

地震 ジャーナル

58

2014年12月

エッセイ 砂が噴き出し、家が傾いた！ ●平 朝彦

論文 ひずみ集中帯プロジェクトの成果 ●関口渉次—— 1

東海道新幹線の地震対策について ●関 雅樹——10

巨大津波に伴う磁場変動 ●歌田久司——21

地震による深層崩壊 ●千木良雅弘——28

寄書 大地の応力を測る：将来の地震予知研究へ ●石井 紘——38

火山の内部を透視する ●田中宏幸——45

「混迷の地震予知」から抜け出すために

—出版とテレビ番組出演で考えたこと— ●横山裕道——52

●新刊紹介——56

囲み記事 東日本大震災を詠む／東京オリンピック以前に直下地震が起こったら／
火球による振動

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

砂が噴き出し、家が傾いた！

平 朝彦

私は今から20年以上前、中野区から千葉県浦安市に引っ越しをした。当時、浦安の住宅地は、まだ開発途中であり、埋め立の土砂がむき出しの所があったが、全体が明るく、居住環境が良いなと感じた。数年後には、あっという間に500戸をこす大きな宅地に変貌していった。2010年から2011年冬にかけて、町内会の防災委員会に頼まれて、地震と防災についての連続講話を行った。最新の研究などについて紹介すると同時に、この住宅地が液状化の被害を被りやすいこと、特に、堤防が壊れると新潟地震の時のような側方流動が起って、住宅地が崩壊する恐れがあることも話した。でも心の中では、そのような地震は、まあ、私が生きている間は起きないだろうと漠然と思っていた。切迫感が、まったく不十分だった。

2011年3月11日、私は東京にいた。家に連絡すると、家族は無事だが、家が傾き、周りは泥だらけとのことであった。液状化が起ったと直感した。次の日に帰宅すると、液状化の規模は、予想を遥かに超えていた。まず、大量の砂に圧倒された。場所により、カーポートには厚さ50cmをこす堆積が起っており、車が完全に埋まっていた。私の家は20cmの沈下と傾きが起り、家の中に入ると目眩がして、ベッドの下に敷物をしないと寝られないほどだった。なぜ、こんな大規模な液状化が起ったのか、砂はどこからやってきたのか、疑問が沸いた。宅地では、土砂の撤去がすぐに始まっており、現状が保存されているうちに調べるべきことは山のようにあった。町内会で土砂撤去の現場指揮をしながら、できるだけ多くのデータを集めようと奔走した。アンケートをまとめ、ボーリングコアをX線CTで調べ、地盤の状態図を作り、共同研究者の名古屋工業大学の張教授がシミュレーション研究を行った。この間、町内会の有志が、献身的に、力強く協力してくれた。

住宅地はいまだに凸凹で、下水道工事は終わらず、液状化の爪痕は生々しい。それでもゆっくりであるが、回復に向かいつつある。その移り変わりを見ながら、町内会の人々から、言われたことを思い出す。「ここは先生が住んでいるので、大丈夫だと思っていたのに」。冷や汗が出た。でも次の言葉で救われた。「先生の講話を聞いて地震保険に入りました。そのおかげで家を直すことができました」。私の講話も意味があったのだ！



平 朝彦

[たいら あさひこ]

現職 独立行政法人海洋研究開発機構・理事長。

略歴 東北大学理学部卒業、テキサス大学ダラス校 Ph.D.

高知大学、東京大学海洋研究所を経て現職。

研究分野 地質学、深海掘削。

著書 『日本列島の誕生』（岩波新書）、『地質学1, 2, 3巻』（岩波書店）など。なお、本文で紹介した液状化の研究は、地質学雑誌、v. 118, p. 410-418(2012)に掲載。

ひずみ集中帯プロジェクトの成果

関口渉次

1. はじめに

地震調査研究推進本部では、「地震に関する基盤的調査観測計画」（平成9年8月）や「今後の重点的調査観測について」（平成17年8月）を策定し、関係行政機関、大学、独立行政法人、地方公共団体等との連携・協力の下、全国の110の主要活断層帯や、主要な海溝型地震についての調査観測を推進している。

このような状況の中、平成16年（2004年）10月の新潟県中越地震、平成19年（2007年）7月の新潟県中越沖地震等、近年、「ひずみ集中帯」と呼ばれる褶曲-断層帯において、立て続けに大きな被害地震が発生した。しかしながら、当該地域は、これまで地震本部の方針等において明確な調査対象としては位置付けられておらず、地震調査観測の空白域となっており、ここで発生する地震像を明らかにするための調査研究の必要性が高まっていた。

このため、ひずみ集中帯を対象として、当該地域における活断層および活褶曲等の活構造の全体像を明らかにし、ひずみ集中帯で発生する地震の規模や時期の長期評価、強震動評価の高度化に資することを目的として、文部科学省の科学技術試験研究委託業務として「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」を独立行政法人防災科学技術研究所が受託し、関係行政機関、大学、独立行政法人、地方公共団体等との連携・協力の下、平成19年度から平成24年度にわたり自然地震観測・制御震源による地殻構造探査などを中心とした調査観測・研究を実施した。

2. 震源断層モデルの構築

東北日本の日本海側に存在するひずみ集中帯は、厚い堆積層に覆われており、被害を引き起こす活断層の多くは、その堆積層の下に隠されている。

この地域では、日本海拡大時に引張場のもとで形成されたリフト構造と呼ばれるおもに正断層からなる裂け目状の構造が、圧縮場への反転によって既存の正断層の構造境界を使って逆断層として再活動しているため、地震が発生すると考えられている（図1）。

ひずみ集中帯の地震像を明らかにするためには、地震を引き起こす断層がどこにあるかを知ることが重要となる。それらを明らかにするために、自然地震観測・制御震源による地殻構造探査などを実施した。得られた断層候補の中から、1828年越後三条地震に対応すると思われる断層について、強震動を計算し、新たに史料をもとに見積もられた震度と比較することにより断層モデルの検証を行い、おおむね一致する結果が得られたため、この手法による震源断層モデルの構築が有効であることを示すことができた。

2.1 新潟地域の詳細な地殻構造

地下の構造がどのようになっているのかを調べるため、新潟地域を中心に300点の地震観測点を設置し、稠密な自然地震観測を行った。得られたデータを用いて、地震波トモグラフィ（地震波を使用したCTスキャンのような手法）により、地殻構造の詳細イメージングを行い、新潟平野周辺の詳細な地殻構造を描き出すことができた（図2）。越後山地より西側の新潟平野や中越地域の丘陵地域の下では、基盤がきわめて深い位置にあることが分かる。凹地を含む低地の構造は、おおむ

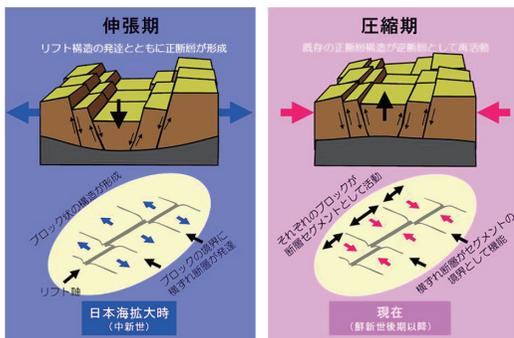


図1 ひずみ集中帯における断層を含む基盤構造の模式図。(左)日本海拡大時のリフト構造形成期。(右)圧縮場へ反転した現在。既存の正断層構造が逆断層として再活動。

ね北東-南西方向に連続し、舟状の凹地構造を形成している。これは重力異常などから明らかになっている構造とよく対応し、想定していた地下構造のモデル(図1)と一致する結果となった。2011年長野県・新潟県県境付近の地震、2004年中越地震、2007年中越沖地震はいずれも凹地を避けるように基盤深度の比較的高い場所で発生している。活断層分布を赤実線で示しているが、主要な活断層の多くは基盤形状が大きく変化するところに存在する傾向がある。一方、既往研究において歴史史料から大まかに推定された1828年三条地震の震央は、凹地の真中に位置しているが、最近発生した地震の震央と異なっているため、実際の震央位置は、基盤深度の深くない場所にあった可能性がある。

以上の結果から、堆積層に覆われていてもその地下の構造を詳細に調べることにより、活断層の存在する可能性の高い場所、低い場所をある程度推定できることがわかった。

2.2 新潟地域の震源断層モデル

新潟地域のような厚い堆積物に覆われている地域では、地下の震源断層の浅部延長で断層が分岐していたり、角度が急激に変化していたりするため、浅い部分だけを見ても地下の震源断層を推定することは困難であり、これまで震源断層の位置と形状が詳細には明らかになっていない。これまで、新潟地域では資源探査を目的とした多く

の地下構造探査が実施されているが、地殻上部全体をイメージするような調査はほとんど行われていない。このため、新潟地域では、褶曲や断層と直交する5測線において制御震源による地殻構造探査を実施した(図3)。

この5測線での地殻構造探査に加えて、8測線での高分解能反射法地震探査、さらに既存の石油公団の基礎物理探査等をもとに、矩形断層モデルの作成を試みた(図4)。自然地震の震源分布、前述の自然地震波トモグラフィによる地殻構造のデータも参考にしている。

2.3 海域の震源断層

ひずみ集中帯の日本海地域については、粟島周辺および酒田沖で海域音波探査と堆積物採取を実施した。また、他の調査研究などで得られている海域の活断層情報も利用し、新潟県から山形県の沿岸海域における活断層の分布と上下変位速度を明らかにした。さらに東北地方日本海側の大陸斜面全体の活断層分布も今回の調査で明らかになった知見を取り入れ再考し一部修正した(図5)。これらの結果は、地震動や津波規模を評価するための重要な情報として活用できる。

断層の深部がどこまで達しているかは、断層の長さや並んで地震の規模を見積もるためには重要なパラメータである。そのためには、制御震源を用いて詳細に地殻構造を明らかにし、その中から断層を選び出す方法がある。ほかにも、震源の深さを知ることで、断層の下端を見積もる方法がある。この方法は広範囲にわたり見積もれるといった利点がある。

そのために新潟県上越沖において長期間観測可能な海底地震計を用いた地震観測、1964年新潟地震震源域での海底ケーブルインライン式地震計を用いたリアルタイム地震観測を実施し、精度の高い震源分布を得ることができた(図6)。

2.4 1828年越後三条地震の強震動評価

明らかになった震源断層モデルが実際に有効であるかを検証するために、1828年三条地震を対象として、震源モデルと地下構造モデルを構築し地震動シミュレーションを行った。その結果、強震動評価は、本研究で史料地震学的に新たに推定

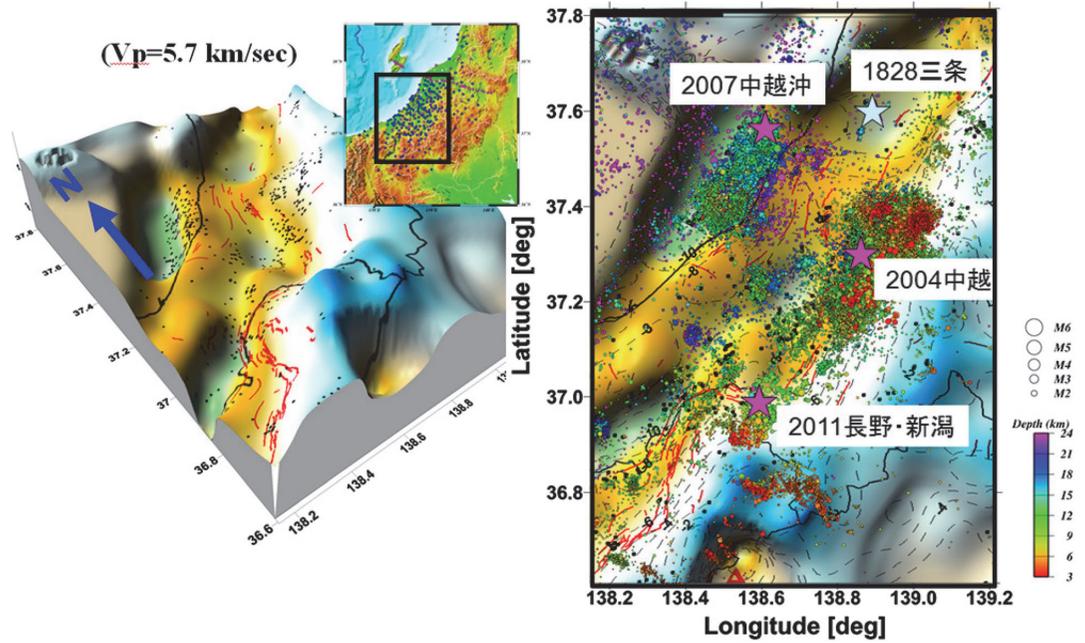


図 2 基盤形状（地震波の等速度面）の斜め上方から（左）と真上から（右）の俯瞰図。赤線は活断層。

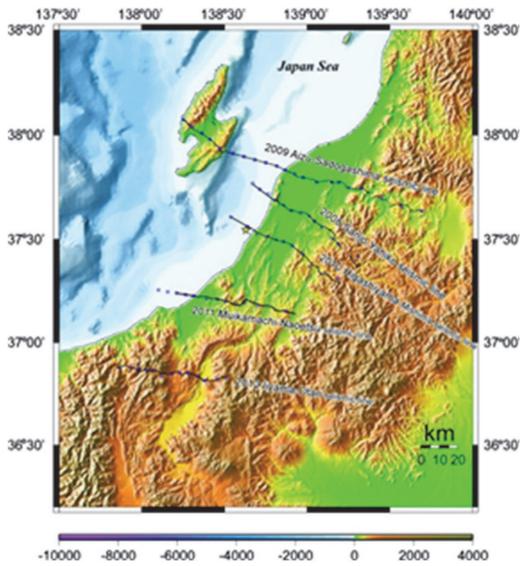


図 3 新潟地域における地殻構造探索測線。

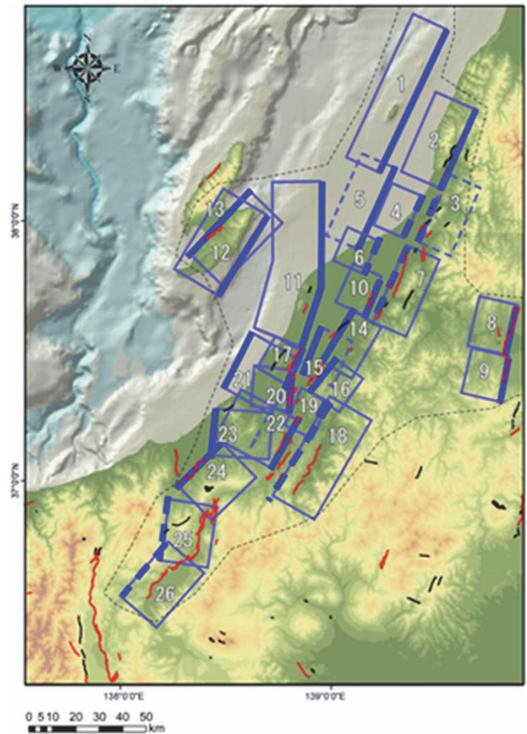


図 4 新潟地域の震源断層の推定矩形モデル（青の矩形、破線は推定）。赤実線：活断層。

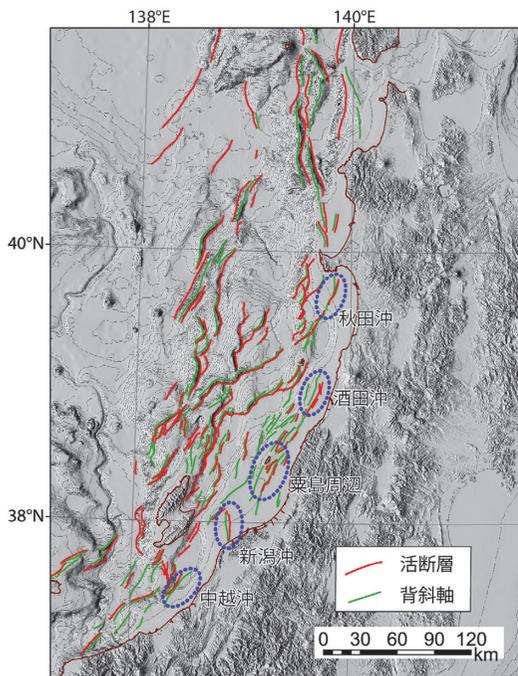


図 5 東北地方日本海側斜面の活断層と変位速度を推定した沿岸海域の活断層位置 (青楕円).

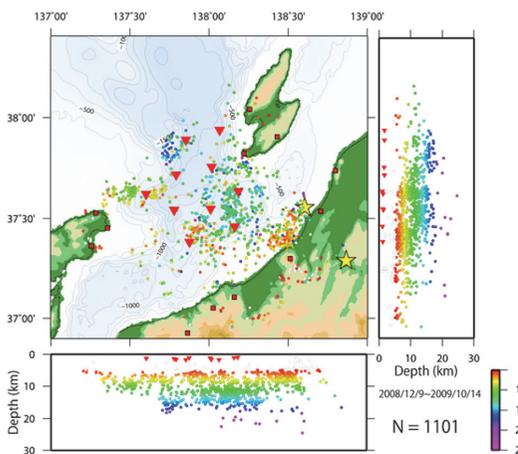


図 6 海底地震計による震源決定結果.

した震度分布とおおむね整合的なものとなった (図 7)。したがって、本研究で用いた強震動評価とモデル検証の方法を他の地域にも適用すれば、その地域で同様に強震動予測を高度化できることが期待される。

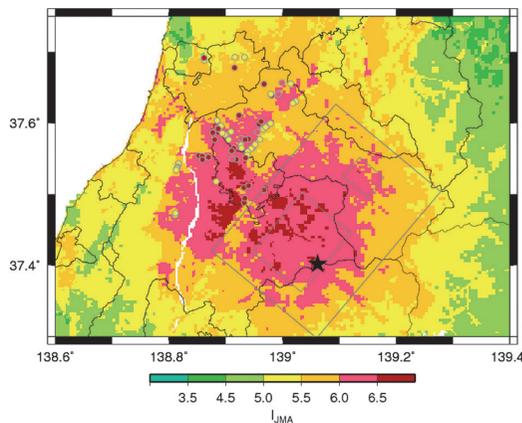


図 7 計算による地表震度分布 (背景色) と史料により見積もられた震度 (丸印) の比較の一例.

2.5 活動度の評価

断層の位置・形状から強震動をある程度予測できるが、地震によるリスクを評価するには過去の発生履歴も重要な情報である。

そのための基礎資料として、陸域では、新潟地域の活構造を検討するために、空中写真判読やボーリング調査を行い、堆積物の年代測定などを行った。陸域の地殻構造調査の結果も考慮し、活断層・活褶曲における上下変位速度を明らかにした (図 8)。

その結果、多くの活断層の変位速度が明らかになるとともに、角田・弥彦断層が海域にまで延びる活断層であること、高田平野東縁や国中平野の活断層の長さが倍近くになるなど、これまでの研究で未確認の活構造を数多く見出した。

海域では、図 5 において示したように新潟県から山形県の沿岸域において海域音波探査と堆積物採取を実施し断層の上下変位速度を明らかにした。

また、歴史資料などを調査することによって、過去にどれくらい発生したかを見積もることができる。現在の山形県、新潟県、長野県におけるひずみ集中帯で、近世 (安土桃山時代～江戸時代) 以前に発生した古地震 (歴史地震) や津波などについて、歴史学、地質学、地震学に関係する記録の収集と解析を実施し、データベースを構築した (図 9, URL : http://seismology.jp/eri_eqdb/)。

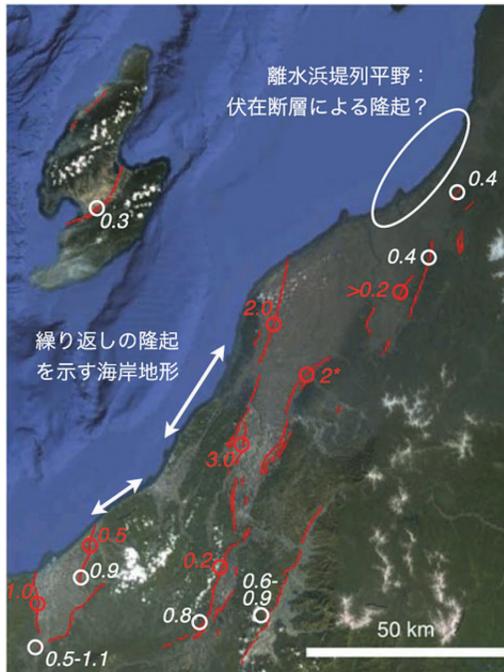


図 8 活構造の上下変位速度（赤数字，単位は mm/年，白数字は既往研究）。

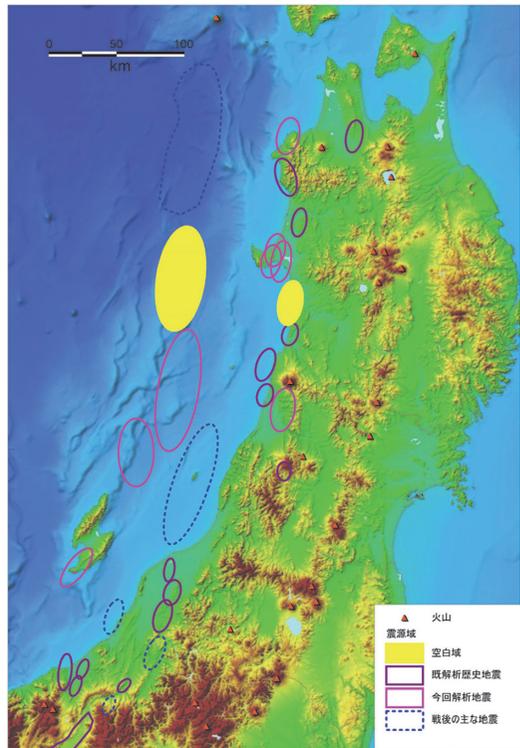


図 10 近世以降のおもな被害地震の震源域分布。黄色楕円が空白域。

ひずみ集中帯プロジェクト【古地震・津波等の史資料データベース】

最終更新日時 2012年9月6日(木) 21:06'47" Since Sep.1,2011 0001.54

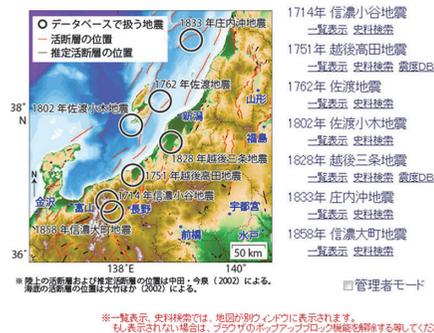


図 9 「史資料データベース」のページ。

ここで新たに見積もった 1828 年越後三条地震の震度は，上記の強震動予測の検証に用いられている。

また，近世以降明治・大正・昭和等の日本海東縁部周辺で発生した地震に関する資料を収集し，震度等を検討した解析を行い，震源域を推定した

(図 10)．その結果，秋田市の沿岸と沖合部分では，最近 400 年間は被害地震が発生しなかったことがわかる。

3. ひずみ集中メカニズムについて

東北日本弧の場合，日本海側に褶曲-逆断層帯が発達することは，地質・地形学的に古くから明らかに認識されていた。近年，こうした領域は，GPS 観測などの測地観測によっても，ひずみが集中している地域であることが明らかにされた。この地域のひずみ集中メカニズムについては，太平洋からのプレートの沈み込みの影響や，北米(オホーツク)-ユーラシア(アムール)のプレート相互作用に求める考え方など多様なものがある。今後，ひずみ集中のメカニズム解明を進めるには，沈み込むプレートと陸側プレートを一つのシステムと見て，定量的な把握を行っていく必要

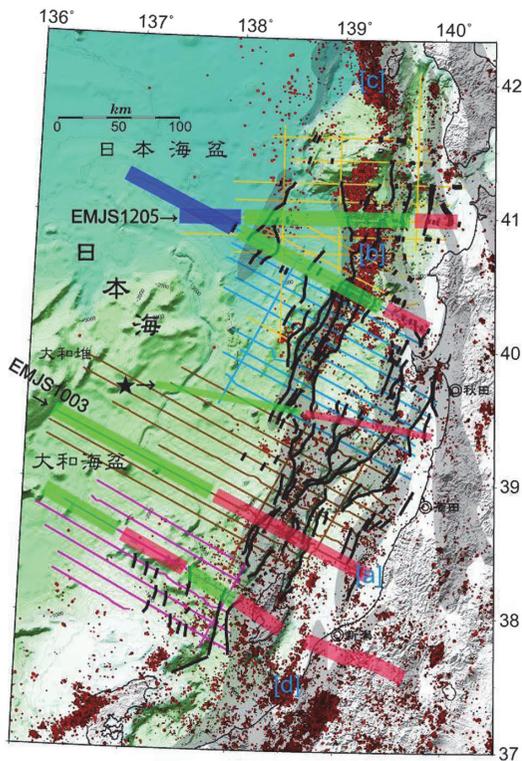


図 11 調査海域図。実線：地震探査測線（太線：海底地震計による地震探査測線，★印測線：既往研究。黒線：逆断層，赤点：震源，灰色：日本海東縁ひずみ集中帯の分布。赤太線部：島弧地殻，緑太線部：遷移地殻，青太線部：海洋地殻。

がある。そのためにはこの地域の粘弾性的な構造を明らかにする必要がある。陸域についてはすでに示したように新潟地域を中心に自然地震観測，制御震源をつかった探査によりある程度弾性的な構造は明らかになってきた。海域についても本プロジェクトで以下のように日本海東縁において制御震源による探査を行った。

3.1 日本海東縁

日本海東縁部には多数の活断層が分布していることは知られているが，それらの深部形状を描き出すための探査は，ほとんど行われていなかった。そこで，日本海東縁部では，図 11 のような調査海域を設定しマルチチャンネル反射法探査と海底地震計を用いた地震波屈折法探査を行い，新潟沖から青森沖に至る海域で地殻上部の詳細な反射波断面と 4 測線での上部マントルに及ぶ地震波速度構

造断面を得た。その結果，ひずみ集中帯とその地殻構造との関係では以下のことがわかった。

- ・日本海東縁の地殻構造は，おもに島弧地殻，遷移地殻，海洋地殻の 3 つのタイプに分けられること。
- ・日本海東縁で指摘されてきたひずみ集中帯は，
 - ① 島弧地殻領域に分布しているもの
 - ② 遷移地殻と島弧地殻との境界に近い部分に分布しているもの
 - ③ 遷移地殻と海洋地殻との境界付近に分布しているもの

の 3 つのタイプに区分されること。

このように深部まで詳細に明らかになった地殻構造は，ひずみ集中メカニズムを明らかにする上で基本的な情報となる。

3.2 非弾性的性質

弾性的な性質とともに非弾性的な性質もひずみ集中メカニズムを解明する上で重要な情報である。

新潟地域のひずみ集中帯を東西方向に横切るように，糸魚川市，上越市，十日町市，南魚沼市にまたがる全長約 80 km の線路上に GPS 観測点を設置し，地表の変位量を測った。その結果（図 12），上越・中越地域では，糸魚川市と南魚沼市の間で，年間約 1 cm の短縮が生じているが，その中でも東頸城丘陵（上越市と十日町の境界付近）ではその半分に相当するような顕著な変形集中が見られた。これは，東頸城丘陵の地下で断層クリープ（ずるずるとした断層のずれ）が生じている可能性を示唆している。

粘性を推定するためには，地震波の減衰構造を調べ，そこから推定する方法も一般的である。新潟地域において自然地震観測で得られたデータを使って推定している。

地殻の粘性的な振る舞いには地下の流体が関係していると思われる。このような流体を検出する有力な方法の一つは電磁気的手法である。この手法をひずみの集中する東北地方に適用した。まず，背弧域（島弧の脊梁山脈より日本海側の地域），とくに，庄内平野-新庄・山形盆地周辺域は，ひずみが集中している地域で，1894 年庄内地震をもたらした庄内平野東縁断層帯，鳥海山や月山

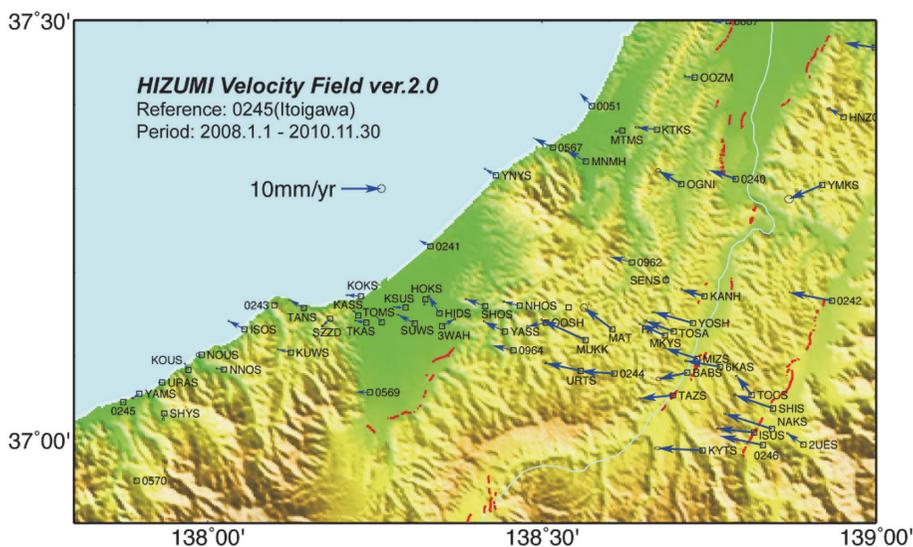


図 12 GPS 観測により明らかになった 2008 年から 2010 年の地殻変動速度の分布。

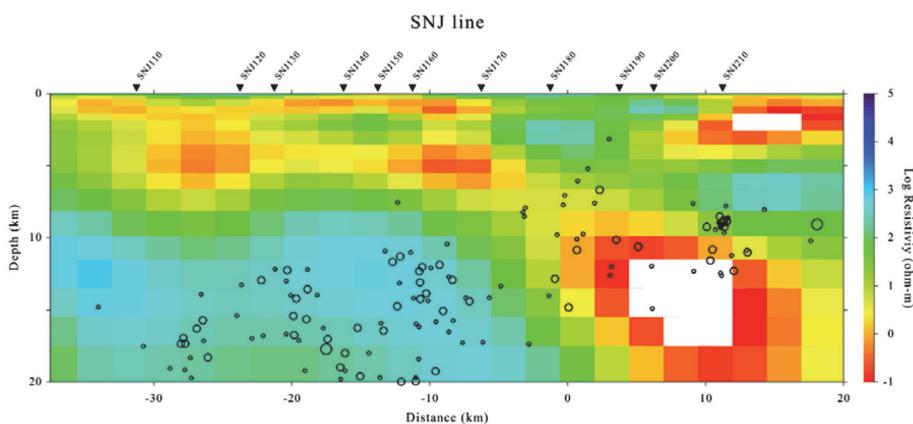


図 13 庄内平野-新庄・山形盆地測線の比抵抗構造断面。

などの活火山が分布する活動帯であるにもかかわらず、電磁氣的構造探査による地下深部の詳細な描像は得られていなかった。このため、庄内平野-新庄・山形盆地周辺域をほぼ東西に横切る測線で地磁気地電流（マグネトテルリク：MT）法による比抵抗構造探査を実施した。その結果、背弧域において断層帯に沿う低比抵抗帯（図 13）が見出された。これは、以下で述べる地震学的手法から得られた「下部地殻軟化モデル」と矛盾しない。

3.3 各地域のひずみ集中メカニズム

陸域では新潟地域を中心に調査観測を実施したが、ひずみの集中している他の地域についてもひずみ集中メカニズムの解明に資する知見を得た。

3.3.1 北海道地方

石狩地域に地震観測点を設置し、詳細な震源分布や地震波速度構造を明らかにし、さらに地磁気地電流（マグネトテルリク：MT）法による比抵抗構造探査により、深部の構造や流体の分布の推定を行った（図 14）。石狩平野東縁断層帯の下に

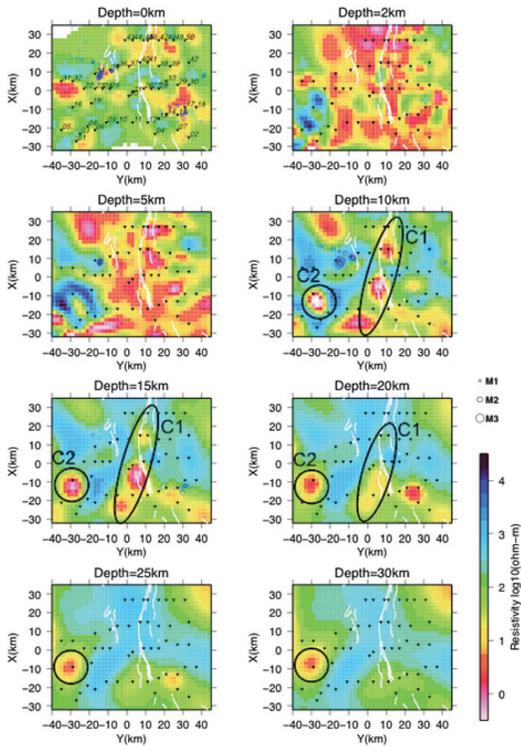


図 14 各深さにおける比抵抗構造の平面図。C1は石狩東縁断層帯直下の、C2は支笏カルデラ直下の低比抵抗域。暖色系は低比抵抗域。

局所的な低速度、低比抵抗域が見られ、そこでは深部から流体が上昇してきている可能性があり、それが活断層の活動や地震発生に影響する可能性も指摘された。

3.3.2 東北地方

東北地方では、ひずみが集中している領域が、脊梁山地と宮城県北部と日本海沿岸の3カ所にある。脊梁山地と宮城県北部については、下部地殻から上部マントルにかけて、地震波の伝わる速さが遅い領域が広がっており、このような領域は、岩石が柔らかいため、東西から押されると変形しやすく、そのためにひずみが集中している、と考える「下部地殻軟化モデル」(図15)で説明できる。そこで、日本海沿岸にある庄内平野周辺に高密度の臨時地震観測網を展開して、このモデルが日本海沿岸でも成立するかどうかを調べ、その結果、この地域でも「下部地殻軟化モデル」で説明できることがわかった。

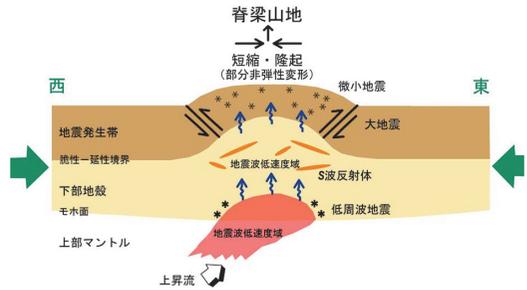


図 15 東北地方脊梁山地のひずみ集中帯を説明する「下部地殻軟化モデル」。

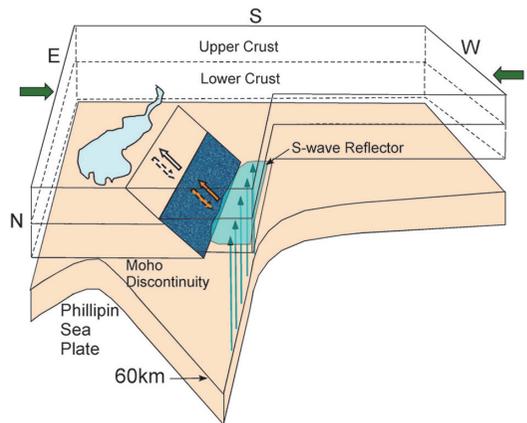


図 16 琵琶湖西岸活断層集中域において推定されたひずみ集中と地震発生のメカニズム。北から見た模式図。

3.3.3 近畿地方

琵琶湖西岸の活断層集中帯において、稠密地震観測を実施し、ひずみ蓄積と地震発生メカニズムに関して、以下のようなモデルを構築した(図16)。沈み込むフィリピン海プレートが深さ60km程度に達する部分から脱水した水が下部地殻に達し、下部地殻を局所的に弱化する。この地域の最大圧縮応力の方向はほぼ東西なので、南北方向の下部地殻内の局所的に弱体化された領域は、逆断層的な変形を行う延性的な(破壊されずに、つまり地震を起こさずに、引き伸ばされる)せん断帯を形成する。この延性的なせん断帯における逆断層運動により、直上に逆断層的なひずみ集中が発生し、逆断層型の地震が卓越する。このモデルに従えば琵琶湖西岸断層帯は逆断層であることも、こ

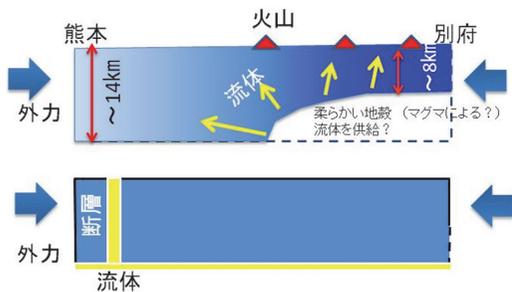


図 17 九州における地震発生の模式図。上段が別府島原地溝帯，下段が断層帯と地震活動のない地域。

の延性的なせん断帯の動きによるものと考えられる。

3.3.4 九州地方

現在日本列島の中でも顕著な伸張場を形成している別府島原地溝（リフト）帯を含む九州地域において、ひずみ集中メカニズムモデルを構築した（図 17）。地溝帯では流体の供給があるために地震活動が活発で、地震のない地域では流体による強度低下が起こらず、地震発生に至らない可能性を表している。

これ以外の中部地方のひずみが集中している地域や火山の調査結果を見てみると、地殻またはマントル最上部の流体がひずみ集中の形成に重要な役割を果たしている可能性があることがわかった。今後もこの流体に注目してゆくことが重要と思われる。

4. 今後の課題

本研究では、陸域では新潟地域を中心に、地殻構造などを明らかにしてきた。今後は、非弾性的な性質も明らかにする必要がある。また、ひずみ集中帯の他の地域の構造を明らかにする必要がある。

（詳しくは、「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」年度成果報告書または総括成果報告書をご覧ください。これらの報告書は、「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」紹介ホームページ：<http://www.hizumi.bosai.go.jp/> でご覧になれます。図はこれらの報告書より引用しました。）

関口渉次

[せきぐち しょうじ]

現職 (独)防災科学技術研究所 観測・予測研究領域 地震・火山防災研究ユニット長

略歴 京都大学大学院理学研究科博士 後期課程中退
科学技術庁防災科学技術センター（現防災科学技術研究所）
現在に至る
理学博士
研究分野 地震学



東海道新幹線の地震対策について

関 雅樹

1. はじめに

日本の3大都市圏を結ぶ大動脈輸送を担う東海道新幹線は、安全性、定時性、利便性、乗り心地の良さ、環境優位性等のサービスに磨きをかけ、きわめて完成度の高い高速鉄道として、つねに進化し続けている。これを支えているのは、さまざまな技術開発と、その成果を実際の鉄道システムに組み込み、確実に実行する現場力である。ここでは、その多くの取組みの一例として、東海道新幹線の安全に関する重要施策のひとつである地震対策について以下に示す¹⁻³⁾。

2. 東海道新幹線の地震対策の概要

東海道新幹線では、国鉄時代の1979年から、各種土木構造物に対する地震対策を着実に進めてきた。その結果、兵庫県南部地震レベルのL2地震動、および2003年5月に内閣府より公表された想定東海地震動に対し、地震による構造物の損傷等に伴う長期不通の可能性がある箇所については、現在までに、ほぼ全ての対策を完了している。

一方、2004年10月の新潟県中越地震により、走行中の上越新幹線が脱線するという事象が発生した。これを受け、航空鉄道事故調査委員会（当時）が2007年11月に公表した事故調査報告書の内容を踏まえた上で、地震時の脱線防止と逸脱による被害の拡大防止を目的に、新たな地震対策の検討を進めてきた。その結果、従来から進めてきた土木構造物の耐震補強に加え、脱線防止ガード、逸脱防止ストッパ、および構造物の大きな変位を抑制する対策からなる、二重系の脱線・逸脱防止対策を実用化した。

脱線・逸脱防止対策は、2013年3月までに、

東海地震の特に揺れが強いと想定される地区等を中心に、軌道延長140kmの施工を完了している。さらに、2020年3月までに、軌道延長456kmの対策を施工中である。

3. 従来から進めてきた地震対策

従来から進めてきた東海道新幹線の地震対策を大別すると、地震時の土木構造物の損傷等による長期不通を防止する目的の耐震補強と列車を早期に止める対策の2つがある。

3.1 土木構造物の耐震補強

3.1.1 兵庫県南部地震以前の対策

1978年の宮城県沖地震後に「大規模地震対策特別措置法」が制定され、「東海地震防災強化地域」が指定された。東海道新幹線では、新横浜～豊橋間の延長214kmがその対象となり、静岡県を中心に、表1のとおり、盛土（17.9km）、橋台裏（159カ所）、土留（3.6km）、斜面（22カ所）、落橋防止（3,033カ所）、高架橋（144カ所）、橋台・橋脚（55基）、トンネル（延べ18.2km）の耐震補強を実施した。

3.1.2 兵庫県南部地震以降の対策

1) RC高架橋の耐震補強

1995年に発生した兵庫県南部地震では、山陽新幹線のRC高架橋の柱がせん断破壊により損傷し、高架橋が倒壊するという被害が発生した。図1に、新幹線のRC高架橋で生じたせん断破壊と曲げ破壊の被害状況を示す。

東海道新幹線は震源から離れていたため、せん断破壊のような大きな被害は生じず、高架橋の曲げ破壊のみであった。そのため、実際に復旧に要した時間は、せん断破壊の高架橋の約3カ月に對して比較的短期間であった。

これをきっかけに、東海道新幹線では、せん断

表 1 東海地震防災強化地域における地震対策（1979～1996年）.

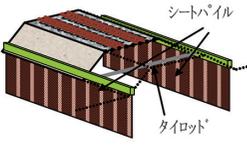
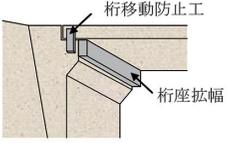
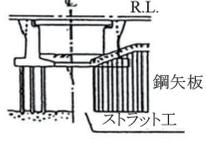
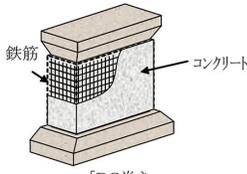
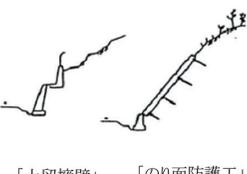
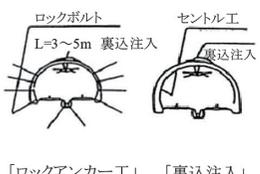
<p>盛土補強</p>  <p>シートパイル タイロッド 「シートパイル締切工」</p>	<p>落橋防止工</p>  <p>桁移動防止工 桁座拡幅 「桁座拡幅工・桁移動防止工」</p>	<p>橋台裏補強</p>  <p>鋼矢板 ストラット工 「ストラット工」</p>
<p>橋脚補強</p>  <p>鉄筋 コンクリート 「RC巻き」</p>	<p>斜面補強</p>  <p>「土留擁壁」 「のり面防護工」</p>	<p>トンネル補強</p>  <p>ロックボルト L=3～5m 裏込注入 セントル工 裏込注入 「ロックアンカー工」 「裏込注入」</p>



図 1 兵庫県南部地震での RC 高架橋の被害¹⁾.

耐力が曲げ耐力より小さいせん断破壊先行型の柱を対象に、図 2 に示す鋼板巻き補強工法による対策を進め、2008 年までに、対象となる約 17,600 本の対策を完了した。本工法の有効性は、理論数値解析に加えて、標準的な RC 高架橋をモデルとして交番載荷実験を行って確認している。図 3 に、L2 地震動に対する RC 高架橋 1/5 モデルの模型振動実験の状況を示す。

一方、2003 年に、内閣府より想定東海地震動が公表された。実験や解析の結果、想定東海地震を受ける地域においては、曲げ耐力がせん断耐力より小さい曲げ破壊先行型の柱においても大きな被害が生じる可能性が予測された。そこで、2005 年から、東海道新幹線の独自の対策として、曲げ破壊先行型の高架橋の柱を対象に約 2,000 本の耐震補強を追加して実施した。



図 2 高架橋標準補強工法（鋼板巻き補強工法）.

施工対象のうち、駅部等の高架橋下利用箇所では、従来の鋼板巻き補強工法では施工が困難な箇所がある。このような箇所には、従来と同等の性能を有する、図 4 に示す鋼製パネル組立補強工法やダンパーブレース工法を適用している。

以上の結果、RC 高架橋柱については、合計で約 19,600 本の耐震補強工事を完了した。

2) RC 橋脚の耐震補強

RC 橋脚についても、表 1 に示す 1979 年から対策を実施した 55 基に加え、1995 年からはせん断破壊先行型の RC 橋脚約 1,100 基の耐震補強を実施した。さらに、想定東海地震を受ける地域の曲げ破壊先行型の RC 橋脚約 200 基の耐震補強を

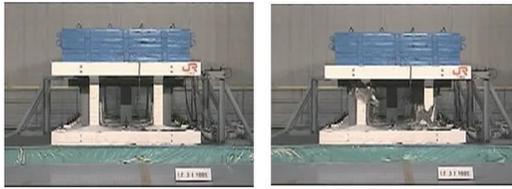


図 3 RC 高架橋の 1/5 模型加振実験 (L2 地震動)。
 鋼板巻き補強 (加振前) 鋼板巻き補強 (加振後)

図 3 RC 高架橋の 1/5 模型加振実験 (L2 地震動)。



鋼板パネル組立工法 ダンパーブレース工法

図 4 RC 高架橋の特殊補強工法。

現在施工中である。なお、補強工法には、RC 巻き補強工法および鋼板巻き補強工法を採用している。

3) 盛土の耐震補強

地震時の盛土の被害に関しては、新潟地震 (1964 年)、十勝沖地震 (1968, 2003 年)、および新潟県中越地震 (2004 年) において、図 5、図 6 に示すような損傷が確認されている。そこで、これまでに実施した模型実験等の結果に基づき、表 2 に示すように、地震時の盛土の破壊形態を A～E 型の 5 形態に新たに分類し、それぞれに応じた補強工法を実用化した。

A 型、B 型については、長期不通を伴う被害 (鉄道耐震設計標準の変形レベル 4) が想定される。

そこで、表 1 に示す 1979 年から実施した約 17.9km の盛土の耐震補強に加え、2005 年から 2009 年に約 6.5km の追加対策を実施し、A 型、



図 5 支持地盤を含む円弧すべり (新潟県中越地震)²⁾。

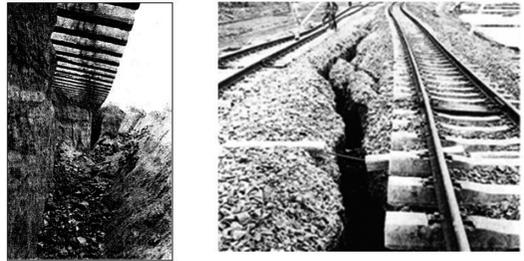


図 6 支持地盤液状化による堤体縦割れ³⁾。左：2003 年十勝沖地震、中央・右：1968 年十勝沖地震。

B 型への対策は完了した。

想定東海地震を受ける地域では、L2 地震動での破壊形態が C 型、D 型の盛土の変形が大きくなると想定されるため、変形レベル 4 となる約 2.9km を抽出し、2008 年より追加対策を施工中である。

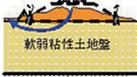
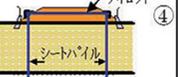
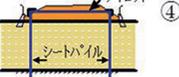
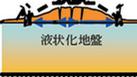
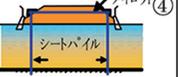
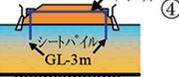
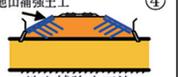
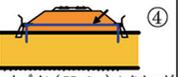
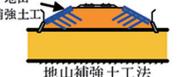
盛土の耐震補強には、図 7 に示すシートパイル締切り工法を採用している。この工法の効果については、図 8 に示す模型実験や解析により検証した。なお、B 型の液状化地盤上の盛土では、盛土直下の液状化層に最大で 3m までシートパイルを打設することで、所要の効果が得られることを確認している。

3.2 列車を早期に止める対策

東海道新幹線では、地震時に列車を早期に止める対策の 1 つとして、「テラス」と「沿線地震計」からなる地震防災システムを 1992 年より導入している。

テラスの原理は、図 9 に示すように、遠方地震計で初期微動 P 波をいち早く検知することで、地震の規模と震央距離を約 2 秒間で推定するというものである。テラス検知点 (21 カ所)、沿線地

表 2 盛土の破壊形態と補強工法.

分類	対策目的	長期不通防止		走行安全性
	破壊形態	想定東海地震対策	全線追加(L2地震)対策	脱線・逸脱防止対策
A	 軟弱粘性土地盤 地盤を含む円弧滑りによる沈下	 シートパイル(支持層) + タイロッド ・ $N \leq 4$	 シートパイル(支持層) + タイロッド ・ $N \leq 4$	対象外
B	 液状化地盤 地盤の液状化による沈下	 シートパイル(支持層) + タイロッド ・液状化地盤	 シートパイル(GL-3m) + タイロッド ・液状化地盤	対象外
C	 やや軟弱な砂質地盤 盛土の円弧滑りによる沈下	 地山補強土工 ④ 地山補強土工法 ・ $N \leq 15$ かつ $6m \leq H$ ・ $9m \leq H$ (普通地盤)	対象外	 ③ 地山補強土工 地山補強土工法 ・L2地震 $N \leq 15$ かつ $6m \leq H$ ・想定東海地震 $15 < N \leq 20$ かつ $6m \leq H$
D	 やや軟弱な粘性土地盤 盛土と地盤の境界の挿り込みによる沈下	 シートパイル(GL-1m) + タイロッド または土留活用タイロッド ・ $4 < N \leq 5$ かつ $3m \leq H$	対象外	 ③ 地山補強土工 地山補強土工法 ・L2地震 $4 < N \leq 6$ かつ $3m \leq H$ ・想定東海地震 $5 < N \leq 6$ かつ $3m \leq H$
E	 普通地盤 盛土の緩い沈下	対象外	対象外	 ② パラスト流出防止工 ・対策箇所を含む全盛土区間

○数字は無補強時の変形レベル.

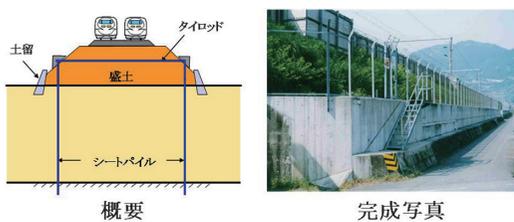
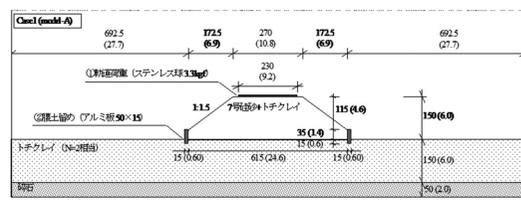


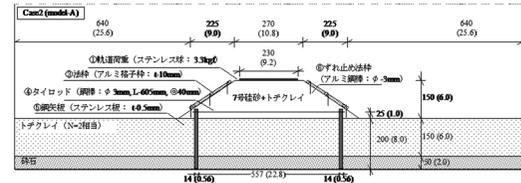
図 7 盛土の耐震補強工法(シートパイル締切り工法).

震計(50カ所)とも、ある閾値を超えるとただちに警報を発生し、変電所からの電力供給を遮断して新幹線を緊急停止させ、列車の安全性の向上を図る。2008年からは、このシステムに気象庁から送信される緊急地震速報もあわせて活用することで、地震時の列車の安全性の向上を図っている。

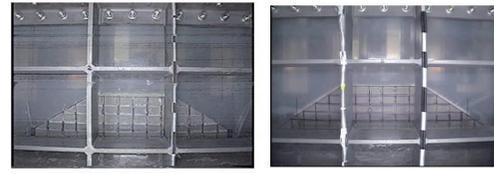
また、車両側の対策として、非常ブレーキ性能の向上を図っている。N700系では、270km/h 走行時において、300系の非常ブレーキ距離に対して約700mの短縮が実現されている。



無補強(加振後)



シートパイル補強(加振後)



無補強(加振後) シートパイル補強(加振後)

図 8 模型実験による補強効果の確認.

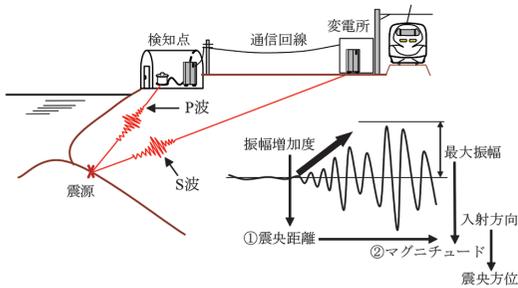


図 9 東海道新幹線早期地震警報システム (テラス)。

1. 構造物及び軌道の耐震強化
従来の土木構造物の耐震補強・・・概ね完了
構造物の大きな変位を抑制する対策
・・・概ね完了
 2. 列車を早期に止める対策
早期地震警報システム (テラス)・・・完了
非常ブレーキ性能の向上 (N700系)・・・実施中
 3. 脱線そのものを防止する対策
脱線防止ガードの敷設
・・・実施中
 4. 脱線後の逸脱を防ぐ対策
逸脱防止ストップの設置
・・・完了
- 脱線・逸脱防止対策
- 二重系の対策

図 10 東海道新幹線の地震対策の基本的な考え方。

4. 脱線・逸脱防止対策の概要

2004年10月に発生した新潟県中越地震による新幹線の脱線の原因とメカニズムについては、航空鉄道事故調査委員会(当時)が2007年11月に公表した事故調査報告書において、「列車が走行する前には脱線につながるような損傷がなかった軌道を列車が走行しているときに、大きな地震動を受けたため、車輪の上昇量がフランジ高さを超え、また、車輪とレールの左右相対変位が限界を超えたことにより脱線した」と推定している。さらに、現行の鉄道システムではこのような列車脱線を完全に防ぐことは困難だとした上で、

- ・本事故のような列車脱線を防止するためには、鉄道システム全体の問題としてとらえ、大きな地震動を受けた際に車両あるいは鉄道施設等について、脱線を可能な限り防ぐような装置や設備を検討すべきである。
- ・列車脱線を防止できなかった場合においても、車両が線路から大きく逸脱して被害が拡大することを防止するため、鉄道施設および車両の両面から対策を推進する必要がある。

との所見を示している。

そこで、東海道新幹線では、地震時の列車の脱線と逸脱による被害拡大の双方を極力防止し、列車の走行安全性を確保する対策として、表3、図10、図11に示す軌道、盛土、高架橋といった鉄道施設と車両を対象にした脱線・逸脱防止対策を実施している。

脱線防止ガードは、地震時の車輪とレールの左

表 3 脱線・逸脱防止対策の内容。

対象	考慮した事柄	対策の内容
軌道 車両	・脱線 ・脱線後の逸脱	a) 脱線防止ガード b) 逸脱防止ストップ
軌道	・バラスト流出	c) バラスト流出対策
盛土	・盛土沈下 ・橋台裏部での段差	d) 盛土沈下対策 橋台裏対策
高架橋	・水平目違い ・揺れの増幅	e) 高架橋目違い対策 高架橋変位対策

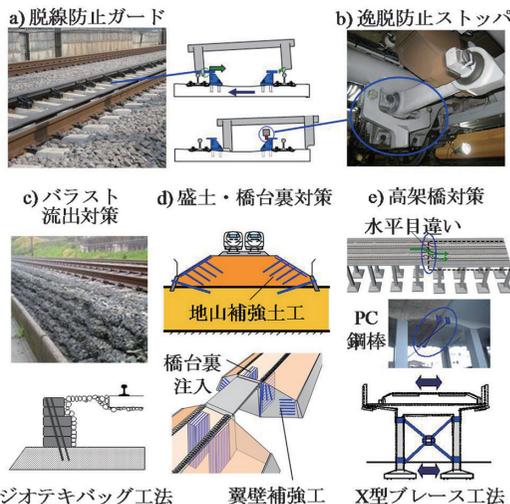


図 11 脱線・逸脱防止対策の対策工。

右相対変位を抑制し、車輪がレールから外れて脱線するのを極力防止する対策工である。逸脱防止ストップは、車両に設置する対策工で、万が一脱線した場合でも脱線防止ガードの背面で逸脱防止

ストップをガイドし、車両が線路から大きく逸脱することを極力防止する。さらに、脱線防止ガードの機能を有効に発揮させるための前提として、地震時の土木構造物の変位を抑制する対策を実施する。具体的な対策工は、バラスト流出による軌道の変状を抑制するジオテキバッグ工法、盛土が横方向に広がることで生じる不等沈下を抑制する地山補強土工法、高架橋の変位応答を抑制するX型ブレース工法およびPC鋼棒による目違い防止工等とした。

脱線・逸脱防止対策を実用化する上で最も重要な課題は、被害の発端となる地震時の列車の脱線そのものを防ぐ対策工の開発にある。以下に、その核となる脱線防止ガードの開発概要を示す。

5. 脱線防止ガードの開発

脱線防止ガードの開発は、耐震性能の評価、具体的な設計仕様の検討、現行の鉄道システムへの適合の確認の順序で、実験、解析および試験敷設を実施し、その結果に基づき実用化した。

5.1 耐震性能の評価

脱線防止ガードの耐震性能は、700系およびN700系の新幹線電車の実際のボルスタレス台車を用いた実物大の加振試験により評価を行った。

1) 試験装置の構成

試験装置の構成を図12に示す。試験装置は、テーブル寸法5m×5m、の大型三次元振動台上に設置した車両モデルと試験用バラスト軌道で構成されている。

車両モデルは、700系およびN700系の新幹線電車のボルスタレス台車1台の上に半車体の質量特性を模擬した荷重枠を載せ、新幹線半車両相当の試験体とした。

試験用バラスト軌道は、装置の全質量が振動台の最大積載質量である50t以内になるよう、4m×3m×0.4mの鋼製コンテナ内に、東海道新幹線で用いられているレール、PCまくらぎ、バラスト等の軌道材料を用いて敷設した。

2) 加振条件

加振条件には正弦波と表4に示す地震波を用

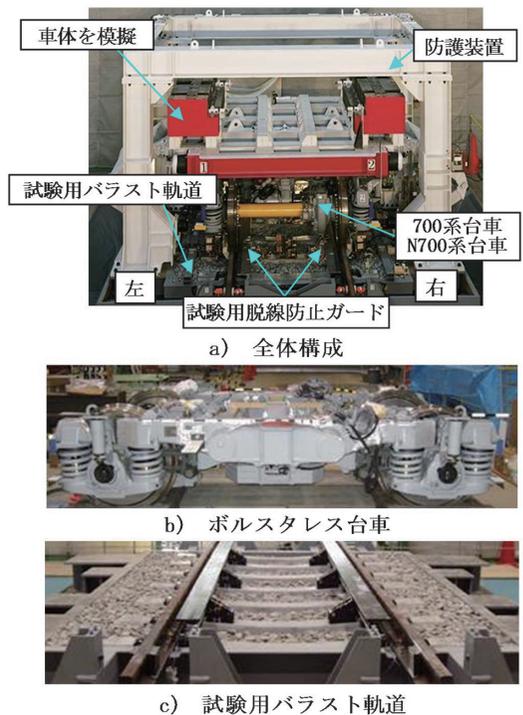


図12 実物大の加振試験の試験装置の構成。

い、これに図13に示す脱線防止ガードの設置位置を組み合わせ、延べ約500ケースを実施した。

3) 地震時の脱線防止ガードの有効性

延べ約500ケースの試験映像を確認した結果、約100ケースで、無対策であれば脱線に至る車両挙動が確認された。しかし、これらの全ケースで、図14に示すメカニズムにより脱線防止ガードが有効に作用し、車両の脱線を適切に防止した。試験映像の例を図15に示す。なお、上下動が地震時の車輪上昇量や脱線に与える影響は小さく、地震時の脱線は左右動の影響が主体的であった。

4) 脱線防止ガードの作用力と水平変位

本試験で測定された、脱線防止時の車輪と脱線防止ガードの間に作用する水平力（以下、「ガード作用力」という）の例を図16に示す。ガード作用力の最大値は108kNで、加振条件は、想定東海地震動（G3地盤・高架橋応答、最大左右加速度1,300gal、最大左右変位33.3cm）であった。したがって、ガード作用力としては、100kN程度を見込めばよいと考えられる。

表 4 実物大の加振試験で用いた地震波。

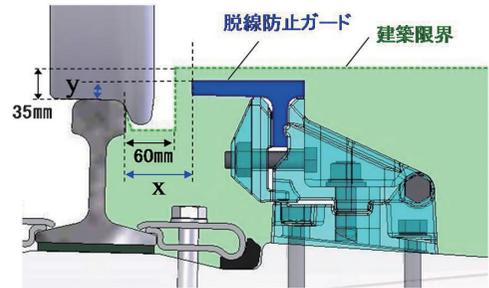
番号	地震波	種別	地盤	構造物	耐震補強	最大変位 (cm) 最大加速度 (gal)	
1	新潟県中越地震 上越新幹線脱線 現場での推定波	左右	—	高架橋	—	17.7 694.9	
2	L2設計地震動 (Spec2)	左右	G3	高架橋	A	25.1 871.0	
B						26.4 981.6	
G1				A	31.0 581.0		
					17.3 1142.6		
6	想定東海地震動	左右	G3	高架橋	A	32.2 956.8	
上下						地表面	7.6 215.8
							33.3 1300.3
9	兵庫県南部地震 鷹取での観測波	左右	—	地表面	—	34.3 614.2	
10	兵庫県南部地震 神戸海洋気象台 での観測波	左右	—	地表面	—	16.8 808.7	
11		上下	—	地表面	—	7.7 335.7	
12	鳥取西部地震 日野での観測波	左右	—	地表面	—	24.2 923.3	
13	中越沖地震 柏崎での観測波	左右	—	地表面	—	45.1 675.4	

※A: 高架橋を鋼板巻き補強と X型ブレース工法で補強した場合
 ※B: 高架橋を鋼板巻き補強で補強した場合

図 17 は、図 16 に示す全データのうち、レールからの離れ x が 85mm、高さ y が 15mm、20mm の条件での脱線防止ガードおよび PC まくらぎの水平変位とガード作用力の関係を表している。これより、ガード作用力が約 40kN までは、脱線防止ガードと PC まくらぎ間には相対的な水平変位はほとんど生じず、さらに作用力が増加すると、水平変位も増加することがわかる。なお、PC まくらぎに対する脱線防止ガードの水平変位の最大値は約 6mm で、平均的な横剛性は 11.3kN/mm であった。一方、ガード作用力が約 60kN までは、PC まくらぎと振動台の間には一律 5mm 程度の水平変位が生じ、さらに作用力が増加すると、水平変位も増加することがわかる。

5.2 具体的な設計仕様の検討

実物大の加振試験の結果に基づき、製品版の脱線防止ガードの設計仕様を以下のとおり策定した。



設置位置 : $(x, y) = (60\text{mm}, 35\text{mm}), (65\text{mm}, 35\text{mm}), (85\text{mm}, 20\text{mm}), (85\text{mm}, 15\text{mm})$

図 13 脱線防止ガードの概要。

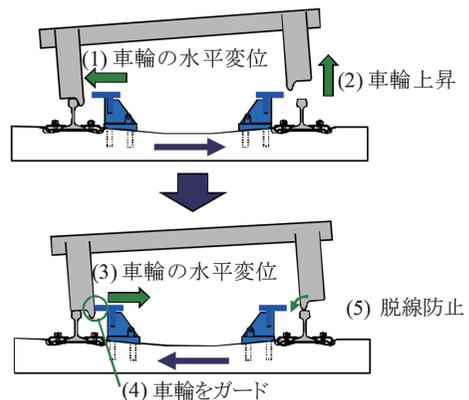
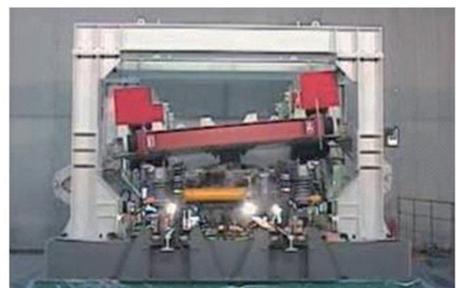


図 14 地震メカニズムと脱線防止ガードの有効性。

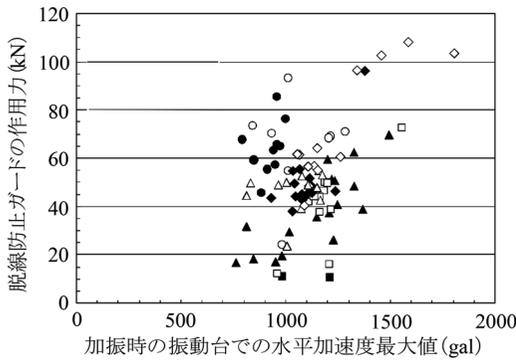


a) 全体映像



b) 車輪・レール・脱線防止ガードの拡大映像 (高速度カメラ使用)

図 15 実物大の加振試験の試験映像。



▲正弦波(x, y)=(60, 35) ■脱線現場推定波(x, y)=(60, 35)
 △正弦波(x, y)=(65, 35) □脱線現場推定波(x, y)=(65, 35)
 ●正弦波(x, y)=(85, 20) ◆想定東海地震動(x, y)=(85, 20)
 ○正弦波(x, y)=(85, 15) ◇想定東海地震動(x, y)=(85, 15)
 (x, y)=(レールからの離れmm, レールからの高さmm)

図 16 脱線防止ガードの作用力と水平加速度の関係。

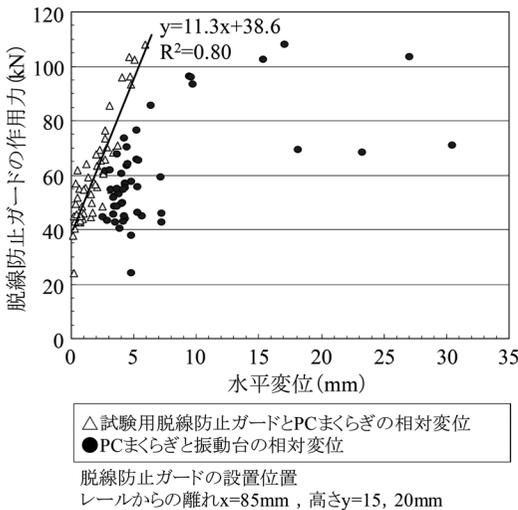


図 17 脱線防止ガードの作用力と水平変位の関係。

1) 脱線防止ガードの設計荷重

図 16 より、地震時のガード作用力を 100kN とした。一方、隣り合う脱線防止ガードの継目部には、図 18 に示すように、車輪が乗り移る際の衝撃力の緩和を目的に、脱線防止ガードの端部に 1/100 のテーパーを設けている。この際の作用力 F を、理論計算の結果に基づき 70kN とした。以上を踏まえ、脱線防止ガードの設計荷重は 170kN とした。

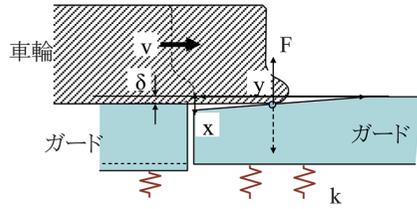


図 18 脱線防止ガードの継目部での作用力 F 。

2) 脱線防止ガードの横剛性

図 13 に示す実物大の加振試験で用いた脱線防止ガードから横剛性の値を変更すると、同じ加振条件でもガード作用力や水平変位が異なった値となるため、図 17 より、平均的な横剛性は 11.3kN/mm であったことから、PC まくらぎに対する脱線防止ガードの横剛性は 10kN/mm 以上とした。

3) 脱線防止ガードの設置位置

脱線防止ガードの設置位置は、地震時の脱線に対する有効性を確保した上で、敷設時の設置誤差や保守上の余裕を考慮し、図 13 に示す建築限界に対し極力余裕のある仕様を定めた。

図 13 に示す実物大の加振試験で用いた脱線防止ガードの設置位置のうち、建築限界に対する余裕が最も大きいのはレールからの離れ $x=85$ mm、高さ $y=15$ mm である。一方、詳細は 5.3 1) で述べるが、2006～2009 年に本線で実施した延べ約 3,000m の脱線防止ガードの試験敷設の結果から、施工時の脱線防止ガードの設置誤差は ± 5 mm の範囲内であった。以上より、 ± 5 mm の設置誤差が生じても脱線に対する有効性を確認した離れ 85mm、高さ 15mm が確保されるよう、離れ 80mm、高さ 20mm を脱線防止ガードの設置位置とした。

4) 脱線防止ガードの長さ

脱線防止ガードは、レール等の線路設備の保守に支障しないよう、図 19 に示すように、保守時は転換可能な構造とした。

脱線防止ガードの長さは、保守時の人力での転換が可能な重量、東海道新幹線の PC まくらぎの敷設間隔等を考慮し、直線用は PC まくらぎ 11 本分の約 6.4m、曲線用は PC まくらぎ 7 本分の約 4.1m とした。

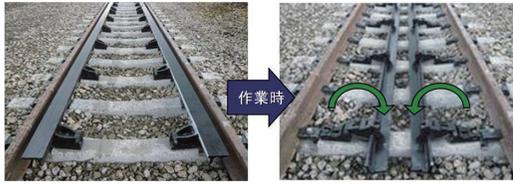


図 19 脱線防止ガードの転換状況.

5.3 現行の鉄道システムへの適合の確認

5.2 の設計仕様に基づく脱線防止ガードを基地線に敷設した結果、脱線防止ガードの施工性、保守性、敷設後の変状、信号設備に与える影響等について、実用上の問題がないことを確認した。

これらの結果を受け、2006年10月から本線への試験敷設を実施した。まず、走行速度80km/hの低速の直線区間に脱線防止ガードを敷設した。その後、敷設後の脱線防止ガードの状態に問題がないことを確認した上で、速度域、線形、トンネル区間、信号設備の設置区間、降積雪区間等、条件を変えて試験敷設区間を延長し、2009年3月までに約3,000mを敷設した。以下に、本線での試験敷設結果の概要を示す。

1) 脱線防止ガードの設置誤差

約3,000mの脱線防止ガードの試験敷設区間における、敷設時の設置誤差を図20に示す。これより、設置誤差は最大で ± 4 mm程度であった。そこで、施工時の脱線防止ガードの設置誤差として ± 5 mmを設計仕様に見込んでいる。

2) 敷設後の状態確認

図21に、1年以上の期間における脱線防止ガードの設置位置の時間変化の一例を示す。これより、設置位置の変化は、測定装置の許容誤差の範囲内であり、実質、脱線防止ガードの位置変動は生じていないことを確認した。

また、列車通過時の動的な設置位置の変化を測定した結果、最大で離れ0.2mm、高さ0.4mm程度であり、実用上問題ない範囲であった。

3) 保守作業に与える影響の確認

脱線防止ガードの敷設区間において、通常行われている各種保守作業や検査を実際に行った。その結果、図22に示すように、脱線防止ガードの

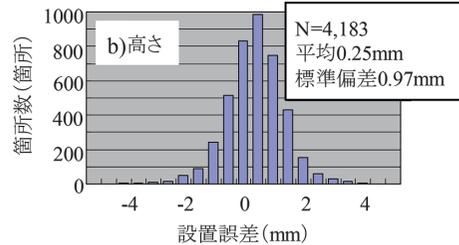
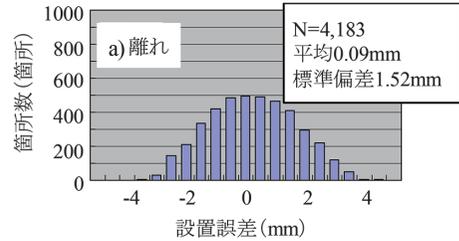


図 20 脱線防止ガードの設置誤差.

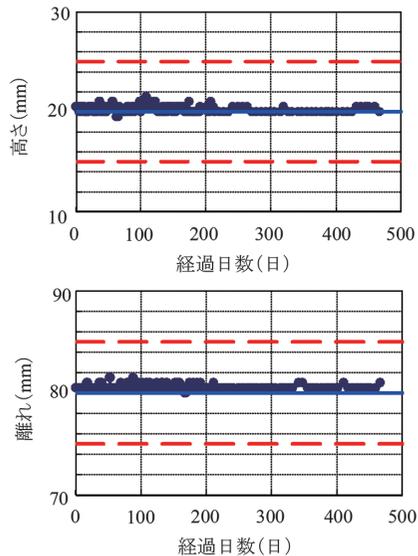


図 21 脱線防止ガードの設置位置の静的検測結果.

転換・復位等により、通常の方法で保守作業や検査が可能であることを確認した。

6. 脱線・逸脱防止対策の実施状況

脱線・逸脱防止対策は、2013年3月までに、東海地震の特に揺れが強いと想定される地区等を中心に、軌道延長140kmの施工を完了している。



図 22 保守作業に与える影響確認の例。

さらに、2020年3月までに、軌道延長456kmの対策を施工中である。

図23～25に、東海道新幹線における脱線防止ガードの敷設状況を示す。

また、脱線防止ガードを有効に作用させるため、道床流出対策としてジオテキバッグを敷設している。図26に、ジオテキバッグ工法の敷設状況を示す。この工法は、地震時にバラストが崩れることで生じる軌道の水平変位の抑制を目的としており、バラストを中詰め材としたジオテキスタイル素材の網目状のバッグをバラスト軌道の道床肩に沿って積み上げて積層体とし、さらに補強鉄筋を路盤に打ち込むことでせん断抵抗を向上させている。

7. ま と め

東海道新幹線の構造物は、その時代における最新の知見を加え、耐震性能等の機能をつねに向上させてきた。また、その取組みは、現在も継続されている。

東海道新幹線の脱線・逸脱防止対策は、2004



図 23 脱線防止ガードの敷設状況（本線）。



図 24 脱線防止ガードの敷設状況（駅構内）。



図 25 脱線防止ガードの敷設状況（転換時）。



図 26 ジオテキバッグ工法の敷設状況。

年に発生した新潟県中越地震による新幹線の脱線を受け、脱線メカニズムの解明とその対策の開発を担当する部署と、その技術の実際の鉄道システムへの適合を担当する部署が、一致協力して検討を進めた成果である。

今後とも、つねに最新の知見を収集してさまざまな技術開発を進めるとともに、その成果を実際の鉄道システムに組み込み、確実に実行する現場力を磨きあげ、東海道新幹線の地震時の安全・安定輸送のいっそうの強化に取り組んでいく所存である。

参考文献

- 1) 鉄道総合研究所, 1996. 兵庫県南部地震鉄道被害調査報告書.
- 2) 土木学会, 2006. 平成16年新潟県中越地震被害調査報告書.
- 3) 土木学会, 2006. 2003年十勝沖地震被害調査報

告書.

- 4) 関 雅樹, 松田 猛, 荒鹿忠義 他, 2009. 東海道新幹線構造物の耐震強化工事について, *J-Rail* 2009, 549-552.
- 5) 関 雅樹, 2010. 東海道新幹線の技術開発—最近の地震対策の取り組み—, *土木技術*, **65** (2), 9-16.
- 6) 関 雅樹, 小長井一男, 村松浩成 他, 2013. 地震時の脱線防止ガードに関する研究, *土木学会論文集 F6 (安全問題)*, **69**, 1-18.

関 雅樹

[せき まさき]

現職 東海旅客鉄道(株) 取締役 専務執行役員・新幹線鉄道事業本部長. 現: 双葉鉄道工業(株) 代表取締役社長

略歴 1975年国鉄入社, 1987年東海旅客鉄道(株), 2008年常務執行役員 技術開発部長, 2010年専務取締役 総合技術本部長, 2012年新幹線鉄道事業本部長, 2014年現職



巨大津波に伴う磁場変動

歌田久司

1. はじめに

2011年東北日本太平洋沖地震（以下では、「2011年東北地震」あるいはたんに「東北地震」という）は、強震動による被害に加え巨大津波によって甚大な被害をもたらした。改めて地震学はもちろん筆者の専門とする地球電磁気学を含めて広く地球科学を専門とする研究者に、災害軽減に向けた取組みの重要性を認識させた。わが国では、田中館愛橋や長岡半太郎（Tanakadate・Nagaoka, 1893）の時代から地震・火山・津波などの現象を理解するための一手段として地磁気の研究が行われてきている。今回の2011年東北地震の発生時には、国内および周辺海域で多くの地球電磁気観測が行われていたため、さまざまな興味深い観測データが得られた（たとえば、Utada *et al.*, 2011）。これらは、東北地震および津波を理解するうえで有益な情報となることが期待される場所である。なかでも、従来はあまり報告のなかった津波に関連した地磁気変動の観測例が多数報告されたことは注目に値する。小論では、津波を原因とすると考えられる2種類の磁場変動の発生メカニズムについて、その理解が観測研究上および防災上にどのように役立つのかという観点で簡単に解説する。

2. 津波による電磁誘導の原理

地球内部の電磁気現象の中には、「電磁誘導」という原理で発生しているものが多い。高校の物理で、図1（上）に示したように磁場中を導体棒ABが導体でできたコの字型のレールCDEFの上を動くとき、閉回路ABDEに電流が流れる、さらにその電流の周りに2次的な磁場が発生することを習った記憶をお持ちの方は多いと思う。磁

場中を導体棒が運動することにより、閉回路を貫く磁束が時間変化する。磁束の時間変化が起電力となって閉回路に電流が流れ、結果として2次的な磁場が誘導されるという現象（電磁誘導）は、19世紀の物理学者M.ファラデーが見出した。さらにファラデーは図1（上）のような単純な回路に限らず、連続体であっても導体が磁場中を動けば電磁誘導が起こるはずであると考えた。

川や海の水は電流を流しやすいので、これらが地磁気の中を流れれば、電磁誘導を起こす条件がそろふ。1832年にファラデーは、テムズ川にかかるWootterloo橋において、潮汐に伴う川の流量の変化を電流の変化として捉える実験を試みた（Martin, 2008）。当時の測定装置の精度などから推測すると、この実験が意味のあるものであったとは思えないが、現象の予測そのものは正しい。今の知識で解説すれば、テムズ川の流れなどよりもはるかに大規模な流れである黒潮などの海流による電磁誘導現象は十分な精度で測定可能な量となる。そしてこの原理は、「電磁流速計」や「電磁流量計」として流速や流量を測定する道具として広く用いられている（von Arx, 1950）。

さて、津波も大規模な海水の流れなので、顕著な電磁誘導を起こすことが予想される。図1（上）の棒の動きと図1（下）の津波の伝播が対応し、津波が伝播していくときに誘導される2次的な磁場は、図1（下）のようになる。Tyler (2005) は、理論研究により津波の高さと2次的な磁場の間に単純な比例関係が近似的に成り立つことを示した。最近になって2006、2007年の千島列島の地震に伴う津波（Toh *et al.*, 2011）、2010年チリ津波（Sugioka *et al.*, 2014）、2011年東北地震の津波（Ichihara *et al.*, 2013 ; Zhang *et al.*, 2013）などで、ほぼその予測どおりの磁場観測が報告された。

3. 海底観測による2011年東北地震津波の誘導磁場

筆者らの研究グループでは、2010年度から5カ年計画で北西太平洋のマントル構造を解明するため、広帯域海底地震計および海底電磁力計(OBEM, 図2)を用いた長期観測による研究を行っている。2011年東北地震が発生した当時、東北地方の海岸から千kmほど東の海底には4台のOBEMが稼動していた。その後機器を回収してデータを調べたところ、いずれの観測点でも津波によって誘導されたと思われる磁場変動が記録されていることが判った。図3は、このときの4観測点の磁場の鉛直下向き成分の変動の記録を、横軸に地震発生からの経過時間、縦軸を震央距離にしてプロットしたもので、つまり走時曲線である。図3中の実線は、この海域の水深に対する長波(浅海波)の位相速度(\sqrt{gH})である約240m/sで伝わる波の走時を表している。ただし、 g は重力加速度、 H は簡単のため一定と仮定した水深である。これにより、観測された特徴的な磁場変動は津波の伝播速度で伝わっていることがわかる。

図3に示す伝播速度の一致をもって、観測された磁場変動は津波により誘導されたものであると結論してもよさそうに思えるが、その前に「これらの磁場変動は津波による装置の動揺による見かけのものである」という批判に応えなければならない。OBEMは、磁場の3成分とともに水平2成分の電場変動を約4m離れた電極間の電圧変動として記録する。図2の写真に示すように、電極は装置から四方に延びるアームの先端に固定されている。このような形状なので、津波の強い水流を受ければ装置が動揺するであろうと疑うのはいかにももっともである。

さて、観測海域では津波はほぼ東向きに伝播したが、記録された水平磁場変動は東西成分が卓越し、水平電場変動はこれに直交する南北成分が卓越していた。これら卓越する成分を周波数分析し、電場 E (V/mの単位で表す)と磁場 B (Tテスラ単位で表す)の互いに直交する成分のスペ

クトルの比 E/B (速度m/sの単位を持つ)を求めると、どの観測点でもばらつきはあるものの約200~250m/sという値になることがわかった。一方、簡単な理論計算により、津波などの海洋長波による誘導電場と誘導磁場の比が長波の伝播の位相速度に一致することを示すことができる。上で述べたように観測装置の動揺で見かけ上の磁場や電場の変化が記録され得ることも否定はできないが、4台の異なる装置による独立な電場と磁場の測定量の比が長波の伝播速度におおよそ一致するのが偶然とは考えられない。したがって、観測された電磁場変動の主要成分は、津波の電磁誘導によるものと結論できる。

この証明があれば、観測された電場や磁場を海面変位と同等に扱い、たとえばアレー解析による津波の伝播方向の推定や津波の波源インバージョンの入力データに用いることが可能となる。しかし、電磁場観測の利点の一つは1点の観測から津波の伝播方向が推定できるところにある(Ichihara *et al.*, 2013)。上に述べたように、磁場の水平成分の変動は津波の伝播方向に卓越し、電場の水平成分の変動の卓越方向はそれに直交するという関係から、逆に伝播方向の推定が可能となる。海洋研究開発機構の研究者らは、この性質を利用して電磁気センサーの津波観測への応用を進めている。磁場センサーは、最近では小型化・省電力化も急速に進んでいるので、場合によっては圧力センサーの代わりに用いることも検討すべきであろう。参考までに、図3の磁場変動は直上で約1mの津波高に対応し(Zhang *et al.*, 2013)、磁力計のノイズレベルが0.01~0.03nT程度であることから、津波センサーとしてのノイズレベルはおおよそ数mm~1cm程度と見積もることができる。

4. 陸上で観測された磁場変動と津波による電離圏擾乱

日本国内では、国土地理院や気象庁などの国の機関や大学等の研究機関によって磁場の観測が各地で行われている。筆者ら(Utada *et al.*, 2011)は、東北地震および津波に関連する磁場変化を、

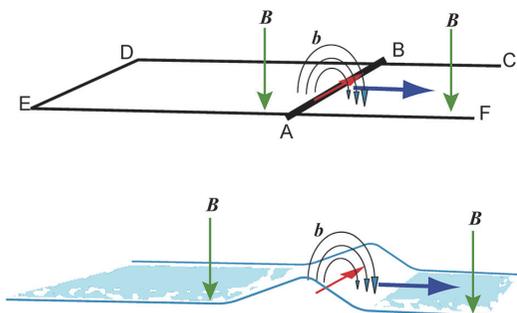


図 1 (上) 磁場 B 中を右方向に運動する導体の電磁誘導の原理。磁場中を導体棒 AB が導体でできたコの字型のレール $CDEF$ の上を青矢印の方向に動くとき、閉回路 $ABDE$ に赤矢印の向きの電流が誘導される。また、誘導電流の周囲に二次的な磁場 b が発生する。(下) 地磁気 B 中を青矢印の方向に伝わる津波による電磁誘導。海面の盛り上がった部分に誘導電流 (赤い矢印) が流れ、二次的な磁場 b が発生する。

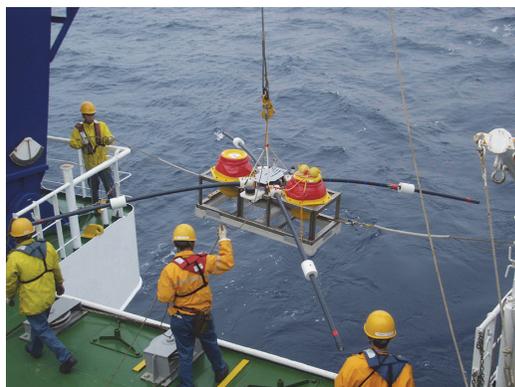


図 2 海底電磁力計 (OBEM) の設置の様子。本体 (磁力計センサー、測定器、記録計) とバッテリーは黄色いプラスチックカバーに覆われた 2 つの耐圧容器に納められている。四方に延びたアームの先端に取付けた電極を用いて、直交 2 成分の電位差を測定する。本体フレームの下の台座はコンクリート製で、回収時の切り離用の錘である。

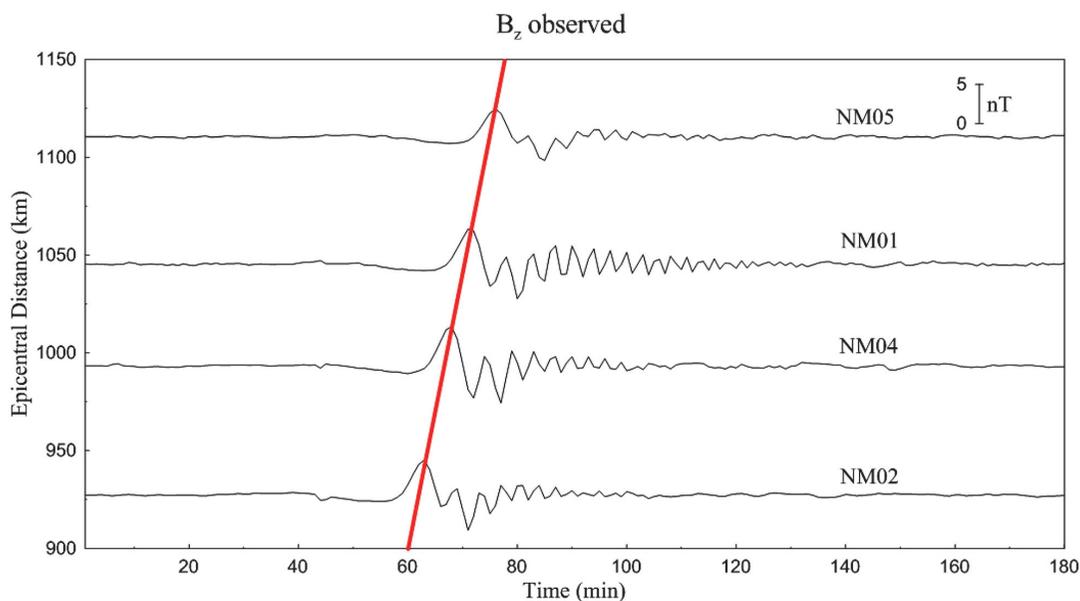


図 3 北西太平洋の海底の 4 観測点で観測された、東北津波に伴う磁場の鉛直下向き成分の変化。横軸は本震からの経過時間 (分)、縦軸は各記録の平均値が震央距離になるように表示している。実線は、海洋長波の走時を示す。

図 4 に示す各観測所・観測点のデータを収集して調べた。その結果明らかになったのは、東北地震の発生のおよそ 10 分後に見られた急激な偏角

(真北と磁北との角度、東西成分の磁場といってもよい) の変化である。図 5 は、本震の発生時刻からの経過時間 (横軸、単位は分) に対する、1

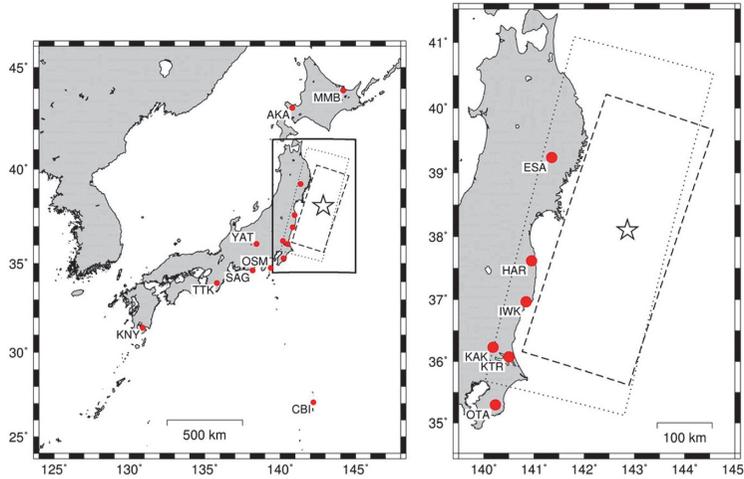


図 4 2011 年東北地震に関連する地磁気変化の解析に用いた観測点の分布 (Utada *et al.*, 2011).

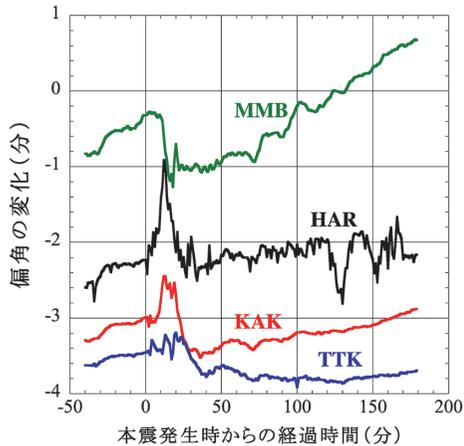


図 5 女満別 (MMB)・原町 (HAR)・柿岡 (KAK)・十津川 (TTK) における東北地震前 40 分から後 3 時間の偏角の時間変化. 横軸は発震時からの経過時間 (分).

分間隔で測定された女満別 (MMB)・原町 (HAR)・柿岡 (KAK)・十津川 (TTK) における地震前後の偏角の時間変化 (縦軸, 単位は分) を示している. 原町 (福島県) と柿岡 (茨城県) で, 地震発生の約 10 分後に始まる急激な偏角の増大とそれに続くややゆっくりした減少が見られる (ただし, 震央に最も近い原町では震動でセンサーが動揺・回転した可能性があるため, 地震直後の 2 回の計測値は表示から除外している). こ

れに比べ, 震央から遠い女満別 (北海道) と十津川 (奈良県) では急激な増大はほとんど見られず, その後のやや緩やかな減少はあるものの前二者に比べると量も小さい. このような急激な変化は磁気嵐のときにも見られることがあり, 実際この日は磁気嵐の最中であったが, 磁気嵐時の急激な変化はグローバルな現象なのでこのようにある地域でのみ顕著に見られるということはない.

当初筆者らは, この急激な偏角の変化は東北地震によって沖合で発生した津波が陸地に押し寄せる過程を捉える手がかりとなる可能性があると考え, 津波による電磁誘導のモデル計算を試みたが, 量的にまったく説明がつかなかった. 後に, 地震発生からこの顕著な磁場変化が開始するまでの約 10 分間には, 陸地に近づきつつある津波の電磁誘導のシグナルがあると推測されたが, きわめて微弱なのでその場で信号を認識することは不可能であると結論された (Zhang *et al.*, 2013). そうしているうちに, GPS による電離圏の TEC (全電子密度) を研究しているグループから, 地震発生の約 7 分後に津波の波源直上を中心とする電離圏 TEC の顕著な擾乱 (図 6) が開始したという報告があった (たとえば, Tsugawa *et al.*, 2011; Saito *et al.*, 2011). Saito *et al.* (2011) は, この TEC 擾乱は津波の発生 (=急激な海面変位) による気圧変動が音波となって上方へ伝播し, 電

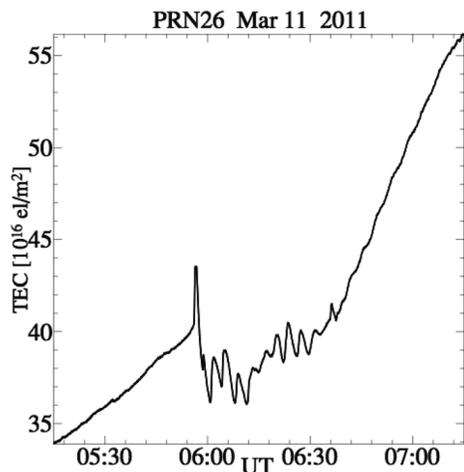


図 6 GPS 観測点 “950272” で得られた、GPS 衛星 “PR26” からの信号による視線方向の TEC 変化 (図は Saito *et al.*, 2011 による)。横軸は世界時 (UT) で、本震発生時刻 (05 : 46 : 23 UT) の約 7 分後にパルス状の TEC 増大と引き続くややゆっくりとした減少が見られる。全体として見られる TEC の増大傾向は、GPS 衛星の移動による見かけのものである。

電離圏へ到達して引き起こされたものと解釈した (図 7)。なお、詳しい説明は省略するが、電離圏電流の擾乱など地表より上にある電流から期待される磁力線は図 7 の赤線のようになり、津波の電磁誘導など地表よりも下にある電流から期待される磁力線 (青線) よりも観測結果に整合的である (Utada *et al.*, 2011)。

日置 (2012) は、地震前後の TEC データを「地震発生の約 40 分前から始まった電離圏 TEC の前兆的増大が津波発生による気圧変動によってリセットされたもの」と解釈している。さらに偏角にも前兆的 TEC 変化に相関のある変化が見られるとした。これが確かなら地震予知にもつながる重要な発見であるが、地震前と後の変動はセット〜リセットの関係ではなく別のものと考えたほうがよいように筆者は考える。なぜなら、津波発生後の TEC と偏角の変化は震央周辺で特に顕著に見られるのに対し、少なくとも地震前の偏角の変化は高緯度ほど大きくなるもっとグローバルな現象に特徴的な分布をしているからである。

地磁気は、太陽の輻射による電離圏電流に起因

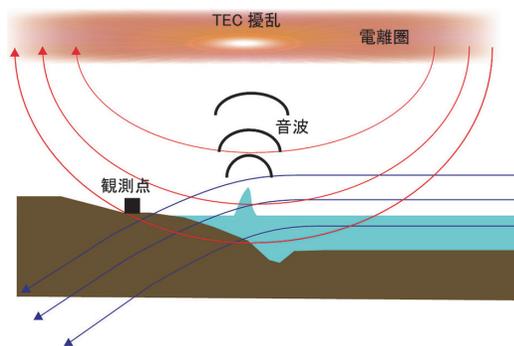


図 7 津波-大気-電離圏結合の模式図 (Utada *et al.*, 2011 に加筆)。津波波源での急激な海面の変位による大気圧擾乱が音波として上方に伝播し、電離圏の TEC 擾乱を誘発する。TEC 擾乱は電離圏電流の変化をもたらす、電流が地表より上にあるため赤線のような磁力線で表される磁場変動として観測される。一方、津波の電磁誘導等、地表より下に電流があるタイプの磁場変動は青線のような磁場変動を発生する。

した 1 日周期の変化をしており、地磁気日変化と呼ばれる。偏角の日変化の振幅は角度にして 2~5 分程度であるので、今回観測された電離圏擾乱による変化はその 50~20% に相当する。電離圏の電子密度が局所的に急激な変化をすれば、電離圏電流に擾乱を与え、それが地磁気変化として地表で観測されることは、定性的には十分説明がつく。しかし定量的にも説明がつくかどうかは明らかではなく、今後の課題である。

さて、Tsugawa *et al.* (2011) は GPS-TEC の異常変化の開始が本震発生の約 7 分後に検知されたことから、GPS-TEC のリアルタイムモニタリングが津波警報システムに役立つと指摘している。GPS の観測網が世界中に整備されるようになって以降に発生した津波を伴った地震の際の TEC データを調べると、2004 年スマトラ地震・2010 年チリ地震・2011 年東北地震など、今回のように顕著な TEC 擾乱を伴ったのは海底下の M9 クラスの地震に限られる (日置, 2012)。つまり、津波の発生源直上の海面変動が 10m のオーダーで、津波が海岸に到達した時に数十 m の高さになる場合である。このことから、顕著な地震が海底で発生したときに、その後約 10 分間

における TEC の異常の有無によって、巨大災害をもたらす規模の津波が近づきつつあるかどうか判定できることになる。わが国においては、現在設置が進められている海底ケーブル方式の地震・津波監視システム（金澤，2013）が津波警報体制において主力になるが、その補助データとして使えば GPS-TEC は有効な情報をもたらすと考えられる。わが国では GEONET データの活用で十分なことから、実現のため新たなハードウェアの導入は不要で、必要なのはソフトウェアの整備のみである。

先ほど述べた地磁気と TEC の相関は、地磁気のリアルタイムデータを同様の目的に利用できることを意味する。地磁気を用いる利点としては、GPS-TEC に比べ複雑な解析を必要としないことがあげられる。図 5 の例のように生データをプロットし、震源域に近いほど大きく遠ざかるにつれて小さくなる顕著な変動があるかどうかを目で確かめればよい。通常見られる地磁気変化は空間的に一様性が高い一方、人工的なノイズは特定の観測点でしか見られないことから、適度な間隔の観測網があれば専門家以外でも異常変化の認識は容易で、誤認の恐れはほとんどない。したがって自動判定も容易であろう。地磁気観測点の設置・維持費は比較的安価なので、地磁気観測データを津波警報システムの補助情報に用いることによって得られる防災上のメリットは費用対効果の点からも十分考慮に値すると思われる。

5. おわりに

2011 年東北地震と津波は、それによってもたらされた膨大な損失に引き換えるべくもないが、巨大地震と津波という現象を理解する上できわめて貴重な観測データをもたらした。研究者には真の意味でそれらを活用する責務がある。小論では、津波に関連して観測された磁場変動について概説したが、これが何らかの「活用」につながれば幸甚である。

参考文献

- 日置幸介，2012. 巨大地震直前に増える電離圏の電子，地震ジャーナル，**53**，19-25.
- Ichihara, H., Hamano, Y., Baba, K., and Kasaya, T., 2013. Tsunami source of the 2011 Tohoku earthquake detected by an ocean-bottom magnetometer, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **382**, 117-124. doi:10.1016/j.epsl.2013.09.015.
- 金澤敏彦，2013. 日本海溝海底地震津波観測網について，地震ジャーナル，**55**，28-33.
- Martin, T. (ed.), 2008. Faraday's Diary, Vol. 1, Second Ed. www.FaradaysDiary.com
- Saito, A., Tsugawa, T., Otsuka, Y., Nishioka, M., Iyemori, T., Matsumura, M., Saito, S., Chen, C.H., Goi, Y., and Choosakul, N. 2011. Acoustic resonance and plasma depletion detected by GPS total electron content observation after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 863-867.
- Sugioka, H., Namano, Y., Baba, K., Kasaya, T., Tada, N., and Suetsugu, D., 2014. Tsunami : Ocean dynamo generator, *Sci. Rep.*, **4**. doi:10.1038/srep03596.
- Tanakadate, A. and Nagaoka, H., 1893. The disturbance of isomagnetism attending the Mino-Owari earthquake of 1891, *J. Sci. Coll. Tokyo Imperial Univ.*, **5**, 149-192.
- Toh, H., Satake, K., Hamano, Y., Fujii, Y., and Goto, T., 2011. Tsunami signals from the 2006 and 2007 Kuril earthquakes detected at a seafloor geomagnetic observatory, *J. Geophys. Res.*, **116**, B02104. doi:10.1029/2010JB007873.
- Tsugawa, T., Saito, A., Otsuka, Y., Nishioka, M., Maruyama, T., Kato, H., Nagatsuma, T., and Murata, K.T., 2011. Ionospheric disturbances detected by GPS total electron content observation after the 2011 Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 875-879. doi:10.5047/eps.2011.06.035.
- (参考) 津川卓也. 東北地方太平洋沖地震後、電離圏に現れた波紋状の波—大気の波が上空約 300 km まで到達—, *NICT NEWS*. <http://www.nict.go.jp/publication/NICT-News/1112/02.html>
- Tyler, R.H., 2005. A simple formula for estimating the magnetic fields generated by tsunami flow, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09608. doi:10.1029/2005GL022429.
- Utada, H., Shimizu, H., Ogawa, T., Maeda, T., Furumura,

T., Yamamoto, T., Yamazaki, N., Yoshitake, Y., and Nagamachi, S., 2011. Geomagnetic field changes in response to the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake and Tsunami, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **311**, 11–27. doi:10.1016/j.epsl.2011.09.036.

von Arx, W.S., 1950. An electromagnetic method for measuring the velocities of ocean currents from a ship underway, *Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol.*, **2**, 1–62.

Zhang, L., Utada, H., Shimizu, H., Baba, K., and Maeda, T., 2013. Three-dimensional simulation of the electromagnetic fields induced by the 2011 Tohoku tsunami, *J. Geophys. Res.*, **119**, 150–168. doi:10.1002/2013JB010264.

歌田久司

[うただ ひさし]

現職 東京大学地震研究所教授，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地球物理学専門課程中退
東京大学地震研究所助手，同助教授を経て現職

研究分野 地球電磁気学（地球磁場および電場観測，地球内部の電磁氣的性質の研究）



地震による深層崩壊

千木良雅弘

1. はじめに

しばしば、斜面崩壊や地すべりは降雨によるものが主体であるとされ、地震によるものは忘れ去られていることがある。特に、2011年の東日本大震災時には、あれだけ巨大な地震であったにもかかわらず規模の大きな斜面崩壊がきわめて少なかったため、暗にこの傾向が強くなっているようにも見受けられる。しかしながら、2004年の新潟県中越地震や2008年の中国汶川地震を思い起こせば、そうでないことは明白である。本稿では、近年の地震による斜面崩壊について概観し、今後の対応について考えてみたい。対象とするのは、表層の落石ではなく、もっと深部にまで及ぶ深層崩壊である。

表1は、近年のアジアの斜面崩壊による主要な災害である。地震によるものと降雨によるものの両方が発生してきている。中国の2008年汶川地震では、その後の降雨の繰り返しによって多数の土石流が発生し、その死者は3,029人にのぼっている。

2. 近年の地震による斜面災害

地震による斜面崩壊は、いくつかの特徴的な地質の場に発生してきた。それぞれに分けて記述する。

2-1. 降下火砕物の崩壊（2009年パダン地震、2011年東日本大震災等）

火山岩地域で斜面崩壊を発生した近年の地震としては、2008年岩手・宮城内陸地震、2009年パダン地震、および2011年東北地方太平洋沖地震がある。このうち、後2者は、きわめて類似した地質条件のところに発生した（千木良他、2012；

Nakano *et al.*, 2013）。両者ともに、地表に沿って堆積した軽石やスコリアの降下火砕物と風成層であるロームがすべったものであり、すべり面は粘土鉱物の1種であるハロイサイトに富む軟弱かつ高含水の層に形成された。移動層は、流動化し、斜面下部を急速に流れ広がった。スマトラ島パダン近くのタンディカットでは、1村が壊滅し160名以上の人が死亡した個所もある（図1）。タンディカット周辺では、崩壊はいずれも軽石層の基底にすべり面を持ち、軽石層の厚さが3.5m以上の範囲で発生した。この分布は、すべり面の強度と地層の厚さと傾斜とから力学的にも説明できる。また、軽石層の厚さは給源を中心とする等層厚線図によって表せることから、等層厚線図が一種のハザードマップとして用いられることが示されている（Nakano *et al.*, 2013）。

東日本大震災の時には、福島県南部から栃木県北部にかけて、同様の崩壊が少なくとも4カ所で発生した。また、これらと類似した崩壊は、1923年関東地震、1949年今市地震、1968年十勝沖地震、1978年伊豆大島近海地震、1984年長野県西部地震でも発生しており、関東地震によるものを除いて、すべり面はハロイサイトに富む層に形成されたことが確認されている。これらのなかでは1984年の長野県西部地震のものが最も規模が大きく、移動土砂は体積3,600万 m^3 であったと推定されている（奥田他、1985）。

これらの崩壊は非常に流動性が高く、また、緩傾斜の斜面でも生ずる。これらの崩壊のすべり面傾斜と見かけの摩擦角（崩壊の最上部と堆積物の末端を結んだ線の傾斜角）の分布を図2に示す。また、見かけの摩擦角は崩壊体積の増加とともに小さくなることが経験的に知られているが、降下火砕物の地震時崩壊は、他の崩壊に比べて体積が小さくとも小さな見かけの摩擦角を持ち（図3）、

高い流動性を持っていることがわかる。

東日本大震災の時には、崩壊したのは主に那須火山の噴出物であり、これらは広く分布しているはずであるが、崩壊の数はごく限られていた。これらは、いずれも谷を埋める火砕物が崩壊したものであり、その発生場は水分の集まりやすい個所であったと言える。一方で、表2に示したように、この地震に先行した降雨はきわめて少なかった。このことは、集水しやすい場所以外の古土壌の含水率が相対的に低く、強度が相対的に大きく、そ

れが崩壊数の少なかったことの一因になっていたことを示唆している。また、従来降下火砕物に発生した崩壊で、発生前の斜面下部の状況のわかっているものでは、地層が下部で切断されており、下部切断の有無も崩壊発生の重要な要因になっていると考えられる。

2008年岩手・宮城内陸地震の際には、溶結凝灰岩の下に分布する軽石層に関連する崩壊と地すべりが多数あったが、地表を斜面沿いに覆う降下軽石や火山灰の層は発達しておらず、このため



図1 バダゲン地震による軽石の崩壊。

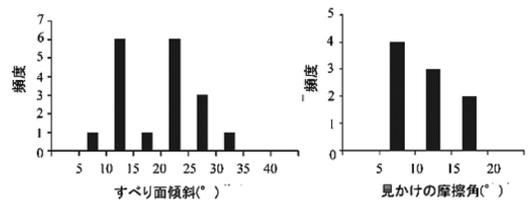


図2 降下火砕物のすべり面の傾斜と見かけの摩擦角。データは、1923年関東地震(Kamai, 1990)、1968年十勝沖地震(井上他, 1970)、1978年伊豆大島近海地震(Chigira, 1982)、1984年長野県西部地震(大八木, 1987; 川上他, 1985)、および2011年東北地方太平洋沖地震による崩壊性地すべり(千木良他, 2012)。

表1 近年のアジアにおける地震と降雨による斜面災害。

Country	Trigger	Type of landslide	Fatality by landslides
China	2008 Wenchuan earthquake	Landslide on natural slopes	>20,000
	Rainstorms after the 2008 Wenchuan earthquake	Debris flows	3,029
Taiwan	1999 Chi-Chi earthquake	Landslide on natural and valley fills of residential houses	39/Chiu-fen-erh-shan 29/Tsaoling
	Typhoon Molakot, 2009	Landslide on natural slopes	More than 400 by the ShiaoLin landslide
Malaysia	Typhoon Greg, 1996	Landslide on natural slope	302
Indonesia	2009 Padang earthquake	Landslide on natural slopes	More than 400
Phillipine	2006 Ginsaugon in Leyte	Landslide on natural slopes	1,100 by only one landslide
Japan	2011 Tohoku earthquake	Landslide on natural and valley fills	12 by landslides (mostly by tsunami)
	Typhoon Talas, 2011	Landslide of natural slopes	56 by landslides

に、上記の地震群と同様の流動的な崩壊が発生しなかったものと考えられる。この地震の時に発生した最大のものは、荒砥沢の地すべりであり、これについては、後述する。

2-2. 逆断層の上盤、炭酸塩岩、谷埋め堆積物、谷中谷 (2008 年中国汶川地震)

2008 年汶川地震 (Mw 7.9) は、四川盆地西方の山岳地に膨大な数の崩壊が発生し、近年では最悪の山地災害を引き起こした。崩壊は、約 270km の地震断層沿いの上盤および眠江沿いの谷中谷の急斜面に特に多く発生した (図 4, Huang *et al.*, 2008 ; Chigira *et al.*, 2010)。崩壊の方向は、断層

に直交方向が卓越し、このことは地震動の指向性を示唆していた。最も多く発生した崩壊は炭酸塩岩に生じたもので、これは、炭酸塩岩が容易に地下水に溶解し割れ目沿いの接触面積を減らしてせん断抵抗を低下しやすいくことと関係している。実際、多くの崩壊のすべり面は平滑でなく、溶食による凹凸に富み、移動岩盤と接触していた部分の

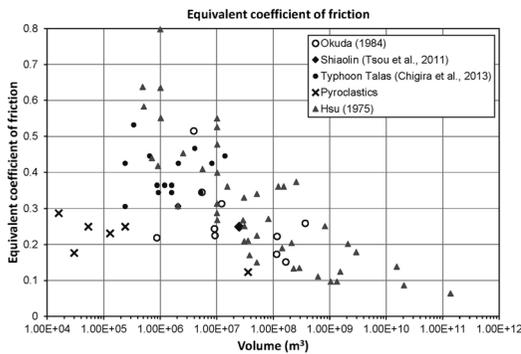


図 3 崩壊体積と等価摩擦係数の関係。

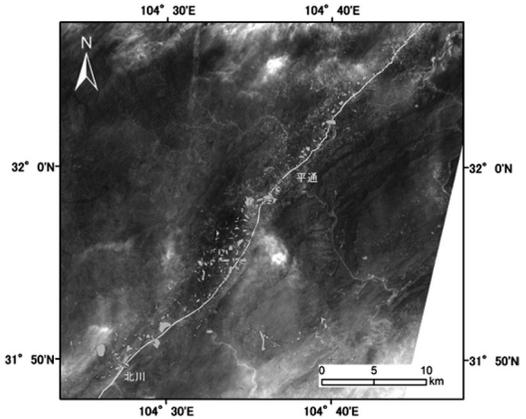


図 4 汶川地震による地震断層と崩壊の分布。北川北東。ここでは、断層は右横ずれ成分を持つ北西側上昇の逆断層。ALOS-PRISM 画像から作成。白線で示した断層のトレースよりも西側 (上盤側) に崩壊が多いことがわかる。

表 2 降下火砕物の崩壊を引き起こした地震と先行降雨 (2008 年岩手・宮城内陸地震は参考)。

地震	発生日	崩壊発生 箇所の 推定震度	観測所	先行降雨 (mm)			崩壊性 地すべり	すべり面 の深さ (m)	斜面上 に平行な 構造	下部 切断
				10日間	30日間	60日間				
1949年今市地震	12月26日	5~6 (今市)	宇都宮	22.5	80.8	255	88	3~5m	○	○
1968年十勝沖地震	5月16日	5 (八戸)	八戸	181	292	307	152	3m 以浅	○	○
1978年伊豆大島近海地震	1月14日	5~6	稲取	12	172	334	7 (崩壊物質の分布範囲が狭かった)	2~6m	○	○
2008年岩手・宮城内陸地震	6月14日	5強~6強	駒の湯	89	284.5	388	>100	—	—	多様
2011年東北地方太平洋沖地震	3月11日	6強 (白河) 6弱 (那珂川町)	白河	12.5	83.5	93.5	<10	3~9m	○	○

雨量のデータは気象庁の AMEDAS 他による。

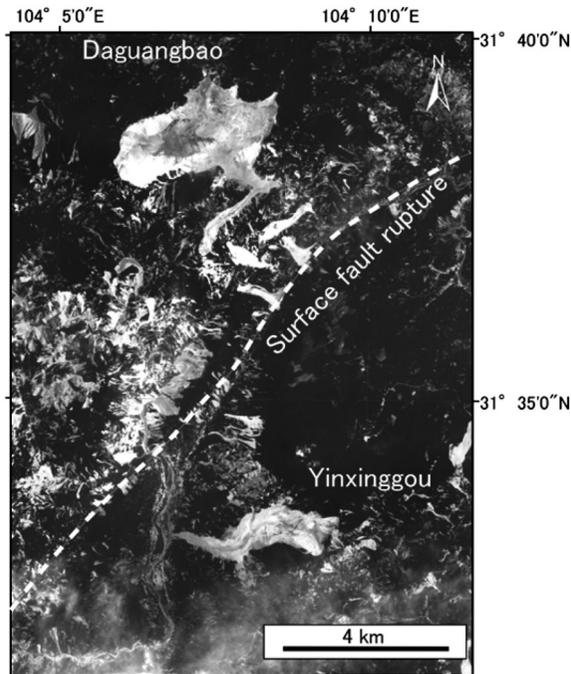


図5 汶川地震による最大の崩壊 (Daguangbao) と2番目の規模の崩壊 (Yinxinggou) (Chigira *et al.*, 2012). ALOS-AVNIR2 画像から作成. Yinxinggou の崩壊の堆積物の末端に清平がある (本文参照).

破断が点々と認められる場合が多かった。非火山では歴史上最大規模の崩壊 (体積 0.8km^3) が発生し (図5), これは事前に山上凹地を伴う重力変形をこうむっていたことがわかった (Chigira *et al.*, 2010). つまり, この地形が場の予測に有用であることが示唆されている。また, この変形はおそらく地層が斜面下部で座屈することによるものであることもわかってきた。谷埋め堆積物の流動化が36カ所で発生し, これはおそらく間隙水圧上昇によるものである。

汶川地震で崩壊の多発した炭酸塩岩は見事に成層するのに対して, わが国に分布する炭酸塩岩はサンゴ礁の周辺にだけ堆積したものが多いいか, 成層の程度がきわめて弱い。そのため, これらが溶食を受けたとしても, 広い平面的なすべり面が形成されるとは想定されず, 地震動によって汶川地震の場合と同様の大規模な崩壊が発生するとは考えにくい。ただ, わが国の石灰岩は底角の衝上断層の上に山頂をなすことも多く, 地震時の振動の増幅を受けて不安定となり, さらに衝上

断層の低透水性に起因して雨水が滞留して崩壊が発生することは考えられる。谷中谷は, わが国の特に西南日本外帯にも広く分布し, その上に広がる古い地形面の足元を切断することから, 崩壊が発生しやすいことが指摘されている (上野・田村, 1993; 平石・千木良, 2011)。汶川地震の時には, 膨大な土砂が谷底に供給され, これらが後の降雨によって土石流化し, 何度も大きな災害を引き起こし, 復興した住宅が再度流されるということが北川や清平等で起こった。

2-3. 対岸衝突地すべりの下部切断 (2008年岩手宮城内陸地震)

2008年岩手宮城内陸地震によって発生した地すべりで最も大規模な荒砥沢地すべり (図6) は, 火山噴出物ではなく, 砂岩シルト岩互層中にすべり面を持つものであった (大野他, 2010)。そのすべり面はほとんど水平で, 地層は側方に拡大するようにすべった。その結果, 地塁と地溝とも呼べる尖ったりッジと陥没帯の配列が形成された。この形態は, 1964年のアラスカ地震によって

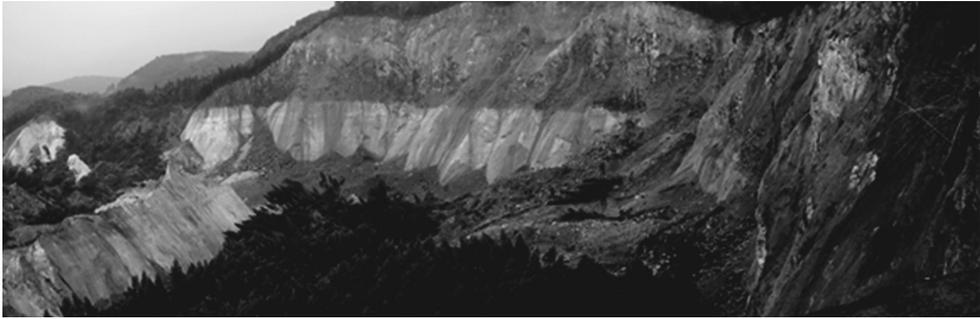


図 6 2008年岩手・宮城内陸地震による荒砥沢の地すべり。左に尖ったリッジが見える。

Turnagain heights に広く発生した地すべり (Hansen, 1965) や長崎県の平山地すべりの形態 (千木良, 1998) と類似しており、底角かつ平面的なすべり面を持つ地すべりに特徴的なものである。低角なすべり面を持つすべりは、すべり面近傍で液状化のような現象が起こったために生じると考えられている。また、この地すべりは、発生前の地形からみて、古い地すべりがいったん対岸に衝突して停止し、その後に斜面下部を切断されて不安定になっていたものである。初期の地すべりの発生誘因は定かではないが、その移動は対岸からの反力によって停止したのであり、それが失われれば不安定になるのは当然である。このような地すべりでは、停止後すべり面の強度がある程度回復したにしても、地震動によって再活動する可能性が高いと言える。このようなタイプの地震時地すべりは、従来も 2004 年新潟県中越地震 (Chigira and Yagi, 2005) や 2005 年パキスタン北部地震で多く発生したものであり (千木良, 2007)、地震時の地すべりの一つの典型である。このタイプの移動体は、末端が解放されているため、多少の降雨では間隙水圧は上昇しにくいと考えられる。

2-4. 重力斜面変形が先行した地すべり

重力による斜面変形は、長期間にわたって徐々に進行し、最終的に降雨や地震によって崩壊に移り変わる場合があることがわかってきた。重力斜面変形にはさまざまなタイプのものがあり、なかには、山体の側方拡大のように急激な崩壊には至らないものもあり、また、降雨によって崩壊する

タイプと地震によって崩壊するタイプとがあるようである。

2-4-1. 座 屈

1999 年台湾集集地震によって発生した九分二山の地すべりは、事前に重力によって地層が座屈しており、斜面下方からの支持力が低下していた。地層の座屈は、地層が斜面下部で抑えられている場合、つまり、平行盤 (地層と斜面とが平行) あるいは逆目盤 (地層と斜面が同じ方向に傾斜し、地層のほうが急傾斜) の斜面で生じ、地形的には斜面上部に凹地や滑落崖が形成され、これらの構造と地形とが発生場所予測のカギになる。同様の崩壊には、2008 年汶川地震の時の大光包の地すべりがある。

2-4-2. バットレス

逆目盤の構造で、斜面上部に弱い岩石があり、斜面下部で強い岩石がそれを支えているバットレスのような構造の場合、地震動によってその支えが破壊され、全体斜面の崩壊に至ることがある。著名なのは、1959 年ヘブゲンレーク地震によるマジソンの崩壊であるが (Hadley, 1964)、類似したものは、715 年の地震による長野県池口の崩壊がある (千木良, 2013)。池口の崩壊は天然ダムを形成し、その決壊によって下流に洪水被害をおよぼした。マジソンの崩壊の場合、重力斜面変形があったか否かは明らかになっていないが、池口の場合には、斜面上部に滑落崖が形成されていたと推定されている。

2-4-3. す べ り

柱目盤の斜面の場合、つまり、斜面傾斜が地層

の傾斜よりも急な場合、地層は斜面下方で拘束されていないため、層理面に沿うすべりが生じることがある。そして、それは斜面上部で小滑落崖あるいは線状凹地を形成する。このタイプのものとして、1999年集集地震の時の草嶺の地すべりや、1985年のパプアニューギニアでの地震によるBairamanの地すべりがある。いずれの場合も、線状の凹地は斜面全体のスケールに比べて小さかった。

2-4-4. 曲げトップリング

曲げトップリングは、基本的には自己安定化の方向に向かうものであるが、倒れた岩盤の下方が著しく侵食を受けるなどすると、不安定化し、地震の際に大規模に崩壊することがある。1707年宝永地震の際のカナギの崩れや白鳥の崩壊がこの例である。白鳥の崩壊は、天然ダムを形成して富士川をいったんせき止め、それが破壊したために後に下流に洪水被害を生じている。

2-5. 地震時の水突出

地震時には広域的な応力・ひずみ状態の変化が生じ、場合によっては地震断層沿いに地下水圧がたかまり、それが突出することがある。このようにして、1966年の松代群発地震時には大規模な地すべりが複数発生した (Morimoto *et al.*, 1967)。

2-6. 地震前の降雨の影響 (2007年能登半島地震, 2007年新潟県中越沖地震, 2011年東北地方太平洋沖地震)

2004年新潟県中越地震 (M6.8) と引き続く2つの日本海側の地震 (2007年能登半島地震 (M6.9)

と2007年新潟県中越沖地震 (M6.8)) は、似た地質地形的背景の地域—新第三系堆積岩地域—に被害を与えた。しかしながら、中越地震が膨大な数の地すべり・崩壊を発生したのに対して、後2者によるものはきわめて少なかった (表3)。地震動の性質によることも考えられるが、地震に先立つ降雨状況が非常に異なっていたことが注目される。図7に、それを示す。中越地震では、地震前の3日間に100mmを超える降雨があったのに対して、後2者の地震では、地震発生前の10日間の降雨は、それぞれ40mmと50mmと非常に少なかった。中越地震では谷の堆積物が液化化して発生した地すべりも多かったが、これは恐らくこの先行降雨によって堆積物が飽和していたためと考えられる。また、土の強度がサクシジョンの減少によって低下することは周知の事実である。地震による崩壊の発生の多寡が先行降雨に大きく影響されることは、ニュージーランドでも指摘されている (Dellow and Hancox, 2006)。降下火砕物の地震時崩壊においても先行降雨の影響が考えられることは既述した。

地震による崩壊発生予測を経験に基づいて行う場合、経験した地震の前に降雨があったか否かによって教師データ自体が大きく違ってしまふことに注意する必要があると言える。また、地震による崩壊発生予測をする場合、事前降雨があったとして、悪条件を想定して行う必要がある。

表3 2004年新潟県中越地震、およびそれと同様の規模と地質環境を持つ地震の比較。

地震	時	マグニ チュード (Mj)	震度 (JMA)	断層 タイプ	岩石	時代	崩壊数	引用
2004年新潟県 中越地震	10月23日	6.8	6-~7	逆	堆積岩	新第三紀 以降	大規模なものが 100以上	Chigira and Yagi (2005)
2007年能登半島 地震	3月25日	6.9	6-~6+	逆	堆積岩, 火山岩	同上	大規模なものは ほとんどなし	
2007年新潟県 中越沖地震	7月16日	6.8	6+	逆	堆積岩	同上	大規模なものは きわめて少ない	

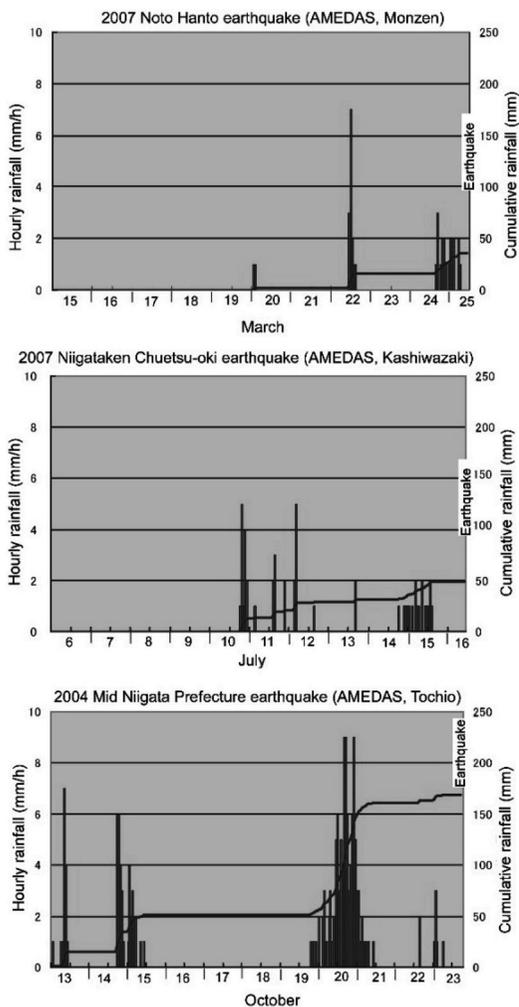


図7 2004年中越地震と2007年能登半島地震、中越沖地震の先行降雨。

3. おわりに

最近地震によって発生した大規模な崩壊についてさまざまな事例をあげて述べてきた。地震時に危険な斜面はある程度抽出可能にはなっているが、地震予知がまだ無理な段階にあっては、地震が発生したとして、どこの斜面が危険か、その抽出手法を確立していく必要がある。また、斜面内部の地震波の挙動や地下水や地盤変位の応答は、いまだに未解明であり、研究を早急に進める必要がある。降雨による深層崩壊と地震による深

層崩壊とは、発生場を多少すみ分けているようであるが、これについては、これからの研究に待つところが多い。

われわれの過去の経験は、地震によって人口密集地のの上流部で天然ダムが形成され、それが破壊して洪水被害を及ぼすことは十分にありうることを教えており、そうした災害を考慮することも必要である。一方で、降雨による深層崩壊と天然ダム形成は地震観測によってほぼリアルタイムで検出することが可能になってきたが (Yamada *et al.*, 2012), 地震によるものは、深層崩壊による地震波と本来の地震波を区別するのが難しいため、困難である。

地震による崩壊の発生を考える時に重要な点として、なかなか実証は難しいことであるが、事前の降雨の影響が大きいと考えられることがある。つまり、実績として大規模な地震を経験しても、ある場合には甚大な斜面災害が発生したのに、ある場合にはきわめて少ないということがあり得る。このことは、実績ベースでハザードマップを作る場合には、つねに頭に置いておく必要がある。

参考文献

- Chigira, M., 1982. Dry debris flow of pyroclastic fall deposits triggered by the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake : the "collapsing" landslide at Nanamawari, Mitaka-Iriya, southern Izu Peninsula, *J. Nat. Dis. Sci.*, **4**, 1-32.
- 千木良雅弘, 1998. 災害地質学入門, 近未来社, 名古屋, 206 p.
- 千木良雅弘, 2007. 崩壊の場所—大規模崩壊の発生場所予測—, 近未来社, 名古屋, 256 p.
- 千木良雅弘, 2013. 深層崩壊—どこが崩れるのか—, 近未来社, 名古屋, 231 p.
- Chigira, M. and Yagi, H., 2005. Geological and geomorphological characteristics of landslides triggered by the 2004 Mid Niigata prefecture Earthquake in Japan, *Eng. Geol.*, **82**, 202-221.
- Chigira, M., Wu, X., Inokuchi, T., and Wang, G., 2010. Landslides induced by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China, *Geomorphology*, **118**, 225-238.
- Chigira, M., Wang, G., and Wu, X., 2012. Landslides induced by the Wenchuan earthquake. *In* : Clague, J.J.,

- Stead, D. (Eds.), *Landslides : Types, mechanisms and modeling*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 383-392.
- 千木良雅弘・中筋章人・藤原伸也・坂上雅之, 2012. 2011年東北地方太平洋沖地震による降下火砕物の崩壊性地すべり, *応用地質*, **52**, 222-230.
- Dellow, G.D. and Hancox, G.T., 2006. The influence of rainfall on earthquake-induced landslides in New Zealand, New Zealand Geotechnical Society 2006 Symposium, Institution of Professional Engineers, Proceedings of technical groups/Institution of Professional Engineers New Zealand Nelson, New Zealand, pp. 355-368.
- Hadley, J.B., 1964. Landslides and related phenomena accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **435**, 107-138.
- Hansen, W.R., 1965. Effects of the earthquake of March 27, 1964 at Anchorage, Alaska, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **542A**, 68.
- 平石成美・千木良雅弘, 2011. 紀伊山地中央部における谷中谷の形成と山体重力変形の発生, *地形*, **32**, 389-409.
- Huang, R. and Li, W., 2008. Development and distribution of geohazards triggered by 5.12 Wenchuan earthquake in China. *Science in China, Ser.-E Technic. Sci.*, **52**, 810-819.
- 井上康夫・本庄静光・松島三晃・江差靖行, 1970. 十勝沖地震によって青森県南東部に発生した崩壊地の地質および土質に関する検討, *電力中央研究所研究報告*, **69086**, 1-27.
- Kamai, T., 1990. Failure mechanism of deep-seated landslides caused by the 1923 Kanto earthquake, Japan, Proceedings of the sixth International Conference and Field Workshop on Landslides, pp. 187-198.
- 川上 浩・小西純一・斉藤 豊, 1985. 長野県西部地震における斜面崩壊のメカニズムと軽石層の土質性状, *土と基礎*, **33**, 53-58.
- Morimoto, R., Nakamura, K., Tsuneishi, Y., Oosaka, J., and Tsunoda, N., 1967. Landslides in the epicentral area of the Matsushiro earthquake swarm—Their relation to the earthquake fault, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 241-263.
- Nakano, M., Chigira, M., and Lim, C.-S., 2013. Landslides of pumice fall deposits induced by the 2009 Padang earthquake and the formation of halloysite, Japan Geosciences Union Meeting 2013, HDS06-02.
- 奥田節夫・奥西一夫・諏訪 浩・横山康二・吉岡龍馬, 1985. 1984年御岳山岩屑なだれの流動状況の復元と流動形態に関する考察, *京都大学防災研究所年報*, **28-B**, 491-504.
- 大八木規夫, 1987. 御岳火山1984年大崩壊とそれに伴う土砂移動の全体像, *地形*, **8**, 127-144.
- 大野亮一・山科真一・山崎孝成・小山倫史・江坂文寿・笠井史宏, 2010. 地震時大規模地すべりの発生機構—荒砥沢地すべりを例として—, *日本地すべり学会誌*, **47**, 8-14.
- 上野将司・田村浩行, 1993. 地形解析図に対する地質工学的考察, *日本応用地質学会(編集)*, 平成5年度研究発表会, 中央大学駿河台記念館, pp. 97-100.
- Yamada, M., Matsushi, Y., Chigira, M., and Mori, J., 2012. Seismic recordings of landslides caused by Typhoon Talas (2011), Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **39** (13), 5.

千木良雅弘

[ちぎら まさひろ]

現職 京都大学防災研究所教授

略歴 東京大学大学院理学系研究科地質学専攻 修士課程修了。(財)電力中央研究所研究主幹を経て現職

研究分野 応用地質学



東日本大震災を詠む

本誌刊行の初期には、地震に関する俳句や川柳を紹介したことがあったが、その後絶えて掲載の機会がなかった。今回たまたま川柳きやり吟社の竹田光柳氏から句集「東日本大震災を詠む」が送られてきた。句集には地震に関する数多くの句が収録されている。

句集の著者 織田順子さんは福島在住、川柳きやり吟社の社人で、川柳全国大会で大賞を何度もとった柳人である。激しい揺れと震災後の大混乱の体験から、震災の年の6月に数多くの地震実感句を発表された、ここにその一部を紹介する。



写真 阿武隈川の河畔に立つ詠者 織田順子さん
(2014年2月)。

発 災

釘付けの目に天井が剥がれ落ち
トタン屋根風も無いのに音を立て
無事ですとメール打つ指震えてる
繋がらぬ電話不安が走り出す
繰り返す地鳴り心に深い闇
落ち着いてなんか居られぬ大地震

大 津 波

壊滅の意味肌で知る大地震
心までえぐりさらった大地震
大地震生者と死者の紙一重
大地震陸の孤島のうめき声
こどもの日海に名を呼ぶ母が居る
地震など忘れた顔の空と海

被 災 地

日常に亀裂が走る大地震
被災地を無情に包む春の雪
節水に日頃の無駄が浮き上がる
被災して米びつの底見え始め
買い溜めに走る都会を寒く見る
地震酔い心の軸も揺れ動き

円相場地震をエサに跳ね上がる
番組の中の平和に息をつき
避難所が日常となる無力感

福島を離れて故郷静岡へ

南下する道に待ってた春の色
故郷の絆優しい風を呉れ
避難して深呼吸する空がある
避難して揺れない夜に眠りこけ
五分引きの被災者証でレジを抜け
福島へ帰る明日へ重い夜

震災のわずか3カ月後に発刊された第1集では、自らの地震の体験と被災された人々への想い、避難先静岡での心境を主に詠まれた。これに対して本年6月に刊行された第2集では原発事故にまつわる句が中心となる。ここでは主に第1集の地震実感句のみを拾って紹介している。

(萩原幸男：地震ジャーナル編集者)

東京オリンピック以前に直下地震が起これたら

都心南部直下地震

東京オリンピック開催中に直下地震が起こると、大変であるが、それ以前に起こってもいろいろ困ったことが起こる。首都圏直下地震は今後30年以内に70%くらいの確率で、M6.7~7.3程度のものが起こると予想されている。そして想定される最大の被害は、阪神の地震とは比べ物にならず火災による被害が甚大で、激しい揺れ、大規模火災、長期の交通遮断などによって最大死者23,000人（建物倒壊などによるもの6,400人、火災によるもの1万6,000人など）、帰宅困難者1,700万人、地下鉄は1週間、JR在来線・私鉄は1カ月も不通となり、道路交通渋滞は数カ月に及ぶと見られている。激しい余震も数カ月は続くと思われる。また、オリンピック施設が新設される湾岸埋立地は、直下地震のため継続時間が短く大規模な液状化は起こらないかもしれないが、揺れは激しく震度7かそれに近い激しい揺れに見舞われるであろう。

オリンピック開催と地震

このような地震がオリンピックの前に起こった場合、オリンピック開始時にはどのようなことになるであろうか。

1カ月前に起こった場合：

オリンピック時にはJR在来線・私鉄が再開したばかりで、震源地に約10kmと近い羽田空港も再開できているかどうか分からない。瓦礫の撤去作業が始まったばかりで、水道も下水も使えずホテルもほとんど営業しておらず、オリンピックの開催は不可能である。

半年前に起こった場合：

早いものは仮設住宅ができ、交通も道路の大渋滞を除き一応何とか復旧して、被災者も落ち着きを取り戻している。ただ、被災地の瓦礫はまだ残ったままで道路は工事関連の車で一杯である。山手線の外側のドーナツ状に火災などの

被害がひどかったため、郊外に主要官庁のかなりが避難しており、オリンピック開催などという雰囲気ではない。

1年前に起こった場合：

余震の数も少なくなり、世の中も落ち着いてきたが、避難民が100万人単位でいる状態でオリンピック開催などという雰囲気であろうか。

3年前に起こった場合：

阪神・淡路大震災の経験からいっても、被災地の瓦礫処理だけでも大変で、軌道に乗れば人手不足で工事は進まなくなる。3年経っても元のままとはとていまいかない。

社会経済的状況

このような地震では、90兆円以上の経済的損失を生じるので、恐らく大変な額の国債を発行しなければならなくなるであろう。日本は現在でも累積1,025兆円の国債を発行しており、アベノミックスで今まで以上に国債を発行し続けている。これまでは1,500兆円ともいわれる国民の預貯金で国債を購入してもらっていたけれど、今後間もなくその資金も食べつくし、オリンピック開催時には2,000兆円にも近づいているかもしれない。外国からも、相当に購入してもらわなければならなくなるであろう。ということは、この地震が国債と円の暴落の引き金となるかもしれない。そして、外資系ファンドが私鉄の大株主になって路線の廃止、球団の売却などを指示するようになるかもしれない。また、マスコミの大株主になるかもしれない。

以上のようなことを考慮して、どの時期に地震が起こった場合には、開催ができるのかを見極め対策を取らねばなるまい。来るのなら、オリンピック開催後に起こることを祈るのみである。

(伯野元彦)

大地の応力を測る：将来の地震予知研究へ

石井 紘

1. はじめに

物体に力を加えると物体内部に力が発生する。応力とは外力の作用に応じて物体内部に生じる力で単位面積あたりの量である。一方、地震を発生させる原動力はプレートの沈み込みであるがプレートの沈み込みにもなう力により地球内部に応力が生じ、変形（歪）が発生する。歪の連続観測は行われているが応力の観測は行われていなかった。当研究所は最近、応力変化の連続観測ができる計器を開発し、実際に複数の深部ボアホール観測点で観測を行っている。当報告では応力観測の重要性や開発した応力計の原理を説明し応力観測がどのように役に立つかを紹介する。

2. なぜ応力連続観測が重要か

現在の地震学では断層運動の過程は変位の食い違いにより発生すると考えて進めている。しかしながら地球内部において変位の不連続を考えることは不自然である。「日本の断層パラメーター・ハンドブック」(佐藤良輔編著, 1989)¹⁾には「食い違いモデルでは、面を境にした変位の不連続を人為的に与えることによって断層運動を起こす。現実には外部から力が加わって変位の不連続が発生するのではなく、媒質に蓄積された応力の開放に伴って断層が形成されるという物理的な過程を考えるべきである。主役のパラメーターは応力になる。」と書かれてある。しかしこのような過程に基づく計算や解釈は現在まだできていない。また、応力の連続観測も当時はできなかったため、変位不連続としていたのである。地震発生を推定するには対象としている地域の応力場（応力分布）や応力蓄積を知ることが最も基本的な観測量

であり、地震発生直前の変動を高感度で観測することも重要である。

このように基本的な観測量は応力であるにもかかわらず、歪しか観測できなかったが当研究所では応力の連続観測が可能な計器を開発し、実際に深部ボアホールでの複数の観測によりデータを蓄積している。

3. 応力と歪

物体に作用する力は体積力と表面力に分けられる。体積力は物体の体積に比例して作用する力で地球重力による重さなどが相当する。物体の表面に荷重や張力が加わると物体内部に応力が発生し変形する。この応力とは単位面積当たりの力である。

一方、歪は単位長さあたりの変形量である。したがって歪には次元がない。応力の単位は作用する荷重と荷重の作用する方向の断面積に関係し、 $\text{Pa} = \text{N}/\text{m}^2$ で表わされる。ここでPaはパスカル、Nはニュートンである。単位面積 (cm^2) 当たりの水柱に換算すると1kPaは10cmの水柱の重量に相当する。

4. 円柱に作用する荷重

単純な例として図1のような表面積Aの円柱の表面に荷重Fが作用した場合を考える。この場合、内部の応力は荷重とつりあっているため円柱内部の軸方向の応力 σ_A は F/A である。円柱内部の軸方向の歪 ϵ_A は σ_A/E (Eはヤング率)である。円柱内部に応力計や歪計が設置されている場合にはこのような応力と歪が観測されることになる。応力計による観測で荷重Fは観測値 σ_A と

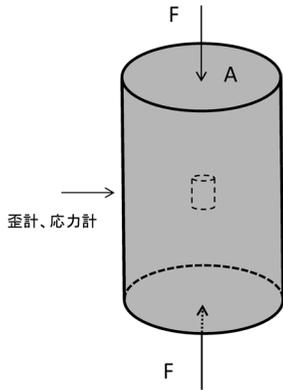


図 1 表面積 A の円柱に荷重 F が作用した場合の図。内部に応力計あるいは歪計が設置されている場合の観測値から荷重の推定を説明するための図。

面積 A から $\sigma_A \cdot A$ と求められる。歪計の場合、荷重 F は $\epsilon_A \cdot A \cdot E$ であり、ヤング率がわからなければ荷重は求められない。水平方向からの角度を θ とすると円柱内部の θ 傾いた面 B に垂直に作用する荷重と平行に作用する荷重から容易に圧縮応力 σ_B とせん断応力 τ_B が計算でき、それぞれ

$$\sigma_B = \sigma_A \cos^2 \theta, \quad \tau_B = \sigma_A \sin \theta \cos \theta$$

と求められる。したがって、圧縮応力は $\theta=0$ で最大で σ_A となり、せん断応力は $\theta=45^\circ$ で最大となり $\sigma_A/2$ となる。破壊するせん断強さが圧縮強さの 1/2 以下の場合には破断面が $\theta=45^\circ$ のせん断力で破壊することになる。円柱内部に応力計が設置されていれば応力のすべての成分が観測される。応力観測から物質の破壊を予測する原理は以上のようなものであるが地震の場合はより複雑である。

5. 応力計の原理と設計

現在、石井により開発されたボアホール型の歪計 (Ishii *et al.*, 2001)²⁾ を搭載した総合観測装置が日本国内の多くの深部ボアホール観測点に設置されており、地震予知研究に利用されている。ボアホール型の歪計は、地面に掘削されたボアホール (ボーリング孔) 内に歪計をセットして膨張性

のグラウトで岩盤と固めることにより歪計を地中の岩盤と一体化し、岩盤の歪 (岩盤の伸び縮み) の変動を長期間連続して観測するものである。従来の技術は円筒形のケースの変形を検出し、そのケースの変形に基づいて岩盤の歪を検出するものである。

ところで、地震予知研究のために岩盤の弾塑性変形を観測する際に、最も重要な観測・測定成分は、前述のように、岩盤の歪ではなく、地震発生に直接関係している応力である。しかし、従来技術は岩盤の歪を検出するものであるため、岩盤の弾性定数を別途測定し、連続観測した岩盤の歪に基づく複雑な計算処理の結果として岩盤からの応力の連続変化を求めるしか方法がなかった。つまり、従来技術では、岩盤からの応力を間接的にしか求めることができなかった。当研究所で開発するまで、岩盤に作用している応力を長期間連続して直接的に検出可能な装置は存在していない。当研究所が開発した応力計は応力変化と歪の両方を連続観測することができる。

わかりやすくするために応力計と歪計を比較しながら説明する (Ishii and Asai, 2014)³⁾。図 2 は従来の歪計と新しく開発した応力計を比較した外観図である。応力計の場合は各成分に対して 2 個の受圧面がケースの外周壁から露出しているが歪計の場合は円筒状のケースだけである。応力は単位面積当たりに作用する力なので受圧面を考案し製作した。次に内部構造について応力計と歪計の比較をする。図 3 は内部構造を比較した正面図である。右の歪計の場合は円筒ケースの内部にフレーム、拡大装置と変位センサーなどが取り付けられている。円筒の変形がフレームを変形させるがその変形を拡大装置で拡大させて変位センサーで電圧に変換する。

左の応力計の場合、応力を検知する部分は 2 個の受圧面とフレーム、拡大装置と変位センサー (応力・歪検出ユニット) から構成されている。この応力・歪検出ユニットはケースの軸方向に直交する同一軸上に配置され、ケースの外周壁から

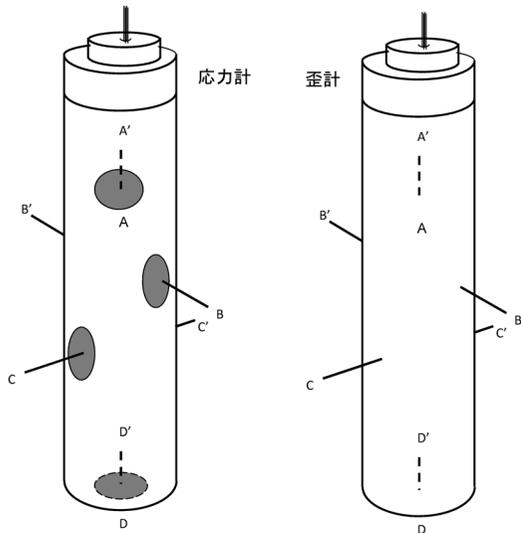


図 2 応力計と歪計の構造の外観。

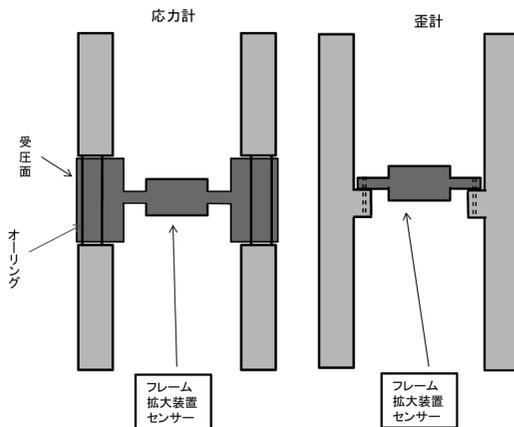


図 3 応力計と歪計の内部構造の模式図（正面図）。

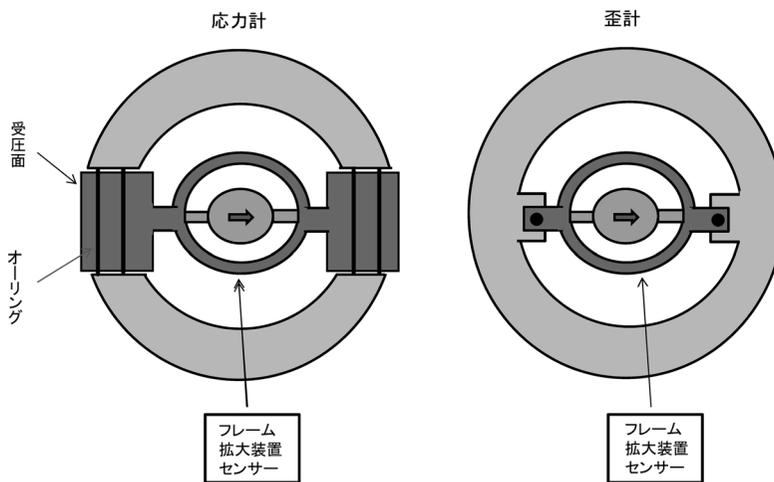


図 4 応力計と歪計の内部構造の模式図（平面図）。

露出されている。ケースとの間にはオーリングがあり、ケースとは機械的に結合されておらず、ケースの軸方向に直交する同一軸方向には移動することができる。2個の受圧面間の変位量に基づいて岩盤からの応力および歪を検出する変位検出センサーが組み込まれている。

図 4 は内部構造を比較した平面図である。右の

歪計の場合は円筒ケースの内部にフレーム、拡大装置と変位センサーなどが取り付けられている。左の応力計の場合、応力・歪検出ユニットは2個の受圧面からなり、ケースの軸方向に直交する同一軸上に配置されてケースの外周壁から露出されている。また、岩盤からの応力および岩盤の歪を受けて円筒ケースが変形するが、受圧部材は円筒

ケースに対して機械的に結合されていないため、受圧面間の変位量が円筒ケースの変形の影響を受けることはなく、岩盤から受ける応力および岩盤の歪を正確に検出できる。2個の受圧面は応力を受けると弾性変形するリング状の接続部材に接続されている。受圧面が受ける応力が解除されると接続部材は元の形状に戻り、2個の受圧面間の変位量も岩盤から応力を受ける以前の状態の変位量に戻る。受圧部材は円筒ケースに対して異なる方向に複数個設置され、受圧面の軸方向から受ける岩盤からの応力および岩盤の歪を独立して検出可能である。

2個の受圧面が岩盤から受けた応力はテコの原理を応用して連続的に拡大する応力拡大機構により拡大され、テコの最終端の変位量を変位検出センサーで検出する (Ishii *et al.*, 2001)²⁾。この拡大機構は通常、約40倍の倍率で使用している。その結果、2個の受圧面間の変位量が小さい場合でも、その変位量が変位拡大機構によって拡大されるため、受圧面が岩盤から受ける応力および岩盤の歪が低レベルであっても確実に検出できる。通常、歪計の場合は円筒ケース全体の変形が相互に関係し、円筒ケースに対して所定方向から印加される岩盤の歪を独立して正確に検出することが困難な場合がある。

6. 応力計の感度検定

応力計は応力と歪の両方を観測することができる。したがって応力と歪の両方の感度検定をする必要がある。応力計の検定を行うために新しく検定装置を開発した (Ishii and Asai, 2014)³⁾。その模式図が図5に示されている。横坑トンネル内にボアホールを掘削しケーシングをし、密閉可能にした。その内部を水で満たし観測計器を入れ信号ケーブルを外に取り出す。観測計器が完全に密閉されている状態で水圧ポンプによりケーシング内の水圧変化を可能にする構造になっている。このような検定装置を用いて加えられた水圧と出力電圧の関係を求めることができる。この関係から

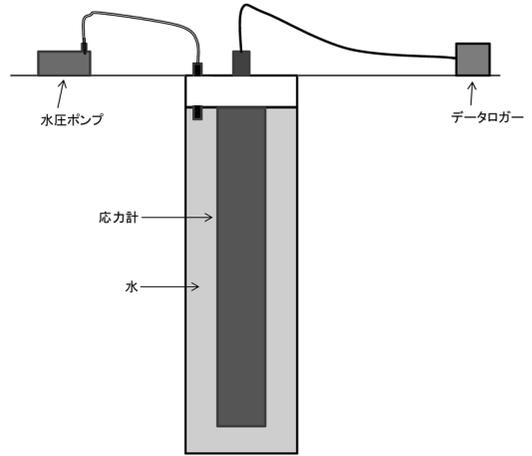


図5 応力計の応力感度検定システムの模式図。

加えられた応力と出力電圧の関係が求められ、応力計の応力感度を得ることができる。深部ボアホールに設置する応力計は通常15MPa程度(1,500mの水圧に相当)の耐圧が可能に設計してある。たとえば応力計の低感度鉛直成分の場合は $\text{Water Press. (MPa)} = 3.91 - 3.94 * \text{Volt}$ となり、応力変化が0MPaから14MPa程度で出力電圧と直線的な関係が得られている。水平成分に関しても同様な結果が得られている。これらの検定結果により、応力計を設置した地点の応力値とその時間変動を観測することができる。

歪検定は受圧面に変位を加えて出力電圧を測定することにより得られる。歪が 7×10^{-7} 程度で出力電圧が0.1ボルト程度である。ほぼ直線的な関係が得られている。

7. 観測例

現在、4カ所の深部ボアホール底に設置した応力計は良好な記録を蓄積している。長期的変化では応力潮汐変動を記録し、短期的変動としては応力地震動などを記録している。図6は陶史の森ボアホール観測点(深度512m)のボアホール地殻活動総合観測装置に搭載されている応力計で記録した2011年3月11日に発生した東北地方太平洋

東北地方太平洋沖地震の応力地震動 (TOS観測点: 深度 512m)

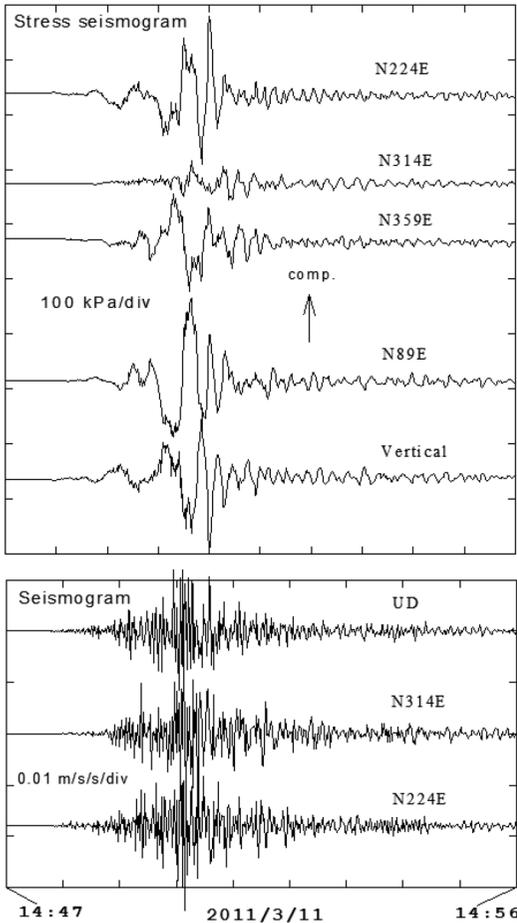


図 6 2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震 (マグニチュード9.0) の応力計により観測された応力地震動波形と通常地震計による速度地震動波形。

沖地震 (マグニチュード9.0) の応力地震動波形である。震央距離は約600kmである。ボアホール地殻活動総合観測装置は地震計も搭載しているので参考のために地震計により観測された波形も示している。陶史の森観測点で観測された応力地震動波形の最大振幅は約300kPa程度である。これは応力地震動を観測した世界最初の例である。図7は日吉ボアホール観測点 (深度515m) で観測された10日間の応力記録である。水平4成分、

斜め2成分と鉛直の応力記録である。応力潮汐記録をきれいに記録している。

応力計が十分な精度と信頼性のある計器であることはIshii and Asai (2014)³⁾に水圧変化との比較などにより示されている。

8. 応力連続観測により期待できる成果

今後、若干の改良を進めるが以下のことが期待できる。

8-1. 地震予知研究

地震ジャーナル50 (石井, 2010)⁴⁾でも一部述べているが人工的ノイズを避けるため深部ボアホールに応力計が設置され、密な観測点分布が構築された場合に関して述べる。応力計は6成分の応力成分を観測している。これによって蓄積された各応力成分の分布のコンターとその時間変化を描くことができる。気象予測で気圧のコンター図を描くことに相当するが応力の場合は6枚の図ができる。この図から応力の大きい部分に分かり、将来発生するかもしれない震源の位置が推定される。次に観測された複数の応力分布を説明するような震源モデルをシミュレーションなどで推定できる。すなわち発生する地震のタイプが推定できる。また、応力変化の時系列の変化から地震の発生直前の変動も記録できる可能性がある。

8-2. 地震メカニズム

地震のメカニズムは地震計により観測された波形解析から求められるが応力地震動波形の記録も考慮するとより精度良く求められる。特に応力計は直流成分から応答するので長周期成分に関して精度が良い。なお、長周期地震計の水平動は傾斜変化により感度が変わるが応力計はそのようなことはない。

8-3. 津波予測

大きな津波を発生させるような地震はふつうの地震より時間的にゆっくり破壊する。応力計の波形を見ればその判定がしやすくなる。なぜなら応力計は直流成分まで変動を記録できるため、解析や波形から破壊が短周期的か長周期を含むゆっくり

日吉 (HYS) 観測点(515m深)応力記録 (2012/11/11 - 11/20)

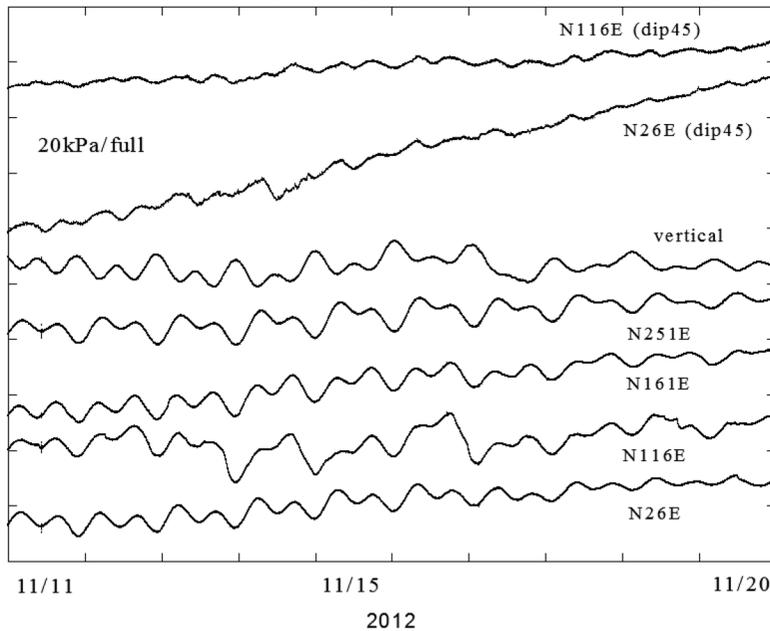


図 7 日吉ボアホール観測点(深度 515m)で観測された 10 日間の応力記録
水平 4 成分, 鉛直成分と斜め 2 成分が示されている. 地球潮汐による日変化が明瞭に見られる.

りした破壊であるかを見分けやすい.

8-4. 活断層の活動度

原子力発電所付近に活断層があるということだけで発電所が稼働できないという議論がある. 10 万年も活動していないからということが理由になっている. しかしこのような結論を出すのは現在の科学手法とはかけ離れていると考えられる. より時間的にも精度よく判定する方法を開発すべきである. このために応力計を利用できると考える. 活断層近傍にボアホールを掘削し, 応力計を埋設・設置する. それにより応力の蓄積や変動が把握され活断層の時間的なふるまいに関する情報が得られる. 実際に水位変動やボアホール歪観測と断層の動きとの関連も観測されている(浅井・石井, 2014)⁵⁾.

8-5. 地下深部の工事

地下深部における工事やトンネル工事などにおいて応力変化や蓄積などを連続モニターすること

ができる. これらは工事の安全性のチェックにもなると考えられる. 歪計の場合であるが北海道の銀河トンネル掘削の時に分岐トンネル掘削の影響を観測した例(Ishii *et al.*, 1997)⁶⁾がある. 分岐地点と数十 m 離れた地点に歪計を埋設・設置し, 掘削の進行に伴う歪変化を観測することができた. 応力計を設置すれば直接応力変化を観測することができる.

南アフリカの金鉱山においては 3km 深度のところを掘削しているが掘削に伴う応力集中により地震が発生し人が亡くなっている. 当研究所で開発したボアホール歪計が 3km 深度のところ到现在, 約 20 台設置されデータを記録している. このようなところでの応力計による連続観測は安全性のモニターなどに役立つと考えられる.

9. ま と め

応力は直接目に見えないため理解するのに困難

なところがある。この報告では応力観測の重要性を示し、簡単な例として円柱に荷重が加わっている場合に応力観測と歪観測により、荷重を推定する例を示した。次に応力計の設計原理を紹介し、応力と歪の感度検定方法を示した。現在4カ所の深部ボアホールに設置しデータを蓄積している。観測例として東北地方太平洋沖地震によって発生した応力地震波形の観測例を示した。次に応力計が今後どのように役に立つかについて述べた。特に応力計による観測網が完成すれば今後の地震予知研究にとり将来有効であることについても述べた。

応力計は応力の時間変化を観測しているが、応力計の検定時には絶対応力検定を行っているので今後はこの応力計により設置された地点の絶対応力の推定方法の開発研究を行う予定である。

参考文献

- 1) 佐藤良輔 編著, 1989. 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390 p.
- 2) Ishii, H., Yamauchi, T., Matsumoto, S., Hirata, Y., and Nakao, S., 2001. Development of multi-component borehole instrument for earthquake prediction study, some observed example of precursory and co-seismic phenomena relating to earthquake

swarms and application of the instrument for rock mechanics, *Seismogenic Process Monitoring*, Balkema, pp. 365-377.

- 3) Ishii, H. and Asai, Y., 2014. Development of a borehole stress meter for studying earthquake prediction and rock mechanics, and stress seismograms of 2011 Tohoku Earthquake (M9.0), 2014, *Earth Planets Space* (EPS) (投稿中).
- 4) 石井 紘, 2010. 応力観測と今後の地震予知研究—ボアホール応力連続観測計器の開発による今後の展開—, *地震ジャーナル*, **50**, 73-77.
- 5) 浅井康広・石井 紘, 2014. 瑞浪超深地層研究所近傍 TGR350/TGR165 で観測された水位変動に伴う歪変化, *東濃地震科学研究所報告*, **32**, 19-26.
- 6) Ishii, H., Yamauchi, T., and Kusumoto, F., 1997. Development of high sensitivity bore hole strain meters and application for rock mechanics and earthquake prediction study, *Rock Stress*, Balkema, pp. 253-258.

石井 紘

[いしい ひろし]

現職 公益財団法人地震予知総合研究振興会東濃地震科学研究所所長

略歴 東京大学地震研究所を経て現職

研究分野 地殻変動学, 地震予知



火山の内部を透視する

田中宏幸

地球外に起源を持つ高エネルギー素粒子（宇宙線）が地球大気と反応することで非常に貫通力の高いミュオンが生成される。ミュオグラフィはこの高貫通力のミュオンを用いて火山をはじめとして、さまざまな巨大物体の内部構造を透視、可視化する技術である。さらに、地球上には一定量のミュオンが常に降り注いでいるために、この性質を利用して活動的火山の時系列的ミュオグラフィ観測を行うことが可能である。本論文は鹿児島県の薩摩硫黄島において、噴火レベルが1から2へと引き上げられた2013年6月4日から10日後の14日から噴火レベルが引き下げられた7月10日までのおよそ1カ月間の観測期間の中で得られた3日おきの時系列的透視画像の撮影結果を報告するものである。

はじめに

地球の外に起源を持つ高エネルギー素粒子（宇宙線）を利用して、地球表層部の内部探査が行われたのは今から60年ほど前の1955年、オーストラリアの物理学者E.P. Georgeによる鉱山探査である（George, 1955）。この際、探針に用いられたのはミュオンと呼ばれる素粒子である。ミュオンは陽子や電子と違って、身の回りに安定的には存在していないが、地球の大気中で起きる非常に高エネルギーの核反応によって作られ、ほんのわずかな時間（100万分の2.2秒）存在することができる。

Georgeが用いたのはミュオンの中でも特に宇宙線ミュオンと呼ばれるタイプのものである。宇宙線ミュオンは陽子を主とする一次宇宙線が高速で地球に飛び込み、地球大気と衝突することに

よって起きる、高エネルギーの核反応がもたなっているタイプのミュオンのことを言う。宇宙線ミュオンが持つ他の粒子にない特徴はきわめて強い透過力と相対論効果による長い航続距離である。

ここで、まず、宇宙線ミュオンの透過力について説明する。私たちが普段よく耳にするレントゲン写真撮影はX線の強い透過力を利用した透過画像撮影技術の一種である。しかし、X線の透過力はせいぜい私たちの体の大きさ程度である。一方、宇宙線ミュオンは異なる透過力を持つミュオンが集まってきており、もっとも透過力が弱いものでも岩盤で数m、中には岩盤数kmを透過できるものもある。

次にミュオンの航続距離であるが、100万分の2.2秒しか存在できないミュオンがかりに光の速度（秒速30万km）で走ったとしてもたった660mほどしか進めない。これでは厚さ1kmの岩盤でも透過することは不可能である。しかし、宇宙線ミュオンはエネルギーが高く、相対論効果によるいわゆる「時計の遅れ」が顕著である。つまり、ミュオンの持っている時計が私たちの時計より遥かに遅くなるのである。この効果によって、ミュオンが存在できる時間が著しく伸び、真空中であれば1,000km以上飛行できるミュオンも数多く存在する。

ミュオンの透過力は物体の密度にミュオンが物体内部を通過した経路の長さ（経路長）を乗じた値（密度長）に比例するので、宇宙線ミュオンの特徴である「異なる透過力を持つミュオン群」が意味するところは、これを物体に通すと、物体の形状や密度分布に応じてあるものは通り抜け、あ

るものは途中で止まるといった現象が起きるとい
うことである。このような現象を利用して、巨大
物体内部の密度構造の濃淡を可視化する技術を
ミュオグラフィ（ミュオン撮影）と呼び、これま
でピラミッド（Alvarez *et al.*, 1970）、火山（Tanaka,
2014）、断層（Tanaka *et al.*, 2011）など巨大物体
の内部の撮影に利用されてきた。ミュオグラフィ
という呼称はフォトン（光子）を用いた可視化技
術をフォトグラフィ（写真撮影）と呼ぶことに対
応している。

さて、私たちの銀河系内に蓄えられた数えきれ
ないほどのおびただしい数の宇宙線は地球に向
かってたえず少しずつ染み出してきている。それ
に伴い、大気中で生成され、地表に降り注ぐミュ
オンは1秒間に1m²あたりおよそ100個である。
ミュオグラフィはこの天然資源を使って、巨大物
体の内部を透視撮影する技術である。さらに、X
線発生装置を使うX線撮影とは違い、24時間絶
え間なく一定量降り注ぐミュオンを使えば、物体
内部の長期にわたる経時変動をイメージング（モ
ニタリング）することも可能である。本論文では
九州南端からさらに南方におよそ50kmはなれ
た活動的火山である薩摩硫黄島内部の1カ月間に
わたる経時変化をミュオグラフィによってとらえ
た例について報告する。

硫黄島内部を透視する

鉛直方向から地表に降り注ぐミュオン数は1m²
当たり1秒間におよそ100個である。物体を透過
すると一部が吸収されるためにこの数は減る。減
り方はミュオンの経路長や物体の密度の空間分布
に依存する。たとえば、密度1.5g/cm³、2.0g/
cm³、2.5g/cm³の岩盤100mをそれぞれ透過した
後のミュオン数は何も通らなかった場合と比べ
て、それぞれ1.8%、1.1%、0.8%に減る。この減
り具合と（通常地形図より得られる）経路長の情
報からミュオンが通ってきた経路に沿った岩盤の
平均密度が得られる。もしミュオンの経路上に空
洞があれば、その分平均密度が減るわけであるか

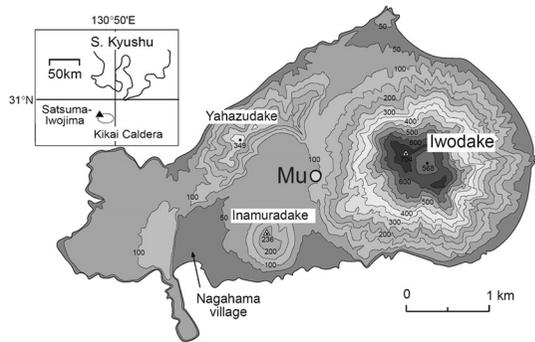


図1 薩摩硫黄島におけるミュオグラフィ観測のセッ
トアップ。Muはミュオグラフィ記録装置の設
置位置を示す。インセット（左上）は薩摩硫黄
島と九州本島との位置関係を示す。

ら、その方向からのミュオン数は増える。逆に空
洞内部にマグマ等の物体が進入すると、その分透
過経路の平均密度が増加するので、ミュオン数は
減る。この増減を空間的にマッピングすること
で、火道内部の時間変動を可視化することが可能
である。

水平方向からもミュオンは到来するが、鉛直方
向に比べるとその数は1/10~1/100と少ない。し
かし、ミュオンの平均的な透過力は鉛直方向から
到来するものと比べて高く、さらに火山の下に穴
を掘ることなく、麓から透視画像を撮影すること
が可能であることから水平方向のミュオンの利用
は火山観測においてはきわめて有用である。薩摩
硫黄島でのミュオグラフィ観測では水平方向近傍
（仰角30度程度まで）から飛来するミュオンが用
いられた（Tanaka *et al.*, 2014）。

ミュオグラフィ記録装置は薩摩硫黄島の頂上か
ら約1km西方に離れた場所に設置された（図
1）。記録装置はミュオンの到来方向を決定するた
めの検出器（2枚）とノイズを取り除くための検
出器（4枚）、そして鉛の遮蔽体から構成されて
いる（図2）。おのおの検出器は幅10cm、長さ
1.5mのプラスチックシンチレーターを縦横に並
べたいわゆるセグメントタイプの検出器で（図2
インセット）、最大有感面積1.96m²、位置分解能

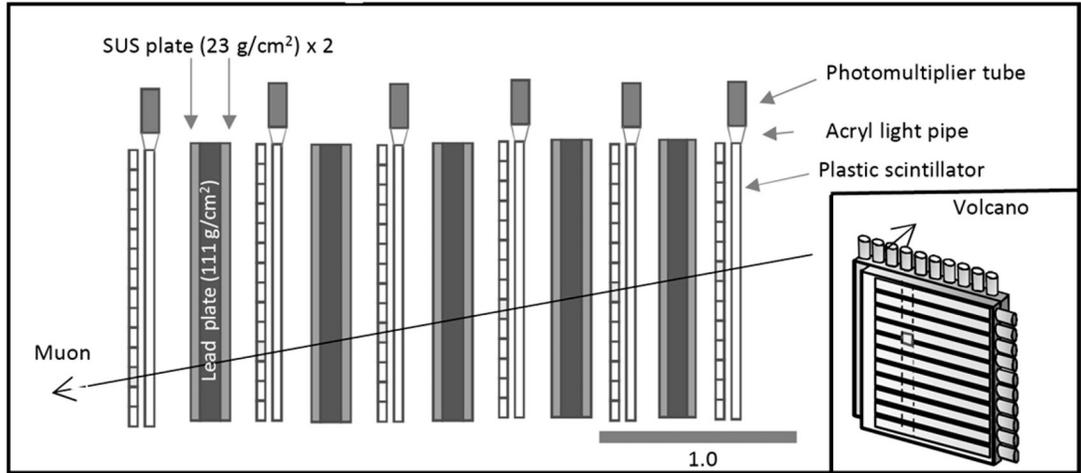


図 2 ミュオグラフィ記録装置の実験セットアップ。側面図は6層のミュオン検出器と5層の鉛遮蔽体を示す。一番外側の2枚がミュオン到来方向決定用検出器，内側4枚がノイズ除去用検出器である。変形を防ぐため，鉛遮蔽体はステンレス製の容器で保護されている。図中単位 g/cm^2 は (密度 g/cm^3) \times (厚み cm) の次元を持つ単位である。シンチレーション光はシンチレーターの一端に取り付けられた光電子増倍管によって読みだされる。インセット (右下) は幅 10 cm のシンチレーターを縦横それぞれ 14 本ずつ並べたセグメント検出器の鳥瞰図を示す。重なった部分 (□) のサイズが位置分解能となる。

10 cm でミュオンの通過位置を決めることができる。この検出器 2 枚を用いて，空間内で独立に 2 点の通過位置を決めることができ，ミュオンの到来方向が分かる。またこれらの検出器 2 枚はノイズを取り除くための検出器 4 枚と合わせて，ミュオン飛跡の直線性の判定にも用いられ，ノイズを削減するのに用いられる。私たちの身の回りにはミュオン以外の素粒子（ここではノイズと呼んでいる）が数多くあるが，その中でもミュオンは他の粒子と比べて，曲がりにくいという性質を利用しているのである。一方，鉛の遮蔽体は上記検出器 6 枚だけでは落としかねない雑音を切り落とすのに用いられる。

図 3 に薩摩硫黄島のミュオグラフィ観測により得られた時系列的透視イメージを示す。2013 年 6 月 14 より 7 月 10 日までの観測期間を 3 日おきに測定した結果である。色の暗い部分は高密度の領域 ($2.5 \text{g}/\text{cm}^3$ 以上)，色の明るい部分は低密度の領域を示す ($1.0 \sim 2.0 \text{g}/\text{cm}^3$ 程度)。また，表 1 に

は薩摩硫黄島の 2013 年の噴火活動がまとめられている。2013 年 6 月 4 日に噴火レベルが 1 から 2 へ引き上げられ，翌月 7 月 10 日に再び噴火レベル 1 に引き下げられた。その間にマグマが火口底付近まで達したと考えられる火映現象が 6 月 16 日および 30 日にそれぞれ確認された。その前後には，火道内において，高密度部分の上昇，そして引き続き下降する現象がミュオグラフィによって捉えられた。火道上部に高温のマグマやガスが存在するとき，火口内の赤熱が噴気等に映り，火映が観測されることから，上昇，下降した高密度部分は火道内のマグマであると解釈できる。

おわりに

以上で述べてきたように定常的に地上に降り注ぐ宇宙線ミュオンを利用すれば，火山内部の密度構造の時間変化をとらえることができる。この技術の特長はミュオンを受動的にとらえることで，地球上どこでも巨大物体内部の密度構造の時間変

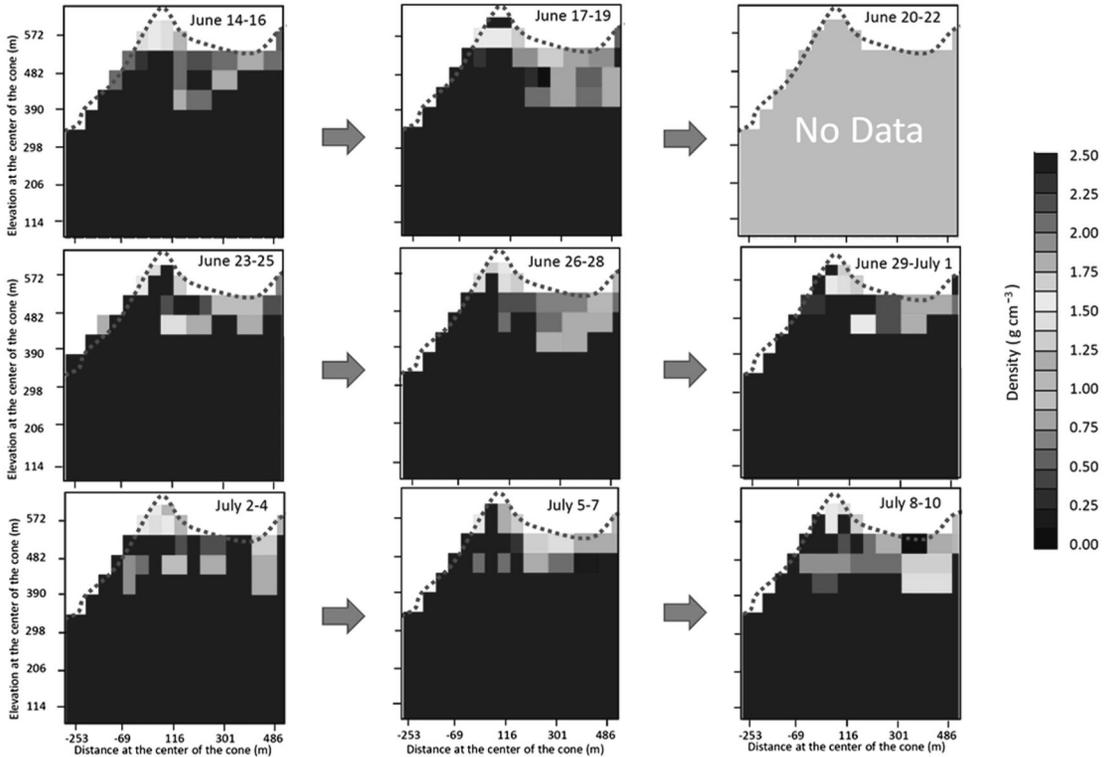


図 3 薩摩硫黄島の時系列的ミュオグラフィ透視画像。フレームレートは10枚/月である。7月20～22日は落雷による装置停止により記録が欠損している。図中点線は火口中心で切った山体断面図、水平距離および標高は火口中心における距離を示す。

表 1 2013年薩摩硫黄島の噴火推移。

日付 (6月)	4	6	7	16	17	30	7月10
噴煙の高さ (m)	—	300	600	400	100	200	—
火映	—	—	—	×	—	×	—
噴火レベル	1→2			2→1			

データは気象庁噴火警報、噴火予報の発表状況（薩摩硫黄島）および火山の状況に関する解説情報（薩摩硫黄島）よりとられた。表中×印は火映が観測されたことを示す。

化をモニタリングできる点である。英国では、この特長を利用した二酸化炭素貯留槽のモニタリング技術の開発が行われている。地下に廃棄した二酸化炭素が地層中に効果的に捕獲されているか、また漏れ出していないかをミュオグラフィを用い

て、監視しようというのである。

ノイズフリーな（ノイズがない、あるいは無視できる場合の）ミュオグラフィの解像度や精度は1画素あたりに記録されるミュオンのカウント数のみによっている。これは暗い物体を観測しよう

とすると、CCDカメラの1画素中に入ってくる光子の数は少なくなり、はっきりした像が写らない現象のアナロジーとして理解することができる。暗い物体をよりはっきり撮影するためには露光時間を長くとらなければいけない。これはミュオグラフィの場合も同じである。

ミュオグラフィの感度を上げることは記録装置の有感面積を上げることに対応する。これは宇宙線ミュオンの1秒間当たりの記録数は装置の有感面積に比例するからである。今回の薩摩硫黄島のミュオグラフィ観測では時間分解能は3日であった。このいわゆる「露光時間」を短くする方法の一つがミュオグラフィ記録装置の有感面積の拡大である。

今後、技術革新によって、有感面積を大きく拡大できれば、より短いスケールの噴火現象を直接的にとらえることができるようになり、噴火ダイナミクスに大きく貢献できるようになることが期待できる。

参考文献

Alvarez, L.W., Anderson, J.A., Bedwei, F.El *et al.*, 1970. Search for hidden chambers in the pyramids, *Science*, **167**, 832-839.

George, E.P., 1955. Cosmic rays measure overburden of tunnel, *Commonw. Eng.*, **1955**, 455-457.

Tanaka, H.K.M., 2014. Particle geophysics, annual review of earth and planetary, *Sciences*, **42**, 535-549.

Tanaka, H.K.M., Miyajima, H., Kusagaya, T. *et al.*, 2011. Cosmic muon imaging of hidden seismic fault zones : rainwater permeation into the mechanical fractured zones in Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **306**, 156-162.

Tanaka, H.K.M., Kusagaya, T., Shinohara, H. *et al.*, 2014. Radiographic visualization of magma dynamics in an erupting volcano, *Nat. Commun.*, **5**, 3881.

田中宏幸

[たなか ひろゆき]

現職 東京大学地震研究所教授
理学博士

略歴 2004年名古屋大学環境学研究科短縮修了。2001年理化学研究所ジュニアリサーチアソシエート、2004年カリフォルニア大学リバーサイド校物理学専攻博士研究員、2008年東京大学地震研究所特任助教、2010年東京大学地震研究所准教授を経て、2013年より現職

研究分野 主な研究分野は素粒子を用いた地球内部観測学



火球による振動

地震の観測をしていると、本来の自然地震のものとは異なる変わった振動をキャッチすることがままある。

そのような例として、これまでに地震ジャーナルでは、雪崩による振動（溝上・佃，1987）や、スーパーカミオカンデの崩壊事故に伴う振動（岡田，2002）が紹介されている。

基盤的地震観測網を運営する防災科学技術研究所のホームページ（<http://www.bosai.go.jp>）では、「防災地震 Web」のHi-net（高感度地震観測網）にあるトピックスのページで、地震活動の解析結果のほか、観測網で捉えられた珍しい現象が「地震以外のトピックス」として報告されている。ここでは、その中から「火球による振動」を紹介する。

2010年8月7日の17時過ぎ、東海地方を中心として、爆発音のような音が聞こえたとの報告が数多くあった。空が十分に明るい時間帯にもかかわらず、明るい光を見たという目撃例があることから、この音は隕石の落下に伴う火球による衝撃波によるものと考えられ、これによる振動が防災科研 Hi-net 等の高感度地震計で記録された。

図1は、振動が現れた時刻を等時線で示したものであるが、発現時刻は琵琶湖付近を取り囲むような分布をしており、中心部ほど到着時刻が早い。このデータから、火球は45度以上の高角度で落下し、琵琶湖付近の20～30km上空で大部分が燃えつきたとの推測がなされた。

実は、このような現象が記録されたのは今回が初めてではない。2003年6月16日にも、火球によると考えられる振動が関東地方で同様に捉えられている。

このときは、22時10分頃、関東地方北部の広い範囲にわたって雷鳴または爆発音のような音が聞こえたとの報告があった。また、当日は曇天であったにもかかわらず、雲を通して明る

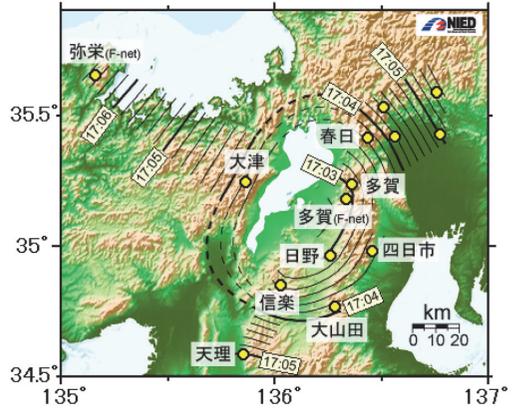


図1 2010/8/7の火球による振動の発現時刻と、振動が記録された観測点の位置。

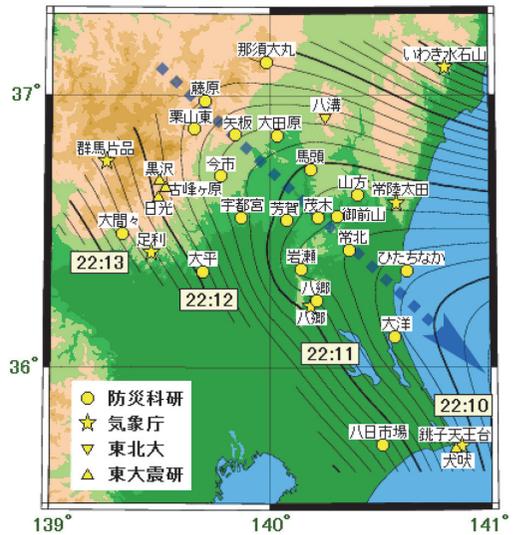


図2 2003/6/16の火球による振動発現時刻と、振動が記録された観測点の位置。

い光が北西から南東に向けて移動したとの目撃談が多数報告されていた。

その際の等発現時刻線は図2に示すとおりであり、また、防災科研 Hi-net 等で記録された実際の振動波形を図3に示す。等時刻線の谷は北西から南東方向に向かって伸びているが、振

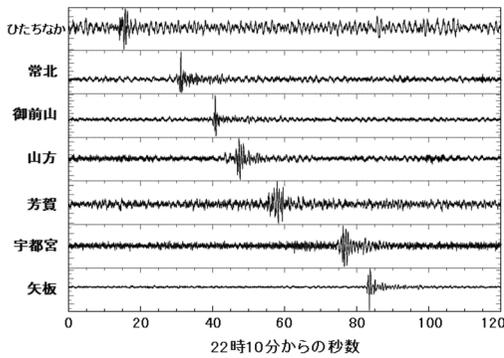


図 3 2003/6/16 の火球による振動の記録.

動の到達時刻は北西に向かって遅くなっていることがわかる.

このことは、一見、火球の落下方向と矛盾するように思えるが、火球は高度を落としながら、音速をはるかに超える高速度で南東方向に移動したため、衝撃波が地上に到達する時刻は南東の地点ほど早かったものと考えられる (図 4).

この場合は、火球が 15~20 度の角度で進入し、水戸市上空を通過した高度は 30~40 km であったものと推測されている.

火球といえば、最近では、2013 年 2 月 15 日にロシアのチェリャビンスク州付近に落下した隕石が大きなニュースとなった。このときも多くの人によって火球が目撃され、衝撃波によって約 4,500 棟の建物のガラスが割れたり、ドアが吹き飛ぶなどの被害を生じた。

これにより 1,491 人の怪我人が発生し、52 歳の女性が隕石に当たって頸椎を骨折し、モスクワに搬送されたとの報道がなされている。

参考文献

- 溝上 恵・佃 為成, 1987. 雪崩と地震, 地震ジャーナル, 4, 32-38.
 岡田義光, 2002. 地震観測の思わぬ副産物, 地震ジャーナル, 34, 59.

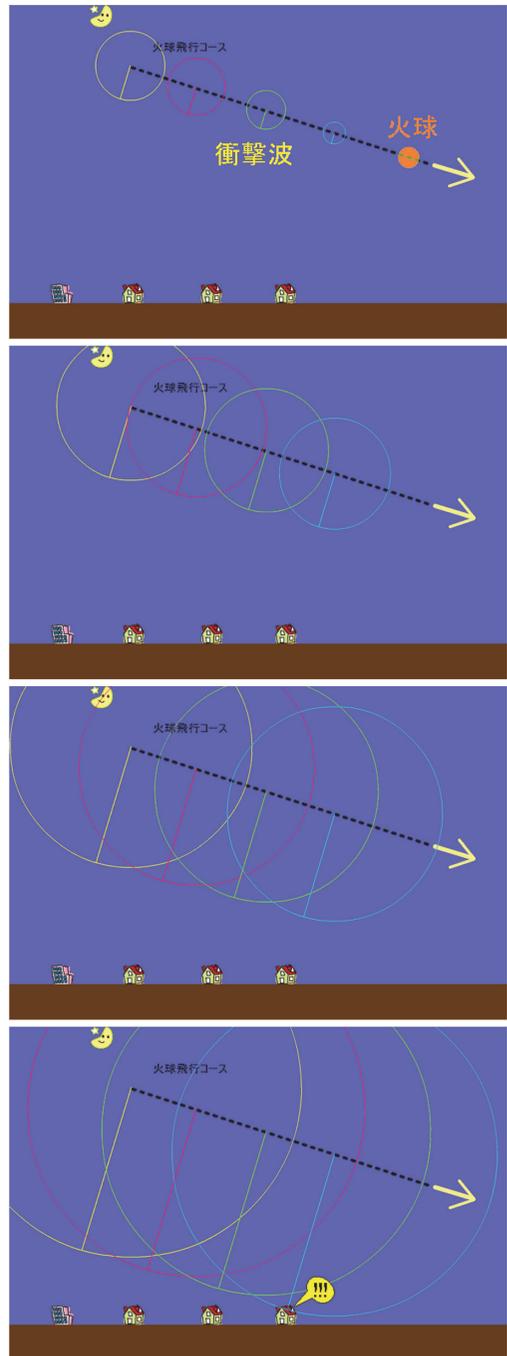


図 4 火球から発生した音波 (衝撃波) が伝播する様子。火球の突入速度は音速に比べはるかに速いため、音波が地面に到達する時刻は火球の水平位置よりも高度に依存している。

(岡田義光: 防災科学技術研究所理事長)

「混迷の地震予知」から抜け出すために —出版とテレビ番組出演で考えたこと—

横山裕道

1. 由々しき事態が進行している

地震予知は日本にとって大きな悲願であった。東海地震を予知して防災に役立てようと大規模地震対策特別措置法（大震法）ができたが、しだいに地震は複雑な現象であることが分かり、1995年の兵庫県南部地震はもとより、2011年の東北地方太平洋沖地震も予知はかなわなかった。

「東海地震の直前予知も難しい」という声がいっそう高まり、中央防災会議の「南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会（南海トラフ調査部会）」は東海地震を含め地震予知は「一般的に困難である」という報告書をまとめた。地震予知に引導を渡すような内容だったが、政府は大震法をそのまま残し、東海地震の予知を目指す方針も変えようとしていない。

ここにきてなぜか民間の地震予知研究者も意気盛んだ。一部週刊誌や民放はこうした人々を大々的に取り上げ、一般の人はしばしば「この夏、首都圏に大地震」「南海トラフに異常あり」といった地震予知情報に接する。予知情報を有料で提供する団体が存在し、研究者たちによる日本地震予知学会も発足した。

「現状では地震予知は無理。予知に頼らず防災に力を入れる必要がある」と国民に伝えることが重要なのに、現状はそれに逆行する。由々しき事態だ。大地震にたびたび見舞われ、南海トラフ巨大地震の発生も心配される日本がこれでいいのだろうか。元地震記者で当時「東海地震の予知は有望」と考えた筆者が、反省を込めて「混迷を深める地震予知」を報告する。

2. 「終焉か」の思いから『いま地震予知を問う』出版

本誌の前号で岡田義光・独立行政法人防災科学技術研究所理事長に書評を書いていただいたが、今春、化学同人から『いま地震予知を問う 迫る南海トラフ巨大地震』と題する本を出版した。新聞社を離れて10年以上経ったが、筆者にとって南海トラフ調査部会の「地震予知は困難」との結論が気になった。「いよいよ地震予知の終焉か」という感慨から改めて取材を進めたところ、気象庁や内閣府からは「東海地震の予知をやめなさいとはどこからも言われていない」「大震法はよくできた法律だ」と強気の答えが返ってきた。

調査部会の報告書は「予知は困難」と言いつつ、前兆すべりの観測に至らなくても、固着域（アスペリティ）周辺のゆっくりすべりの拡大などでプレート境界面が通常と違う状態になっていれば、不確実性は伴うものの地震発生の危険性が相対的に高まっていると見なせるとしている。もし政府が何らかの形で「危険性の高まり」を国民に公表できるならば、防災に役立つ可能性がある。東海地震の予知の全面否定になっていない点も政府には都合がよかった。

だが、「危険性の高まり」が分かった場合、どう情報を国民に伝えるのか。さらにはかりに東海地震の前兆すべりが観測されて警戒宣言がでる場合、現状では何の規制も及ばない紀伊半島・近畿、四国地方などをどうするのか、などの疑問がわく。ともに南海トラフ巨大地震に密接に絡むのだが、何も決まっていない。東海地震に的を絞った大震法の矛盾を浮かび上がらせる。

こうした点をまとめるとともに、「大震法は廃止を含め根本から洗い直せ」「地震予知の限界を正しく伝える」「基本は予知に頼らない防災対策」などの点を主張した内容にした。この本に対し、「一気に読んだ」「地震予知の現状がよく分かった」という好意的なものから、『『新しい発想で地震予知研究に取り組み』と言っているが、まだ地震予知の幻想を振りまき続けよ、というのか』などの反論があった。ほかにも地震予知への夢から完全には抜け出せない筆者への強い叱責が寄せられた。一方、政府関係者は「この本を周囲にはお薦めできません」とコメントした。

3. 思いがけないTVタックルへの出演

新たに成立した南海トラフ巨大地震対策特別措置法によって、同法と大震法が共存し、東海地域の地震防災策強化地域に加えて今度は南海トラフ地震防災対策推進地域、南海トラフ地震津波避難対策特別強化地域が入り組む形で指定され、住民にとって理解しがたい状況となっている。大震法の見直しと南海トラフ巨大地震対策特別措置法制定を一緒に進めるべきだったと思う。

地震予知をめぐる混乱に頭を痛める中、7月に思わぬところから連絡があった。テレビ朝日が毎週月曜深夜に放映する「ビートたけしのTVタックル」で地震予知関連の番組を作るので出演してほしいという依頼だった。地震予知の正しい理解に役立つなら、と返答するとディレクター2人がやってきた。出演者を尋ねると「まだ決まっていない」と言う。「琉球大名誉教授の木村政昭さんなら、番組の信用を落としますよ」と話したところ、ディレクターは黙っていた。実際にはこの時にはもう木村氏の出演は決まっていたようだ。

ディレクターは帰り際、「明日にでもまた連絡します」と話したが、その後、音沙汰がない。木村氏の説を否定したための出演取りやめと理解した。ところが1週間後の収録2日前に「出てください」という連絡。出演者は木村氏、八ヶ岳南麓天文台代表の串田嘉男氏、地震予知不可能論で知

られる東京大学教授のロバート・ゲラー氏、筆者の4人と知った。ゲラー氏以外では20人もの地震学者に声をかけたが、すべて断られるか連絡付かずで、最後に筆者にお鉢が回ってきたようだ。

「首都直下地震&富士山大噴火 X デー検証 SP」と題した番組の収録では、木村氏が独自の「地震空白域」や「地震の目」理論で地震予知ができるとし、東北地方太平洋沖地震もほぼ予知したと称したほか、次に伊豆諸島付近で3年以内にM9の地震が起こるとの予測を披露した。富士山の噴火も2017年±5年で起きるだろうという。串田氏はFM電波の観測によって地震の前兆をつかめるとし、琵琶湖を中心とした近畿地方に今年の11月8日前後にM7.8程度の地震が起こると予測した。これにゲラー氏と筆者がそれぞれ反論し、最後に筆者は「地震予知は影響が大きいから、予知が可能というなら査読付きの学会誌に投稿し、専門家からきちんとした評価を受けるべきではないか」という趣旨のことを述べた。

4. 番組の反響はどうだったのか

こうした番組を一般の人はどう受け止めるのだろうか。筆者は大学で現代科学技術論などの授業を担当しているが、受講生に前もってTVタックルの話をしたところ、見たという学生が何人かいて短いコメントを書いてくれた。主だったものは次のとおりだ。

「少し番組的に偏りのあるものだと感じました。予知可能派2人と司会、進行者の計4人で不可能派に迫っているという印象でした」「地震がいつ来るか分からないので、分かる時代にしてほしい」「(予知不可能派が)少し負けそうな感じでしたが、最後の方は素晴らしい反論をしていたのが頭に残っています。私も地震予知は難しいと思っています」「司会の女性が予知できる側の人間だったし、予知できる側の人間がいかにインチキクさい人だと思いました。そもそも予知できるなら東北地震だってもっと最小限に被害を抑えられたのではないかと思います。学会で発表してい



写真 1 東日本大震災で多くの犠牲者を出した宮城県南三陸町の防災対策庁舎(2013年11月撮影)。



写真 2 南海トラフ巨大地震の大津波に備えた高知県黒潮町万行地区の津波避難タワー(2013年9月撮影)。

ない説をテレビの力であたかも予知できるようにしている点、とても疑問でした」

事前に説明したので、学生の反応にはバイアスがかかっているだろうが、総じて番組を冷静に見、予知派にうさんくささを感じているようだった。政府の地震調査委員会の委員長などを務めた津村建四朗さん(地震予知総合研究振興会主任研究員)からは、串田氏が番組で近々近畿大地震が起これると予測したことについて気象庁や地元の大阪管区気象台の知人に聞いたところ、問い合わせが増えるなどの現象はまったくなかったという話をうかがった。筆者は串田氏の予測が琵琶湖周辺の人々を不安にすることを心配したが、そうではなかった。

今回は筆者が両氏の主張を事前により詳しく調べておけば、もっと的確な反論をできたかも知れないと反省もした。ネット上では、「横山は、地震の権威が地震予知で無能だったことを未だ分かっておかない。御用マスコミ記者は腐食している」という批判が流れた。個人的には「テレビに出れば教授としての箔がつくとでも思ったのか」という指摘も受けた。

5. 「予知できる」と意気込む民間研究者

マスコミにもたびたび登場する民間の地震予知

研究者には両氏のほかにも、GPS データを基に地震を予知しようとしている東大名誉教授の村井俊治氏などがある。

民間研究者の姿を無批判に流すウェブサイトもある。地元で地学教育に取り組む教師らが参加した横浜自然史博物館 Virtual は、館長自らが串田氏を訪問して近畿地震の予測などについて聞いた映像をそのまま公開している。これを見た中高生などが「地震予知は可能なのだ」「民間にもこんな素晴らしい予知研究者がいる」と誤解すると思うと、ため息がでる。

一般社団法人地震予兆研究センターでは、独自の地震発生プログラムを使って地震予兆解析レポートを発行し、上場企業には年会費 120 万円、保育園・幼稚園には 12 万円で提供するとうたう。こんな団体が増えていく可能性がある。村井氏も地震予測ビジネスを立ち上げた。「Hazard lab (ハザードラボ)」というサイトでは地震予測情報を無料提供し、最新の予測動画も「地震予測キャスター」の解説で公開する。「参考程度の情報」と言うが、いまだ地震予測キャスターの名称を使い、予測の根拠も具体的には示さない。

こうしたなかで、電磁気現象が短期予知に有望と分かってきたとして地震学者などによる日本地震予知学会が発足した。学会の設立が自由なこと

は十分分かっているつもりだが、地震予知を批判的に見る人が圧倒的になったこの時期になぜ学会設立なのか、と思う。民間研究者を利することにならないか、という懸念もある。

筆者は自著で地震予知に関して「アマチュアが関与できる余地は、もうなくなったと断言していいのではないか」と書いた。観測機器を集中し、判定会の全面的な協力を得て気象庁が24時間監視する東海地震の予知すら困難といわれるのに、マンパワーも観測機器も劣る民間研究者がいくら頑張っても予知などできないという意味だ。国際的にも地震予知の難しさは常識である。だが、今回、TV タックルへの出演がきっかけで「今度の番組に出た民間研究者の影響力は小さかったにしろ、彼らを侮っているのは地震予知への誤解が広がってしまう」と強く思った。

6. 予知への安易な期待感の払拭を

民間研究者の「活躍」が一部週刊誌や民放、ウェブサイトで取り上げられるし、東日本大震災関連のシンポジウムで民間研究者が招待講演するといった不可解なことも起こっている。それで人々が予知を信じた場合、さまざまな弊害が生じるのではないか。余計な恐怖感を持つ人が現れ、大地震は予知されるから防災に力を入れなくていい、と思う人も出るだろう。有料で予知情報を得る人はお金の無駄遣いだ。地震への正しい理解が必要な子どもたちに与える影響も小さくない。予知を目指しながら成果を出せない地震学者や気象庁に非難の矛先が向くこともあり得る。

実は民間研究者の予知方法をきちんと批判することは難しい。地震予知の不思議な魅力のせいかわ世間には「なぜ予知できないと決めつけるのか」「専門家は民間研究者を理由もなく認めようとしない」という考え方もある。日本地震学会などが「我関せず」で済ませず、公開シンポジウムを開いて民間研究者と議論を戦わせたりすべきだと思う。

う。横浜地球物理学研究所のように民間研究者のやり方を厳しく見つめ、その批判を的確にまとめたサイトもある。そうした人と地震学者が共闘してもいい。興味本位で民間研究者を取り上げるマスコミを社会が監視することも必要だろう。

いま政府や地震学者に求められることは、地震予知の難しさを広く知ってもらい、世の中にある地震予知への安易な期待感を払拭することだと思う。その意味で政府がまず大震法の見直しに手を付け、東海地震の予知も困難であることを正直に訴えていくことが欠かせない。南海トラフ沿いの「危険性の高まり」についても改めて検討し、そんな情報を出せるのか、出す場合はどんな内容にするのかを詰めておくことが望ましい。南海トラフ巨大地震や首都直下地震、その他の大地震を迎え撃つのに、地震予知をめぐるいまのような状況はどう考えてもまずい。

民間研究者にすきを与えないためにも、政府や地震学者は足元を固めてほしい。そしていつになるか分からないが、「本当の地震予知」の実現を目指して地道な基礎研究を続けるべきだと思う。

(執筆にあたって前述の津村さんからたくさんの情報をいただいた。感謝申し上げたい。)

横山裕道

[よこやま ひろみち]

現職 淑徳大学客員教授

略歴 東京大学大学院理学系研究科修士課程修了、毎日新聞社社会部、科学部、科学環境部長、論説委員、淑徳大学国際コミュニケーション学部人間環境学科教授を経て現職

研究分野 地球・環境論

著書 『次の大地震大研究』(光人社)、『地球温暖化と気候変動』(七つ森書館)、『3・11 地震と原発そして温暖化』(古今書院)、『いま地震予知を問う 迫る南海トラフ巨大地震』(化学同人) 他



●新刊紹介

蛭名裕一 著

慶長奥州地震津波と復興—四〇〇年前にも大地震と大津波があった

蕃山書房, 2014年4月, A5判, 69頁, 800円+税

中央労働災害防止協会 編

現場の防災力を高める—東日本大震災後の取り組みに学ぶ実践ノウハウ

中央労働災害防止協会, 2014年5月, B5判, 166頁, 2,200円+税

木庭元晴 編著, 宇井忠英 他 著

災害を科学する<第1巻>地震と火山のメカニズム

古今書院, 2014年5月, B5判, 145頁, 2,600円+税

後藤和久 著

巨大津波地層からの警告

日本経済新聞出版社, 2014年5月, B4判, 204頁, 850円+税

座小田豊・田中 克・川崎一朗 著

防災と復興の知—3・11以後を生きる

大学出版部協会, 2014年6月, A5判, 80頁, 1,000円+税

小泉俊雄・阿部三樹 著

航空写真で現在の土地を読む—地震の危険箇所を知るために

彰国社, 2014年6月, B6判, 150頁, 1,850円+税

NHK取材班 著

巨大地震 地下に潜む次の脅威 NHK スペシャル MEGAQUAKE 3

新日本出版社, 2014年6月, A5判, 272頁, 1,800円+税

岡田義光 著

日本の地震地図 (南海トラフ・首都直下地震対応版)

東京書院, 2014年8月, A5判, 270頁, 1,700円+税

木村玲欧 著

戦争に隠された「震度7」—1944東海地震1945三河地震

吉川弘文館, 2014年8月, A5判, 193頁, 2,000円+税

宇佐美龍夫 著

大地震—古記録に学ぶ読み直す日本史

吉川弘文館, 2014年9月, B6判, 206頁, 2,200円+税

高島秀雄 著

南海トラフ巨大地震の防災対策—地域防災のランドデザイン

鹿島出版会, 2014年9月, A5判, 228頁, 2,400円+税

島村英紀 著

油断大敵! 生死を分ける地震の基礎知識 60

花伝社, 2014年9月, B6判, 207頁, 1,200円+税

濱田政則・樋口俊一 他 著

東京湾岸の地震防災対策

早稲田大学出版部, 2014年9月, A5判, 152頁, 1,200円+税

鎌田浩毅 監修

地震と火山—地球・大地変動の仕組み

学研パブリッシング, 2014年10月, A5判, 191頁, 1,400円+税

ADEP情報

公益財団法人 地震予知総合研究振興会 (ADEP) の人事異動について

採用

野口 科子	本部 地震防災調査研究部 副主任研究員	26. 4. 1
吉田 敏雄	地震調査研究センター 副所長 (兼) 本部付	26. 6. 1
犬塚 直樹	つくば観測技術センター 副主任研究員	26.10. 1

退職

仲嶺 信英	地震調査研究センター 副所長 (兼) つくば観測技術センター 所長, 本部付	26. 5.31
三上 卓	東濃地震科学研究所 副主任研究員	26. 8.31

兼務

吉田 敏雄	(兼) つくば観測技術センター 所長	26. 6. 6
-------	--------------------	----------

編集後記

「迷える子羊」の諺がある。百匹の羊を飼う人が、迷った一匹の羊を探すのに、残りの99匹を差し置いて探し回ったという新約聖書に登場する話に基づいている。これは大衆の中の目立たない「小さな者」を無視してはならないという道徳的教訓として語られるが、聖書は時には世俗的な生き方に重要な助言を与えることがある。

会社でも大学でも上司は優秀な部下を厚遇するのは当然であるが、末端の部下を無視すると思わぬ落とし穴に陥ることがある。大学紛争が非正規職員の小さな不満から拡大したことがある。上下に気を配ることは組織全体を把握することになり、それはまた業績の向上と上司自身の昇進にも連なる。

地震を取り巻く研究環境でも似たようなことがいえる。現在の研究の主流は地震学、そして地殻変動がこれに続く。活断層調査の必要性から地震関連の地形地質学も生存権を勝ち取っている。しかしその他のマイノリティー分野は予算や人事の関係で、今や地方大学からは消滅する運命にある。先生方は否応なしに地震学に転向せざるを得ない。

現在「地震予知は不可能」との声がある。しかしその声は主流のはずの地震学者の間から起きている。測地地殻変動や地球電磁気学、地下水、活断層等の研究者の間ではむしろ予知研究の必要性を感じている。予知は可能不可能ではなく、研究の究極的な目標である。筆者は測地学界の中でもさらにマイナーな重力分野の出身であるから気軽にいえるのであるが、予知可否論争は地震学本家のお家騒動に他ならない。

地震学は本来総合科学であるべきである。研究が進んだ今日、地震のメカニズムは複雑性に富むことが判明した。シミュレーション・モデルをいくつか作ったら解明できるという代物ではなさそうである。だからといって「予知はできません」というのでは正に「敵前逃亡」のそしりを免れない。多岐にわたる観測研究を含めて「地震システム科学」として総合的に再構築する必要がある。

筆者は日大所属の某病院で「地震予知の現状」について話をしたことがある。内科医師の一人がいうには、医学の現状と地震予知とは共通の問題が多い。日の当たる分野もあり、当たらぬ分野もあるが、研究が進むにつれ、単独ではなく身体全体

の総合的な問題であるケースが多々あることが判明した。難病といわれるケースがそれである。結局は日の当たらぬ分野を巻き込んだ総合的な治療法を確立しなければならない。

本誌「地震ジャーナル」はこれまで主に地震学と防災の観点から地震工学分野の紹介に重きを置いてきた。重力や地球電磁気学等「小さな者」の紹介も欠かさず行ってきた。今後もこの方針を堅持して、地震予知に向けて総合的な現状の紹介を続けていきたい。(Y.H.)

地震ジャーナル 第58号

平成26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
公益財団法人

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/一般財団法人学会誌刊行センター