形データは、防災科学技術研究所の地震観測データと、東京大学地震研究所の首都圏強震動総合ネットワークのデータを使用しました。明治東京地震の円盤記録の読み取りと復元は、東京大学地震研究所大学院生の室谷智子さんにより行われました。



〒113-0032  
東京都文京区弥生1-1-1  
東京大学地震研究所  
<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/>

後援：文京区