

地震 ジャーナル

55

2013年 6月

エッセイ 次の夢? ●加藤照之

首都圏の地震像と地震災害 ●平田 直—— 1

大地震と噴火の連動性について ●鶴川元雄——13

日本海溝海底地震津波観測網について ●金沢敏彦——28

沈み込むプレートの歩み ●高木章雄——37

●書評——51

●新刊紹介——52

●ADEP情報——53

囲み記事 活断層と地すべりはどう違うか／2013/4/13 淡路島の地震M6.3/
偶然のなせるわざ

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

次の夢？

加藤照之

私はGPSを用いた地殻変動の研究を行ってきた。GPSと最初に出会ったのは1980年米国に留学していた時のことである。その当時最先端の宇宙測地技術としてもはやされていたのはVLBIやSLRなどといった技術である。これらはプレート運動の検出に目覚ましい活躍をしていたが、パラボラアンテナなど大型の機器が必要であり個人的な研究では手が届かないものであった。それに比べGPSは個人研究にも使えそうな技術であり、とても魅力的なものに思えたのである。帰国後、GPSの研究に従事することになり日本で初の受信機を目にしたときは大変心躍るものであった。今にして思うと、GPSが“夢の技術”であったのはこの頃であったように思う。

その後、次第にGPS研究は注目を浴びることになったが、とりわけ1987年頃に一挙に100台もの受信機が日本に導入されることになった。手元に一枚の図がある。多数のGPS受信機を有効に使うために提案した「超高精度地殻歪観測網」と称する全国観測網であり、いわばGEONETを先取りするものであった。日本列島の地殻変動を詳細にかつ連続して観測できるだろうという“夢のような”アイデアである。ところが提案は“こんなにたくさん観測点を作ってどうするのだ”と一笑に付されてしまった。当時はその程度の認識だったのである。確かに大学がこのような“巨大な”観測網を持っても維持が大変であろうから、その後国土地理院がGEONETを作ることになったのは正解だったと言えよう。

その後のGPSに基づく地震・地殻変動研究の発展はめざましく、まさに“夢”は実現したのだと思う。それなら、“次の夢”は何であろうか。それは人それぞれであろうが、海にGEONETを作るのはどうだろうか。2011年東日本大震災をもちだすまでもなく巨大地震は主に海底下で発生する。このような地震の発生メカニズムを明らかにするためには海底の地殻変動を詳細に知ることが必要である。既に“GPS—音響システム”と呼ばれる観測技術は日本が独自の開発を進め世界をリードしている。このシステムでは現在は海上位置は船舶の測位をGPSで行い、海面下は音響を用いる。次世代として連続観測を考えるのであれば船の代わりにブイを敷設するのが適当であろう。ブイにGPSを搭載するのであれば津波を計測することも可能であるし、気象や電離層の研究にも使うことができるだろう。GPSブイを太平洋に広く展開することができれば、地震や津波ばかりでなく地球科学の広い分野で新たな観測研究の展開が期待できるのではないだろうか。今はそんな“次の夢”を考えているところである。



加藤照之

〔かとう てるゆき〕

現職 東京大学教授

略歴 東京大学理学部卒、同大学院地球物理専門課程修了。理学博士。国際測地学協会Fellow。日本地震学会会長。

研究分野 固体地球物理学・測地学、とくにGPSを用いた地殻変動の研究。

著書 「GPS—人工衛星による精密測位システム—」(共著；日本測量協会)、「地震の事典」(共著；朝倉書店)、「地殻ダイナミクスと地震発生」菊池正幸編(共著；朝倉書店)。

首都圏の地震像と地震災害

平田 直

1. はじめに

日本は世界的にみて地震の多い国である。首都圏の位置する南関東は日本のなかでもとりわけ地震活動の活発な地域である。東北日本の下には太平洋プレートが沈み込み、西南日本の下にはフィリピン海プレートが沈み込んでいる。南関東では日本列島の下にフィリピン海プレートがあり、その下には太平洋プレートが沈み込んでいる。二つのプレートが沈み込んでいることが、南関東の下で数多くの地震が発生している理由である。

南関東で起きるマグニチュード (M) 8クラスの巨大地震は、相模湾の海底の溝 (相模トラフ) から沈み込んでいるフィリピン海プレートと陸側のプレートの境界面で発生している。1923年関東地震や、1703年元禄関東地震である。前者の地震によって、大正時代の関東大震災がもたらされ、後者の地震でも多くの犠牲者がでた。これらの地震は約200年の間隔で発生し、大正の関東地震は今から約100年前であるので、次の関東地震

はまだ100年くらい先のことであると考えられている。しかし、それより小さいM7クラスの地震の発生頻度はもっと高い (図1)。計器で観測できた最も古いM7クラスの地震は1894年明治東京地震である。この地震以降現在の120年間に5回のM7クラスの地震が南関東で発生している。これは、大変高い発生頻度と言える。簡単な確率モデルを用いて30年以内に発生する確率を求めると約70%となる (地震調査研究推進本部・地震調査委員会, 2004)。ここで、気を付けなければならないのは、南関東というのは、決して東京都のことではなく、南北150km、東西150kmくらいの広い範囲のことである点である。また、M7クラスのこれらの地震は、必ずしもプレート境界で起きるとは限らない。

しかし、仮に東京23区の下でM7クラスの地震が発生すれば、1995年阪神・淡路大震災と同様の震災が発生する可能性がある。そこで、内閣府は、首都圏で発生する地震の被害想定を行って首都圏への影響を評価した (中央防災会議・首都直下地震対策専門調査会, 2005)。被害想定では、

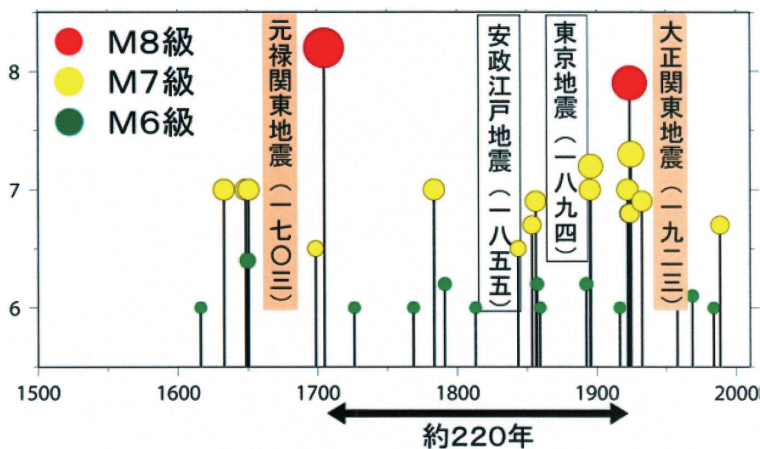


図1 南関東で発生した地震の時系列。首都圏では、大地震が繰り返している。

18の地震を想定して、この中で首都機能にもっとも影響のある地震が「東京湾北部地震」であった。もしM7.3の地震が東京湾北部のフィリピン海プレートの上面で発生すれば、人的被害11,000人、経済損失112兆円という膨大な被害が予測された（中央防災会議・首都直下地震対策専門調査会、2005）。フィリピン海プレートの形状・位置については当時の最新のモデル（Ishida, 1992）が用いられた。

この評価に関しては、多少の誤解がある。まず、想定「東京湾北部」地震が、30年以内に70%の確率で起きるわけではない。そのような評価はできない。また、30年以内に70%の確率で発生する地震は、必ずしもフィリピン海プレートの境界で発生するわけではない。実は、この確率を計算するのに用いた地震がプレートのどこ（境界部か、内部か）で発生したのかは、必ずしも良く分かっていなかった。さらに、当時の最新モデルでもフィリピン海プレートの形状と位置が、首都圏の下でどうなっているのかも、必ずしも良く分かっていなかった。首都圏での地震観測が難しいため、十分なデータがなかったのである。そこで、2009年から5カ年計画で、首都圏で地震観測を行うプロジェクト（首都直下地震防災減災特別プロジェクト：サブプロジェクト① 首都圏周辺でのプレート構造調査、震源断層モデル等の構築等）が実施された（平田・他、2009）。小論では、首都圏の地震災害予測の概要とこのプロジェクトの成果を紹介する。

2. 首都圏の地震災害リスク：素因と誘因

自然災害が発生する仕組みを理解することは、災害を未然に防いだり、被害を少なくしたりするために重要である。社会に災害をもたらす外的な原因を「災害誘因」といい、自然災害の誘因として地震、火山噴火や台風などが挙げられる。英語ではhazardで、日本語でもハザードと言われることも多い。これに対して、災害が発生する社会それ自体の特性を「災害素因」という。人口・資産が密集し、経済活動が集中するほど、発生する

被害・損失は大きくなる。建物や土木構造物の耐震性が弱い、つまりぜい弱な都市は被害が大きくなる。被害・損失が発生してもそれを減らす能力、回復力がある社会では被害を軽減できる。これらの要素が社会の災害素因である。

交通事故のように、災害誘因である事故そのものを少なくできる災害に対し、震災では大地震の発生を抑止することはできない。従って、災害の被害を少なくする（減災）ためには、災害素因である、例えば「建物の耐震性能」を向上させることが重要となる。

日本の首都圏が地震災害の可能性（地震災害リスク）が高いのは、地震発生頻度が高いという災害誘因が大きいこと以外に、つぎのような災害素因が大きいからである。東京都だけでも1千3百万人の人口を持つ人口稠密地帯であり（素因）、そこで強い揺れをもたらされる大地震が頻発する（誘因）。東京都の人口は、2001年に1千2百万人を超え、この10年で約百万人増えている。これらは重要な災害素因である。ただし、人口増は近年では2007年をピークに鈍っている。また、人口増の内訳も他県からの流入によるものが多く、出生数が死亡数を上回る自然増は2012年に、統計を取り始めてから初めて減に転じた。さらに、東京都の昼間人口は約1千5百万人で夜間より2百万人多い。例えば千代田区の昼間人口（約82万人）は、夜間人口の実に1,700倍である（東京都、2013）。都外からの流入者が多く、昼間人口が多いという人口構成は、災害素因として十分考慮する必要がある。

さらに、都内には約200万棟の木造建物があり、そのうち約半数が1981年のいわゆる新耐震基準制定以前に建てられた建物である。これら耐震化・不燃化されていない建物が密集している地域が首都圏には多く存在する。これは重要な地震災害素因となっている。

地域の防災力の担い手として期待される自主防災組織は都内に約6,700組織あり、全世帯の77%をカバーしている。しかし、平均年齢が60歳以上の組織が全体の半分を占めて高齢化が進み、防災訓練など地域の防災活動に参加しない都民は6

割，防災訓練を行わない町会は4割に上る（東京消防庁・火災予防審議会，2009）．これらは地震災害に対する社会の防災力の観点から災害素因となっている．

3. 首都圏地震観測網 (MeSO-net)

都市部での地震観測

首都圏に被害をもたらす地震の姿，つまり首都圏の地震災害誘因を明らかにするには，都市部での地震観測が必要である．地震の観測では，人には感じないような小さな地面の揺れを正確に記録することが必要である．風雨のような気象現象などの地震以外の自然現象による振動の他に，都市では産業・社会活動によってさまざまな振動があり，地震を観測するときのノイズ源となっている．自動車，電車や地下鉄による振動や，地震観測点の近くにある自動販売機や空調の屋外器の振動である．

首都圏の位置する関東平野は日本で最大の平野である．ここには，5kmにもおよぶ堆積層があり地下深部からの地震波を観測する妨げになっている．例えば，関東平野では周期数秒の振動が卓越する．これは，太平洋沿岸域で発生した波浪による振動が原因であり，脈動として観測され，地震観測のノイズとなっている．

これらのノイズを少なくして微かな地震波を観測するには特別な工夫が必要である．例えば，1000mを超える深井戸による地震観測は有効な手法である．ノイズ源は地表付近にあり，地震は地下深くで発生するから，地下深くにセンサーを置けば信号対雑音比は上がる．防災科学技術研究所が首都圏に展開している高感度地震観測網の内，4カ所では3000m級の深井戸の深層地震観測点となっている．このような深層観測を行えば，都市部でも山奥の人工ノイズの少ない場所で，固い岩盤に地震計センサーを設置したのと同じような高精度な観測が可能である．しかし，深層観測を行うには経費も時間も多くなる．

災害に強い地震観測網

現代の地震観測は高度な情報通信網に依存しているため，ひとたび通信網が途絶すると，データが失われる．首都圏で観測を行う上でも，震災などにより電力や通信回線が途絶する可能性を考慮する必要がある．震災時でなくとも，落雷や保守工事などによって電力や通信回線が途絶したり不安定になったりすることもある．専用の回線と電力を確保できればこの問題は回避できるが経費が高くなり現実的でない．たとえ専用回線を用いてもデータが途絶える可能性がある．合理的な経費で観測を行い，データを途切れないようにする仕組みを予め準備することが重要である．

首都圏地震観測網 (MeSO-net) の整備

以上のような観点を考慮して，首都直下地震防災・減災特別プロジェクトでは，次のような首都圏地震観測網 (Metropolitan Seismic Observation network : MeSO-net) を構築した (酒井・平田，2009)．

MeSO-netでは，首都圏に約300カ所の観測点を設けて，高密度に設置した地震計のデータを用いて観測網全体として信号対雑音比を上げることを考えた (図2)．従来の観測網は，大学，気象庁，防災科学研究所，神奈川県温泉地学研究所等が設置した観測点から構成されている．それらの観測点間隔は20km程度であった．MeSO-netでは5km程度として，5本の観測線上では2から3km間隔として，観測点間で地震波形の相関がとれる程度に高密度にした (酒井・平田，2009)．これらの観測点密度によって，地震波トモグラフィー法によって求められる地下構造の空間分解能が従来の倍以上に上がった．

多数の観測点を短期間に首都圏に設置するためには適切な設置場所を選ぶ必要がある．我々は，多くの観測点を小中学校の校庭に設けた．校庭に20mの浅層観測井戸を掘り，その孔底に地震計センサーを設置した．地下20mでも，地表設置の地震計に比べて高周波数のノイズを低減できることが確かめられた．地震計センサーは加速度計を用い，孔底でアナログ・デジタル変換をして，

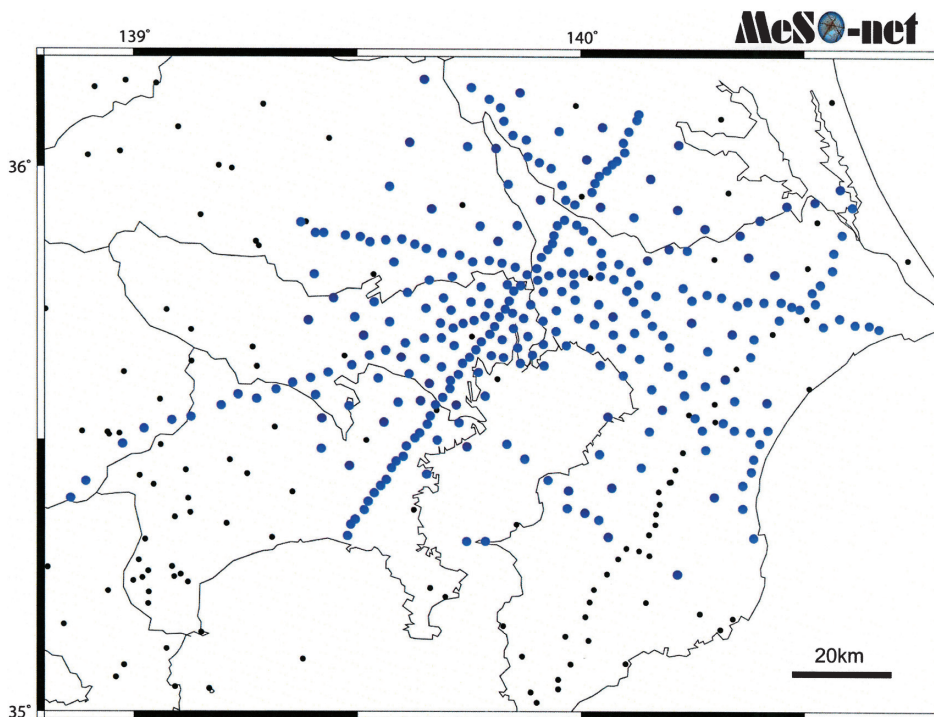


図 2 首都圏地震観測網 (Metropolitan Seismic Observation network : MeSO-net). 大きい青丸が MeSO-net の観測点. 小さい黒丸は既存観測点. MeSO-net 観測点は 296 箇所を設置された.

デジタルデータを地上のデータ変換装置に転送している。地上部の装置と孔底装置とは Control Area Network (CAN) バスによって接続され、孔底装置は地上部の基準信号と同期している。地上装置は、測定データをデータセンターに送る機能、GPS による時刻校正機能、電源の供給・制御機能、センサー部装置の動作監視、環境測定を行う機能を持っている (笠原・他, 2009)。

約 300 点の観測点からのデータは、インターネット回線を用いて東京大学地震研究所のデータセンターに送信されている。データの送信を確実にするために新しいデータ送信手順 (自立協調型データ送信手順 : Autonomous Cooperative Transfer (ACT) Protocol) を開発した (森田・他, 2009)。このシステムでは、通信網が一時的に途絶えても観測点にデータを蓄えて、通信網が回復したときに観測点から自動的にデータをセンターに送ることができる。大規模な停電や通信網の途絶の他にも、小規模な通信回線の不良は日常的に

発生している。ACT プロトコルの採用により、欠測データは数時間後には自動的にデータセンターに送信されている。観測点には数日間のデータを保持できる電池と記憶装置を設置してある。2011 年東北地方太平洋沖地震の際の大規模停電でも、データを蓄積して本震、前震、余震の記録をすべて欠落なくデータセンターに転送できた。

MeSO-net の維持ではできるだけ人手がかからなくするために、ACT プロトコルの他にも、Simple Network Management Protocol (SNMP) を採用して、観測点におけるデータの変換部・転送部の状態をデータセンターから監視している。データセンターでは常時専任のオペレータ 1 人が観測網の管理を行っている。

MeSO-net の地震データは、上下動、東西動、南北動の 3 成分を 200 Hz でサンプリングし、連続記録として保管されている。その中から必要な地震データを編集して解析している。例えば、プレート構造解析に必要なデータを得るためには、

気象庁一元化震源を用いて連続波形を編集してから、人間の目でP波、S波の到着時刻を検測している。今後は、MeSO-net データを用いた自動地震検出・地震波検測を行っていく必要がある。

MeSO-net データによる成果

現在のところ、地震波の到着時刻を用いた地震波トモグラフィー解析と、地震波のフーリエ振幅スペクトルを用いたQ構造の解析が進んだ。これらは、多数の観測点と多数の地震を用いて、地下の岩石の地震波の伝播の速さや、非弾性のパラメータ(Q)の3次元的な分布を推定する解析である。

地震波トモグラフィー法では、地震波の到着時刻から数値的には人体のCT画像(Computed Tomography image)を得ると類似の手法で地下の3次元的な地震波の速度分布が得られる。地震波の伝播の速さは、岩石の種類と状態に依存するので、鉱物学的な考察を行うと速さ分布から岩石の種類を推定することができる。地震波トモグラフィー法解析の結果、海底直下にあった岩石が、地下数十kmの深さに沈み込んでいることを示す画像が得られる。このプロジェクトでは、P波の到着時刻とS波の到着時刻を用いて、二重

走時差トモグラフィー法(Zhang and Thurber, 2003)を用いた解析を行い、P波・S波の伝播の速さ分布を3次元的に求めた(Nakagawa et al., 2011)。Q構造の研究は進行中である。

この研究から得られた最初の重要な成果は、南関東直下でフィリピン海プレートが南方から、太平洋プレートが東方から沈み込み、深さ50kmあたりで両者が接合している様子が鮮明にイメージされたことである(図3)。沈み込むプレートの地震波速度は、大局的には周辺のマントルより速いが、詳しくみるとプレートの上面付近の地殻ではむしろ遅くなっている。海底にある地殻の厚さは5~10kmなので、空間分解能の低い従来の研究では、フィリピン海プレート上面付近の低速度領域は検出されないことが多かった。MeSO-netデータの高分解能解析によると、厚さが数kmから10km程度の低層度領域が相模湾から北に向かって深くなっている様子が鮮明にイメージできる(図4)。

この解析によって、南関東でのフィリピン海プレートの形状が詳しく調べることができた。フィリピン海プレートの上面の深度分布が、東京湾北部では従来考えられていたより約10km浅いことが分かった(図5)。もちろん、20年間にフィ

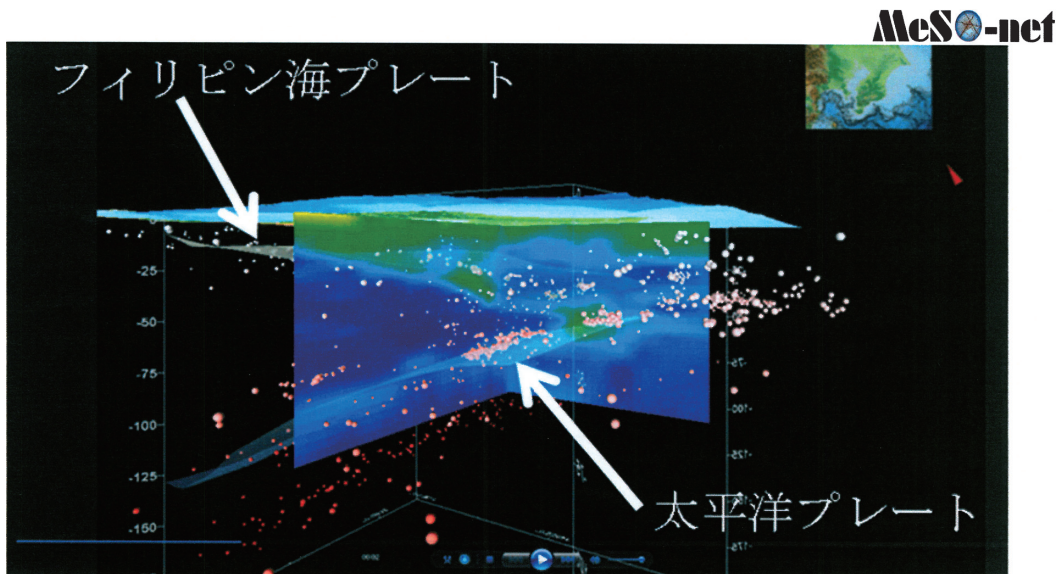


図3 関東の下の地震の分布とプレート境界の位置

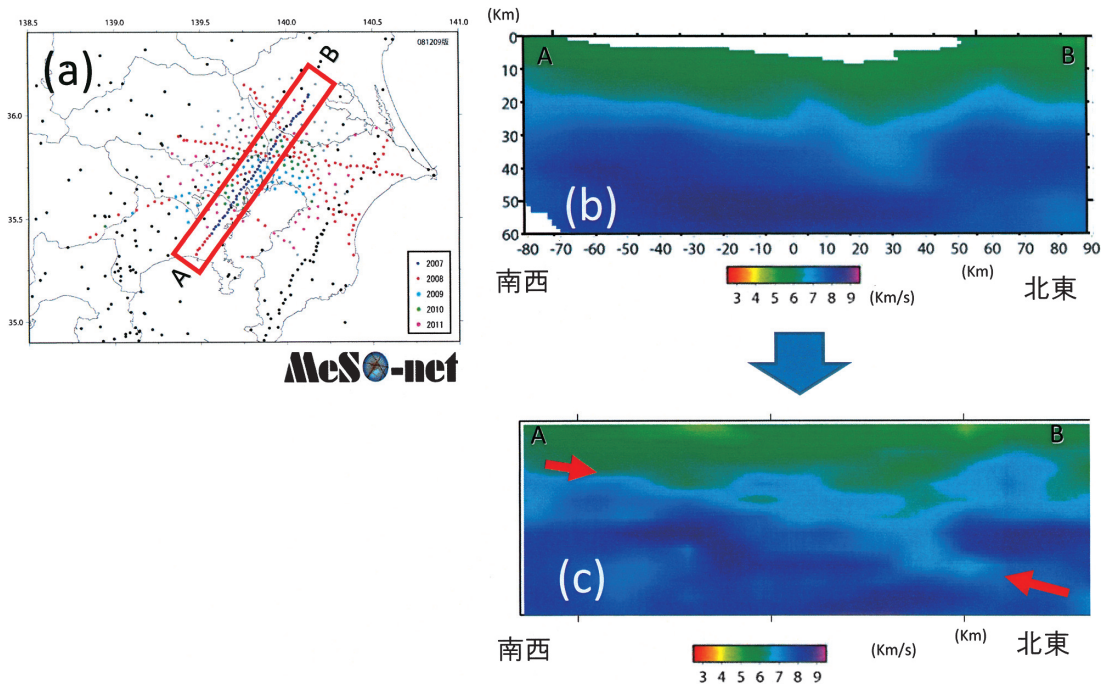


図 4 地震波トモグラフィー。首都圏下のプレート構造を P 波速度の分布で示した。MeSO-net 観測点のデータを加えると、地下の様子が詳細に見えてくる。(a) 断面図の位置を AB で示した。(b) 既存観測網 (20 km 間隔) のデータで得られた断面図 (Matsubara et al., 2005)。(c) 2010 年度までに設置した MeSO-net 観測点のデータを加えて得られた詳細断面図 (Nakagawa et al., 2011)。赤い矢印は、フィリピン海プレートの上面に対応する。

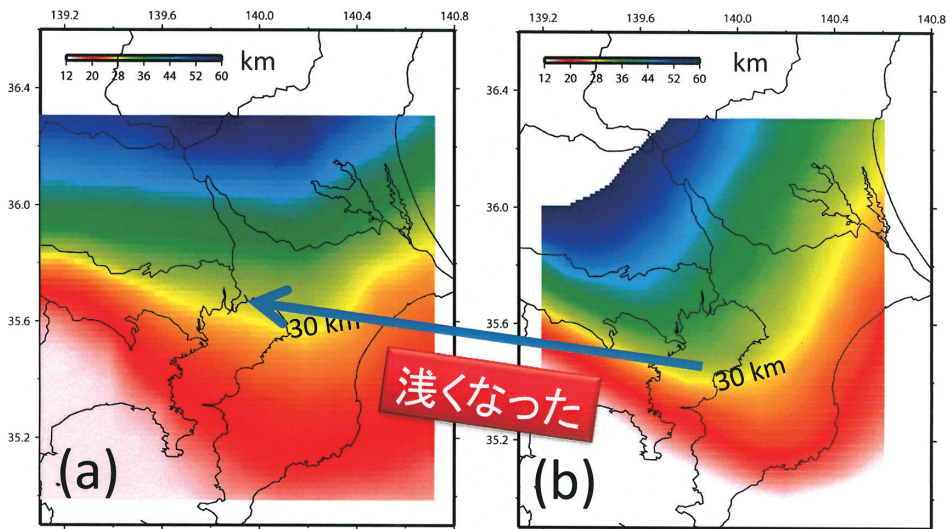


図 5 フィリピン海プレート上面の深さ (km) 分布の比較。(a) MeSO-net データによる位置。(b) 中央防災会議 (2005) が用いた Ishida (1992) のモデルによる位置。

リピン海プレートが浅くなってきたわけではなく、従来の研究に用いていたデータより空間分解能の高いデータで解析したことによって、プレート形状が明確になった結果である。

2012年東京都地震被害想定

東京都は、2012年に東日本大震災を受け地震被害想定の見直しを行った。その際、「首都直下地震防災減災特別プロジェクト：サブプロジェクト① 首都圏周辺でのプレート構造調査、震源断層モデル等の構築等」の成果（平田，2012）を取り入れて、新しいフィリピン海プレートの形状モデルを採用した（東京都防災会議，2012）。

2012年の東京都の被害想定では、中央防災会議・首都直下地震対策専門調査会（2005）で想定された18の地震の内、四つの地震を検討した。すなわち、東京湾北部地震（M7.3）、多摩直下地震（M7.3）、元禄関東地震（M8.2）、立川断層帯地震（M7.4）である。これらのうち、最初の二つはフィリピン海プレートの上面に震源断層を想定している。2012年の東京都の想定では、新しくなったフィリピン海プレートを用いているた

め、この二つの地震は、中央防災会議の想定より浅くなる（図6）。東京湾の北部では、従来のモデルより約10km浅い。新旧のプレートモデルの差は、東京都の西側の方が大きいため多摩の下では約15km浅くなっている。

これらの震源モデルを使って地表の揺れが計算された。東京都は2006年に、中央防災会議・首都直下地震対策専門調査会（2005）の震源モデルを用いて被害想定を行っている。以下、両者を比較する。被害が最大になる東京湾北部地震（M7.3）では、2006年の想定では最大震度は6強、2012年では最大震度7となっている。これは、フィリピン海プレートが東京湾北部で約10km浅くなったことに対応している。しかし、震度7の領域はわずか（東京都の面積の0.1%未満）であり、重要なことは震度6強以上の領域が、2006年の想定では約305km²であったものが、2012年の想定では約444km²に増えたことである。23区に限れば、面積の約5割が震度6強以上であったのが約7割に増えた。多摩直下地震（M7.3）の想定でも、震度6強以上の面積は、約21km²から約459km²に、多摩の1%程度であったもの

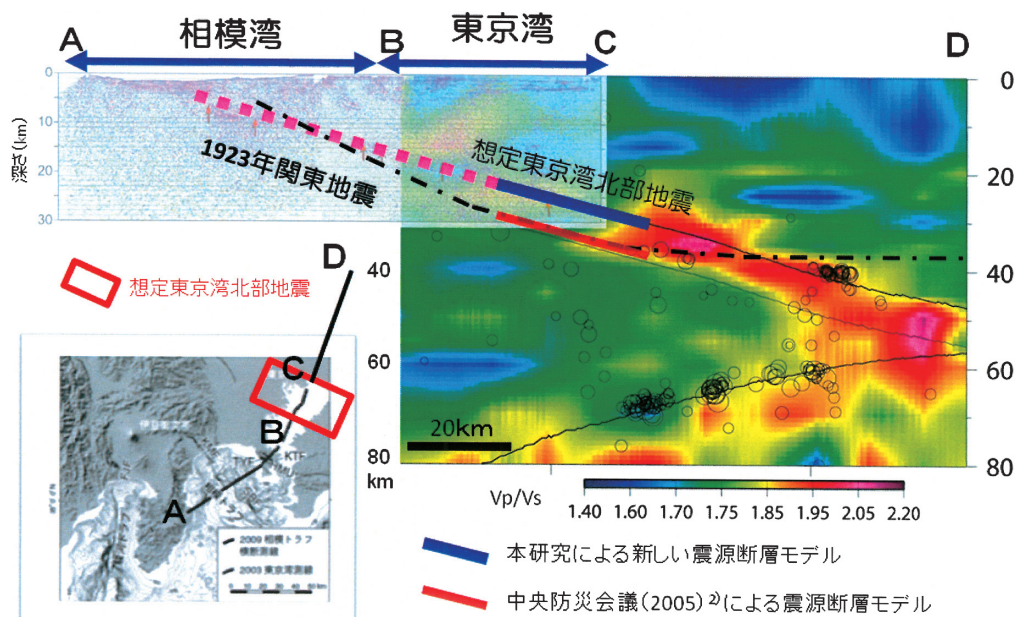


図6 従来の想定地震震源断層（中央防災会議，2005）（青の実線）と、本研究による新しい震源断層モデル（赤の実線）。本研究の結果は、これまでの結果より約10km浅くなった。

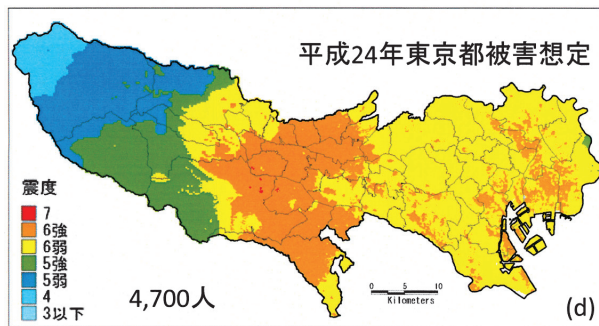
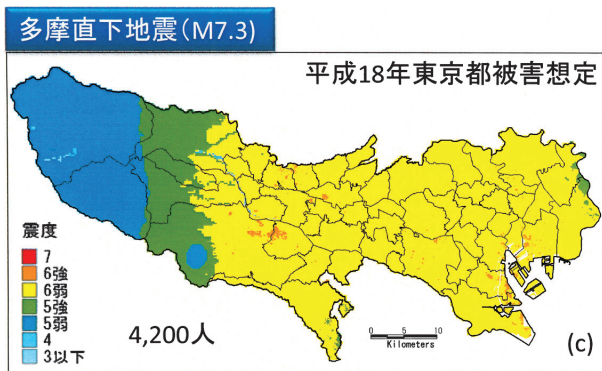
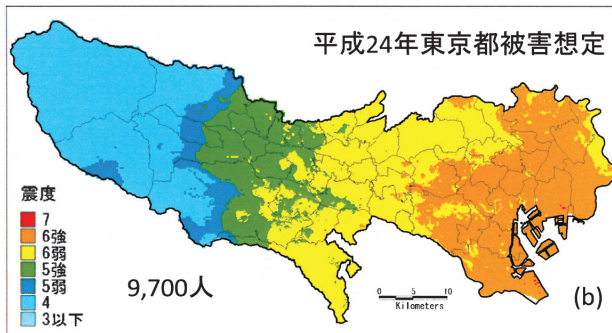
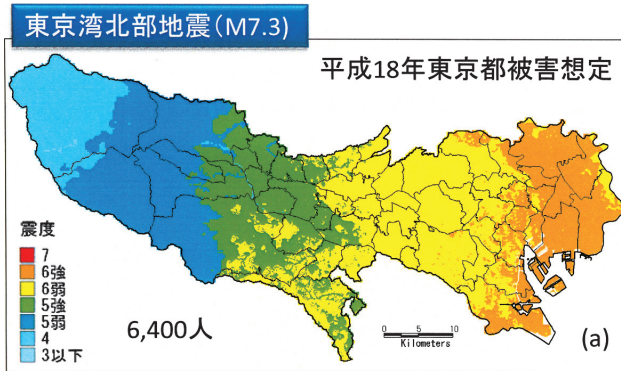


図 7 平成 18 年度と平成 24 年度の東京都地震被害想定震度分布の比較。(a) 東京湾北部地震 (M7.3) に対する 2006 年度の想定。(b) 東京湾北部地震 (M7.3) に対する 2012 年度の想定。(c) 多摩直下地震 (M7.3) に対する 2006 年度の想定。(d) 多摩直下地震 (M7.3) に対する 2012 年度の想定。数字は死者数。

が、4割に増加している（図7）（東京都防災会議、2012）。新しいフィリピン海プレートのモデルが、東京都の西部では東部よりもより浅くなったことに対応している。これらは、地震災害の誘因（地震ハザード）の評価である。

これに対して、地震災害の素因はどのように変化したのだろうか。東京都の建物被害は、東京湾北部地震、多摩直下地震ともに23区の木造住宅密集地域で多発する。2006年～2012年の間に都内の古い木造家屋（1981年以前に建築）が、約132万棟から97万棟に減っている。このため、建物被害数は、2006年の想定より2012年の想定では少なくなっている。それでも、発災時に建物内に滞留する人の数が増えているため、全体としての死者数の推定が、東京湾北部地震（M7.3）では、約6,400人から約9,700人へと約1.5倍に増えている。多摩直下地震（M7.3）では、約4,200人から約4,700人になった。なお、2012年の想定で、東京湾北部地震と多摩直下地震では強い揺れにみまわれる地域の面積およそ450km²で同じであるのに、被害者は、前者が後者の2倍になっている。これは、23区の（夜間）人口が約900万人であるのに対して、それ以外では400万人であることに対応している。

東京都は、この地震被害想定に基づいて、木造住宅密集地域での不燃化10年計画を進め、整備計画地域の不燃化率を70%にすることを目指している。さらに、消防団の体制強化や防災隣組などの共助、公共建築物やマンションなどの耐震化を促進して、死者を6,000人減少させ、建築物の全壊・焼失棟数を約20万棟現象させることを目標として掲げている。高齢化した地域防災組織の活性化など解決すべき問題は多いが、適切な備えを行えばたとえ首都の直下でM7.3の地震が発生しても、犠牲者数を現在の想定から半減させることができることを示している。

4. 2011年東北地方太平洋沖地震の首都圏への影響

2011年東北地方太平洋沖地震は極めて大きな地震であったために、地震発生の直接的な影響も大きい。一般にどんな大地震も余震を伴うが、この地震は本震の規模がM9.0であったため、余震の規模も大きい。現時点での最大余震は、本震後約30分後に発生したM7.6の余震である。M7以上の余震は、2013年4月現在で7回、M6以上は約100回、M5以上は約700回を数えている。

さらに、2011年3月11日の地震発生直後から余震域の外でも日本列島の多くの地域で、一斉に地震活動が活発化した。これら、余震域の外で起きた地震を誘発地震という。富士山など多くの活火山の下でも、微小地震活動が活発になった。ほとんどの活動は人に感じられない小さい地震であったが、一部で有感地震が発生して被害も出た。2011年3月12日には、長野・新潟県境付近の深さ8kmでM6.7の地震が発生し、死傷者が出る被害を生じた。また、福島県浜通りから茨城県北部では、2011年3月11日以降2012年6月までに、M6.0以上の地震が4回発生している。このうち、2011年4月11日には、福島県浜通りの深さ6kmでM7.0の地震が発生し、死傷者が出た。今年になってからも、2013年2月25日には栃木県北部でM6.3の地震が発生した。これらの地震活動は、詳しくみると2011年3月11日以前には地震が起きていない領域であった。

地震活動が活発になった地域の一つに関東がある。関東の北部では、茨城・福島県境で顕著な地震活動が続いている。また、南関東でも全体としてみると、地震発生数が増加した。例えば、茨城県つくば市や千葉県銚子市の下、東京湾北部でも地震活動が増加し、現在でも2011年の3月11日以前に比較すると地震数は数倍多い。2012年3月14日に千葉県東方沖の深さ15kmで起こったM6.1の地震（最大震度5強）では、死者1人、負傷者1人の被害が生じた。

これらの多くの活動は、浅い地殻内の地震の

地震発生率 λ (1年あたり) $\circ M \geq 3$, $\blacksquare M \geq 3.5$

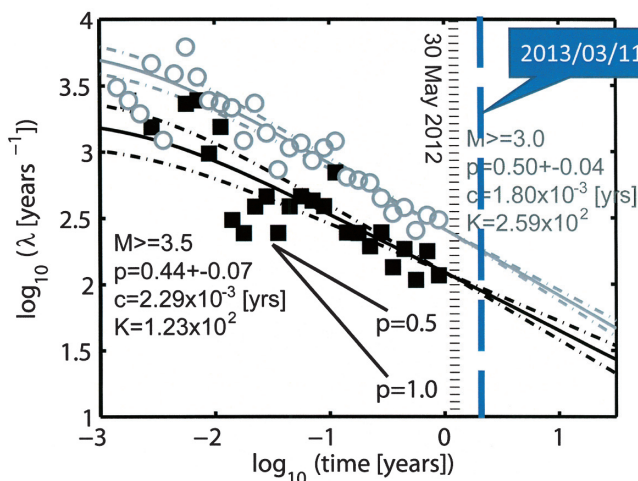


図 8 南関東の地震発生率の時間変化。2012年1月までのデータを用いて予測している。横軸は、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震の発生時刻からの経過時間。

他、不思議なことにフィリピン海プレートや太平洋プレートの上面付近にも集中している。南関東で2011年3月11日以降に発生した最大の地震はM6クラスであるが、M7程度の地震が発生することも不思議はない。また、南関東全体でみれば、中小地震の発生数は、時間とともに減少し、その減り方は余震の減衰の仕方(大森-宇津式)に従っている。大森-宇津式とは、 $\lambda = K/(c+t)^p$ 、ここで、 t は本震からの経過時間、 λ は時刻 t に単位時間に発生する地震数、 K, c, p は定数である。もし、 $p=1$ なら、この式は大森公式になる。通常の余震では、ほぼ1になり、2011年東北地方太平洋沖地震の余震でもほぼ1である。一方、南関東で発生した誘発地震は、減少の時間依存性は、大森-宇津式に従うが、 p は0.5程度になる。つまり、減り方が通常の余震に比べてゆっくりしているのである(図8)。

一方、東北地方太平洋沖地震の前の南関東の中小地震の規模別頻度の関係は、通常地震活動と同様に Gutenberg-Richter 則 (GR 則) に従い、最近10年程度の中小地震の発生数から予測されるM7程度の大地震の発生頻度と、明治以降120年間に5回発生したことから推定される約100年

間の平均的なM7地震の発生頻度はほぼ調和的であった。東北地方太平洋沖地震後は、M3からM6の範囲で、GR則に従ったまま数倍に数が増えた(図9)。

以上の二つの観測事実(宇津-大森式、GR則)を使うと、M7クラスの地震の発生する確率を計算することができる。これは、余震の確率を予測するのと同じ手続である。しかし、南関東の地震はあくまで誘発地震であり余震ではない。ここで重要なのは、南関東の地震発生数の時間推移が、余震と類似の変化をしていることと、その減少の割合が通常の余震より緩やかである点である。減少が緩やかであることは、2011年東北地方太平洋沖地震の余効滑りが今でも継続していることと関係があるかもしれない。

発生直後には、30年以内にM7程度の地震が発生する確率は、明治以降の平均的な発生確率(約70%)に比較して有意に高かった。しかし、現在では地震活動が次第に不活発になってきたので、30年以内に発生する確率にすると、長期の平均的な発生確率と統計的に有意な差はない(Nanjo et al., 2013)。しかし、それでも今後数年の間は、通常時に比べて確率が高く、防災的な観

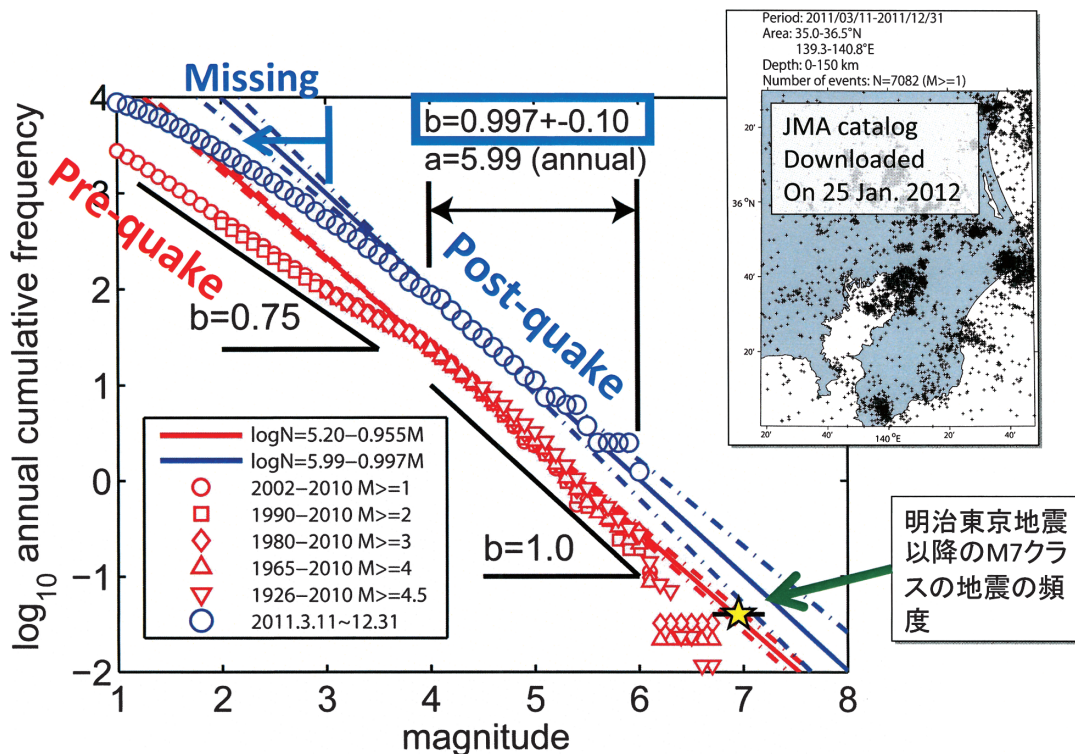


図 9 2011 年東北地方太平洋沖地震前後の南関東で発生した地震の規模別頻度分布。東北地方太平洋沖地震発生前では、1926 年以降の中小地震の発生頻度と、明治東京地震（1984 年）以降の五つの M7 クラスの地震の発生頻度は調和的であった。東北地方太平洋沖地震後、M3～M6 の地震の発生頻度は数倍に上がった。

点からは地震発生を予想して、これに備えるべきである。

5. おわりに

首都圏は地震災害が発生する素因も誘因も多い。現在も将来も地震災害の誘因である強い揺れや津波の高さを減じることにはできない。災害素因の一つである、首都圏への人口の集中を少なくすることはすぐにはできない。このため、建物などの耐震化を進めて、都市構造物の揺れへの脆弱性を少なくすることが重要である。とりわけ、首都圏の木造住宅密集地帯の解消が急務である。同時に、地震災害が発生した時の社会や地域の回復力を高めることが重要である。個人、地域社会、地方行政・国家行政の役割を分担して、地震に対する防災力を向上する必要がある。

一人一人の防災力（自助力）を向上させるためにも、自分の住んでいる地域の地震災害誘因（地震ハザード）の理解は重要である。首都圏は、明治時代以降現在までの 100 年程度の平均的な地震活動から考えて、地震発生頻度の高いところである。さらに、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生以降、より高い状態となった。通常の活動レベルに戻るまで 10 年以上かかる。いったん大地震が発生すれば大きな被害の起きることが予想されている。被害を最小限にするためには、できることから早急に対策を進める必要がある。

参考文献

笠原敬司・酒井慎一・森田裕一・平田 直・鶴岡 弘・中川茂樹・楠城一嘉・小原一成, 2009, 首都圏地震観測網 (MeSO-net) の展開, 地震研究所彙報, 84,

- 71-88.
- 酒井慎一・平田 直, 2009, 首都圏地震観測網の設置計画, 東京大学地震研究所彙報, 84, 127-139.
- 地震調査研究推進本部・地震調査委員会, 2004, 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価 (平成 16 年 8 月 23 日).
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug_sagami/index.htm
<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/shuto/report/soukatsu/1120327.pdf>
- 中央防災会議・首都直下地震対策専門調査会, 2005, 首都直下地震対策専門調査会報告 (平成 17 年 7 月).
<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishinsenmon/pdf/houkoku.pdf>
- 東京消防庁・火災予防審議会, 2009, 火災予防審議会地震対策部会答申書 (第 18 期): 地震時における地域消防活動と災害情報収集伝達体制のあり方について.
<http://www.tfd.metro.tokyo.jp/hp-bousaika/2008-1915-4/>
 第 2 章 震災時における地域消火活動体制
http://www.tfd.metro.tokyo.jp/hp-bousaika/2008-1915-4/18kbs2_1.pdf
- 東京都, 2013, 東京都の統計: 人口の動き (平成 24 年中).
<http://www.toukei.metro.tokyo.jp/jugoki/2012/ju12q10000.htm>
 結果の概要
<http://www.toukei.metro.tokyo.jp/jugoki/2012/ju12qf0001.pdf>
 平成 22 年 東京都の昼間人口 結果の概要
<http://www.toukei.metro.tokyo.jp/tyukanj/2010/tj10gaiyou.pdf>
- 東京都防災会議, 2012, 首都直下地震等による東京の被害想定報告書 (平成 24 年 4 月 18 日公表).
<http://www.bousai.metro.tokyo.jp/japanese/tmg/assumption.html>
- 平田 直, 2012, I 首都圏周辺でのプレート構造調査, 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト総括成果報告書, 7-14.
- 平田 直・酒井慎一・佐藤比呂志・佐竹健治・瀨瀬一起, 2009, 「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」サブプロジェクト①「首都圏周辺でのプレート構造調査, 震源断層モデル等の構築等」の概要, 東京大学地震研彙報, 84, 41-56.
- Ishida, M., 1992, Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai District, Japan, J. Geophys. Res., 97, 489-513.
- Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara, 2005, Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, J. Geophys. Res., 110, B12304, doi:10.1029/2005JB003673.
- Nakagawa, S., S. Sakai, A. Kato, K. Kasahara, K. Obara, E. Kurashimo, R. Honda, T. Aketagawa, H. Kimura, T. Takeda, H. Sato, and N. Hirata, 2011, Velocity Structure beneath Tokyo Metropolitan Area, SCEC-ERI Joint Workshop.
- Nanjo, K. Z., S. Sakai, A. Kato, H. Tsuruoka, N. Hirata, 2013, Time-dependent earthquake probability calculations for southern Kanto after the 2011 M9.0 Tohoku earthquake, Geophys. J. Int., doi:10.1093/gji/ggt009
- 森田裕一・酒井慎一・中川茂樹・笠原敬司・平田 直・鏡 弘道・加藤拓弥・佐藤峰司, 2009, 首都圏地震観測網 (Meso-net) のデータ伝送方式について—自律協調型データ送信手順 (ACT protocol) の開発—, 東京大学地震研究所彙報, 84, 89-105.
- Zhang, H., and C.H. Thurber, 2003, Double-difference tomography: the method and its application to the Hayward fault, California, Bull. Seismol. Soc. Am., 93, 1875-1889.

平田 直

[ひらた なおし]

現職 東京大学地震研究所地震予知研究センター長・教授, 地震防災対策強化地域判定会委員
理学博士

略歴 東京大学理学部卒, 同大学院博士課程退学, 東京大学理学部助手, 千葉大学理学部助教授, 東京大学地震研究所助教授, 同教授を経て現職

研究分野 観測地震学, 地殻構造論

著者 「地殻ダイナミクスと地震発生 (分担)」(朝倉書店)



大地震と噴火の連動性について

鶴川元雄

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震の直後からしばらくの間、日本列島の広い範囲で火山周辺の地震活動が活発化した。気象庁によると地震活動が活発化した火山は、北海道の丸山から鹿児島県の諏訪ノ瀬島まで20火山に達した。この中には東北地方太平洋沖地震の3日後にマグニチュード(M)6.4の地震が発生した富士山や本震直後からM4.8の最大地震を含む群発地震が発生した箱根山も含まれる。活発化したほとんどの火山の地震活動は1, 2か月の間にほぼ静穏になった。火山での地震活動は火山活動の高まりを示す指標の1つであり、東北地方太平洋沖地震においても噴火が心配されたが、2013年3月末時点でこの巨大地震によって誘発されたと考えられる噴火は発生していない。

地震も噴火も共に地球の最外殻であるリソスフェアで起きる現象であり、相互に影響しあうと古くから考えられてきた。例えばビーグル号で南米を航海したダーウィンは、1835年にチリでM8規模の地震に遭遇し、その時に見聞きした火山活動の活発化に興味を抱き、地震と火山の関連についてのモデルを提案している(Darwin, 1840)。

地震と噴火が時間的に近接して発生するとき両者は「連動した」と認識されるが、その因果関係は大きく3つの場合に分けられる。第1は地震が噴火を引き起こす場合、第2は火山活動が地震を引き起こす場合、そして第3は両者が共通の原因で同時期に発生する場合である(例えば、横山, 1971; 中村, 1975; 小山, 2002)。巨大地震によって噴火が引き起こされると考えるのは第1の場合である。第2については、噴火に至る過程で地下のマグマの移動やマグマ溜まりの圧力の変化が地

震活動を引き起こす場合であり、多くの研究が行われている(例えば鶴川, 1994; 小山, 2002等)。第3の場合としては広域応力場の変化により地震と噴火が同時期に活発化するような場合が考えられる(高橋, 1994; 中禮, 2002)。

本解説では地震と噴火の連動について、特に上記の第1の場合である巨大地震が震源域周辺や震源から離れた火山活動に及ぼす影響に注目する。まず富士山噴火と周辺の巨大地震の連動性について紹介し、次に世界の巨大地震と噴火の関係を見た後、大地震が噴火を引き起こすメカニズムについて述べる。

2. 富士山噴火と周辺の巨大地震との連動性

(1) 宝永地震と宝永噴火

富士山は伊豆半島の付け根のやや北西に位置している。伊豆半島は、相模トラフと駿河・南海トラフから日本列島の下に沈み込んでいるフィリピン海プレートの一部である(図1)。フィリピン海プレートとユーラシアプレート(一部は北米プレート)の境界では、図1に示すようにブロックに分かれて海溝型巨大地震が繰り返し発生している。

1707年10月28日(宝永四年十月四日)に発生した宝永地震は、駿河トラフから南海トラフの四国沖まで破壊した巨大地震で、その規模はM8.6と推定されている(宇津, 1999)。この地震の4年前、1703年12月31日には相模トラフ沿いにM8.1の元禄関東地震が発生している。宝永地震の49日後、12月16日に始まった富士山の宝永噴火については江戸の新井白石が「折りたく柴の記」に記しているように白い火山灰が最初に噴出し、その後黒い火山灰に変わり、12月30日まで噴火が続いた。火山灰の色の変化は、噴火初

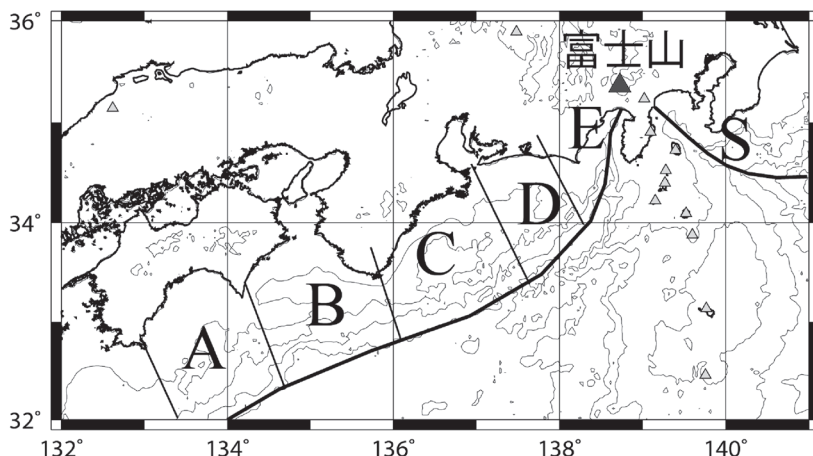


図 1 富士山と駿河・南海トラフ及び相模トラフの位置関係を示す図. A~E と S は駿河・南海トラフと相模トラフの巨大地震の震源域, また三角形は活火山を示す.



写真 1 富士山南東斜面の宝永火口.

期にデーサイトマグマが噴出し、その後、玄武岩マグマに推移していったことを示している。このときの噴火口は現在も富士山の南東山腹に宝永火口として残っている（写真1）。

Miyaji et al. (2011) によればこの噴火は噴煙が 20 km 以上の高さに達していたことがわかっている。藤井 (2007) は宝永噴火に関与したマグマの動きとして、深部から供給された玄武岩マグマが浅部に存在していたデーサイトのマグマ溜ま

りに遭遇し、爆発的な噴火に至ったというモデルを提唱している。玄武岩マグマの溜まりの深さは 15-20 km 程度と推定している。

富士山の歴史時代の地震と噴火の関連について、古文書を調査した小山の研究 (小山, 2002) によれば、宝永地震の 36 日後 (12 月 3 日) から富士山麓で鳴動が始まり、噴火の前日には有感地震が 30 回に達し、噴火に至った。富士山が宝永地震の震源域のほぼ東端にあるという位置関係、

また震源が富士山近傍と考えられる地震活動が宝永地震後に始まり、そして噴火に至ったという時間的關係から、宝永噴火は宝永地震によって引き起こされたと多くの地震や火山の専門家は考えている。また小山(2002)は、1703年の元禄地震の35日後に富士山周辺で鳴動が4日間にわたり発生したことが記録されているので、元禄地震でも富士山の火山活動が活発化した噴火には至らなかったと述べている。

中村(1975)は宝永地震と宝永噴火の關係について、フィリピン海プレートの沈み込みは元禄地震によって相模トラフに沿っての支えが外れ、さらに宝永地震によって駿河トラフから南海トラフでの支えが外れたため、伊豆半島が北西に押す力が強まり、富士山のマグマ溜りが強い圧縮歪みを受けたことで噴火に至ったと推定している。元禄地震や宝永地震による地殻変動が富士山のマグマシステムに与える影響を計算した研究(Chesley et al., 2012)によると、元禄地震と宝永地震によるマグマ溜まりの圧縮に加えて、宝永地震では深い玄武岩マグマ溜まりと浅部のマグマ溜まりを結ぶ岩脈状の火道が開く応力変化をしたことが噴火のきっかけになったと推定している。

(2) 歴史に残る富士山の噴火と巨大地震の關係

駿河・南海トラフに沿う海溝型地震と考えられる巨大地震の記録は西暦684年から、また相模トラフと考えられる大地震の記録は13世紀から

残っている(宇津, 1999)。富士山の噴火については小山(2007)が古文書の記述をもとに信頼性を判定し、西暦781年の噴火から宝永噴火まで信頼性の高い噴火が10回、また6回の信頼性の劣る噴火があるとした。小山(2007)による噴火の記録と駿河・南海トラフおよび相模トラフの地震の時系列を図2に示した。

小山(2000)は歴史記録のある駿河・南海トラフや相模トラフの13の巨大地震のうち11地震で地震の前後25年以内に富士山で噴火や噴気などの異常現象が発生していることを指摘している。一方、巨大地震が富士山噴火を引き起こしたかという観点で見ると、駿河・南海トラフにかけての巨大地震のあと10年以内に富士山が噴火した事例は宝永地震の49日後に噴火した宝永噴火と1433年の相模トラフ地震の2年後の1435~36年に噴火した2事例だけである(図2に実線の枠で示す)。また地震後20年以内に噴火した事例は、1498年南海トラフ地震の13年後の1511年噴火がある(図2に破線の枠で示す)。山頂付近の噴気の異常も加えると1854年の安政地震後に噴気の異常が見られたことが指摘されている(つじ, 1992)。

富士山の10回の確実な噴火のうち、駿河・南海トラフや相模トラフの巨大地震後3年以内に富士山が噴火した事象は2回しかなく、頻度は高くない。これは巨大地震が噴火を引き起こす要因で

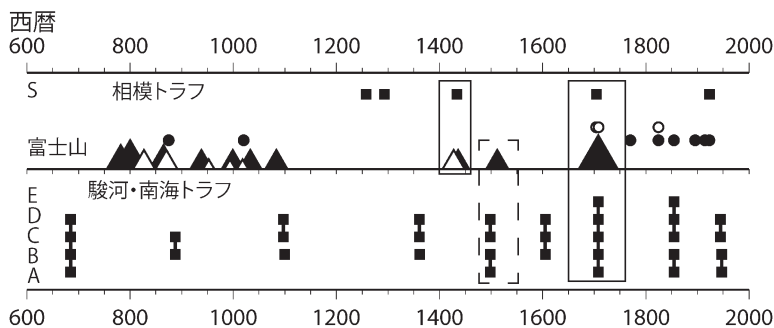


図2 富士山の噴火と駿河・南海トラフ及び相模トラフの巨大地震の時系列。A~EとSは図1の震源域を示す。富士山の火山活動は小山(2007)による。三角形は確実な噴火(黒)と不確実な噴火(白)、黒丸は噴気や火映現象、白丸は鳴動を示す。三角形の大きさはGVPによる噴火の規模(VEI)に対応している。黒枠(実線)は地震の10年以内に噴火した事例、黒枠(破線)は地震後20年以内に噴火した事例である。

あっても噴火の準備が整っていない場合は噴火に至らないという地震と噴火の関連性を示している。ただし火山の噴火準備状況を観測から知ることは、現在の火山学の水準ではまだ困難である。

3. 巨大地震と火山活動の関係

大地震によって誘発された噴火に関する報告は多数あるが、地下で進行している噴火に至る過程がわからないので個々の噴火が地震によって誘発されたかどうかの判定は困難である。このため統計的な手法によって巨大地震と噴火の連動性が調べられている。

世界の噴火はスミソニアン自然史博物館の「Global Volcanism Program」(GVP)により収集され、「Volcanoes of the world」(Third edition)として刊行されている(Siebert et al., 2010)。世界には完新世(最近約1万年間)に噴火した活火山が約1500知られていて、そのうち600弱の火山に歴史上の噴火記録があり、また現在では毎年60~80回の噴火が報告されている(Siebert et al., 2010)。巨大地震により誘発される噴火の数は少ないので、このような定常的に発生している噴火に埋もれてしまい、地震による噴火への影響が統計のうえで明瞭でなくなる。またSiebert et al. (2010)によれば、噴火の報告の回数は20世紀の前半は現在の約半分、19世紀はさらにその半分程度であった。このため噴火と地震の関係を高い信頼性で統計的に調べることができるのは、20世紀後半以降に限られてしまう。

このような状況を考慮しつつ、巨大地震と噴火の関係を示す過去の噴火事例やこれまでの研究を概観する。地震のモーメントマグニチュード(Mw)が推定されている20世紀後半以後、東北地方太平洋沖地震が起きるまでに4つのMw9以上の地震が発生した。発生時間順に1952年11月4日のカムチャッカ地震(Mw9.0)、1960年5月22日のチリ地震(Mw9.5)、1964年3月28日のアラスカ地震(Mw9.2)、そして2004年12月26日のスマトラ地震(Mw9.1)である。まず噴火と巨大地震の記録が多く、歴史上の最大地震である

チリ地震が発生したチリ沈み込み帯に注目する。

以下の説明において噴火の規模として噴火の爆発性を示すVEI(Volcanic Explosivity Index:火山爆発指数)という数値を噴火に付して示す。この指標は、小規模で穏やかな噴火から巨大噴火までを0から8までの9階級で表すものである(Newhall and Self, 1982)。日本の噴火のVEIを参考に示す。前章の富士山宝永噴火はVEI 5、2004年~2009年の浅間山の一連の噴火はVEI 2~1、有珠山2001年噴火はVEI 2、伊豆大島1986年噴火はVEI 3、桜島大正(1914年)噴火はVEI 4という規模である。

(1) チリ沈み込み帯の巨大地震と噴火

南米の太平洋岸のチリ海溝は海洋プレートであるナスカプレートが南アメリカプレートの下に毎年約8cmの移動速度で沈み込む典型的な沈み込み帯である。大陸側には海溝と並行するアンデス山脈があり、そこには火山が南北に配列している(図3a)。この沈み込み帯では1960年5月22日にMw9.5のチリ地震が発生したほか、表1に示すようにM8以上の規模の巨大地震が繰り返し発生している。この地域では1960年チリ地震の2日後にPuyehue Cordon Caulle(プジェウエ コルドン カウジェ)火山群が噴火(Katsui and Katz, 1967)、さらにこの火山群は2010年2月28日のBio-Bio地震(Mw8.8)においてもその1年3か月後に噴火するなど、巨大地震と時間的に近接した噴火の記録が多くある。以下にWatt et al. (2009)の研究結果に沿ってこの地域の巨大地震と火山噴火の関係を見る。

図3bは1700年以降の巨大地震(表1)のいずれかの地震後3年以内に噴火した火山の噴火時系列を示したものである。この図の噴火は、GVPの噴火カタログ(Volcanoes of the World)から噴火開始日をもとに作成した。1つの三角形は一連の噴火の開始日を表し、そのうち塗りつぶした三角形は表1の地震後3年以内の噴火を示している。縦の破線は巨大地震の発生時を示し、1751年、1822年、1835年、1837年、1906年、1928年、1960年の各地震では3火山以上が3年以内に噴火していることがわかる(表1)。特に1906年の

表 1 チリ沈み込み帯の巨大地震（1700 年以降）と地震直後の噴火数

番号	年月日	緯度 (S)	経度 (W)	断層の長さ (km)	Mw	地震後 3 年以内の噴火数
1	1730 07 08	33.1	72.0	560	8.75	1
2	1737 12 24	39.8	73.0	530	7.5~8.0	1
3	1751 05 25	36.7	73.0	440	8.5	4
4	1822 11 19	33.1	71.8	220	8.3	3
5	1835 02 20	36.6	73.0	440	8.0~8.3	7 ※※
6	1837 11 07	40.0	73.0	630	8.0	4
7	1906 08 17	33.0	72.0	330	8.3	8
8	1928 12 01	35.0	72.0	140	8.2	5
9	1939 01 25	36.3	72.3	190	8.0	2
10	1960 05 22	39.5	74.5	940	9.5	6
11	1985 03 04	33.2	71.9	170	8.0	1
12	2010 02 27	35.9	72.7	430	8.8	2

※ 震源パラメータは、Watt et al. (2009) 及び USGS による。

※※ 1835 年の地震に対応する噴火には Darwin (1840) の信頼性の低い噴火も含む。

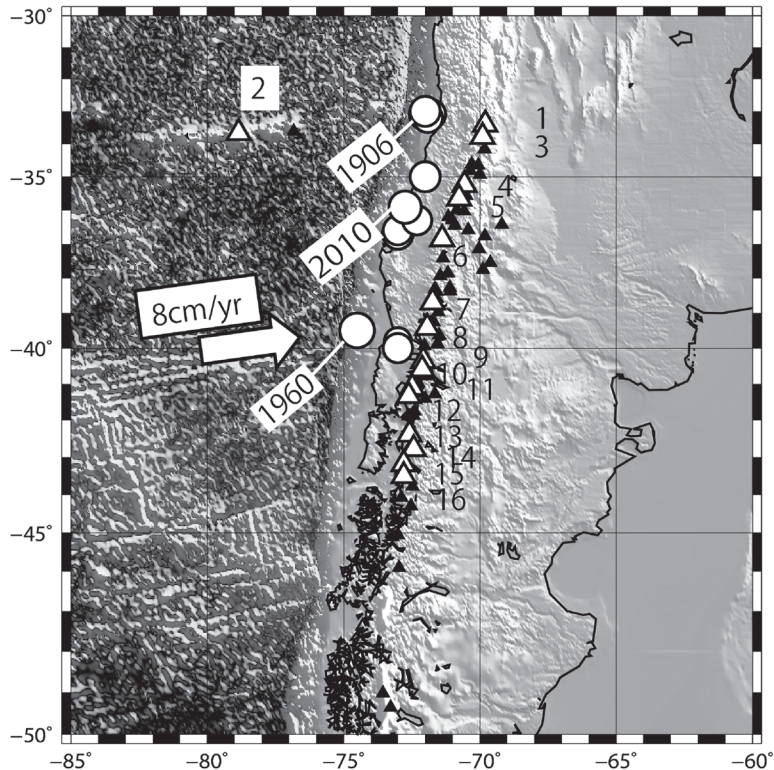


図 3a チリ沈み込み帯の火山と地震の位置図。GVP による活火山は三角形で示し、そのうち表 1 の地震 (丸印) の 3 年以内に噴火した火山は白い三角形で示した。火山の番号は図 3b に対応している。地形標高データは NOAA の ETOPO2v2 を用いた。

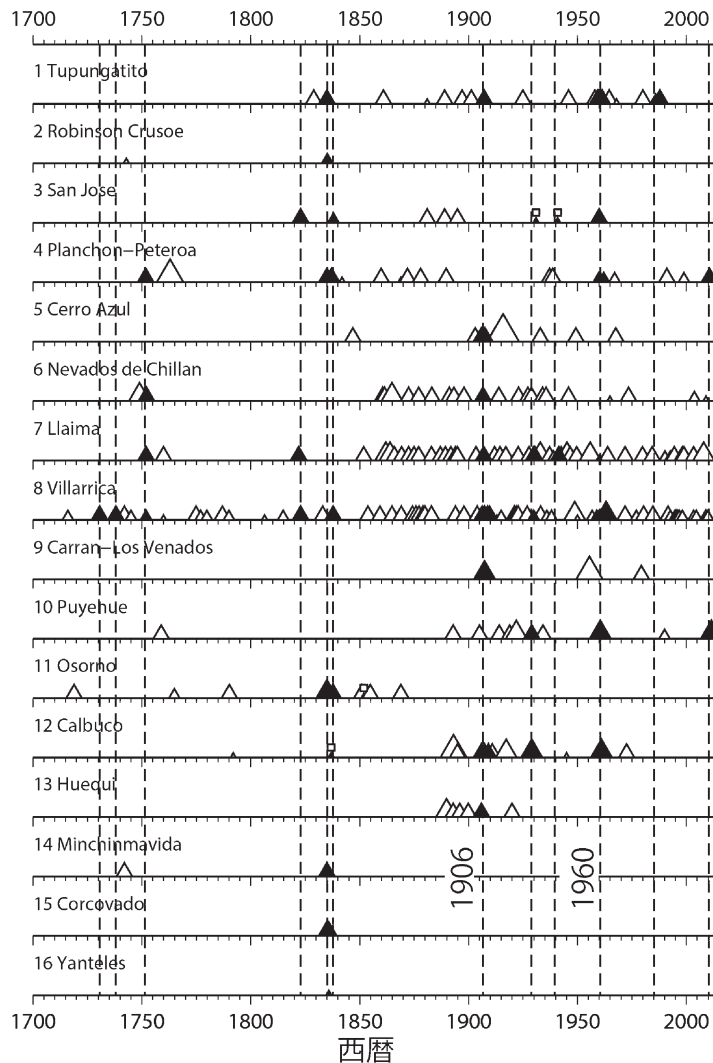


図 3b チリ沈み込み帯の地震後3年以内に噴火した火山の噴火時系列。塗りつぶした三角形は地震後3年以内の噴火、また三角形の大きさはVEIによる。縦の破線は地震の発生時期をしめす。小さな三角形と正方形の組み合わせは噴気活動を示す。

地震では7火山が1907年末までに噴火、また1960年の地震では1961年末までに6火山が噴火した。すなわち、この2地震では地震後ほぼ1年間に6火山以上が噴火した。

なお古い時代の噴火の統計的検討においては、噴火継続中の火山が地震によって注目され、噴火したと誤解されることがあることに注意が必要である。Darwin (1840)に記載されている噴火にもそのようなものが含まれていると指摘されている (Watt et al., 2009)。また図3bに示した

Villarrica火山では、17世紀から19世紀に発生したチリの8個の巨大地震のうち6個の地震と同日に噴火の記録があるが、20世紀以降はそのような顕著な傾向は見られない。

Watt et al. (2009)によれば、1850年から2006年までの期間の1年間の噴火発生数の平均値は1.32で、現象がポアソン分布と仮定すれば、1年間にこの事象(噴火)が6回発生する確率は0.002である。そして6回以上の噴火の年が対象期間に2回(1906年と1960年)現れ、かつ2回の噴火

多発年のどちらかと巨大地震（チリ沈み込み帯では1年間の発生確率が0.032程度）が同期する確率は 4×10^{-4} であり、2回の噴火多発年ともに巨大地震発生年と一致する確率はさらに低い。このことから噴火はポアソン過程として発生しているのではなく、巨大地震直後の噴火は地震によって引き起こされたと考えるのが妥当だと彼らは結論づけた（Watt et al., 2009）。

(2) Mw9クラスの地震と噴火の連動性

次にチリ地震以外のMw9クラスの地震、1952年カムチャッカ地震、1964年アラスカ地震、2004年スマトラ地震と噴火の連動性を調べる。Walter and Amelung（2007）は1960年チリ地震を含む4つのMw9以上の地震のすべてで震央から1500

km以内の火山が3年以内に噴火したことを統計的に示した。彼らは地震以前と以後の噴火頻度を比較するため、地震前50年間の噴火頻度に応じて火山をタイプ1（地震前50年間の噴火数0回）、タイプ2（同1-4回）、タイプ3（同5-14回）に分類した。彼らの分析方法に沿ってそれぞれの地震と噴火の時系列を見てみよう。

(a) カムチャッカ地震

カムチャッカ地震（Mw9.0）は1952年11月4日に発生した（図4aに震源と火山の位置を示す）。この地震ではカムチャッカ半島から千島列島の7火山が地震後3年以内に噴火している。図4bに示すようにまず地震の翌日にKarpinsky火山が噴火（VEI 1）、8日後にTao-Rusyr Calderaが

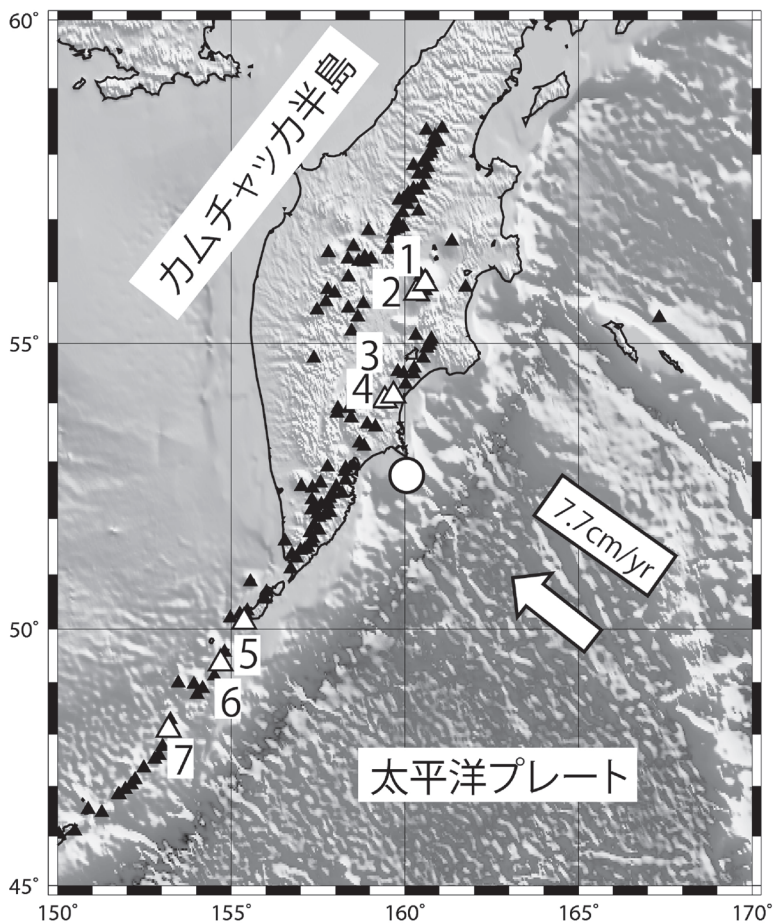


図 4a カムチャッカ半島から千島列島の火山と1952年カムチャッカ地震の位置図。火山の記号は図3aと同じ。地形標高データはNOAAのETOPO2v2を用いた。

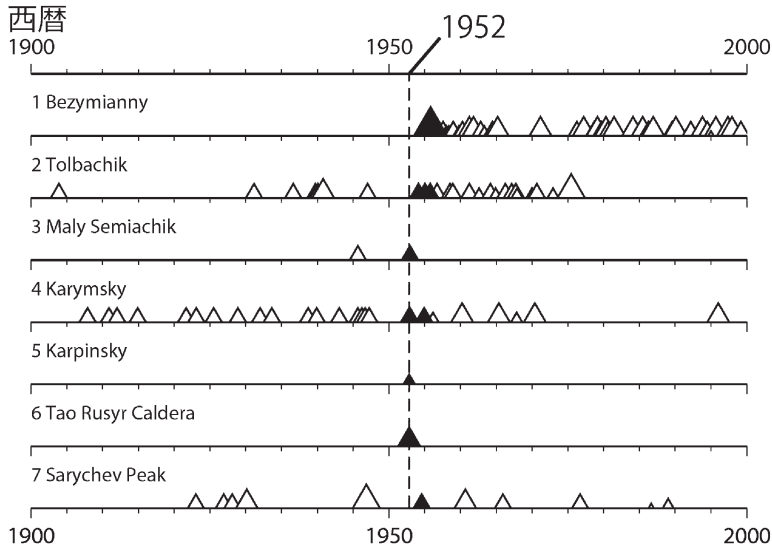


図 4b 1952 年カムチャッカ地震後 3 年以内に噴火したカムチャッカ半島から千島列島の火山の噴火時系列。図の記号は図 3b と同じ。

VEI 3 の噴火を起こした。Karpinsky 火山は過去に噴火の記録がなく、また Tao-Rusyr Caldera では約 7500 年前の大噴火 (VEI 6) 以後、噴火の記録はなかった。両火山ともこの噴火後、現在まで噴火していない。このほかに 5 火山が 3 年以内に噴火したが、その中でも 1955 年～1956 年に山頂が崩壊する大噴火 (VEI 5) が発生した Bezymianny 火山は約 1000 年ぶりの噴火活動の再開であった。カムチャッカ地震で噴火した火山にはタイプ 1 の火山が 3 つ含まれていて、この地震を機にそれまで静穏だった火山が活発化したことがわかる。

(b) アラスカ地震

1964 年 3 月 28 日のアラスカ地震 (Mw9.2) では、ほぼ 2 か月後に Trident 火山が噴火 (VEI 3)、また Redoubt 火山はまず 10 か月後から地震活動が活発化し、1 年後の 1966 年 1 月に噴火 (VEI 3) が発生、その後、間欠的に噴火が発生している (図 5a と 5b)。また Pavlof 火山は数年に 1 度の割合で噴火が発生していたが、地震の 2 年後に噴火 (VEI 2) が発生した。図 5b を見ると Trident 火山と Pavlof 火山はタイプ 3 の火山で、もともと噴火の頻度が高い期間にアラスカ地

震が発生したため、地震が引き起こした噴火という印象は低い。

(c) スマトラ地震

スマトラ地震 (Mw9.1) は 2004 年 12 月 26 日に発生した。その後、2005 年 3 月 28 日に Mw8.6、2007 年 9 月 12 日に Mw8.5 の地震がスマトラ海溝で引き続いて発生した (図 6a)。スマトラ地震直後には噴火は発生していないが、4 か月後、Mw8.6 の地震の 12 日後に Talang 火山が噴火、さらにほぼ半年後の 5 月 28 日に Barren 諸島で噴火が始まった (図 6b)。Walter and Amelung (2007) は地震の約 1 か月後に Nicobar 諸島付近 (図 6b) で群発地震が発生したことも指摘しているが、この海域で噴火の報告はなかった。

(3) 統計的な検討

これまで見てきたように Mw9 以上の地震の 3 年以内には複数の噴火が発生している。4 つの Mw9 以上の地震に関して、Walter and Amelung (2007) は前述の噴火の頻度別に地震の前 50 年間と地震後 3 年間の年間噴火発生数の平均値を比較した。4 つの地震全体では、タイプ 1 はその定義から地震前 50 年間の年間噴火発生数は 0 であるが、地震後の年間噴火発生数の平均値は 1.7 に増

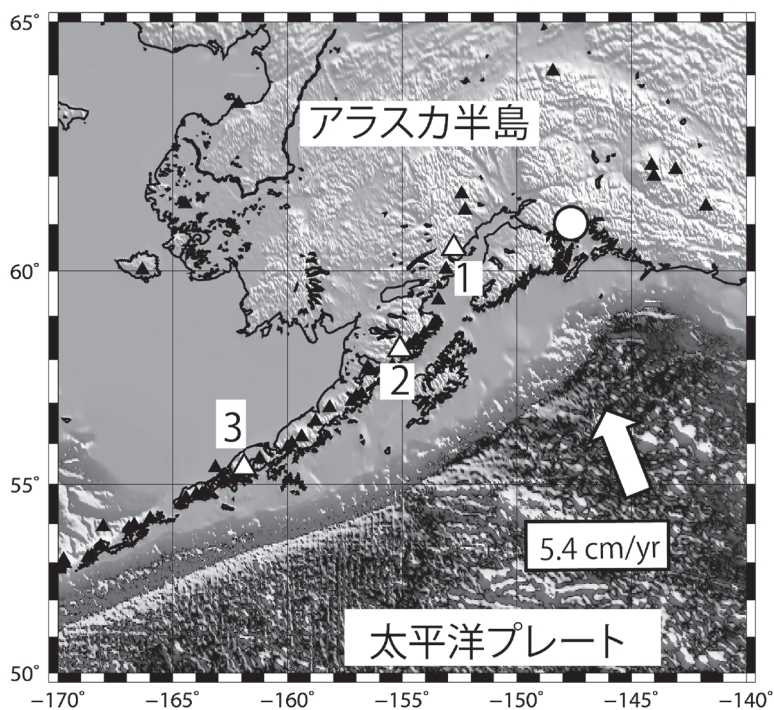


図 5a アラスカ半島からアリューシャン列島の火山と1964年アラスカ地震の位置図。火山の記号は図3aと同じ。地形標高データはNOAAのETOPO2v2を用いた。

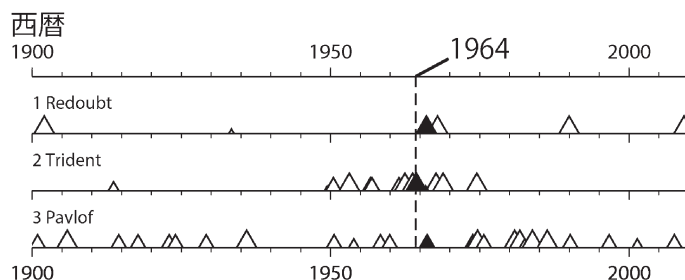


図 5b 1964年アラスカ地震後3年以内に噴火したアラスカ半島からアリューシャン列島の火山の噴火時系列。図の記号は図3bと同じ。

加、タイプ2では地震前1.3であったが、地震後は2.7に増加、タイプ3でも1.3/年から2.0/年に増加、また個々の地震についてもタイプ1と2を合算すると地震前と地震後の年間噴火発生数の平均値の比は2.9~8.3と大きく増加していることを示した。

マグニチュード8以上の地震について、地震と噴火の時間間隔の頻度をスミソニアン噴火カタログを用いて調べた研究がある (Linde and Sacks,

1998; Manga and Brodsky, 2006)。彼らは噴火の信頼性を確保するためにVEIが2以上の噴火に限定している。時間軸の最小単位をLinde and Sacks (1998)では1日とし、Manga and Brodsky (2006)では5日として分析を行ったが、両者とも有意なピークは最小時間差、すなわち地震後1日以内と5日以内に現れ、それ以外には有意なピークは現れなかった。彼らの統計的分析結果から、発生率は非常に小さいが、巨大地震直後(数

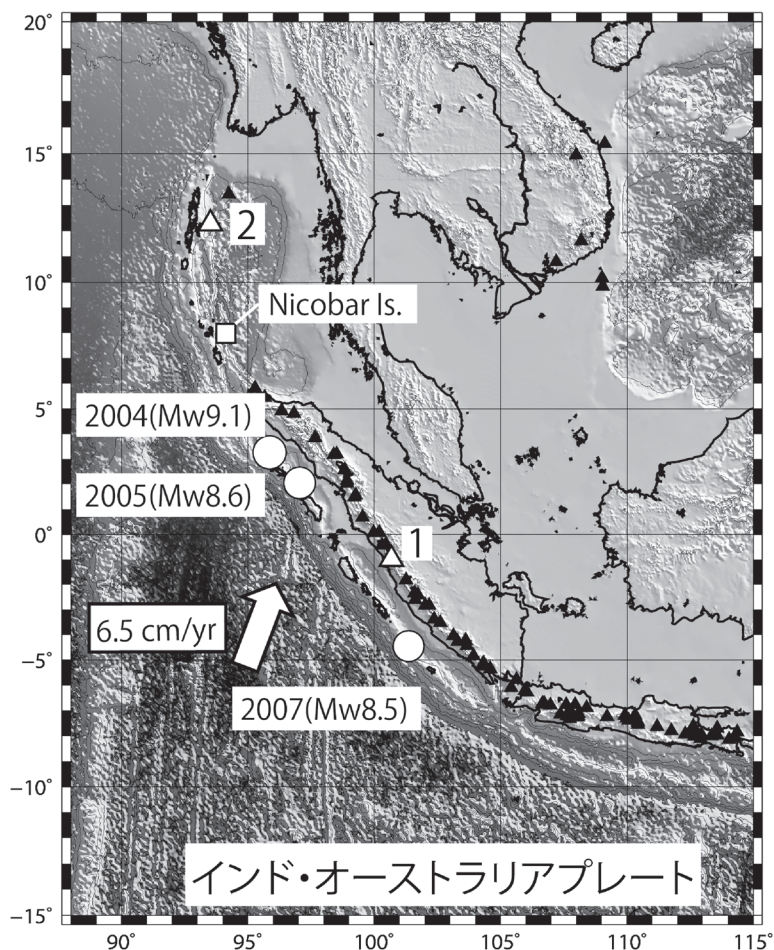


図 6a スマトラ島からアンダマン諸島の火山と 2004 年スマトラ地震と 2005 年と 2007 年の M8 クラスの地震の位置図。火山の記号は図 3a と同じ。地形標高データは NOAA の ETOPO2v2 を用いた。

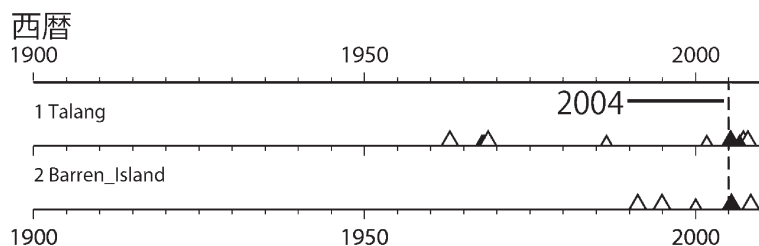


図 6b 2004 スマトラ地震後 3 年以内に噴火したスマトラ島周辺の火山の噴火時系列。図の記号は図 3b と同じ。

日以内) に火山が噴火する頻度が高くなることがわかる。しかしその傾向は数日を超えると通常の噴火の頻度に埋もれてしまうため、いつまで地震が火山に影響を与えているかをこのような統計手

法では知ることはできない。

大噴火が過去の地震によって影響を受けたかを調べた研究もある。Marzocchi (2002) は大噴火が大地震によって引き起こされたかという観点か

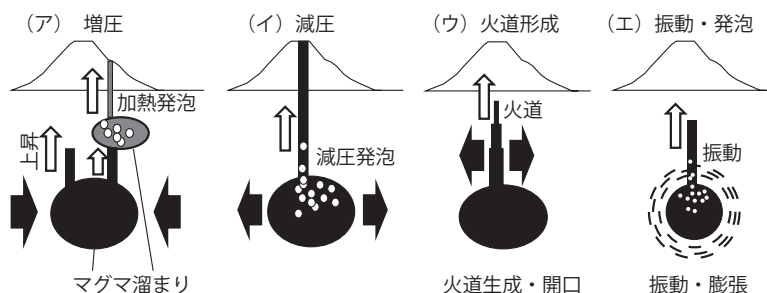


図 7 大地震と噴火の関連を模式的に示す図。

ら、20 世紀に発生した 8 個の VEI 5 以上の大噴火とそれ以前の大地震 (M が 7 以上と 6 以上で分析) との結びつきを地震の規模と火山と地震の距離の影響を仮定して相関関数を求めて調べた。彼は大噴火はその 0-5 年前と 30-35 年前の大地震に影響される傾向が強いという結果を得た。

4. 地震が噴火を引き起こすメカニズム

ここまで地震が引き起こす噴火について M9 以上の巨大地震については個別に、M8 以上の巨大地震については統計的に研究した結果を紹介してきた。これらにより発生率は低いが統計的に有意な頻度で巨大地震後に噴火が発生していることが明らかになっている。しかしこの結果は地震が噴火を引き起こした可能性を示しているだけで、地震が噴火を引き起こしたと断定できるわけではない。地震が噴火を引き起こすことを確信するためには、そのメカニズムを理解することが必要不可欠であり、いくつかの考え方が提唱されている。

地震が噴火を引き起こすためには、地震による応力場 (あるいはひずみ場) の変化がマグマの上昇を促し、さらに爆発的な噴火に至るためにはマグマ中の火山ガスが発泡し、急激な体積膨張を引き起こさなければならない。マグマの発泡が起きる条件として 3 つの場合、「減圧」、「温度上昇」、「温度降下による結晶化」が考えられる (寅丸, 2009)。地震による変動がどのようにこの発泡要因に結びつくかがモデルの鍵になる。

地震が噴火を誘発する要因は、大きく 2 つに分けることができる。火山システムに加わる「大地

震による永久変位 (静的な応力場の変化)」と、「大きな地震波による振動 (動的な応力場の変化)」である (例えば小山, 2002; Hill et al., 2002; Manga and Brodsky, 2006)。これらの影響はどちらも距離とともに減衰するが、静的な応力場は距離のほぼ 3 乗に逆比例して小さくなるのに対し、動的な応力場は距離の 1.5 乗程度に逆比例して小さくなるので、動的な応力場変化の方が遠くまで影響を与えやすい。

地震による静的な応力場の変化が噴火を引き起こすメカニズムとして、図 7 に示すように (ア) 圧縮ひずみの増加によるマグマ溜まりの収縮とマグマの絞り出し、(イ) 膨張ひずみによるマグマ溜まりの減圧とマグマ中の火山ガスの発泡の促進、(ウ) マグマ溜まり周辺の応力場の変化による火道の開口や成長が考えられている (例えば小山 (2002))。この中で (ア) では体積ひずみがマグマを十分に上昇させることは困難であることを Rikitake and Sato (1989) は指摘しているが、富士山の宝永噴火で提唱されているように深部のマグマが浅いマグマ溜まりに熱を供給し、発泡を促進することで噴火を引き起こすことも考えられる (藤井, 2007; Chesley et al., 2012)。M9 以上の海溝型地震による噴火の誘発を調べた Walter and Amelung (2007) は、M9 地震による地殻変動によってマグマ溜まりのある大陸側の地殻は伸張場になるので、(イ) のメカニズムが噴火誘発の主要因だと主張し、その際、発泡する火山ガスとしては二酸化炭素が有力だと考えている。

静的な応力変化によって噴火を引き起こすメカニズムを考える上での最大の問題点は、距離によ

る減衰が大きいことである。M8の規模の地震では震源から数100km離れると応力変化は0.1MPa(1bar)以下となる(Manga and Brodsky, 2006)。これに対して動的な応力変化の距離による減衰は比較的小さく、震源から離れた距離の火山に有効に働くと考えられる。特に1992年にカリフォルニアで発生したランダース地震(M7.3)直後から最大1250km離れた火山あるいは地熱地域の地震活動が活発化するというリモート・トリガリングと名付けられた現象が観測されて以来、数多くのリモート・トリガリングの事例が報告されている(例えばHill and Prejean, 2009)。日本でも活動的な火山である小笠原硫黄島で数千km離れた地震による表面波の通過時に微小地震が多発する現象が観測されている(鶴川・他, 2002)。大地震による大きな振幅の表面波の振動がリモート・トリガリングの原因であることは間違いなく、それによってマグマや熱水の溜まりが増圧するメカニズムが考えられている(Hill et al., 2002)(図7(エ))。その1つに熱水やマグマのなかの気泡が圧縮と収縮を繰り返す際に膨張時の気泡壁からの溶出が収縮時の液相への吸収を上回るというレクチファイド・ディフュージョン(rectified diffusion)モデルがあるが、まだリモート・トリガリングのモデルは確立していない(Manga and Brodsky, 2006)。

2011年東北地方太平洋沖地震直後に日本列島の多くの火山で地震活動が活発化した。この地震活動の活発化の原因を特定することは難しい。火山によっても異なるし、複数の要因が働いていることも考えられる。火山は地殻の強度から考えると弱点なので、ひずみが集中し、地震活動も応力場の変化に敏感に反応する(井田, 2012)。地震活動の活発化が直ちに火山活動の活発化を意味しないが、地震による亀裂の生成が噴気やマグマの上昇を促進する可能性もある。

4. ま と め

本解説では巨大地震によって噴火が引き起こされることは統計的に有意であるが、地震に対する

反応のしかたは地震によって違いがあることを過去の事例や研究例から見てきた。火山のある場所の広域応力場や地殻構造、また火山自身の噴火準備状況など、様々な状況が地震に対する火山の反応の違いを生み出していると考えられる。このため巨大地震の噴火への影響を予測することは難しいが、巨大地震による変動は火山に対し外力として働き、その外力に対する火山の応答を調べることでマグマシステムについての理解をさらに深めることができる希な機会でもある。

謝辞

執筆の機会を与えていただきました萩原幸男地震予知総合研究振興会理事に感謝いたします。なお作図にはThe Generic Mapping Toolsを用いた。

参考文献

- Chesley, C., Lafemina, P.C., Puskas, C. and Kobayashi, D., 2012, The 1707 Mw8.7 Hiei earthquake triggered the largest historical eruption of Mt. Fuji, *Geophys. Res. Letters*, 39, L24309.
- 中禮正明, 2002, 東北日本における火山噴火及び内陸地震(M \geq 6.2)と三陸沖の巨大地震(M8クラス)との時間的関連性について, *地学雑誌*, 111, 175-184.
- Darwin, C.R., 1840, On the connexion of certain volcanic phenomena in South America : and on the formation of mountain chains and volcanoes, as the effect of the some power by which continents are elevated, *Trans. Geol. Soc. London*, 5, 601-631.
- 藤井敏嗣, 2007, 富士火山のマグマ学, 富士火山(山梨県環境科学研究所), 233-244.
- Hill, D.P., Pollitz, F. and Newhall, C., 2002, Earthquake-volcano interactions, *Physics Today*, 55, 41-47.
- Hill, D.P. and Prejean, S.G., 2009, Dynamic triggering, in *Earthquake Seismology, Treatise on Geophysics*, Vol. 4, 257-291.
- 井田喜明, 2012, 地震予知と噴火予知(ちくま学芸文庫), 253pp.
- Katsui, Y. and Katz, H.R., 1967, Lateral fissure eruptions in the southern Andes of Chile, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. 4, 11, 433-448.
- 小山真人, 2000, 資料にもとづく富士山の火山活動史

- と災害予測, 月刊地球, 254, 558-563.
- 小山真人, 2002, 火山で生じる異常現象と近隣地域で起きる大地震の関連性—その事例とメカニズムに関するレビュー—, 地学雑誌, 111, 222-232.
- 小山真人, 2007, 富士山の歴史噴火総覧, 富士火山(山梨県環境科学研究所), 233-244.
- Linde, A.T. and Sacks, I.S., 1998, Triggering of volcanic eruptions, *Nature*, 395, 888-890.
- Manga, M. and Brodsky, E.E., 2006, Seismic triggering of eruptions in the far field: Volcanoes and geysers, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34, 263-291.
- Marzocchi, W., 2002, Remote seismic influence on large explosive eruptions, *J. Geophys. Res.*, 107, 6-1-6-7.
- Miyaji, N., Kan'no, A., Kanamaru, T. and Mannen, K., 2011, High-resolution reconstruction of the Hoei eruption (AD 1707) of Fuji volcano, Japan, *J. Volcanol Geotherm. Res.*, 207, 113-129.
- 中村一明, 1975, 火山の構造および噴火と地震の関係, 火山, 20, S229-S240.
- Newhall, C.G. and Self, S., 1982, The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *J. Geophys. Res.*, 87, 1231-1238.
- Rikitake, T. and Sato, R., 1989, Up-squeezing of magma under tectonic stress, *J. Phys. Earth*, 37, 303-311.
- Siebert, L., Simkin, T. and Kimberly, P., 2010, *Volcano of the world* (Univ. California Press), 568pp.
- 高橋正樹, 1994, 火山活動と地殻応力場—わが国における研究の現状と今後の課題—, 地学雑誌, 103, 447-463.
- つじよしのぶ, 1992, 富士山の噴火—万葉集から現代まで— (築地書館), 259pp.
- 寅丸敦志, 2009, 揮発性成分の発泡, 火山爆発に迫る (東京大学出版会), pp. 63-77.
- 鵜川元雄, 1994, ダイクの貫入と群発地震, 地学雑誌, 103, 537-547.
- 鵜川元雄・藤田英輔・熊谷貞治, 2002, 遠地地震により遠隔誘発された硫黄島火山の微小地震活動, 地学雑誌, 111, 277-286.
- 宇津徳治, 1999, 地震活動総説 (東京大学出版会), 876pp.
- 横山 泉, 1971, 大地震によって誘発された噴火, 北海道大学地球物理学研究報告, 25, 129-139.
- Walter, T.R. and Amelung, F., 2007, Volcanic eruptions following $M \geq 9$ megathrust earthquakes: Implications for the Sumatra-Andaman volcanoes, *Geology*, 35, 539-542.
- Watt, S.F.L., Pyle, D.M. and Mather, T.A., 2009, The influence of Great Earthquakes on volcanic eruption rate along the Chilean subduction zone, *Earth Planetary Sci. Letters*, 277, 399-407.

鵜川元雄

[うかわ もとお]

現職 日本大学文理学部地球システム科学科教授。

略歴 名古屋大学大学院理学研究科博士課程中退, 国立防災科学技術センター(現(独)防災科学技術研究所)研究員, 固体地球研究部門長などを経て現職。

専門分野 地震学, 火山物理学。

著書 『自然災害の事典』(火山災害)など。



うに、地すべりに伴う不連続面（断層）は、場所によってその外観を異にする。

冠頂～頭部のすべり面は、前述のように、急傾斜の正断層と同様であり、その地形も正断層のそれと変わるところはない。先端の舌部では、不連続面は逆断層と同様であり、地形も逆断層のそれと同じである。側部では、横ずれ断層の形態をしめすが、地すべりの場合、右側部では右横ずれ、左側部では左横ずれとなる。

最近、大縮尺の航空写真やDEMを駆使した精緻な地形判読が行われるが、上述のように、地すべりに伴う地形は、個別に見る限り、活断層のそれと変わるところが無く、精緻化すればするほど活断層地形と見誤る可能性が大きくなる。闇雲な精緻化よりは、大局観を持った地形判読が肝要である。

（断層面とすべり面の深さ）

もう一つ図1から読み取れることは、地すべり面（断層面）の深さである。地すべりは斜面構成物質の滑动であるので、すべり面の深さは表層に限られる。

一方、活断層は、地震と共に活動する断層であり、地下深部の震源断層に連続するものである。地表地質調査で認められた不連続面（断層面）が地すべりに伴うものであるか否かは、ボーリング等によってその連続を検討することによって判断される。

活断層の場合は、震源断層との連続とまでは言わなくても、地下深部にまで連続していることが実証されなければならない。

（対策）

これまで述べてきたように、地すべり（地すべりのすべり面）と活断層（活断層の断層面）は成因が全く異なることから、その対策も全く異なる。

地すべりでは、これ以上滑らせないことを目的に対策が講じられる。それらは、抑制工と抑

止工に区別されることが普通である。

抑制工では、すべり面を滑りにくくするため、地表およびすべり面以浅の地下水を抜く対策が取られる。また、すべり面にかかる力を軽減するための頭部における排土工や、舌部における押さえ盛り土などの工法が取られる。

抑止工は、構造物による抵抗によって地すべりの一部もしくは全部を停止させようとするものである。地表から基盤まで杭を打ち込み、地すべり土塊の活動力に抵抗しようと言うものであり、杭工と呼ばれる。また、地すべり土塊から基盤に向けてアンカーを打ち込み、引張効果あるいは締め付け効果によって地すべりを抑止するアンカー工がある。

一方、活断層に対しては、地すべりとは全く異なる対応が必要となる。

活断層の長さ、単位変位量等とその活断層で発生する地震の規模については、幾つかの経験式が知られている。活断層調査によって求められるそれらの経験式パラメータから地震規模が求められ、それに基づき地震動の強さが推定される。構造物はその地震動に耐えられるように設計される。すなわち耐震設計が行われる。

また、断層を境として異種岩盤が接することから、両側の岩盤の構造と物性の把握が不可欠であり、地震動評価に反映される。

活断層の断層面は、不連続面であることから、不連続面に沿うすべり安定性の検討も行われる。

さらに、断層破碎帯を伴う場合は、破碎帯に沿って伝播する地震波についての検討が行われる場合がある。

活断層と地すべりを見誤ってしまつては、これらの対策の全てが水泡に帰すことから、その評価にあたっては、必要かつ十分なデータに基づき、大局観を持った評価がなされなければならない。

（土の子）

日本海溝海底地震津波観測網について

金沢敏彦

1. はじめに

東日本と北海道の沖合海底に大規模な観測網を設置して海域で発生する地震と津波をリアルタイムで観測しようとする日本海溝海底地震津波観測網のプロジェクトが現在進行中である。新設する海底観測所の数は150に及び、この観測網が完成すると、陸域の観測網によるこれまでの検知に比べて海域で発生する地震および津波をより早く検知することが可能となり、現状より精度の高い情報をより迅速に発信して防災に役立てることが可能となる。また東北・北海道沖の地震像の解明が進むことで海溝型地震の発生予測の高度化が期待される。文部科学省補助金により独立行政法人防災科学技術研究所(NIED)が構築する本計画の観測網はインライン式の観測システムであり、総延長5700kmの海底光ケーブルが海底観測所を数珠つなぎに陸と結ぶ。リアルタイムでNIEDに伝送される各観測所の地震と津波の波形データは、気象庁・大学等の関係機関に即時に流通して監視と地震調査研究に活用されることになる。平成27年度からの観測網全体の本格運用を目指しており、この平成25年夏には2011年東北地方太平洋沖地震(東北沖地震)余震域の南側である房総沖に最初の観測網が設置される予定である。本稿では日本海溝海底地震津波観測網の概要、進捗状況および期待される成果等について述べる。

2. 日本海溝海底地震津波観測網の整備の背景

東北沖地震は、陸域地震観測網データから沿岸の津波高を推定する当時の津波警報には精度的に限界があることを明らかにした。当時の地震と津波の観測網は陸域および沿岸に重点的に展開され

ていた。ちなみに1500点近くのリアルタイムの地震観測点が陸域に設置されていたのに対して、海域においては日本周辺海域全体でも50点ほどしか設置されていなかった。東北沖地震の震源域についてみると東京大学地震研究所が平成8年に設置した地震計3台と津波計2台からなる釜石沖のケーブル式観測システムがあったのみであった。海溝型地震の発生現場である海域にリアルタイムの観測網が十分に配置されていなかったことが、東日本大震災の被害が大きくなった要因のひとつではないかと考えられる。東北地方太平洋沖では引き続き規模の大きな海溝型地震が発生し、今後も強い揺れや高い津波に見舞われるおそれがある。海域に地震・津波の観測網を整備してより正確な地震・津波情報を迅速に提供することは、東北地方・北海道を地震・津波から守り、災害に強いまちづくりをすすめる上できわめて重要である。

3. 観測網の概要と進捗状況

マグニチュード7.5クラスの海溝型地震が発生した場合には、顕著な津波の発生が予想される。このため沖合での津波実測データを利用して精度の高い津波情報を迅速に出すためには、マグニチュード7.5クラス程度の地震の震源域の拡がりの中に、最低でも1点のリアルタイム観測所が必要と考えられる。また、発生した津波が沿岸に到達するまでの限られた短い時間の中で、沿岸での津波高の推定をより精度の高いものに刻々と更新しながら最新情報を提供していくためには、津波波源と沿岸との間の伝播経路上に複数点の実測データが必要となる。このような視点から、海溝軸に直交する方向(およそ東西方向)では約30km間隔、海溝軸に沿う方向(およそ南北方向)

では約 50-60 km 間隔という観測所配置の観測網に設計した。またアウターライズ地震の震源域を含む日本海溝沿いの広い海域をカバーするために全体として 150 の観測所、5700 km の海底ケーブルを必要とする。世界初といえるこのような大規模観測網の構築のために進めるべき作業も膨大である。観測網システムのものづくりに加えて、海を利用している関係者との調整、底質調査などの海底ケーブルルートを決めるための海洋調査、海底観測所を設置する場所の地下速度構造の調査、観測網システムの敷設工事を経てようやく、海底ケーブル利用の観測網を海底設置することができる。その後のシステムのチューニングも必要であり、観測網全体の本格運用までには 4 年程度を必要とする。その一方で地震と津波の沖合での実測データを災害軽減と地震調査研究に役立てるためになるべく早く観測網を立ち上げることが急務である。このため、観測網全体を 6 つに分割したサ

ブ観測網を単位として整備していく計画としている。また本格運用に入る前の観測データの品位の確認やシステムのチューニング等の試験運用段階から関係機関へのデータ流通を開始することによって、観測データの早期利用を進める計画である。観測網全体は次の 6 つのサブ観測網に分割した。①千葉県南房総市から茨城県鹿嶋市に至る房総沖の観測網、②茨城県鹿嶋市から宮城県亶理郡亶理町に至る茨城・福島沖の観測網、③宮城県亶理町から岩手県宮古市に至る宮城・岩手沖の観測網、④岩手県宮古市から青森県八戸市に至る三陸沖北部の観測網、⑤青森県八戸市から北海道厚岸郡浜中町に至る十勝・釧路沖、⑥千葉県南房総市から北海道浜中町に至る海溝軸外側の観測網である。サブ観測網は約 25 観測所からなる観測システムである。房総沖と三陸沖北部の観測システムのものづくりはすでに終了しており、敷設工事を待っている状態にある。平成 25 年度は、茨城・福島沖、宮城・岩手沖、十勝・釧路沖の観測システムのものづくりを完成させるほか、海溝軸外側の観測システムのものづくり、房総沖から三陸沖北部までの観測網の敷設工事を実施する計画であり、海を利用している関係者との調整に十分な時間をかけて計画を進めているところである。図 1 に海洋調査の結果を参照して決めた観測所配置と海底ケーブルルートを示した。また、図 2 に現在の整備スケジュールを示した。

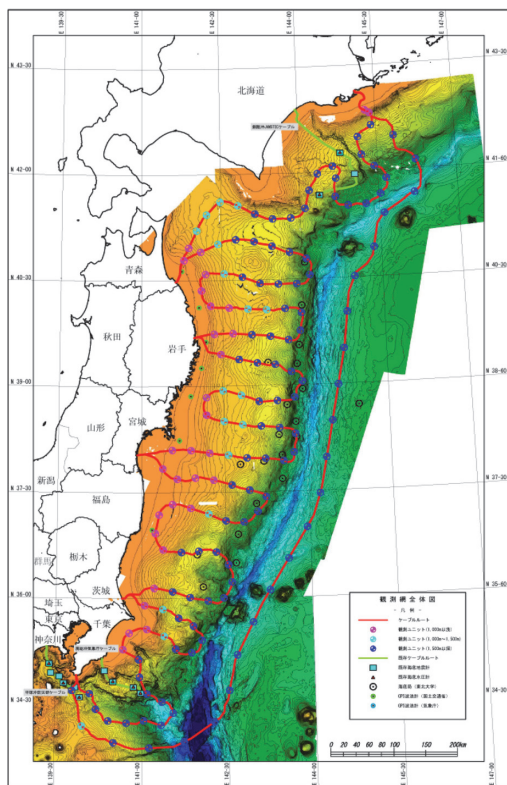


図 1 日本海溝海底地震津波観測網の配置図

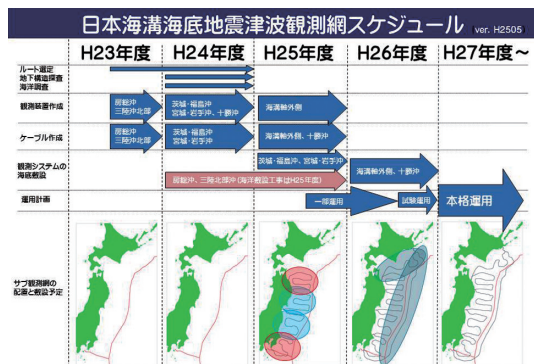
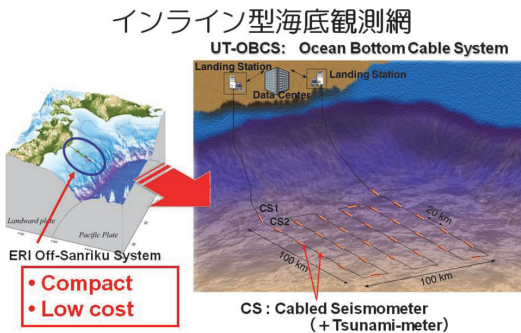


図 2 観測網の整備スケジュール

4. 観測システムの概要

観測システムとしては、光ケーブルを利用して海底観測所を数珠つなぎにするインライン式である。釜石沖などに紐状の一次元配置の観測網を構築するために従来から使われてきたシステム構成であるが、近年2次元配置の大規模観測網にも適用されるようになった。東京大学地震研究所はマグニチュード8クラスの地震の震源域をカバーする40観測点規模の高密度多点観測網のためのシステム開発を行い、小規模システムを新潟県沖の粟島から海底敷設して日本海で最初となるリアルタイム観測を開始している。インライン式観測シ



日本海(粟島近海)に4地震観測点のシステムを平成22年に埋設設置し、現在もトラブル無く観測中

図3 インライン式観測システムによる海底観測網の概念図



図4 本プロジェクトで開発したインライン式海底観測装置

ステムには短期間で観測網を作り上げることが出来るという大きな利点があり、その整備が緊急課題である日本海溝海底地震津波観測網には適した方式である。図3に2次元配置のインライン式海底観測網の概念図を示した。図4に本プロジェクトの観測所に設置するために開発したインライン式海底観測装置を示した。表1に日本海溝海底地震津波観測網の仕様概要をまとめた。特筆すべき点は海底通信グレードの高信頼性部品を使用していることに加えて、センサー、伝送システム、電源供給等に可能な限りの冗長性を確保することによって必要なデータが欠測することのないような強靱な観測システム構成に仕上がっている点である。陸上の通信インフラの障害も設計にいたれた。サブ観測網の観測データを陸上局経由で隣り合うサブ観測網に流すことによって、6つのサブ観測網はあたかもひとつの観測網のように機能させることが可能である。この機能によって、6ヶ所にある陸上局のいずれか1ヶ所が防災科学技術研究所に通信接続されていれば、欠測することなく観測を継続することも可能となっている。しかしながら障害が発生した場合には早急に復旧工事を実施する必要があることは言うまでもない。

5. 期待される成果

日本海溝海底地震津波観測網の構築により、従来よりも迅速に海溝型地震と津波を検知することが可能となる。図5と図6にどれだけ早く地震と津波を検知することができるようになるかの結果を示した。例えば200km沖合で地震と津波が発生するケースでは最大で30秒程度早く緊急地震速報を出すことが可能となる。沿岸に津波が到達する約15分前には沖合で津波を検知して情報発信することが可能となる。図7に釜石沖の光ケーブル式海底地震津波観測システム(東京大学地震研究所)による東北沖地震の津波波形を示した。水深約1500mの海底にある水圧計TM1は地震発生約13分後に宮城沖海溝軸近くで発生して東北地方沿岸に破壊的な被害をもたらしたパルス状津波を捉えている。このような津波の実測データ

表 1 日本海溝海底地震津波観測網の仕様概要

観測網の設置海域	房総沖から北海道沖までを6海域に分けて、観測網を順次整備する。 房総沖、茨城・福島沖、宮城・岩手沖、三陸沖北部、十勝・釧路沖、海溝軸外側
地震・津波観測所の配置間隔	海溝軸に直交する方向（およそ東西）で30km間隔、海溝軸に沿う方向（およそ南北）で50-60km間隔。1海域に約25観測所を配置して、全体で150観測所の観測網。
観測装置	ベリリウム銅製円筒型耐圧容器（直径34cm、長さ226cm）に装置1式を収容
津波計	水晶振動式高精度水圧計（PARO SCIENTIFIC 社製周波数出力型）2式。 水柱換算1mmの分解能。
地震計	計測範囲±5Gの加速度計（日本航空電子(株)製JA5TYPEⅢA）1式 計測範囲±2Gの加速度計（日本航空電子(株)製JA5TYPEⅢA）1式 計測範囲±2Gの水晶振動式加速度計（Quartz Seismic Sensors 社製周波数出力型）1式 固有周期15Hzの速度計（OYO-GEOSPACE 社製 OMNI-2400）1式
AD変換	24ビット分解能のアナログ-デジタル変換器を使用
海底ケーブルの芯数	光ファイバー12芯構成
海底ケーブルの長さ	全長約5700kmの光ケーブルを海底に敷設
ケーブル陸揚局	海底ケーブルの両端を陸揚げ、隣り合う観測網の陸揚げ局舎は共通化。
ケーブル給電	ケーブル両端の陸揚局から定電流1.1Aで給電。3000Vまたは5000Vの直流電圧
データ伝送方式(海)	光ファイバー2芯1組を使用して波長多重・双方向伝送。6波長多重した場合、光ファイバー10芯で30観測所のデータが伝送可能。観測網制御に2芯を使用。
海底下埋設	およそ水深1500mより浅い海域では、海底ケーブルと観測装置を海底下1mに埋設。
データ伝送方式(陸)	防災科学技術研究所がHi-net観測網の伝送に使用しているEarthLANとほぼ同様な伝送
データの刻時	陸揚局から高精度基準信号を伝送して海底観測装置内で刻時。高精度基準信号は、水晶振動式の水圧計および加速度計の周波数出力を接続するカウンタ回路の基準信号にも利用。

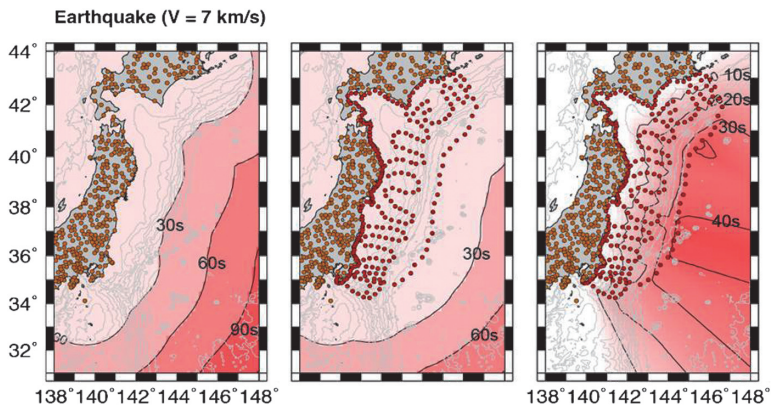


図 5 地震検知の迅速化

をシミュレーションに組み込むことによって従来よりも格段に精度の高い津波高予測が可能となる。また、東北・太平洋沖の地震像の解明も期待される。図8に2008年の茨城沖地震の海底観測

による余震分布と陸上観測網による余震分布の比較を示した。海底観測網によってより正確な地震活動をリアルタイム把握することによって、地震像の解明が飛躍的にすすむことが期待される。

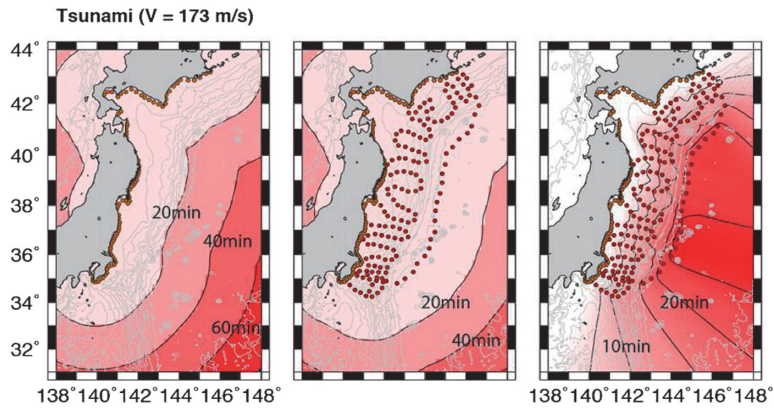


図 6 津波検知の迅速化

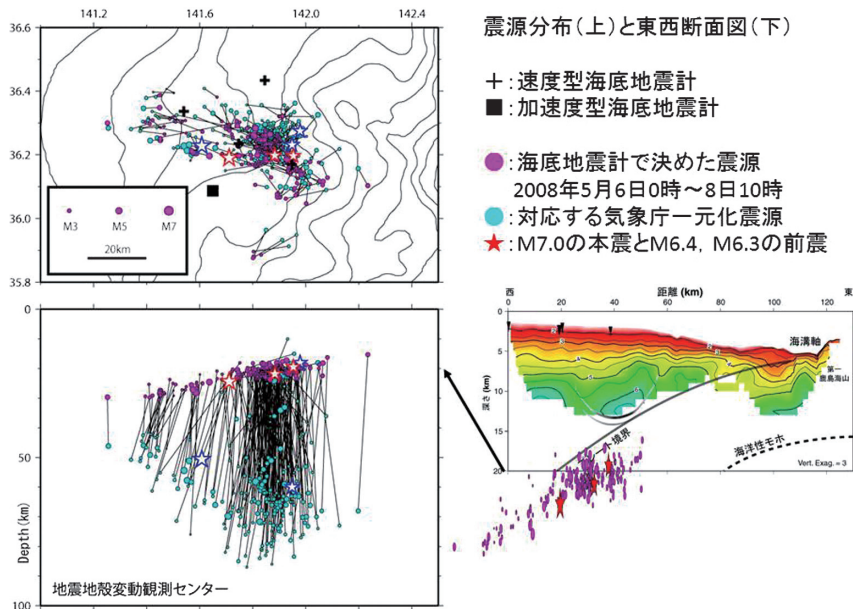


図 7 2008 年の茨城沖地震の海底観測による余震分布の例

沖合に日本海溝海底地震・津波観測網ができる
と現状よりどのくらい早く海底で発生する地震
を検知できるかを示したコンター図(右図)。陸
域観測網が地震検知するまでにかかる時間(左
図)と日本海溝海底地震・津波観測網が地震検知
するまでにかかる時間(中図)の差から求めた。
沖合に日本海溝海底地震・津波観測網を構築す
ることにより現状より最大 30 秒程度早く海底地震
の発生を検知することが可能となる。

沖合に日本海溝海底地震・津波観測網ができる

と現状よりどのくらい早く津波を検知できるかを
示したコンター図(右図)。現状の沿岸に配置さ
れた観測網に最初に津波が到達するまでにかかる
時間(左図)と沖合の日本海溝海底津波観測網に
津波が到達するまでにかかる時間(中図)の差と
して求めた。日本海溝海底地震・津波観測網を構
築することにより現状より平均して 15 分程度早
く沖合で津波の発生を検知して津波高を実測す
ることが可能となる。

海底観測による余震分布からはプレート境界型

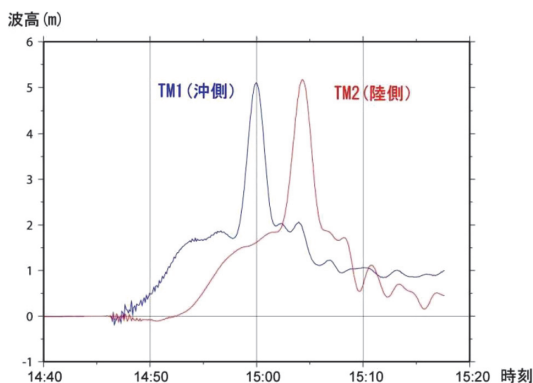


図 8 東北地方太平洋沖地震の沖合での津波実測波形

地震であることが明確であるが、陸上観測による余震分布からは分らない。

6. おわりに

房総沖から北海道沖までの海陸境界域で発生する海溝型地震と津波のリアルタイムモニタリングがスタートしようとしている。日本海溝海底地震津波観測網から防災に貢献する画期的な成果があらることが期待される。

参考文献

- Kanazawa, T., 2013, Japan Trench earthquake and tsunami monitoring network of cable-linked 153 ocean bottom observatories and its impact to earth disaster science (UT2013-1147), International Symposium on Underwater Technology 2013, IIS Conference Hall "Haricot", Komaba Research Campus, The University of Tokyo, Tokyo, Japan, 5-8 March, 2013.
- 金沢敏彦, 2013, 防災科学技術研究所の津波研究への取り組み「日本海溝海底地震津波観測網の整備」, 第12回国土セイフティネットシンポジウム「巨大津波

からどのように身をまもりますか? 第17回「震災対策技術展」会場: パシフィコ横浜, .

金沢敏彦・植平賢司・野口伸一・関口渉次・青井 真・汐見勝彦・功刀 卓・松本拓己, 2012, 日本海溝海底地震津波観測網の整備, 日本地震学会ニューズレター, 24, 1-2.

Yamazaki, K., H. Yamamoto and M. Shinohara, T. Kanazawa, 2012, Development of seismometers sensor network for observation on sea floor—IP goes to oceans—, IEICE Trans. Commun., E95-B, 7, 2182-2190.

金沢敏彦・篠原雅尚・塩原 肇, 2009, 海底地震観測の最近の進展—海底地震観測システムと海底における自然地震観測の進展について—, 地震2, 61, S55-S68.

Kanazawa, T. and M. Shinohara, 2009, A new, compact ocean bottom cabled seismometer system—Development of compact cabled seismometers for seafloor observation and a description of first installation plan, Sea Technology, 50, 7, 37-40.

Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa, 2008, Weak interplate coupling by seamounts and repeating M7 earthquakes, Science, 321, 5839, 1194-1197.

金沢敏彦

[かなざわ としひこ]

現職 東京大学名誉教授, 独立行政法人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・海底地震津波観測網整備推進室長, 理学博士.

略歴 東京大学大学院理学系研究科地球物理学専門課程博士課程単位取得退学, 東京大学理学部助手, 東京大学理学部助教授, 東京大学地震研究所教授を経て, 現職.

研究分野 海底地震学, 地震計測.



2013/4/13 淡路島の地震 M6.3

2013年4月13日午前5時33分、淡路島の中部を震源とする M6.3 の浅発地震が発生し、淡路市で震度 6 弱の揺れが観測された。近畿地方では、1995年1月の阪神・淡路大震災以降の18年間で最大の規模と震度であった。

この地震のメカニズムは東西方向の圧縮力による逆断層型であり、横ずれ型であった兵庫県南部地震とは異なる。本震直後の余震は約 10km の長さでほぼ南北に整列し、深さ 15km 付近で西に傾く面状に分布している (図 1)。

今回の地震については、いくつもの疑問が投げかけられている。この地震は兵庫県南部地震の余震なのか？ 野島断層で発生したのか？ 未知の活断層によるものなのか？ 阪神・淡路大震災または東日本大震災の影響なのか？ 南海トラフ地震の予兆なのか？ 以下では、これらの疑問に関して簡単な解説を試みる。

(1) 兵庫県南部地震の余震か？

一般に、大きな地震のあとにはおびただしい数の余震が相次ぐが、これらの余震の大部分は本震を生じた断層面のごく近傍で発生する。この性質を利用して、本震直後、たとえば 24 時間以内の余震分布から本震の断層面が推定されるケースも多い。直感的には、本震で生じた断層という傷がズキズキ痛んでいる状況が余震活動であると言える。

この場合、余震の発生メカニズムは本震とほぼ同じであり、その発生数は時間の経過にほぼ

反比例して減少してゆく。有感となる余震の頻度は減っても、人が感じないレベルの小さな余震はいつまでも続き、兵庫県南部地震の震源域は、18年を経過した今でも微細な余震の分布としてその痕跡を認めることができる (図 2)。

一方、以上とは別に、本震の断層面から離れた位置で発生し、しかもメカニズムが異なった地震であっても、本震から時間的・空間的に近接していれば余震と呼ばれるケースがままある。これらは広義の余震と呼ばれ、本震に誘発されたと考えられる地震も含まれている。

今回の淡路島の地震については、兵庫県南部地震の余震域の南端近くに位置するものの、メカニズムは本震と明らかに異なっていることから、狭義の余震とは断定できず、強いて言えば広義の余震である。このように、そもそも余震という言葉は曖昧な概念である。

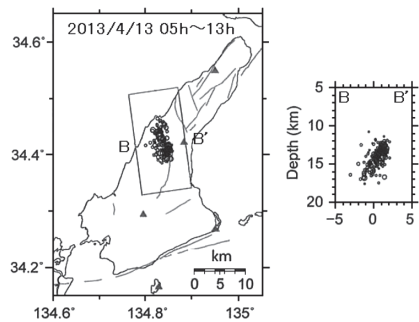


図 1 2013/4/13 淡路島の地震の余震分布 (防災科研)

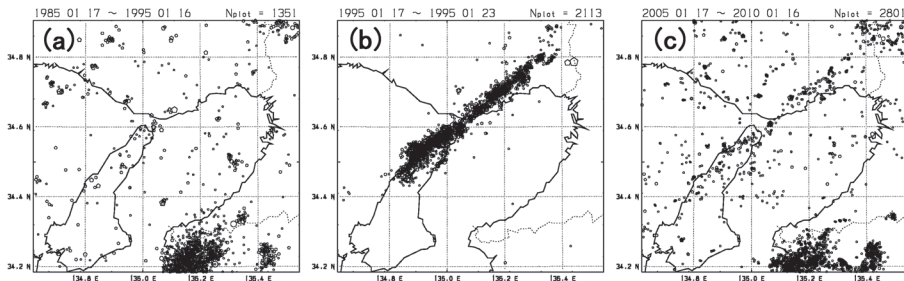


図 2 兵庫県南部地震の震源域付近の地震活動 (M1.0 以上、深さ 20km 未満)

(a) 地震発生前 10 年間, (b) 地震発生後 1 週間, (c) 地震発生 10 年後から 5 年間

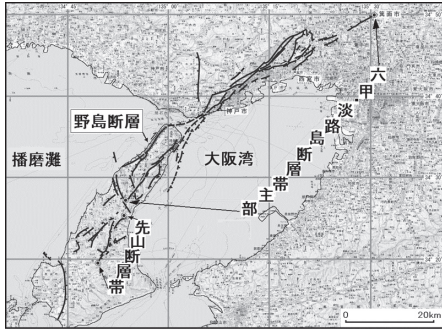


図3 淡路島周辺の活断層（地震調査研究推進本部資料に加筆）

(2) 未知の活断層によるものか？

1995年兵庫県南部地震は活断層型の地震であり、淡路島北端にある野島断層が動いたことで知られる。野島断層は、神戸市街から淡路島にかけて分布する「六甲・淡路島断層帯主部」を形成する活断層のひとつであり、今回の地震の震源とは10数km離れている。このため、今回の地震と野島断層との間に直接的な関連性はないものと思われる（図3）。

一方、淡路島の南部には先山断層帯と呼ばれる別の活断層帯があるが、今回の地震が発生した位置は上記2つの断層帯のいずれにも属しておらず、これまで地表の活断層調査からは知られていなかった未知の断層が活動したように見られる。

一般に、内陸の地震は深さ15km程度より浅い場所で発生する。また、地震の震源域の幅がりはM6で10km、M7で30km、M8で100km程度であることが知られている。深さ15kmの地震発生層の中で大小様々の地震が発生する場合、図4に示すとおり、M6級の地震では地表に現れる確率が低くなる。

すなわち、今回くらいの規模の地震を引き起こす源は地中に埋没していて、地表から見つからない「未知の活断層」である場合も多い。この程度の地震は日本全国どこでも発生し得るものと考えねばならないであろう。

(3) 大震災による影響か？

東日本大震災を引き起こした2011年東北地

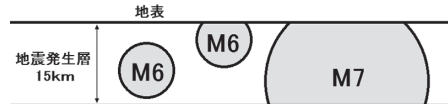


図4 地震発生層とM6級、M7級地震の模式図

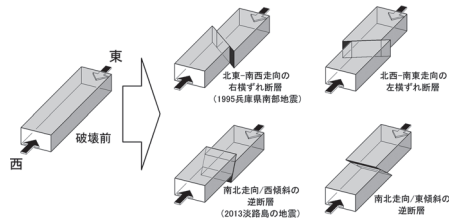


図5 東西方向の圧縮力による地震発生の典型例

方太平洋沖地震（M9.0）は巨大であったが、淡路島付近まで影響が及んだとは考えにくい。一方、1995年兵庫県南部地震（M7.3）の震源域は今回の地震に隣接しており、何らかの影響を与えたものと考えられる。

ただし、兵庫県南部地震が今回の地震を引き起こしたという表現はいささか短絡的である。今回の地震の原因は、近畿地方の地下に働く東西の圧縮力であり、それによる歪みを解消するひとつの形が18年前に右横ずれ断層として発生した兵庫県南部地震、そして別の形で逆断層として発生したのが今回の地震である（図5）。

兵庫県南部地震の発生による負荷が淡路島中部に及んで今回の地震を誘発したとも考えられるため、間接的な影響はあったといえよう。

(4) 南海トラフ地震の予兆か？

今回の地震のエネルギーは、兵庫県南部地震の約1/30、またM8級と予想される南海トラフ巨大地震の1/1,000程度にしすぎない。

従って、今回の地震が直接南海トラフでの巨大地震を引き起こすとは考えられない。ただ、南海トラフで過去100～150年間隔で繰り返されてきた巨大地震が発生する前の数十年間は、内陸地震の活動度が高まっていたとのデータがある。今回の地震をそのような活動のひとつと見ることはできるかもしれない。

（岡田義光：防災科学技術研究所理事長）

偶然のなせるわざ

今年、大正12年(1923年)の関東大地震から90年という節目を迎えている。

先日、ぼんやりと地震の発生年を思い起こしていたら、末尾に3のつく年は割合と有名な地震が起こっていることに気がついた。2013年から10年ごとに遡って行くと、

- 2003年 十勝沖地震
- 1993年 北海道南西沖地震
- 1983年 日本海中部地震
- 1973年 根室半島沖地震
- 1963年 越前岬沖地震
- 1953年 房総沖地震
- 1943年 鳥取地震
- 1933年 三陸沖地震
- 1923年 関東地震

これらのうち、1963年越前岬沖地震はややマイナーかもしれないが、1年違いの1964年には有名な新潟地震がある。

そこで、やや系統的に調べてみることにした。ただ、有名な地震や名立たる地震といっても明確な定義はなく、主観的にならざるを得ない。ここは権威に頼って、2013年版理科年表(丸善)に掲載されている「日本付近のおもな

被害地震年代表」のうち、『関東地震』のように特別な名称がつけられている地震をピックアップする。これらは、顕著な地震や記憶に残る地震、そして近年では気象庁が命名した地震が選ばれているようである。

こうして、869年貞観の三陸沖地震から2011年東北地方太平洋沖地震まで、『』のつけられた地震は85個見つかる。このうち、1900年以降の地震は67個であり、それらを年号の末尾で整理すると、表1のようになる。ただし、同一年に複数の地震があった場合は被害の大きかったものを残しているため、表1に含まれる地震の数は52個である。たとえば2007年には顕著な地震として『能登半島地震』と『新潟県中越沖地震』があるが、後者のみを選択している。

表1を見ると、地震の数が多いのは年号の末尾が3の年と4の年であり、とくに末尾が3の年は顕著な地震が多く、10年おきに9回も連続している。勿論これは偶然のなせるわざであるが、本年(2013年)は大きな被害地震がないことを祈りたい。

(岡田義光：防災科学技術研究所理事)

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1900						芸子 M7.3				江濃 M6.8
1910		喜界島 M8.0			仙北 M7.1				大町 M6.5	
1920		竜ヶ崎 M7.0	島原 M6.9	関東 M7.9	丹沢 7.3	但馬 M6.8		北丹後 M7.3		
1930	北伊豆 M7.3	西埼玉 M6.9		三陸 M8.1		静岡 M6.4	河内大和 M6.4		福島県沖 M7.5	男鹿 M6.8
1940				鳥取 M7.2	東南海 M7.9	三河 M6.8	南海 M8.0		福井 M7.1	今市 M6.4
1950			十勝沖 M8.2	房総沖 M7.4		二ツ井 M5.9				弟子屈 M6.3
1960		北美濃 M7.0	宮城県 北部 M6.5	越前岬沖 M6.9	新潟 M7.5	静岡 M6.1	松代群発 最大 M5.4		十勝沖 M7.9	
1970			八丈島 東方沖 M7.2	根室 半島沖 M7.4	伊豆 半島沖 M6.9				宮城県沖 M7.4	
1980			浦河沖 M7.1	日本海 中部 M7.7	長野県 西部 M6.8					
1990				北海道 南西沖 M7.8	北海道 東方沖 M8.2	兵庫県 南部 M7.3				
2000	鳥取県 西部 M7.3	芸子 M6.7		十勝沖 M8.0	新潟県 中越 M6.8			新潟県 中越沖 M6.8	岩手宮城 内陸 M7.2	
2010		東北地方 太平洋沖 M9.0								

表1 1900年以降の顕著な地震を、発生した年号の末尾で並べた表。M7以上の地震にはハッチがかけられている。

沈み込むプレートの歩み

高木章雄

今から6年ほど前のことです。地震予知研究計画発足（1965年）以来、東北地方日本海沿岸地域の山野を駆け巡り、観測点の選定、計器の設置、記録の収集等をはじめとして、観測維持に長年努力してきた技術系職員から定年退官の知らせを受け、また翌年からも退官職員が続く事を知り、私自身も定年退官20年を過ぎ、月日の流れの速さに驚く一方、当時の労苦が昨日の如く思い出されました。地震予知研究の道を拓くための基本となる観測、そして常にその精度向上に努めるとともに研究の一端を担って40年余、活躍してきた功績を讃えるため、東北地域の“地震予知研究の今”を理解する上で重要な「日本海溝から三陸沿岸直下に至る間の沈み込む太平洋プレートの動態に関わる地震活動」について調べ、3人の退職職員に報告したのが5年前のことです。一方、東北地域では微小地震観測所および地殻変動観測所を日本海沿岸地域、三陸沿岸地域に各々ヶ所、計4観測所を設置しましたがその間、設営に6年かかりました。その最終年を担当した研究者、技術系職員も本年退官することを知り、先に述べた資料に新しいデータを加え「沈み込むプレートの歩み」をまとめ、再び報告する用意をしました。これらの成果は海域の地震活動とプレート間の固着状況の理解を容易にするものと考え、しかもこれらの資料は建設期以来長年高精度観測網維持に努力され得られた成果の一つとして伝えたいと思ったからです。

昭和25年、石淵ダム採石用爆破（ダイナマイト57t）に伴う人工地震波観測に私自身学生の身で参加しましたが、初めて見る携帯用地震計に驚きました。重量感あふれる従来型の地震計のイメージしかなかった私にとって、片手で持ち上げられる小型地震計、早速そのルーツを尋ねました。正確な日時はわかりません。ある日、松沢武

雄先生（東京大学名誉教授）が同研究室で「もっと小さな地震があるではないか」とつぶやかれました。そこには、若き日の浅田敏先生（東京大学名誉教授）、鈴木次郎先生（東北大学名誉教授）がおられました。大変驚きました。それから小型地震計の開発、そして昭和23年（1948）福井地震の発生に伴いお二人で余震観測を実施、見事に世界で初めて微小な自然地震を発見しました。これは固体地球物理学の中で特筆すべき事だと思います。

その後、小さな地震でも観測される地震動の規模別頻度分布は大きな地震についての規模別頻度と同様なべき乗則に従うという研究があり、微小地震はその発生回数が多いゆえに比較的短い期間でその地域の地震発生の特性を評価することが可能なデータであると考えられるに至り、高密度高精度の微小地震観測の重要性が認識されるようになりました。

先に述べました石淵ダム採石用爆破地震動観測を契機に「爆破地震動研究グループ」が結成されました。中堅・若手・大学院生等元気の研究者が揃った全国横断的な研究グループで、その後東北地方男鹿-気仙沼ラインを始め東北地方三陸沿岸地域、関東、中部、近畿、さらに最近九州地域に研究フィールドが広がられています。

一方、微小地震の研究もその重要性が認められ新たに研究グループが組織されました。当初はほとんど爆破地震動研究グループのメンバーを兼ねていました。このグループが結成された直後、佐々憲三先生（京都大学名誉教授）から大学・研究所にそれぞれ一台ずつソニー製のデータレコーダが配布されました。今でもそのときの喜びを思い出します。

微小地震研究グループの代表者を担われた西村英一先生（当時京都大学教授）が突然の病により

急逝されましたので、萩原尊禮先生（東京大学名誉教授）が代表者を引き継ぎ、微小地震観測研究は岐阜県根尾谷地域、福井、和歌山県地域に拡げられ、さらに同研究グループは昭和39年新潟地震の余震の合同観測に参加、翌昭和40年（1965）、地震予知研究計画の中核となりプレートテクトニクス論に基づく地震発生前の地震科学の研究を進めることになったわけです。私もその一人でした。

地震発生前の場の研究の基本は水準測量、検潮場による海水位観測等の地殻変動調査、地震活動（精度の高い震源の決定）、地殻の地震波速度構造調査、活断層調査、地磁気・地電流観測等が主な項目でした。

東北地方にはそれまで気象庁を含めて観測所が少なく、①観測空白地域であること、②新しい地球観としてプレートテクトニクス論による日本海溝から東北日本弧に沈み込むプレート真上の東北地方は最適研究地であること、③地殻構造調査が男鹿-気仙沼測線で再三行われていることから、観測点設置やその維持について苦勞が伴うことを覚悟して、日本海沿岸地域から三陸海岸地域にわたり広域な観測所作りを始めました。地震発生前の場の研究や、それと直接関係するプレートテクトニクス論の新鮮さが研究者と技術系職員の絆となったものと思います。

高精度データの必要上、交通不便な地点を観測点に選定したために、データの収集、読み取り、整理、解析に多大な労力と時間を費やし研究成果に遅れが見られた結果、昭和49年（1974）各地域に観測点を展開している大学・研究所ごとに有線テレメータの導入が認められました。その集中読み取りにより震源位置決定精度が画期的に向上し、特に静かな環境を選定した地震観測点の効果が著しく数々の重要な成果が生まれました。

北上山地遠野市郊外に昭和45年（1970）観測所を中心に半径4km、8kmに各6点計13点からなる群列観測所を設立した際、たまたまこの年に電話線によるデータ通信が認められることになり、当時の文部当局の許可を得て本邦で初めて有線テレメータによる地震波のデータ通信が可能となった実績が上記の有線テレメータ全国展開に貢

献したものと思います。

その後、大学間のデータ流通のシステムが整備され、さらに平成9年（1997）独立行政法人防災科学技術研究所により全国均質に高感度地震観測網等が展開され、その他のデータと統合されて気象庁により一元化データとして取り扱われています。本稿に使用したデータは気象庁一元化データによります。

第1図は内陸における震源分布と地殻の構造の関係を表したものです。

内陸では6km/sec層に地震が発生するという重要な知見を得たので、地震、地殻変動の研究者ばかりでなく地殻構造、岩石物理、岩石学の研究者が一堂に会し、地殻の変形、破壊様式について今後の展望を聞きたいというシンポジウム開催通知です。地震の発生前の地震の科学への道を歩む努力の表れだと思います。

第2図はやはり有線テレメータ導入後に得られた重要な結果の一つで東北日本弧下に明瞭に見出された二重深発地震の断面図ですが、1976年のMaurice Ewingシンポジウムの席で上田誠也東京大学地震研究所教授（現在名誉教授）によって欧米の学者に紹介され、出席者に衝撃と興奮を与えたという記事を瀬野徹三東京大学地震研究所教授が「科学」Vol. 51, No. 8（1981）に紹介されたものこのころの成果です。

第3図は任意の方向の鉛直断面図を作るための参考図です。地震観測からプレートの状態評価をするときには海溝近くから断面図を作る必要があります。その場合、海溝は必ずしも一定の方向を保たないからです。

第4図の平面図は、鉛直断面図（a, b, c）の位置を知るために用意しました。日本海溝海側および三陸沿岸に沿った間隔の狭い2本線は、それぞれ断面図の東端と西端を表しています。全体を概観してすぐ理解できることは、深さ60kmではその深さはほぼ一定で、隣の測線の断面図と照合すれば平面と同じく凹凸がなく沈み込みを容易にする傾向となります。ただし、断面図の深さを示す線は折線になっているから傾斜が異なる二面と考えられ、その境界線は2003年5月26日に発生

昭和52年7月5日

シンポジウム 何故内陸性浅层地震は6km/sec層に発生するのかの御案内

地震や地殻変動の最近の良質データは地殻の変形・破壊様式に関する新しい知識を与えておられます。そこでこの際、サミタリ、地殻変動ばかりではなく、地殻構造、岩石物理、岩石学の研究者が一堂に会し、互目的にこの問題を掘り下す、今後の展望を開きたいという東大浅田教授の懇案に即応したというシンポジウムのお世話をすることになりました。なにぶんにお世話が甘くないので、お持ち合わせの御案内申し上げます。是非御出席の御案内申し上げます。(高木)

とき : 7月20日(水) 13^h30^m ~ 20^h00^m
 7月21日(木) 9^h00^m ~ 16^h00^m

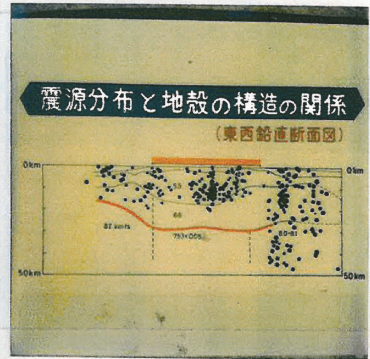
ところ : 東北大学医学部及理学部会館

以上 世話人 黙理 浅田 敏
 黙理 高木 幸雄

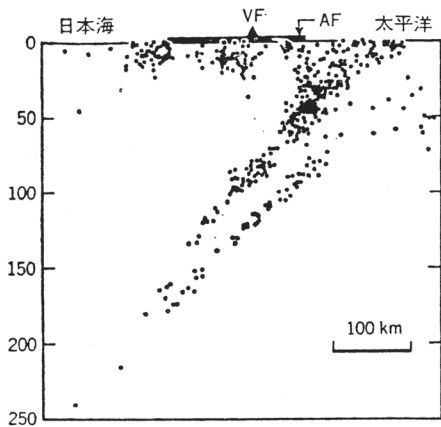
予定プログラム

日	時間	題目	座長
20日	13 ^h 30 ^m ~ 16 ^h 30 ^m	震源分布と地殻構造	鈴木(久)・石橋
	16 ^h 30 ^m ~ 18 ^h 00 ^m	地殻構造	浅野・尾池
	18 ^h 00 ^m ~ 20 ^h 00 ^m	地殻変動	薄上・野村
21日	9 ^h 00 ^m ~ 10 ^h 00 ^m	岩石物性と破壊	青木(謙)・井田
	10 ^h 00 ^m ~ 12 ^h 00 ^m	岩石学	荒牧・水谷
	13 ^h 00 ^m ~ 16 ^h 00 ^m	総括討論	浅田・久城

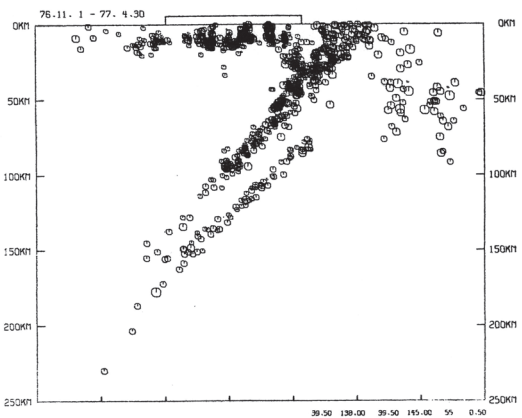
尚、適当な資料、スライド等をお持ちの方は御持参頂いて積極的に議論を交わして下さいようお願いいたします。



第1図 1977年のシンポジウム通知。内陸地震は6km/sec層に発生するという事実が発見されたのを機に開催された。右図は会場で配布された内陸震源分布と地殻構造の関係図。

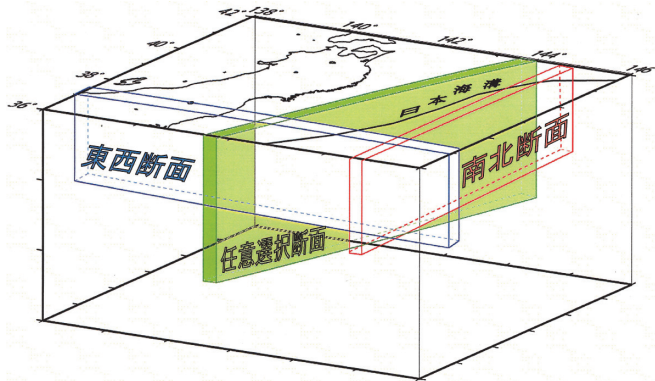


(a)

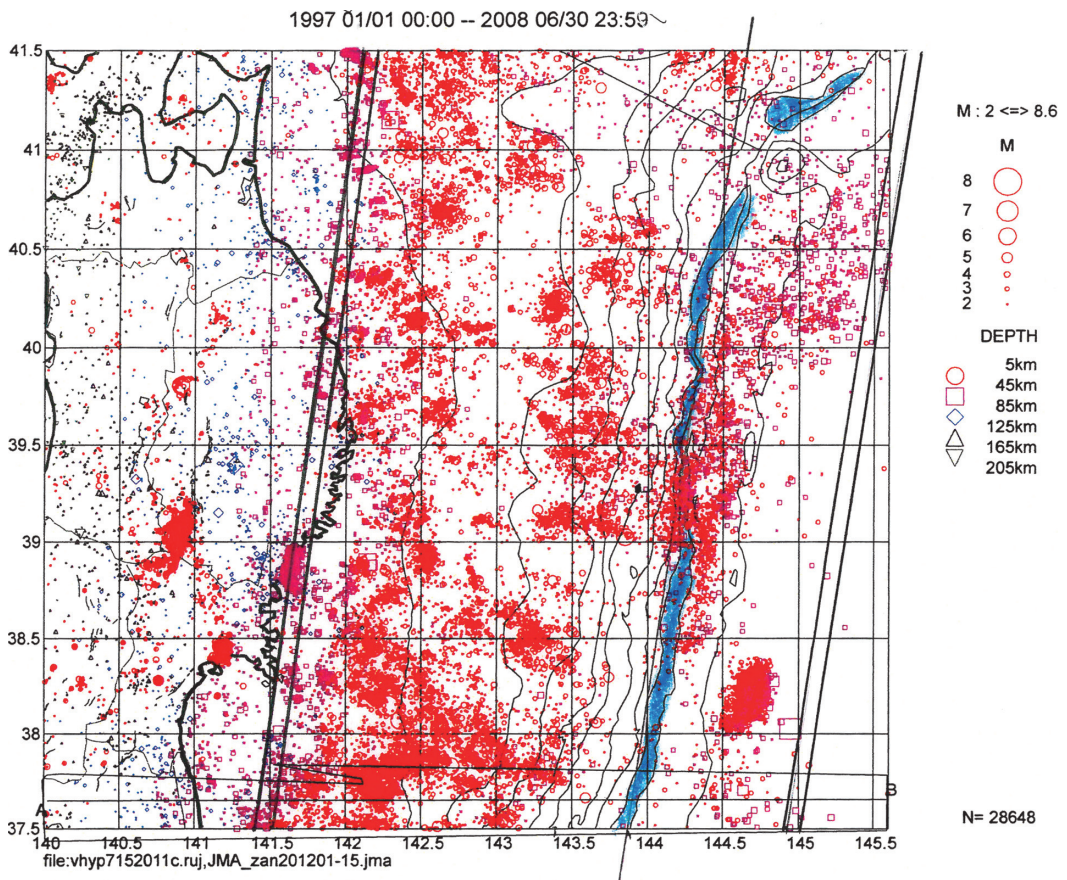


(b)

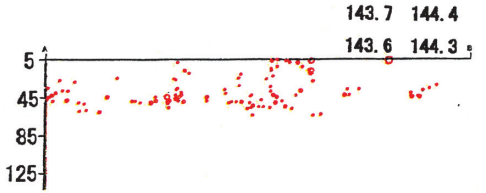
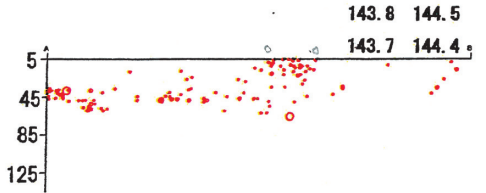
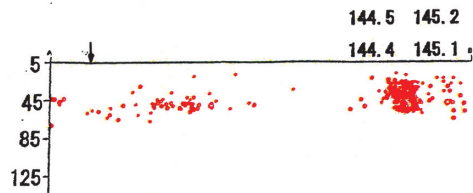
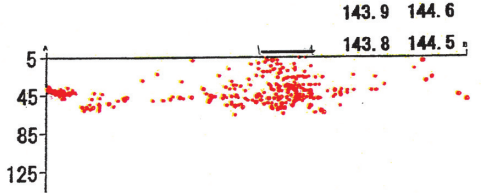
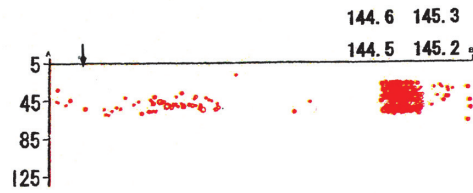
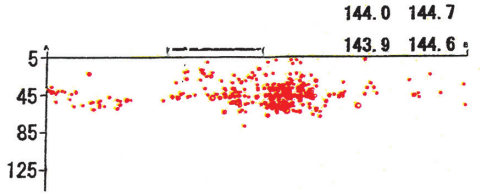
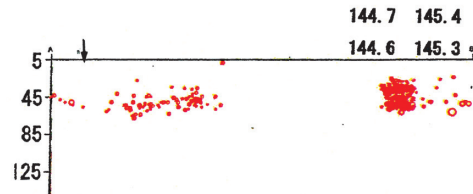
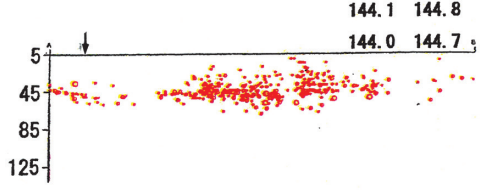
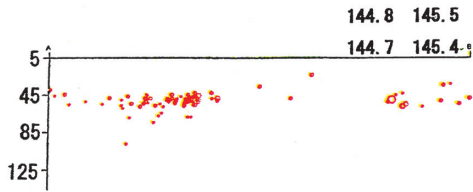
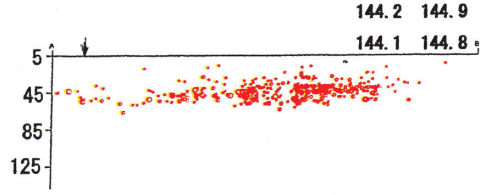
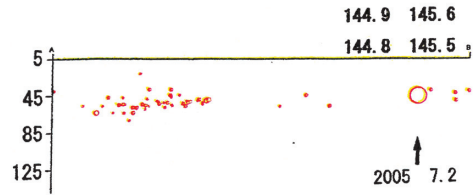
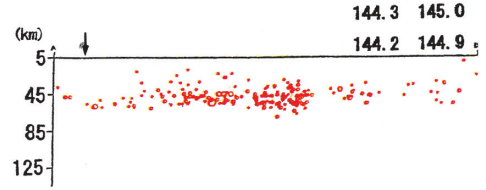
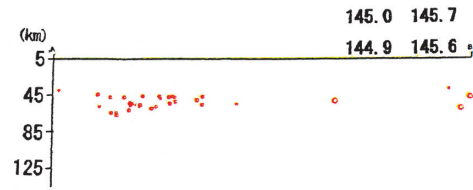
第2図 東北日本弧において発見された二重深発地震の断断面図。(a) 長谷川ほか (1976)。(b) 1976年11月~1977年4月。



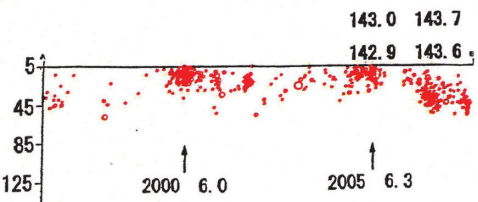
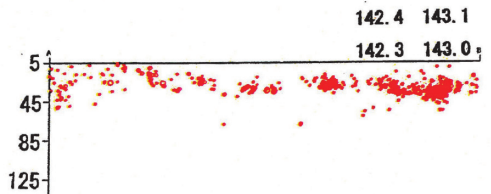
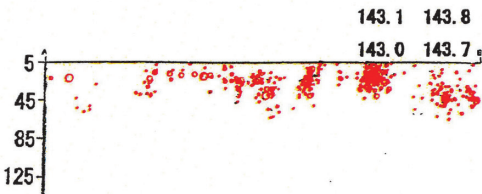
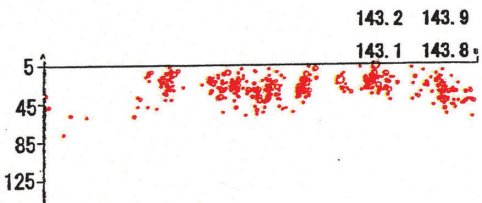
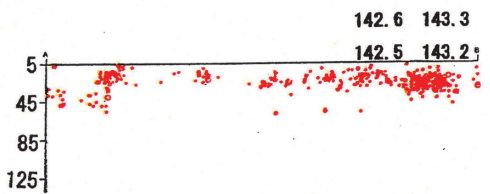
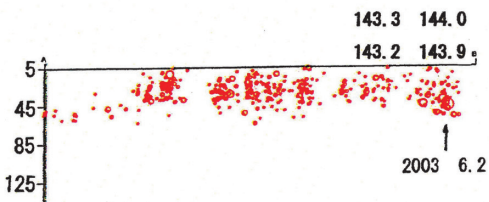
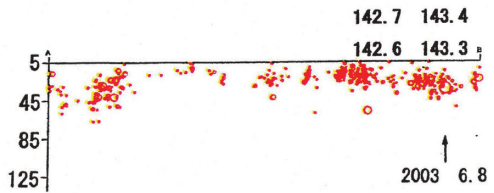
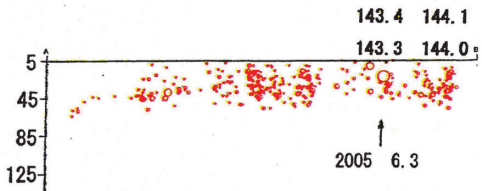
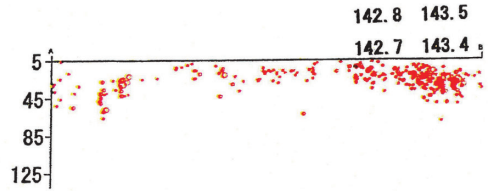
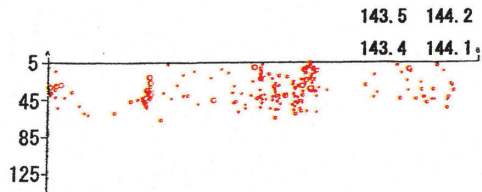
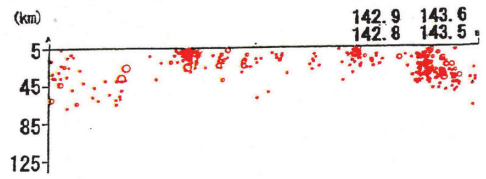
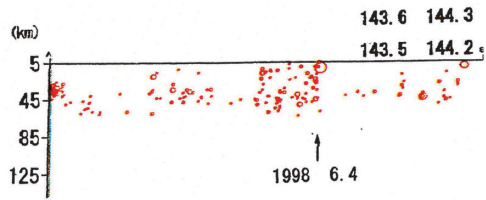
第3図 日本海溝に沿って設定された鉛直断面。



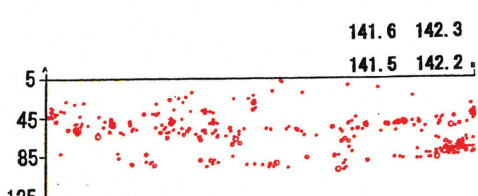
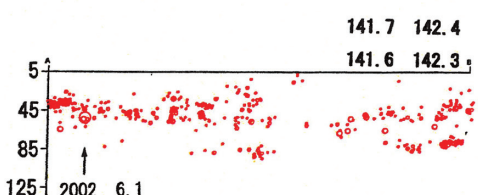
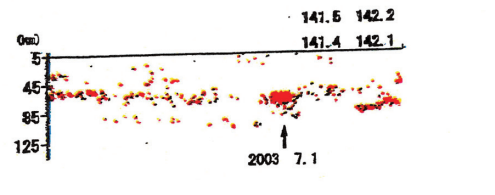
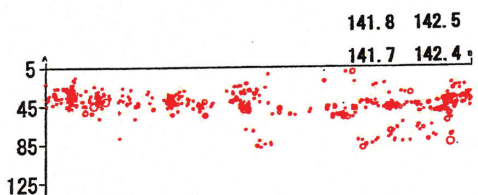
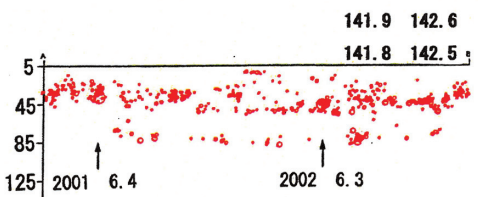
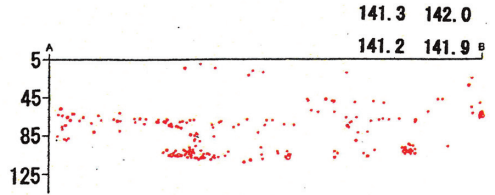
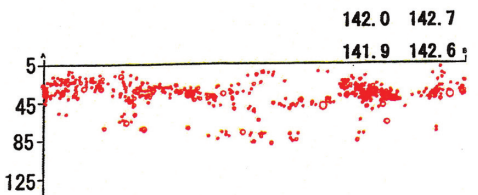
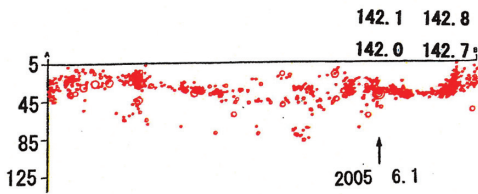
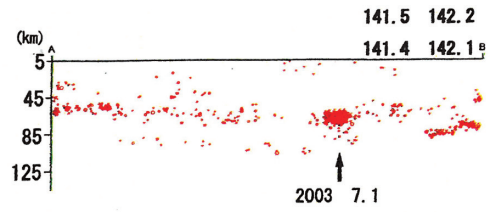
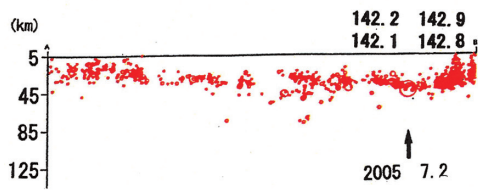
第4図 1997~2008年に発生した地震の震央分布図と (a)~(c) 断面の位置を示す2本線。



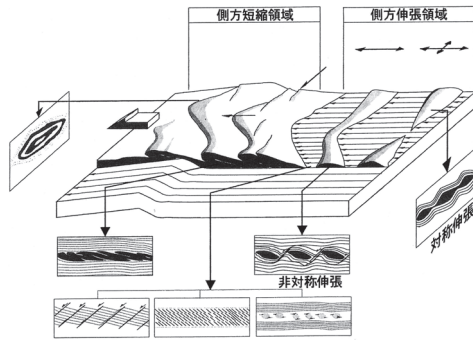
(a)



(b)



(c)



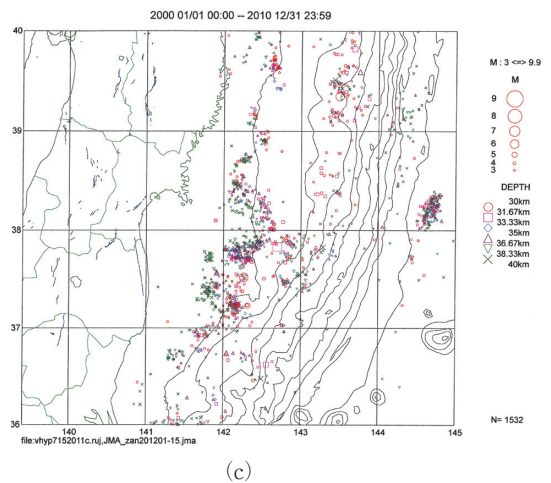
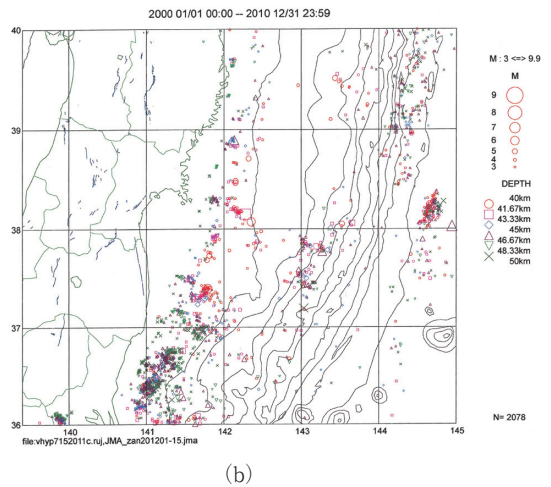
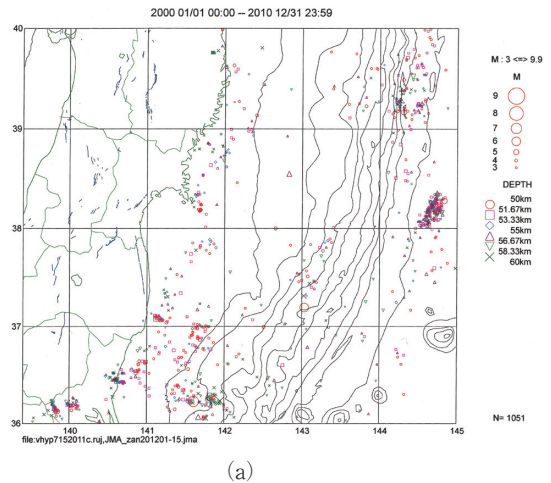
第5図 側圧を受けてプレート面の傾きが異なる様子を示した模式図 (Onishi and Kimura, 1995). 日本海溝の湾曲が原因で側圧が異なる。

した深さ72km, M7.1, 38.82N, 141.65E (気仙沼直下)のプレート内地震と2005年11月15日に発生した深さ45km, M7.2, 38.03N, 144.9E (日本海溝海側)の共に珍しい地震を結ぶ線に近く、この線を境として沈み込む、プレートの傾きがやや異なるものと推定できます。海溝陸側に発生した地震群は日本海溝の湾曲が原因と考えられましょう。

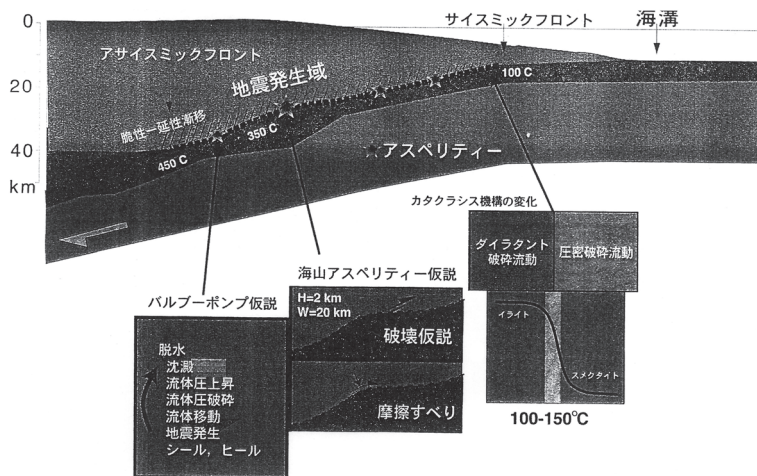
その場合には、第5図に見られるように側圧が作用し地震の発生に大きく影響を及ぼすものと考えられます。実際に、宮城県沖は海溝の陸側約10kmの深さから金華山直下60kmの深さまで地震の発生が見られ、しかも他の地域よりその発生率が高く、また地震の発生パターンも第6図に深さ別に表した震央分布図に見られるように他海域に比較して地震分布は複雑であります。

この海域に比較して39~40°N日本海溝の海側と陸側に発生している地震群は教科書的で、海側の地震群はプレート沈み込みに伴うベンディングによる正断層地震活動、陸側ではアンベンディングによる逆断層地震活動が見られ、昭和津波地震、明治津波地震の発生がよく理解できると思います。

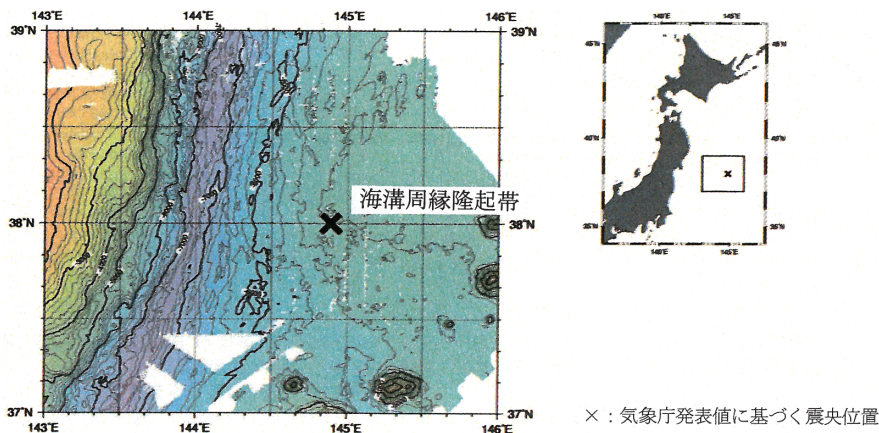
第7図は木村学(2002;東京大学教授)による地震発生帯と沈み込み帯の対比で、この構図を参考に、海溝に沿った地震断面図を作成しました。その理由は将来の地震発生場を作る不均質構造



第6図 第4図 (a)~(c) に対応する深さ別震央分布図。



第7図 地震発生帯と沈み込み帯との対比を示す模式図 (木村学, 2002).



第8図 2005年11月15日に日本海溝海側に発生したM7.2地震の震央(X印)と海底地形図。海溝の外側に隆起帯が明瞭に見られる(海上保安庁海洋情報部による)。

はプレートの沈み込みの始まる海溝周辺であるからです。

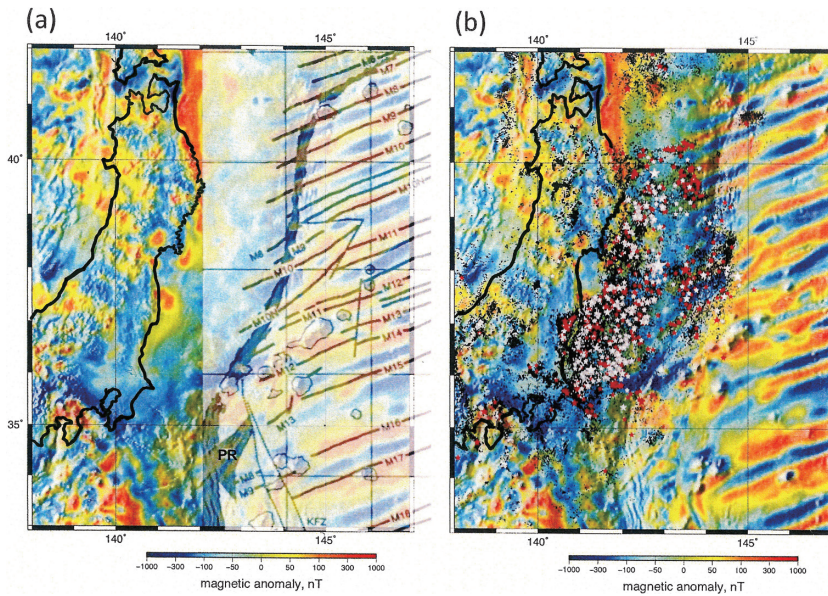
第8図は先に述べた2005年11月15日に発生した日本海溝海側のM7.2地震後、地震予知連絡会で海上保安庁海洋情報部から発表された震源近辺の海底地形図です。日本海溝の外側に広域にわたり隆起帯が存在することを示したものです。

2011年3月11日、予測を遥かに超えた東日本大震災が発生し2万人近い犠牲者と多くの被害が発生しましたが、地震を学ぶ私にとって言葉に表せない心境が今も続いています。ただ犠牲者の冥福を祈り一刻も早い復興を願っています。この大

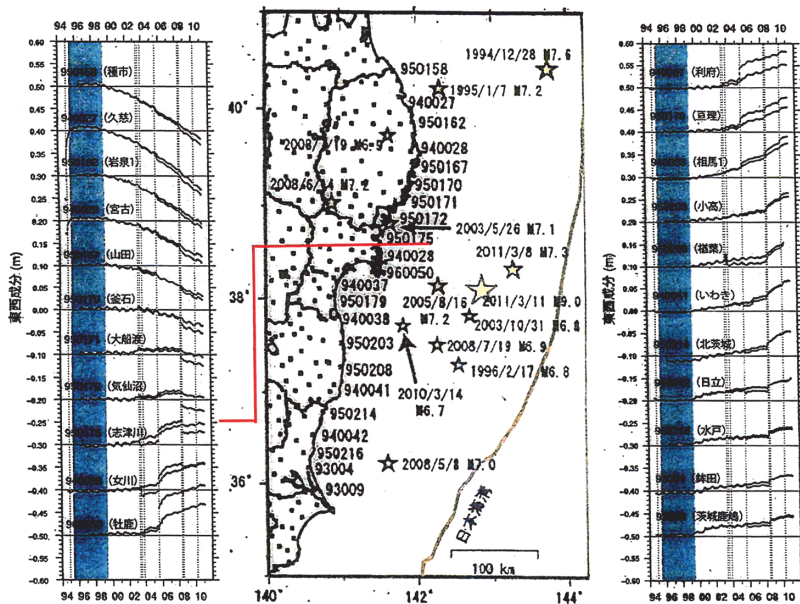
震災の後、各機関から各種の報告がありました。

第9図は西澤あずさ(2012;海上保安庁海洋情報部)によるもので、地磁気の縞模様を刻んだ海のプレートが宮城県沖の日本海溝に沈み込むプレートの残した大きな擾乱の様相が示されています。プレートの湾曲の姿がありありと観察され、しかも今回の余震活動もその擾乱に重なり広域にわたる特徴ある応力場によるものと想像されます。

また第10図は西村卓也(2012;京都大学防災研究所)によるもので、日本海側の新潟県村上GPS観測点を基準として太平洋プレートの沈み込み方向に近い東西成分について岩手県沿岸から



第9図 沈み込むプレートに伴う地磁気縞模様様の擾乱 (西澤あずさ, 2012). プレートの湾曲と擾乱の位置に余震活動が重なっている.



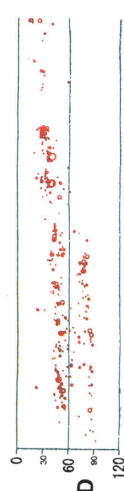
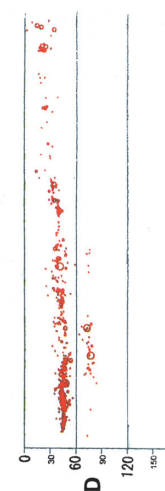
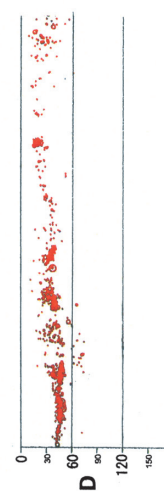
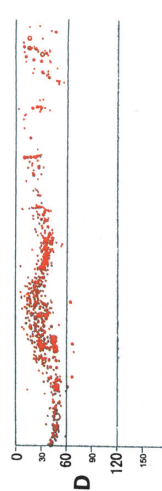
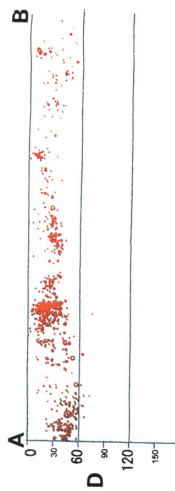
第10図 岩手県から茨城県沿岸において観測されたGPS上下変動 (西村卓也, 2012). 岩手県沿岸は右肩下がり, 茨城県沿岸では右肩上がりの特徴が顕著である.

茨城県沿岸に至るGPSデータを解析しています。図に示すように岩手県沿岸はほぼ右肩下がり、宮城県から茨城県に至る沿岸は右肩上がりであることから、岩手県側は西向き成分が大きくなり固着

が強まり、宮城・福島・茨城県側は東向き成分が大きく固着が緩む傾向であると指摘しました。

第11図から第13図は沈み込むプレートが適当な地震発生ごとに平滑化される模様を示したもの

2002/1/1 00:00 - 2004/12/31 23:59
M2.0⇔9.9 D 0-180km



A B
141.0 143.8
140.8 143.6

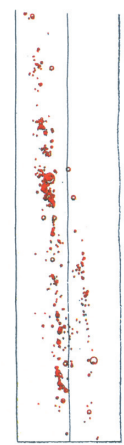
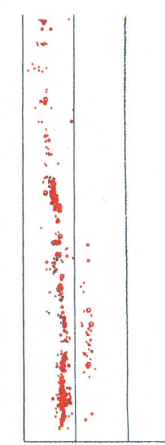
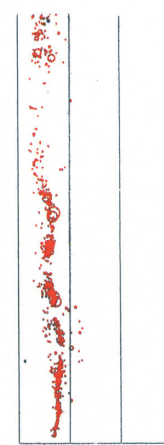
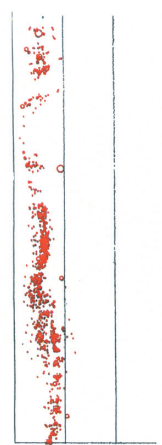
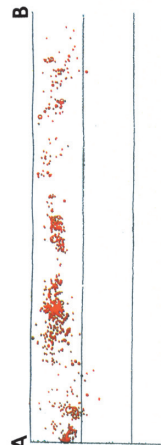
140.8 143.6
140.6 143.4

141.4 144.2
141.2 144.0

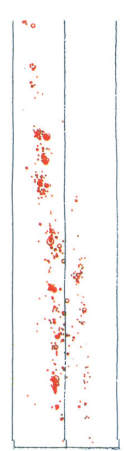
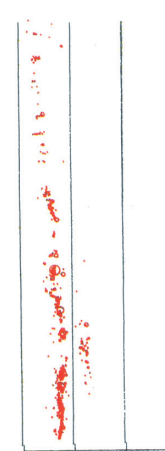
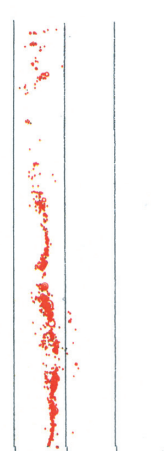
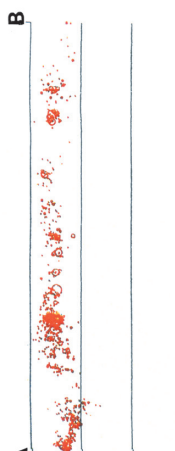
141.2 144.0
141.0 143.8

140.6 143.4
140.4 143.2

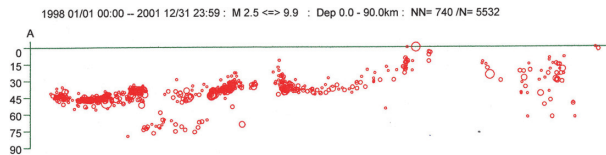
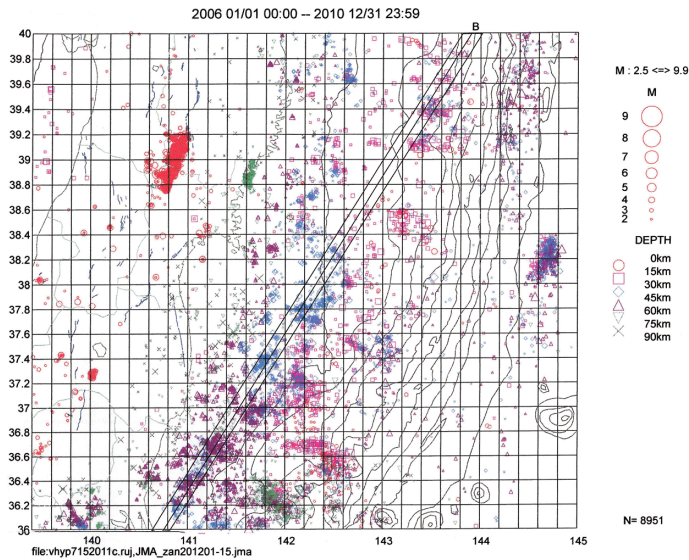
2005/1/1 00:00 - 2007/12/31 23:59
M2.0⇔9.9 D 0-180km



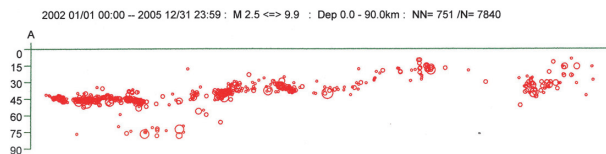
2008/1/1 00:00 - 2010/12/31 23:59
M2.0⇔9.9 D 0-180km



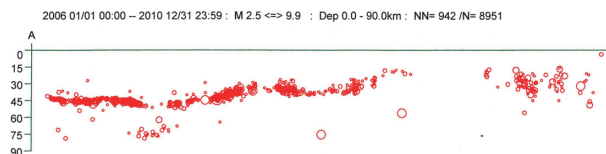
第11図 2011年東北地方太平洋沖地震発生前3年ごとの震源断面図。左側から右側へと時間の経過とともにプレート面の平滑化が進み、その結果沈み込みを容易とする事で巨大地震発生の準備をするものと考えられる。



(a)



(b)



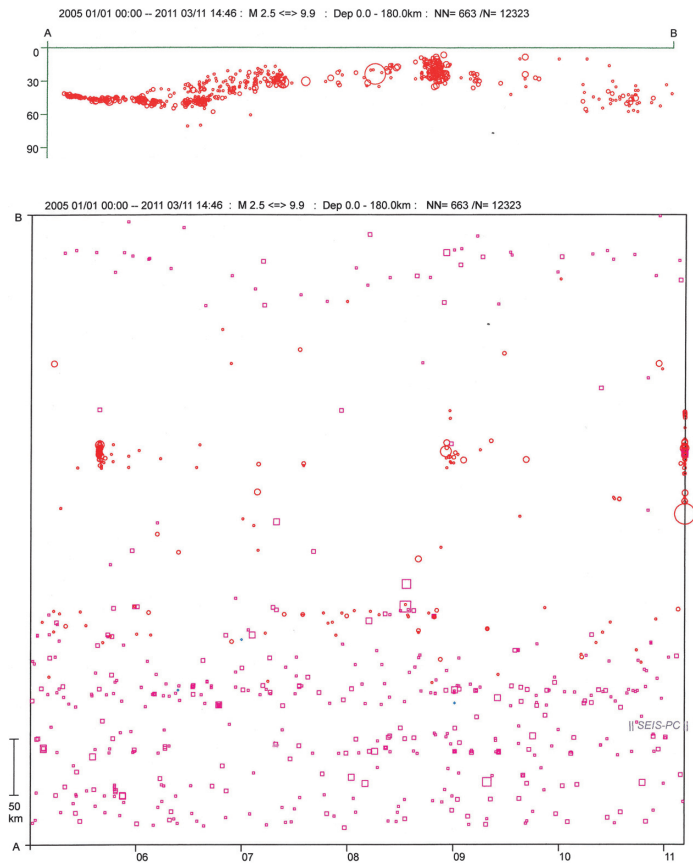
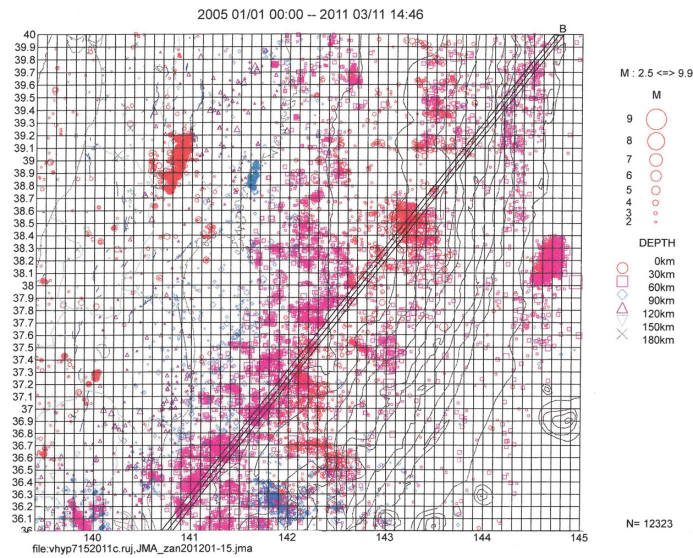
(c)

第12図 2011年東北日本太平洋沖地震発生前5~6年ごとの震源断面図(AB断面)。(a)から(c)へと時間の経過とともに平滑化が進行する様子が見られる。

で、沈み込みを助けるための地震の発生となるものと考えています。

以上述べましたように、沈み込むプレートが海溝に直角に作用する縦方向のベンディング、そして今度発見されました海溝と平行する横方向のベンディング、さらに海山等により不均質構造が作

られ、沈み込みに伴うアンベンディングや側圧により地震を起こし、平滑化を進める、またその変化により生じる異なった地域の不均質構造に対して地震を起こし平滑化を進める等沈み込み易い体勢を作っています。一定の海域直下での小地震の繰り返しも平滑化の一例でしょう。モデリングと



第 13 図 2005 年から 2011 年東北日本太平洋沖地震発生までの震源断面図 (AB 断面) と時系列分布。地震活動域と空白域の時間的推移に平滑化の進行状況が見られる。

モニタリングにより次はどこかというような地震構造的戦略で地震活動を予測することが可能になる日はそれほど遠くないと思います。

精度の良い観測データを得るために海底観測が一日も早く造成されんことを願っています。

参考文献

- 木村 学, 2002, プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会.
西村卓也, 2012, 測地学データに基づく東日本の最近120年間の地殻変動, 地質学雑誌, 第118巻第5号, 278-293.
西澤あずさ, 2012, 平成23年東日本大震災特集, 海洋

情報部研究報告, 第49号.

Onishi, T.C. and Kimura, G., 1995, Tectonics, 161, 307-315.

高木章雄

[たかぎ あきお]

現職 (公財)地震予知総合研究振興会
会長, 東北大学名誉教授
理学博士

略歴 東北大学理学部地球物理学科卒業, 東北大学理学部助教授, 教授, 鹿児島大学理学部教授を経て現職

研究分野 地震学



■ 書 評 ■

● カオスに挑む

フロリン・ディアク 著、村井章子 訳 科学は大災害を予測できるか

評者 萩原幸男

著者フロリン・ディアク (Florin Diacu) はルーマニア出身の数学者、カナダのビクトリア大学教授、専門はカオス理論と天体力学である。

本書は9章よりなり、津波、地震、火山、ハリケーン、気候変動、小惑星の衝突、金融危機、パンデミック、そして最終章として「予測はどこまで可能になったのか」で締めくくる。なお巻末に解説「誰がカオス理論を破れるか」(川島博之東大准教授)が付記されている。当然のこととして、上記の各章は数学的な目を通して書かれている。しかし本書には数式が一切使われていない。数学嫌いの読者にも読みやすい工夫が凝らしてある。

実は本書と同一標題の単行本(日本語版)が既に2010年2月に出版されていた(文藝春秋)。当初、地震や津波に関する知識は日本では浸透しているとの理由から、出版社の判断で津波、地震、火山の3章は単行本からは割愛されていた。ところが出版の翌年3月にM9超巨大地震の襲来を見るに至って、急遽これらの章を加えて文庫本として再発行したものが本書である。

本書を貫いているカオス理論は非線形微分方程式の問題であって、微小な初期条件の違いが解に大きくかつ複雑な変化をもたらすケースの研究である。このようなケースでは解をあらかじめ予測できない。つまり自然現象の中にカオス的な挙動があるとすれば、過去のデータから未来を予測する事が不可能になるに違いない。

E.N. ローレンツによって1963年に提出された気象学の乱流理論はカオスの先駆的研究と云われる(4章ハリケーン、5章気候変動)。あまり知られていないが、本誌地震ジャーナルの初代編集長であった力武常次先生が1958年に提唱された地磁気逆転に関する「結合円板ダイナモ」はカオス現象を引き起こす。このようにカオス系は自然科学の領域においては古くから研究に手がつけられていたのである。本誌の読者に本書を紹介する理由はこのような背景にある。

さて地震ジャーナルが取り扱う書評であるからには、

当然最初の2章、すなわち津波と地震の予知・予測に焦点を当てなくてはならない。書評に入る前にちょっと首を傾げる事は、通常の地球科学の常識では地震・津波の順に記述されるが、何故著者は津波を地震の前に登場させたのであろうか。評者の勝手な解釈であるが、著者が津波と関係づけて説明するソリトンは非線形微分方程式の理論からは予測可能であるが、2章以下の主役カオスは予測不可能なため敢えて区別したのではないであろうか。

波形理論によれば、通常の波形は分散して形状を変える。それは重ね合わせが可能であってフーリエ解析が適用できる。一方ソリトンは分散することなく安定した形状を保ち、重ね合わせの原理に従わない。ソリトンの平易な説明にはマラソンを例に挙げることができる。スタート後時間の経過とともに、選手は各々バラバラになるが、不思議なことに先頭集団は一塊となって集団の形を維持する。安定した形状を保つからこそ、太平洋を延々と横切って津波は衰えることなく日本列島に到達する。河川を遡上する津波の先端部はまさにソリトンそのものと云える。

2章地震では著者はまず予知と予測とを区別する。予知は短期的なもので信頼度は高く、予測は長期的なもので信頼度は相対的に低い。それだから確率論的な予測は過去の発生データに立脚する限り、過去の経験を越えた「想定外の」(著者はこの用語を用いていない)地震に対しては無力であるとして、ゲラー先生の予測不可能論について興味を示している。

しかし著者は結論的に「例え地震がカオス系であって予測が不可能であっても、短期や直前の予知は十分に可能な筈だ」と短絡的な不可能論を退けると共に、例え予知が不成功に終わったとしても、緊急地震速報の形で被害を最小限に抑えることが可能だとして、地震予知に関する研究を無駄な行為だとは思っていない。

日本地震学会が最近まとめた「行動計画2012」では、地震予知は現時点では非常に困難であるが、これに対して長期予測はある程度可能であるとしている。まさに本書の著者の考え方と反対である事は興味深い。

本書巻末の解説に川島教授は7章金融危機に関連して次のように付け加えている。株価変動の時系列データを解析しても金融危機を予測することは難しい。予測は現象の構造を理解して後に行う仕事である。構造の理解な

くして時系列データを解析しても空しいだけだと、この事は金融危機だけではなく、地震をはじめその他の諸問題に関しても共通して云えるのではなかろうか。

5章気候変動において著者は大気モデルについて多くのページを割いている。現在使用されているモデルは大幅に改善されたとは云え、将来の予測を可能にするには至っていない。その理由は気候変動の基礎的なデータを十分に取り込んでいないためである。カオス系を含む複雑な現象は解明が極めて困難ではあるが、少しでも接近するためにはまだ観測データが十分とは云えない。

8章パンデミックでは、鳥インフルエンザがいつどこに起きるかを予測できない事を述べている。中国で発生したという情報が入って後に初めて自国の対策にかかる。例え長期的な予測は不可能でも、短期的な予知と対策は自国にとって十分な効果を発揮し得るであろう。

地震に関してもこれらの諸分野と事情は多かれ少なかれ同じである。独り地震分野だけではなく、他分野における実情を知る事で、予知予測に共通する一般性と困難性を認識する事は決して無駄な事ではない。そう言った意味で本書は価値ある一冊であると思われる。

<文春文庫、2012年、322 pp.、686円+税>

●新刊紹介

佐竹健治・堀 宗朗 編、小原一成・佐竹健治ほか 著

東日本大震災の科学

東京大学出版会、2012年11月、四六判、243頁、2,520円(税込み)

田中重好・高橋 誠 著

大津波を生き抜く—スマトラ地震津波の体験に学ぶ

明石書店、2012年12月、B6判、277頁、2,940円(税込み)

木村 学 著

地質学の自然観

東京大学出版会、2013年1月、B5判、231頁、2,625円(税込み)

高嶋哲夫 著

東海・東南海・南海巨大連動地震

集英社、2013年2月、新書判、216頁、777円(税込み)

保立道久・成田龍一 著

日本列島地震の2000年史

朝日新聞出版、2013年2月、B6判、207頁、B6判、1,575円(税込み)

鎌田浩毅 著

京大人気講義 生き抜くための地震学

筑摩書房、2013年3月、B6判、240頁、1,890円(税込み)

編集工房 SuperNova・木村政昭 著

検証 首都直下地震

技術評論社、2013年3月、B6判、231頁、1,659円(税込み)

木村玲欧 著

歴史災害を防災教育に生かす—1945 三河地震

古今書院、2013年3月、A5判、173頁、2,625円(税込み)

北原糸子 著

地震の社会史—安政大地震と民衆 読み直す日本史

吉川弘文館、2013年3月、B6判、378頁、2,940円(税込み)

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

平田 文利	地震調査研究センター 事業推進管理部長 (兼) 本部 事務局	25. 4. 1
三上 卓	東濃地震科学研究所 副主任研究員	25. 4. 1
山田 聡治	つくば観測技術センター 主任研究員	25. 4. 1
矢島 浩	本部 地震防災調査研究部 主任研究員	25. 5. 1

退職

高波 鐵夫	本部 地震防災調査研究部 副首席主任研究員 (非常勤)	25. 3. 31
草壁 和秀	地震調査研究センター 事業推進管理部長 (兼) 本部 事務局	25. 3. 31
小林 光男	つくば観測技術センター 参事	25. 3. 31
瀧川 龍二	つくば観測技術センター 副主任研究員	25. 3. 31

配置換等

雑賀 敦	東濃地震科学研究所 副主任研究員 (昇任)	25. 4. 1
------	-----------------------	----------

編集後記

本年9月は関東大震災から丁度90年に当たる。2年前の東日本大震災があまりにも強いインパクトを与えたために、関東大震災は陰を潜めた感じである。

大正関東地震のような海溝型の巨大地震が今すぐ首都圏に甚大な被害をもたらすとは考えられない。しかし首都圏直下に発生する、いわゆる「直下(型)地震」の発生は警戒しなければならない。安政江戸地震の例を見ても判るように、中規模地震といえども、首都圏に壊滅的な被害を与える恐れは十分にある。

安政江戸地震は東海・南海の巨大地震のおよそ1年後に発生した誘発地震である。もう一つ東京に被害を与えた1894年東京地震も明治三陸地震津波の2年前に発生した「広義の前震活動」ともとれる。

すなわち中規模首都圏直下地震は単独で発生すると云うより、巨大地震の発生に関連して発生し易いと云うべきかも知れない。古い例では869年貞観地震津波の9年後に、武蔵・相模に大災害をもたらした元慶地震の発生を見ている。元慶地震は

第1級の首都圏直下地震である。

このような歴史的事実からしても、東北日本太平洋沖地震 M9.0 と云う未曾有の巨大地震から僅かに2年しか経っていない今日、首都圏直下地震の発生の可能性は十分に高いと云わなければならない。

また宝永東海・南海の巨大地震発生の49日後に富士山の側火山である宝永山が噴火した。火山灰は江戸の市中を昼間でも真っ暗にしたと伝えられる。

今回の東北地方太平洋沖地震の4日後にも富士山直下で中規模地震が発生したが、幸いにも噴火には至らなかった。もし現在富士山が噴火したとするなら、交通機関への影響は大きく、首都圏の都市機能は壊滅的な打撃を受けることであろう。

このように直下地震に対する災害対策と共に、富士山の噴火に対する対策も同時に実施しなければ、首都圏の防災・減災は効を奏さない。しかもその危険性は今日明日に迫っていると云っても過言ではない。我々は危機感を持ってこの事実に対処しなければならない。

本誌は以上のような観点から首都

圏直下地震と、巨大地震と噴火との関連性についての代表的な2論文を冒頭に掲載した。

一方東北日本太平洋沖地震に関する研究にも、まだ追求すべき課題が山積している状態であるので、本誌はその観点からも、今後の号を含めて追求の手を弛めることはしない積もりである。

(Y.H.)

地震ジャーナル 第55号

平成25年6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