

地震 ジャーナル

49

2010年 6月

- エッセイ プレート境界の固着の状態とその変化 ● 島崎邦彦
- 内陸地震はどのように起こるのか? ● 飯尾能久——1
 - 2007年中越沖地震の予測について ● 茂木清夫——9
 - 1960年および2010年のチリ沖地震津波について ● 今村文彦——20
 - 津波の力について ● 有川太郎——30
 - 地震予知連トピックス ● 野口伸一——40
 - 書評——48
 - 新刊紹介——49
 - ADEP情報——50

囲み記事 津波は海から来る洪水である／
編集委員会からのお知らせ

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

プレート境界の固着の状態とその変化

島崎邦彦

標題は、2009年11月の地震予知連絡会（予知連）で提案された議題である。予知連では前半の時間の大半を国土地理院と気象庁による日本全国の地殻活動の報告に費やしてきた。提案は、その部分を「プレート境界の固着の状態とその変化」の検討にあてようというものである。

予知連の後半では重点課題の検討が今年度から行われるようになった。5月にはプレート境界深部すべりに係わる諸現象、8月にはプレート境界浅部の固着とすべりのモニタリングが取り上げられ、プレート境界地震の予知へ向けたこれまでの研究成果が俯瞰され、今後の方向が議論された。これらに基づき、プレート境界地震の予知には、固着の状態とその変化の解明が不可欠であるとの認識となり、上述の提案となった。

プレート境界のどこが固着しており、どこが固着していないのか？ 簡単に言えば、これを知ることが第一歩であろう。そして、その状態がどのように変わっていくのか？ これを監視することがプレート境界で起こる地震の予知への道と考えられる。監視の手段としては、まず陸上のGPS観測、そして海底地殻変動観測、これらがプレート境界の固着とすべりに伴う陸上および海底の動きを捉え、プレート境界の状況を教えてくれる。プレート境界で発生する繰り返し地震や境界浅部および深部で発生する低周波微動/地震から、境界のすべりやその速度がわかる。さらに、プレート内部で発生する地震はプレート内のストレスの状態の指標となるであろう。

09年11月の予知連では、北海道大学勝俣准教授から、沈み込む太平洋プレート内の活動が、根室沖では05年末から静穏化しているとの報告があった。同時に提出された国土地理院資料「2004年釧路沖の地震以降の1年ごとの推定すべり分布」では、根室沖で05年末まで20cm程度のすべりが認められるが、05年末以降は固着状態となっていることがわかる。静穏化と固着の開始とが、ほぼ同時期に起こったようだ。一方、十勝沖では07年末まですべりが見られ、その後一旦固着へ向かったように見えたが、08年末からすべりが見られる。これに対して、防災科学技術研究所資料「日本周辺における浅部超低周波地震活動」によると、十勝沖では03年9月十勝沖地震（マグニチュード8）以降、活動が活発化していたが次第に沈静化して08年頃に定常的な活動に戻った可能性を見ることができ、ただし03年6月以前のデータがなく、定常活動かどうかは判断できない。08年との差は小さいものの09年にはやや活発化したようにも見える。このように十勝沖でも地殻変動と境界浅部超低周波地震とが相関を示しているようだ。プレート境界の固着の監視は、今や現実のものとなってきた。



島崎邦彦

[しまざき くにひこ]

現職 東京大学名誉教授

理学博士

略歴 東京大学理学部地球物理学専攻修士課程修了、東京大学地震研究所助手、助教授、教授を経て現職

研究分野 地震学（地震発生長期予測）

著書 「あした起きてもおかしくない大地震」（編著、集英社）、「活断層とは何か」（共著、東京大学出版会）、「古地震を探る」（共編著、古今書院）、「地震と断層」（共編著、東京大学出版会）、「地球」（分担執筆、東京大学出版会）、「新編日本の活断層」（分担執筆、東京大学出版会）、「日本の地震」（分担執筆、鹿島出版会）、「日本の地震断層パラメーターハンドブック」（共著、鹿島出版会）

内陸地震はどうして起こるのか？

飯尾能久

1. はじめに

我々は、様々な自然現象に影響されながら、この地球上で暮らしている。大昔から、大雨・洪水や冷害は農家を苦しめて来たし、地震・火山災害によって、繰り返し、人命や財産が失われてきた。多くの人々は、天地の平穏や豊作を神さまに祈った。普段は不動である大地が突然急激に動いたり、山が火を噴くことは、心底、恐ろしい現象であったに違いない。

現在、多くの自然現象についてはそのメカニズムの大筋は解明され、それらをいわずらに恐れる必要は無くなった。しかしながら、内陸地震に関しては、発生したときの影響が極めて大きな現象にも関わらず、その発生メカニズムはよく分かっていない。現在に残された数少ない、未知の恐ろしい自然現象の一つであるということが出来る。

ある内陸の断層において大地震が起こる頻度は数百年から数万年に1回程度である。そのため、一部の条件の良いものを除けば、精度の良い発生予測を行うために必要な、活動履歴のデータは十分には得られていない。活動履歴のデータを充実させる努力を続けるとともに、内陸地震の発生メカニズムを明らかにすることが、発生予測の精度を上げ被害を軽減するために大変重要である。しかし、メカニズム解明に役立つようなデータは、以前には十分に得られておらず、その解明も進んでいなかった。兵庫県南部地震のあと、基盤的観測網と呼ばれる全国的な観測網の構築や、様々な集中観測により、この分野は大いに進展した。以下においては、最新の知見に基づき、内陸地震がどうして起こるのかという問題について、できるだけわかりやすく解説したいと思う。

2. 地震はどうして起こるのか？

地震は、断層と呼ばれる、岩盤内の既存の割れ目がずれることによって起こるものであると考えられている。したがって、その割れ目、断層面の摩擦が重要である。ここでは、平面上の物体をすべらせる場合と比較しながら、地震がどうして起こるかを考えてみる。

図1に示すように、平面上の物体を横から押す場合、押す力を徐々に大きくしてゆくと、ある大きさに達したとき、物体はすべり始める。そのとき、何が起きているかをより詳しく見てみる。

平面上の物体には重力が鉛直に働いており、物体を平面に押しつけている。面に押しつける力が強いほど物体はすべりにくくなるが、これは、日常生活でもよく経験することである。このとき、押している方向と反対向きに、物体の下面に働く力が摩擦力である。図に示されているように、物体が止まっているときは、摩擦力は、物体をすべらせようとする力(=押す力)と同じ大きさとなっている。

押す力を徐々に大きくすると、摩擦力もそれに応じて大きくなり、物体がすべるのを防ぐ。しかしながら、摩擦力はどこまでも大きくなれるわけ

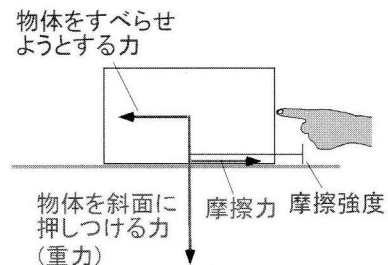


図1 平面上の物体に働く力

ではなく、ある限界値を持っている。押す力がこの限界値を超えると、摩擦力はそれ以上大きくなるが出来ないので、力のつり合いがくずれ、物体はすべり始める。この限界値を、ここでは「摩擦強度」と呼ぶ。摩擦強度は、物体を押しつける力に比例して大きくなる事が知られている。式で書くと、 $\text{摩擦強度} = \text{比例係数} \times \text{押しつける力}$ となる。また、押しつける力が同じでも、摩擦強度は面の性質によって変わる。ざらざらした面では大きく、つるつるの面では小さいのであるが、それは、面の性質によって上記の式の比例係数が違うからである。この比例係数を摩擦係数と呼ぶ。

断層の場合、それをすべらせようとする力は、図2に示すように、「せん断応力」と呼ばれる、断層面に平行な向きに働く力（面積あたりの）である。「応力」という用語は、聞き慣れない言葉であるが、圧力と同じようにある面に働く力のことである。断層の両側の岩盤を互いに押しつける力は、「法線応力」と呼ばれる。平面上の物体の例と同じく、押しつける力が大きくなるほど、摩擦強度が大きくなり、断層面をすべらせるためには大きなせん断応力が必要となる。また、つるつる、ざらざらなど断層面の性質の違いにより、摩擦係

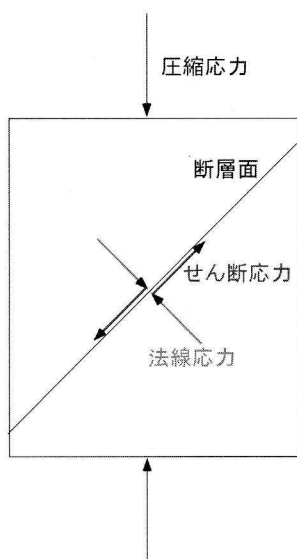


図2 断層に働く応力

数が変わってくるので、摩擦強度も変わってくる。地震を起こすためには、断層面に働くせん断応力が断層面の摩擦強度を超える必要がある。せん断応力が摩擦強度を超える場合には、せん断応力が大きくなる場合と摩擦強度が小さくなる場合と、両方の可能性が考えられる。

例えば今年3月にチリで発生した巨大地震など、沈み込むプレートと内陸のプレートの境界で起こる地震の場合は、第一義的には、図3に示すように、プレートが沈み込むことによって、プレート境界の断層に加わるせん断応力が大きくなり、地震が発生すると考えられている。平面上の物体との比較で言うと、プレートが沈み込むことが、物体を押しつる力を大きくすることに相当する。このように、プレート境界の地震に関しては、地震を起こすメカニズムが基本的には分かっている。それに対して、内陸地震の場合は、断層に加わるせん断応力が大きくなるメカニズムについて、共通の理解がまだ得られていない。これは、驚くべきことであると思うが、その事情を次節で詳しく述べたい。

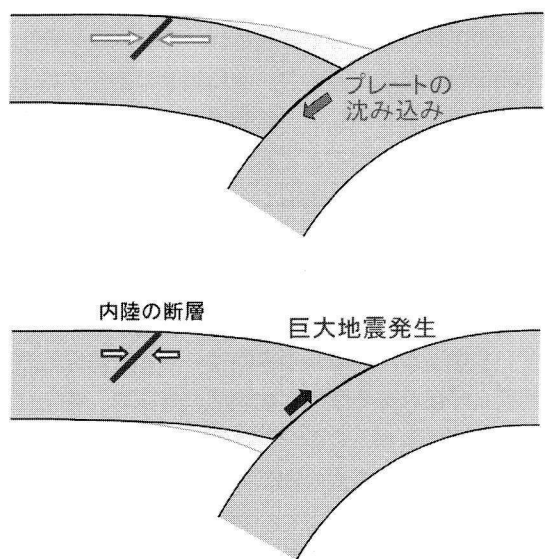


図3 プレート境界地震の発生過程

3. 内陸地震の断層に加わる応力は増加するか？

沈み込むプレートが内陸のプレートを歪ませるために、内陸地震が発生すると（直感的に）考えられていたことがあった。図3上のように、プレートの沈み込みとともに、プレート境界から離れた内陸のプレートも少し歪み、そこにある内陸の断層に加わるせん断応力も若干増加することは確かである。しかしながら、図3下のように、その歪みは、プレート境界で巨大地震が発生し、内陸のプレートが「跳ね返った」ときに、元へ戻ってしまうと考えられる。つまり、プレート境界の巨大地震の直後から次の巨大地震が発生するまでの間には、内陸の断層に加わる応力は多少増加するが、増加した分は、次のプレート境界巨大地震が起ると、解放され元に戻ってしまうのである。1節で述べたように、ある断層における内陸地震の発生間隔は数百年から数万年であり、プレート境界の巨大地震の発生間隔に比べてずっと長い。ここで述べた仕組みでは、プレート境界の巨大地震の発生間隔を超えて、内陸の断層に加わる応力を増加させることは出来ない。

上記においては、プレート境界で巨大地震が発生するとしたが、そこで全く地震が発生せず、ずるずると非地震性すべりを起こしている場合においても、事情は本質的には同じである。非地震性すべりを起こしている場合には、内陸のプレートの歪みは増加しないと考えられるので、問題はよ

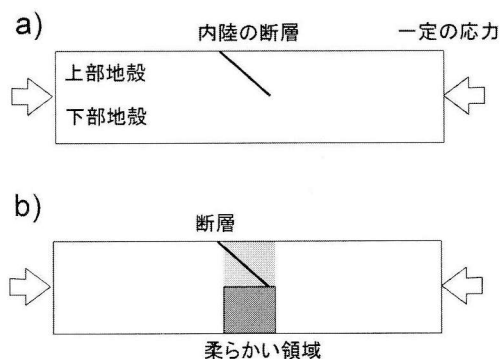


図4 内陸のプレートに働く応力と内陸の不均質構造

り深刻ではある。

したがって、我々が解かねばならない問題は、図4aに示すように、遠方においてほぼ一定の応力で支えられている内陸プレート内の断層に加わる応力が、なぜどのように増加するか？ということである。

4. 下部地殻の物性と内陸地震の発生

ここで話は、内陸のプレートの物性に移る。

上記の問題を考える上において、内陸のプレートとして単純な「弾性体」のプレートを想定する限り、問題を解くことは難しい。「弾性体」とは、バネだけで出来ているような物体のことであり、力を加えると歪むが、その力を取り去ると元の形に戻るものである。内陸のプレートが単純な「弾性体」であれば、プレート境界で巨大地震が発生し「押されていた」部分が元に戻ると、内陸の断層に加わっていた応力も元に戻ってしまうのである。プレート境界で非地震性すべりが起こっている場合は、内陸の断層には、遠方から一定の応力が加わっているだけで、断層近傍の応力は増加も減少もしない。

それでは、どのように考えたら良いのだろうか？

内陸のプレートとして、単純な「弾性体」を仮定しないことが一つの可能性として考えられる。

弾性体で無いということは、内陸のプレートがバネだけではなく、「粘土のような」部分を含んでいるということである。「粘土のような」ものの特徴は、物体を押し込んだ指を元に戻しても、めりこんだ穴は元に戻らないということである。また、一定の力で保持する場合、「粘土のような」ものはずっと変形し続ける。弾性体の場合は、一定の力で保持した場合、最初に瞬間的に変形した後には、それ以上何の変形も生じない。

したがって、内陸のプレート内に「粘土のような」部分があると、その部分は、一定の応力下でも変形を続ける可能性がある。図4bに示すように、プレート内の一部の柔らかい領域のみに変形が集中する場合、その上部では局所的に歪みが大き

きくなると考えられる。これは、岩盤中にトンネルを掘った場合、トンネル（空洞）周辺に歪みが集中する現象と同じものである。このような歪みの局所的な集中現象が弾性体の部分で起こると、そこでは応力が周囲に比べて大きくなる。この現象を「応力集中」と呼ぶことにする。

では、内陸のプレート内の「粘土のような」部分とはどこにあるのだろうか？

図5に、内陸プレートの断面を示す。これは、有馬-高槻断層帯に直交する地殻の鉛直断面を示したものである。地殻は地球の一番外側にある薄い殻の部分で、日本では、その厚さはおおよそ30kmくらいである。図中の黒い点々は、微小地震の震源を示している。微小地震は、地殻の上半部でしか起こっておらず、下半分は空白となっている。

問題はこの下半分、下部地殻の物性である。

温泉を掘り当てたい場合、なるべく深くボーリングすることからも分かるように、地面の中は、深くなるほど温度が高くなる。火山地帯ではない通常の地域においては、1km深くなると20度程度温度が高くなる。とすると、厚さ30kmの地殻の下半分では、300~600度くらいの温度となっている。

火山噴火で噴出されるマグマがそうであるが、岩石といえども高温になると、どろどろに溶けてしまう。溶け始める温度（融点）は、大雑把に言って千度くらいであるが、水があると、より低い温度でも溶け始めることが知られている。300度くらいだと溶けるところまでは行かないが、岩石は

少しやわらかくなり始めていると言われている。

岩石が硬いのは、原子や分子同士がしっかり結合しているからである。溶けるということはその分子同士の結合が弱くなってばらばらになっている状態である。一方、融点の半分くらい以上の温度になると、原子同士の結合が「ルーズ」になり、変形が起こりやすくなると考えられる。「ルーズ」になるとは、それまでの決まった原子同士がしっかり結合していた状態から、結合のペアを変えて変形するようになることを指している。そして、その変形は、弾性的な変形ではなく、粘土のような変形なのである。水があると岩石が溶けやすくなるのは、水が原子の結合を弱める働きがあるからだと考えられている。

つまり、下部地殻においては、高温のため、岩石が粘土のような変形を行うと考えられる。そして、高温の岩石は、例えば火山近傍のように、温度が高いほど柔らかくなるし、また、水がある領域では無い領域に比べて、より柔らかくなると考えられている。

「遠方において一定の応力で支えられている内陸プレート内の断層に加わる応力が、なぜどのように増加するか？」という問題に対する我々の答えは、以下のようなものである。

内陸の断層直下の下部地殻は、周囲に比べて局所的に柔らかくなっており、遠方からの一定の応力下で、局所的にゆっくりと変形が進行する。その変形により、変形が起こっている領域の周辺に応力集中が発生する。変形が起こっている領域の直上の断層の応力が増加して、地震発生に至る。

5. 下部地殻の不均質構造

内陸地震の発生メカニズムに関する一つの考えが提示されたわけであるが、断層直下の局所的に柔らかい領域は、実際に存在するのだろうか？

下部地殻において、局所的に温度が高いか、あるいは水が周囲より豊富にあると、周囲より柔らかくなると考えられるが、その場合、その領域では周囲より地震の波の伝わる速度が遅く（低速度）、また、電流が流れやすい（低比抵抗）と考え

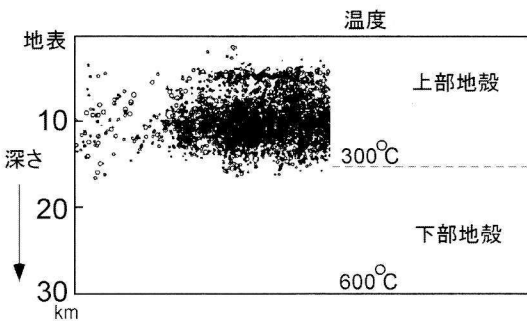


図5 内陸プレートの断面

られる。柔らかいと地震波速度が遅くなることは直感的にも理解できるが、低比抵抗となるのは、高温ほど、また水が豊富にあるほど電気が流れやすいからである。

したがって、内陸の断層付近で低速度異常あるいは低比抵抗異常があるかどうかが重要であるが、下記のように、近年の精度の高い観測研究により、多数の異常が見つかった。

速度構造については、最近、内陸の断層の直下に系統的に低速度異常が見つかった。Hasegawa et al. (2009)¹⁾により、近年発生した内陸大地震の合同余震観測や Hi-net (防災科学技術研究所による) 等の高感度定常地震観測網のデータを用いて得られた結果 7 例がコンパイルされているが、図 6a にその中の典型的な例として、2007 年能登半島沖地震の結果を示す。断層面に直交する鉛直断面に沿った速度構造と余震分布が示されている。黒丸が余震分布であるが、深さ 15 km 程度より浅いところに限られていることがよく分かる。それ以深、15~30 km 程度の深さの領域が下部地殻に相当するが、余震分布の直下に、周囲より低速度となっている領域が推定されている(速度構造では、各深さにおける平均値からのずれが示されている)。

図 6b には、能登半島沖地震の断層面に直交する断面における比抵抗構造を示す²⁾。余震分布の下端付近に低比抵抗異常が推定されている。この例以外にも、内陸の断層や地震帯の直下で低比抵抗異常が系統的に見つかった³⁾⁻⁸⁾。

6. 下部地殻の不均質構造の変形による応力集中

下部地殻内の局所的に柔らかい領域の直上の断層に実際に応力集中が起こっていることを示唆するデータも得られている。

図 7 に示すように、鳥取県西部地震や山陰地方の地震帯における合同地震観測のデータの解析により、山陰地方の地震帯において応力場の異常が推定されている。図 7 左は「P 軸」の方位分布である。P (Pressure) 軸とは、個々の小さな地震の断層のずれによって、岩盤が一番短縮する方向を

示すもので、断層面から 45 度の角度にあり、それらの断層付近における最大圧縮応力の方向の指標となるものである。それは、中国地方全体では、ほぼ東西方向となっているのに対して、山陰地方の赤で囲まれた領域では、西北西-東南東方向に回転しているように見える。より定量的には、「応力逆解析」と呼ばれる手法により、図 7 右のように、山陰地方においては、最大主圧縮応力の向きが数十度時計回りに回転していることが推定されている⁹⁾。地震帯における主応力の方向の回転は、直下の下部地殻の柔らかい領域の変形による応力集中を反映していると考えられる。

応力逆解析では通常は応力の絶対値を求めることは出来ないが、鳥取県西部地震の余震域では、地震すべりによる効果を考慮して、絶対応力の推定にも成功している¹⁰⁾。推定された絶対応力の値を活用し、地震帯直下の下部地殻に「やわらかい」領域を仮定して、計算機シミュレーションにより、最大主圧縮応力軸の回転が、少なくとも定性的には再現されている⁹⁾。しかも、地震帯に沿って、上部地殻に「やわらかい」ものがあるという仮定では観測結果を説明できないことも推定されている。山陰地方の地震帯のデータは、下部地殻の柔らかい領域の変形による応力集中というシナリオを支持している。同様の結果は、より小さなスケールであるが、長野県西部地震の震源域でも見られている¹¹⁾。

7. おわりに ー内陸地震はこうして起こる?ー

本小文では、下部地殻内の局所的に柔らかい領域の変形により、直上の断層に応力集中が起こることが、内陸地震の基本的な発生過程であると考えられることを紹介した。柔らかい領域は、低速度・低比抵抗領域として、多くの断層の直下に見出されている。特に稠密な集中観測が行われている地域では、柔らかい領域の変形によると考えられる応力集中も検知されている。

この考え方に基づいた以下のようなプロセスにより、プレート境界地震の発生間隔を超えて、内陸地震を繰り返し発生させることが可能とな

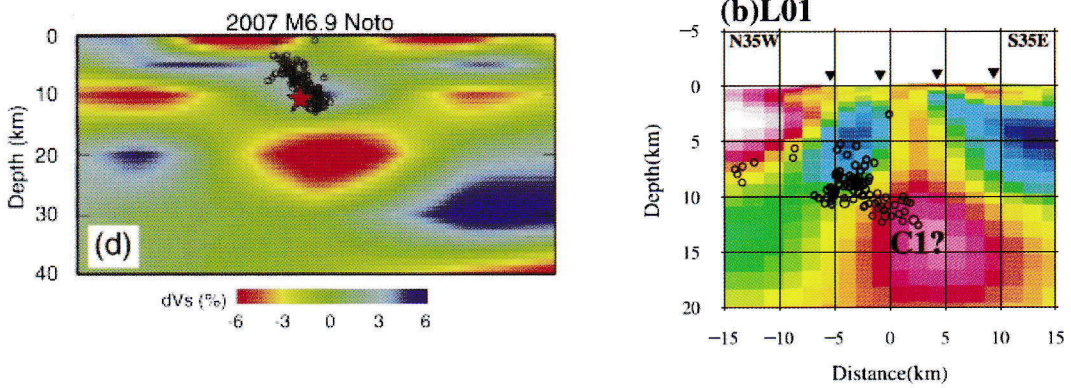


図 6 2007 年能登半島地震の震源域における、a) 地震波速度構造¹⁾、と b) 比抵抗構造²⁾。余震分布に直交する断面に投影、赤いほど低速度、低比抵抗となっている。

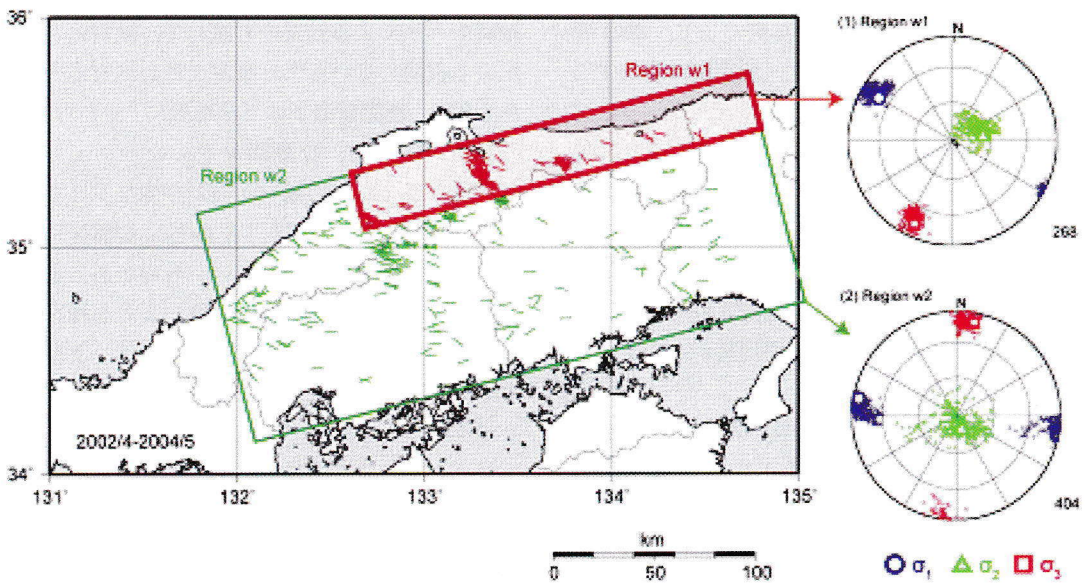


図 7 山陰地方の地震帯における応力場の回転³⁾。左) P 軸の方位分布、右) 応力逆解析により推定された応力場、○：最大圧縮応力、△：中間主応力、□：最小圧縮応力。

る¹²⁾。図 8 にそのプロセスを模式的に示した。内陸プレートの上部地殻内の断層と断層直下の下部地殻内の柔らかい領域は、それぞれ、左下に示されたように、スライダーとダッシュポットと呼ばれる部品で表されている。スライダーは、図 1 の平面と物体のようなもので、バネの力が摩擦強度を越えるとすべる(スライドする)。ダッシュポットは、注射器のようなもので、粘土のように、一定の力が加わっている場合はゆっくりと変形す

る。内陸地震が発生して断層(スライダー)がすべると、上部地殻の力は抜け(上部地殻側のバネが伸び)、反対に下部地殻がひずむ(下部地殻側のバネが縮む)。その後、右下のグラフに示されているように、下部地殻の柔らかい領域(ダッシュポット)がゆっくり変形することによって、上部地殻の断層に、徐々に力が加わり、断層が耐えきれなくなると、地震が発生する。このプロセスを繰り返して、内陸地震が繰り返し発生すると考え

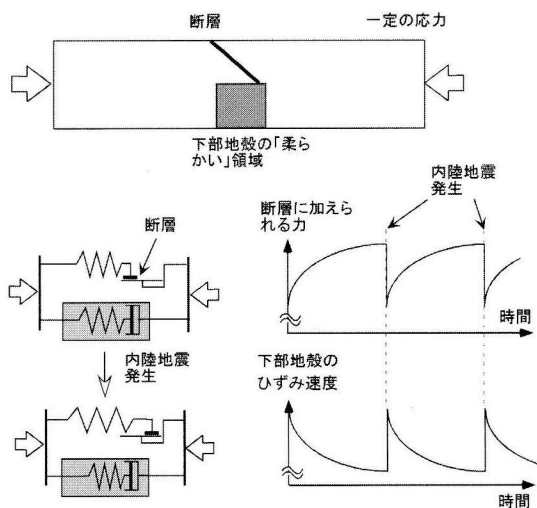


図 8 内陸地震の発生過程を表す模式図

られる。

注射器の針の穴が小さいと力をかけてもなかなかピストンが進まないように、ダッシュポットが変形しにくいと、断層の応力はゆっくりしか増加しないので、内陸地震の発生間隔は長くなる。プレート境界で大地震が発生しても、断層と直下の柔らかい領域に応力が引き続き加わっている限り、このプロセスは続くので、プレート境界の地震発生にあまり影響されずに、内陸の断層の応力は増加するのである。

このようなプロセスが実際に起こっているかどうかを観測データに基づいて検証すること、起こっているとすれば、定量的なモデルを構築することが今後の重要な課題である。不均質構造の解明においては、地震・地殻変動・電磁気など地球物理学的なデータや地球化学的なデータが重要であると考えられるが、基本的に深部における分解能は悪い。そのため、断層直下の柔らかい領域の解明においては、地質学、物質科学的なアプローチや岩石変形実験等を組み合わせることが重要であろう。

不均質構造および断層の応力や摩擦強度の解明に基づき定量的なモデルを構築することが重要である。そして、モデルに基づくシミュレーション結果を、実際のデータと比較して、モデルを修正・高度化して行くことが今後の重要な課題であ

る。比較すべきデータとしては、GPS等で計測される現在の地殻変動に加えて、活断層の活動履歴の調査結果や地形・地質構造の時間変化などが挙げられる。ここでは触れなかったが、上部地殻における変形には、地震以外のもの、つまり、非地震性の変動が含まれていると考えられる。新潟県中越地方などで見られる活褶曲が典型的なものであるが、最近、糸魚川-静岡構造線とその周辺においても、稠密なGPSアレイの解析により、非地震性の変動が起こっている可能性が指摘されている¹³⁾。上部地殻の非弾性変形は、それにより周辺に応力集中を起こす可能性があることから、重要な現象である。地震以外の変動も含めて、生起している現象の全容を解明することが必要である。

参考文献

- 1) Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Uchida, T. Okada, D. Zhao, T. Matsuzawa and N. Umino (2009): Plate subduction, and generation of earthquakes and magmas in Japan as inferred from seismic observations: An overview Gondwana Research, 16, 370-400.
- 2) Yoshimura, R., et al. (2008): Magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (Mj6.9), Central Japan, Earth Planets Space, 60, 117-122.
- 3) Mitsuhata, Y., Y. Ogawa, M. Mishina, T. Kono, T. Yokokura and T. Uchida (2008): Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, Geophys. Res. Lett., 28, 4371-4374.
- 4) Ogawa, Y., M. Mishina, T. Goto, H. Satoh, N. Oshiman, T. Kasaya, Y. Takahashi, T. Nishitani, S. Sakanaka, M. Uyeshima, Y. Takahashi, Y. Honkura and M. Matsushima (2001): Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc, Geophys. Res. Lett., 28, 3741-3744.
- 5) Ogawa, Y. and Y. Honkura (2004): Mid-crustal electrical conductors and their correlations to seismicity and deformation at Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, Earth Planets

- Space, 56, 1285-1291.
- 6) 塩崎一郎 (1993) : 中国・四国地方の電気比抵抗構造に関する研究, 神戸大学博士論文.
- 7) 塩崎一郎・大志万直人 (2000) : 山陰地方東部の深部比抵抗構造探査の意義, 月刊地球, 22, 1, 22-28.
- 8) Yoshimura, R., et al. (2009) : Magnetotelluric transect across the Niigata-Kobe Tectonic Zone, central Japan : A clear correlation between strain accumulation and resistivity structure, Geophys. Res. Lett., 36, L20311, doi : 10.1029/2009GL040016.
- 9) Kawanishi, R., Y. Iio, Y. Yukutake, T. Shibutani and H. Katao (2009) : Local stress concentration in the seismic belt along the Japan Sea coast inferred from precise focal mechanisms : Implications for the stress accumulation process on intraplate earthquake faults, J. Geophys. Res., 114, B01309, doi : 10.1029/2008JB005765.
- 10) Yukutake, Y., Y. Iio, H. Katao and T. Shibutani (2007) : Estimation of the stress field in the region of the 2000 Western Nagano Earthquake : Using numerous aftershock focal mechanisms, J. Geophys. Res., 112, B09306, doi : 10.1029/2005JB004250.
- 11) Yukutake, Y., Y. Iio and S. Horiuchi (2010) : Detailed spatial changes in the stress field of the 1984 Western Nagano Earthquake Region, J. Geophys. Res., in printing.
- 12) Iio, Y., T. Sagiya and Y. Kobayashi (2004) : What controls the occurrence of shallow intraplate earthquakes?, Earth Planets Space, 56, 1077-1086.
- 13) Sagiya, T. (2008) : A large earthquake at the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line : an alternative model, Program and abstracts of the 2008 ASC/SSJ Joint Meeting.

飯尾能久

[いお よしひさ]

現職 京都大学防災研究所地震予知研究センター教授
京都大学理学博士

略歴 京都大学大学院理学研究科地球物理学専攻修士課程修了, 京都大学理学部助手, 同大学防災研究所助手, 防災科学技術研究所地圏地球科学技術研究部主任研究官, 地球化学研究室長, 東京大学地震研究所地震予知研究推進センター企画部助教授, 京都大学防災研究所地震予知研究センター助教授, 教授, センター長を経て現職

研究分野 地震学, 内陸地震の発生過程および予知に関する研究を専門としている



2007年中越沖地震の予測について

茂木清夫

はじめに

2004年に新潟県中部に起こった中越地震（M 6.8）に続いて2007年中越沖地震（M 6.8）が起こったが、その発生メカニズム、余震活動、地殻変動などについては詳しい調査や報告があるが（例えば、平田，2009；岩崎，2009），これらの地震ではその震源域を中心にかなりの被害があり、特に、2007年中越沖地震の震源域には世界最大の柏崎刈羽原子力発電所があって被災し、現在も完全な運転再開に至っていないという状況にある。長年、地震予知について研究してきた者として、これらの地震の発生の前に何らかの先行現象の発生があったかどうか、そしてこれらの地震の予測の可能性があったかどうかについて検討したので報告する。

本文では、新潟県内陸部と日本海沿岸域で起こったこれらの二つの地震に先行する地震活動の変化を調査した結果について述べる。地震の資料としては1997年から気象庁、防災科学技術研究所、各大学、関係諸機関の協力によって一元化震源の表が発表されるようになり、地震の高精度のデータを利用できるようになったので、これを用いると共に、それ以前については気象庁の地震カタログを使用して調査した。

1. 長期的予測

まず、この地域の地震についての長期予測についての研究の過程について簡単に述べる。

1964年は地震予知研究史上特別な年であった。この年の3月9日から、萩原尊禮先生を中心とする先生方が主導して「日米地震予知研究会議」が東京と京都で開催された。これは地震予知問題に

ついでの世界で最初の国際会議である。この会議には米国から、オリバー教授（コロンビア大）、ベニオフ教授（カリフォルニア工科大）など第一級の著名な先生方が出席され、日本の若い研究者に大きな刺激となったことを記憶している。

米国の人たちが帰国して間もない同年3月27日にMw 9.2のアラスカ巨大地震が起こって、米国での地震研究熱が一気に高まった。一方、日本では同年6月16日に新潟地震（M 7.5）が発生し、国土地理院の坪川家恒先生等（1964）がこの地震前に地盤の隆起があったと報告された。同時に気象庁の井上宇胤先生（1965）が大地震の前に震源域で地震活動の静穏化が現れるということを初めて発表されて、その後、何人かの研究者（宇津，1968；Mogi, 1969, 1988；Ohtake et al, 1977；石川，1996など）がそのような事例を報告してきている。

図1（左図）は新潟地震とその翌年から始まった松代群発地震の震源域を示したものであり、右図は左図内で発生したM 4.0以上の地震の時空間分布を示したもので、新潟地震の余震が、時間と共に次第に南下し、その延長上で1965年から始まった松代群発地震が起こったとみられ、両者の間に密接な関係があることが指摘された（Mogi, 1988）。

図2は新潟地震から20年以上経った1987年までに発生したM 4.0以上の地震の分布である。これを見ると、新潟地震の余震域と松代群発地震の震源域を除くと、新潟地震の南西一帯ではほぼ一般的な分布をしていると見られる。ところがこの図の中の新潟の沿岸部と佐渡海峡を含む楕円形の領域では全く起こっていない。新潟地震の余震域が次第に西南西方向にほぼ一様に拡大したという傾向から見ると不自然で、ここは小地震が発生しにくい状況にあり、将来、新潟地震に連なる大きい地

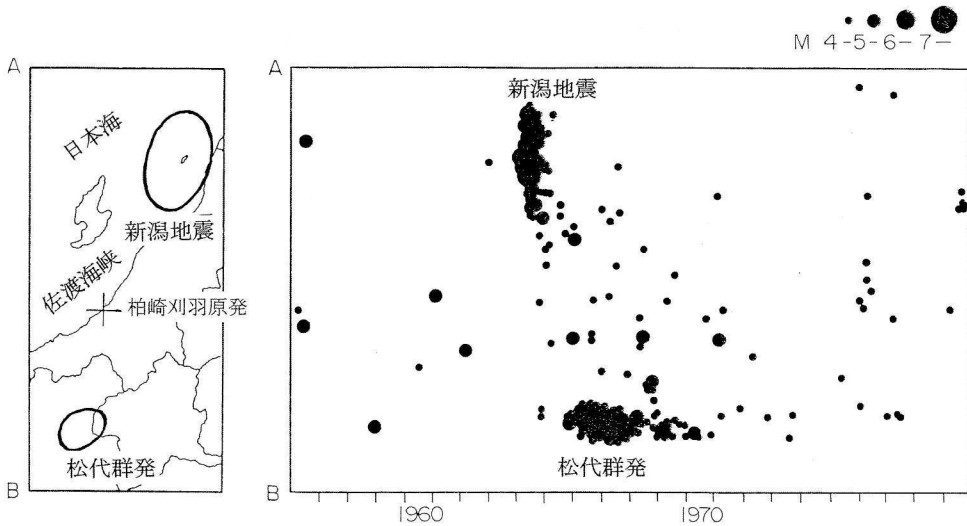


図1 左図: 1964年新潟地震と1965年から始まった松代群発地震の震源域。右図: 左図内で発生したM 4.0以上の浅い地震の時空間分布図。

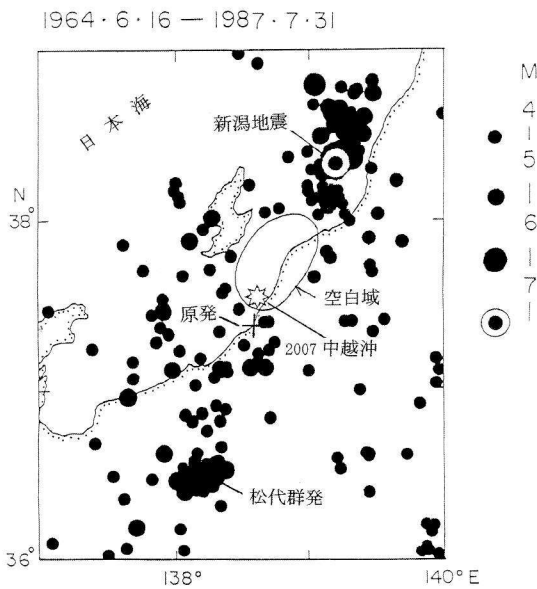


図2 1964年新潟地震(M 7.5)以来、この地域で起こったM 4.0以上の地震の分布。

震が起こる可能性のあるところ、つまり「地震空白域」ではないかと考えた。筆者はそういう意味で今後注意して監視してゆくべき所ではないかということを1988年に提言した。その後も約20年間静かな状態が続いた。

2007年7月16日午前10時過ぎに、ゆっくりし

た地震動を感じ、テレビのスイッチを入れると、新潟県柏崎市を中心に震度6となった地震が発生したことを報道していた。その気象庁の報道によると今回の地震はM 6.8で中越地区と佐渡ヶ島の間の海域にあり、弱い津波がいくつかの験潮所で記録されたということであった。

この地震が上述の「地震空白域」内で起こったのかをチェックすると、その範囲内であることが分かった。実際、その夜に気象庁の石川有三さんから主な地震研究者宛にメールが送られてきて『今回の地震は茂木による「地震空白域」で起こったようだ』とあった。この地域はこのように、これまでに注目していた所である。しかし、今回の地震は図2に示したように、本震は「空白域」の南端部にあり、その余震域は沿岸域に沿うようにさらに南西部に進展したものであった。今回の地震が日本海沿岸に沿う地震帯で起こったものであり、1964年の新潟地震以降のこの地域の活発化を示すものと思われるが、図2に示した「地震空白域」の大部分は依然としてそのままであり、今後もこの領域についての警戒を進めてゆく必要があると考えられる。

2. 2007年中越沖地震（M 6.8）に先行した地震活動静穏化と前震活動

地震の発生を予知することができれば災害の軽減に大いに役立つという考えで、長い間この困難な問題が追究されてきたし、現在も続けられている。しかし、太平洋側のサブダクションゾーンでの大地震については、その発生場所がおよそ推定されて居り、大きな被害が予想され、また、沈み込むプレートの移動速度が大きいことなどもあって、多くの人が研究を進めており、新たな研究の進展が見られつつある。

しかし、例えば、近年（1980年以降）起こったM 6.8以上の被害地震11回のほとんどが日本海側乃至内陸の地震であるのに、このタイプの地震の予測についての見透しはついていないのが現状である。

従って、このタイプの地震についてはこれまで

起こった地震についての調査、研究を行い、それを役立てることが重要であると考え、これまでもそういう調査を積み重ねてきたのである。しかし、今回の調査で感じたことは、冒頭で述べたように、地震のデータがこれまでに比較して格段に良くなっているのだから、従来のデータの精度では、何ら有用な結果が得られないような場合でも、以下に示すような重要な結果を得ることができた。

図3は佐渡ヶ島、佐渡海峡および本州の新潟県中部一帯で発生したM 2以上で、25 kmよりも浅い所で1995年から2007年7月16日までに起こった地震の分布図で、図中の左側の二重丸印は2007年中越沖地震の本震、右側の二重丸印は2004年中越地震の本震である。

中越沖地震前の地震の時空間分布を調べるために、その大きい地震の震源域を含む二つの矩形の領域を選定した。一つはおよそ海岸線に沿うABという直線に沿うものと、それにほぼ直交するCD線に沿うものである。

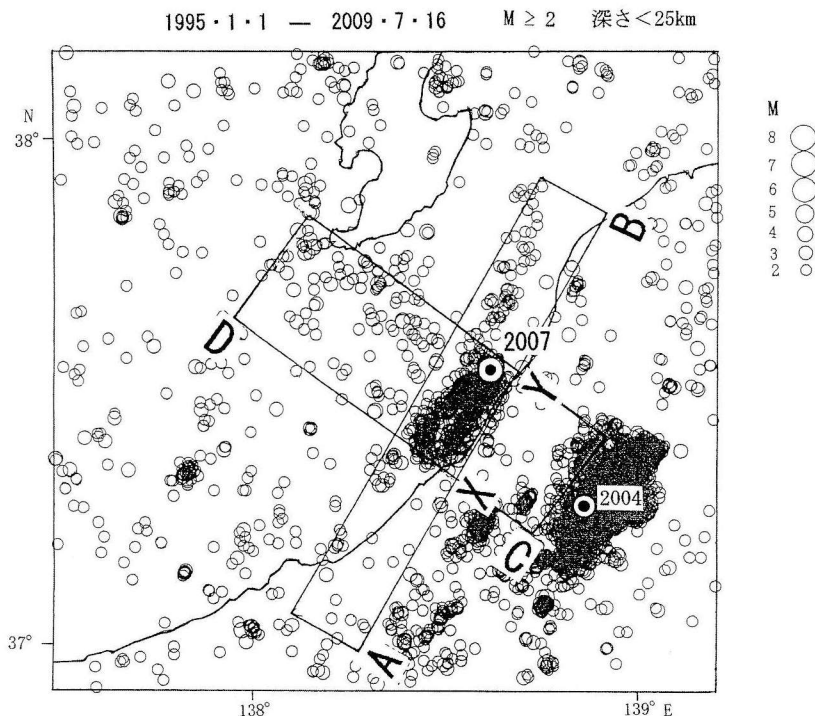


図3 佐渡ヶ島から新潟県中越地方の一帯で、1995年から2009年7月までに発生した深さ25 kmよりも浅く、M 2以上の地震の分布。

図4 (a) は AB に沿う矩形領域について、縦軸に A から B までの距離をとり、横軸に時間 (年) をとった地震の時空間分布図である。図4 (b) は縦軸に C から D に至る距離をとり、横軸に時間 (年) をとった同じような時空間分布図である。2007 年中越沖地震の本震 (二重丸) とそれに続く余震の前にその震源域に当たる領域で、地震活動が顕著に低下したことがよく分かる。即ち、点線

で示した範囲内で全く地震が起こっていない。このような静穏化は大体 2000 年頃から始まり、大地震発生直前まで続いた。

このように、M 2 という小地震まで見ても約 6 年間全く起こらず、M 6.8 という被害地震が突発的に起こったということが分かったのである。もし、こういう活動の異常さを 1~3 年位前に気づいて居れば、かなりの災害軽減対策を取ることが

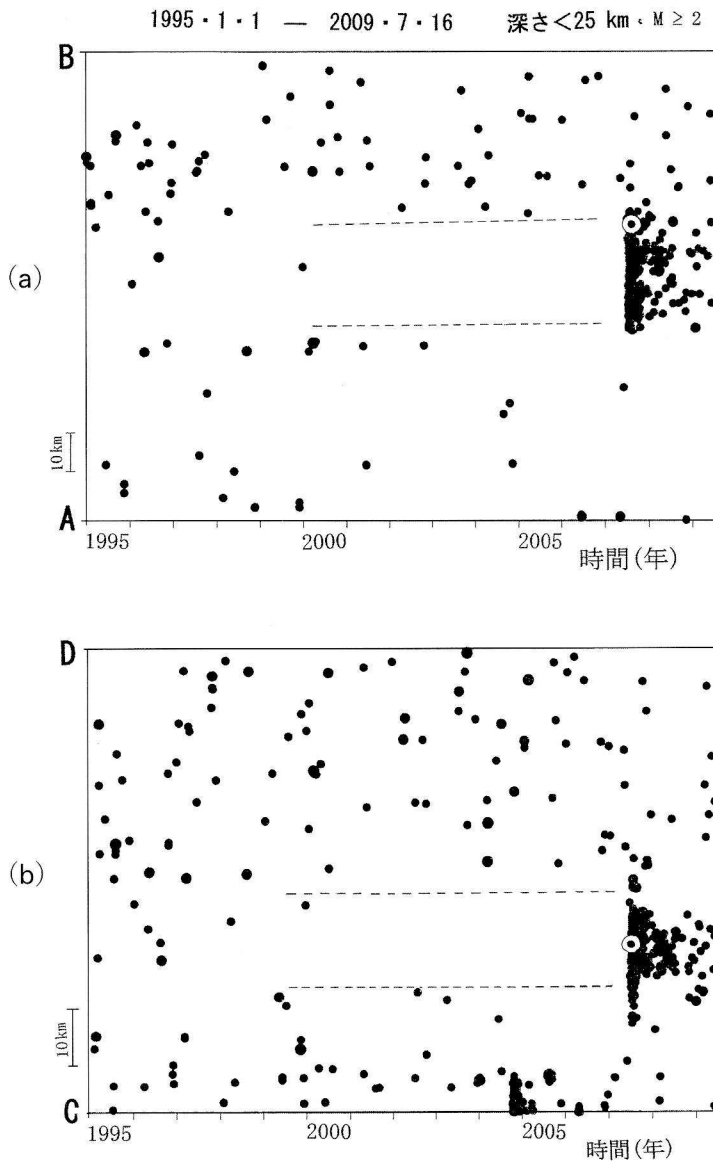


図4 (a): 縦軸に A から B までの距離をとり、横軸に時間 (年) をとって示した時空間分布。
 (b): 縦軸に C から D の距離をとって示したもの。

できたと思う。

このような調査を、これまでのように M 3 以上の地震データで行っても、何の情報も得られない。これまで、基本的な観測網の充実が重要だということを訴えてきたが関係各機関の協力によって観測網が充実され、一元化震源の表のようなものとして一般に活用できるようになったための成果で、これによって地震予知の可能性が明らかに高まったと言ってよい。

図4では二つの矩形の中での地震の時空間分布図として示したが、図5に二次元の地震分布図を示す。図4で指摘したように2000年から震源域の静穏化がスタートしたと見られるので、例えば、1995-2000年についての二次元の分布図を作ってみると、その分布図では2007年の地震との関係が見られないが、2000年から2007年中越沖地震の発生直前までの分布図である図5では2007年の地震の震源域が明瞭な空白域となっている。

図6に地震活動分布図の空白域と本震及び余震

の分布図を重ねると、2007年中越沖地震がこの空白域を埋めるように起こったことが分かる。

以上の結果を見ると、内陸の浅い大きい地震の発生地域を小地震の分布図からある程度予測できる場合があることが分かった。それでは、他の地震についてはどうか問題になる。そこで、中越沖地震の約3年前に、約35 km 位内陸で起こった2004年中越地震ではどうかを全く同じ方法で検討して見る。

図7(a)(b)は中越沖地震の場合の図3、図4に相当するもので、同じ手法で調べた結果を示す。中越沖地震の場合のABに平行なEF線に沿った矩形を取り、図7(b)に、縦軸にEからFまでの距離をとり、横軸に時間(年)をとったものである。図7(b)では2重丸で示した中越地震に先行して、図4で明瞭に認められたような地震活動の静穏化は認められず、このEFに沿う矩形内の大地震の前の時空間分布はほぼランダムで格別な特徴は認められない。EFという範囲が長大であるための分布ではないかという疑問が起こる

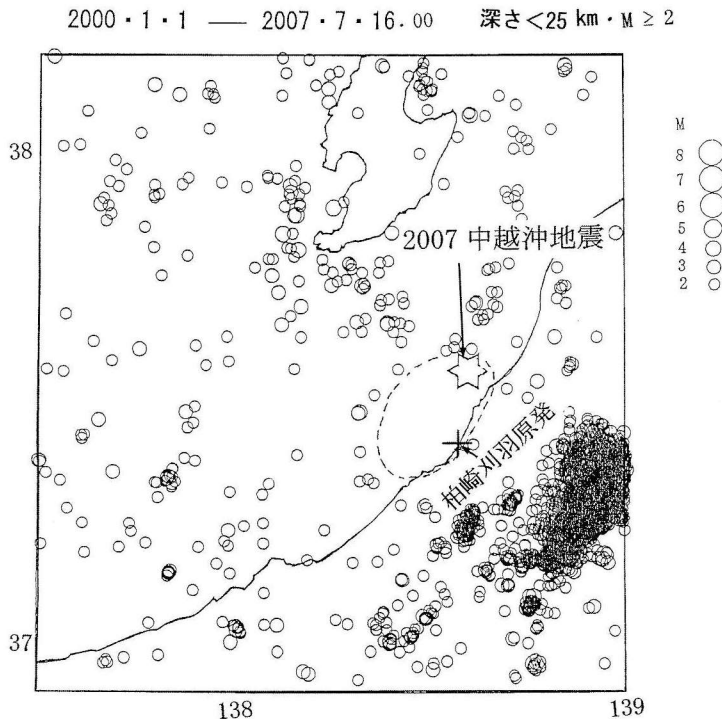


図5 2000年から2007年の中越沖地震(星印)の直前までの地震分布図。

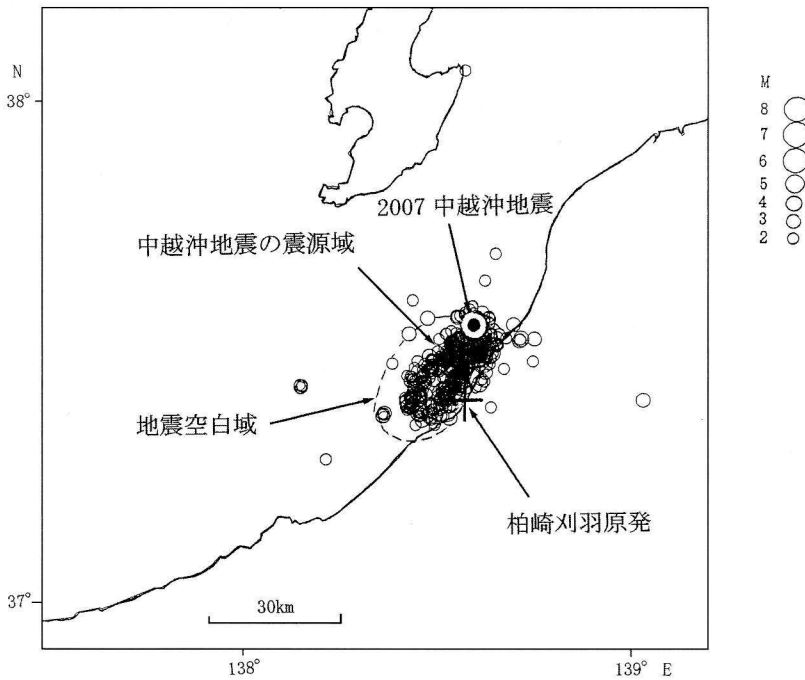


図 6 2007 年中越沖地震の本震とその余震（10 日間）及び図 5 の空白域。

かも知れないが、後で述べる図 8 (C) に示す 2004 年中越地震の震源域内だけの活動の時間的変化を見ても本震前の静穏化は認められず、本震発生を示唆するパターンは見られない（若干の本震直前の小地震の発生が認められた。）

このように近接した所で起こった同じ大きさ (M 6.8) の地震の起こり方が大きく違う場合があることを指摘しておきたい。その理由は 2004 年中越地震は活発な活褶曲地帯 (Ohta et al, 1973) で起こったので、この地域一帯の地殻の力学的構造が特に不均一、複雑であるのに対して、中越沖地震の場合はかなり均一で、両者の地震発生型や余震の起こり方が地殻の力学的構造の不均一度に大きく左右されるという筆者の説 (Mogi, 1963) で説明できる。

さて、地震の予測、予知のための研究を進めている者として、2007 年中越沖地震の予測問題を検討してみた。地震発生の予測として必要なことは、発生場所、地震の大きさ、発生時期をある程

度の確度で推定することである。

- (a) **発生場所** 図 5 と図 4 から推定される。
- (b) **地震の規模** 図 5 の空白域の大きさから推定できる。空白域の長さが地震の余震域のながさ L と同程度と仮定すれば、次の宇津の式から M を求めることができる。

$$\text{Log } L = 0.5M - 1.8$$

今回は $M \approx 6.8 \sim 7$ が得られた。

- (c) **地震の発生時期** 一般にこれを推測するのが最も容易でない。前震のような短期の前兆現象が観測されると可能であるが、そういう前震が観測された例はこれまで少なかった。しかし、中越沖地震の場合は本震の震源域内の直下 (下部地殻内) で M 4.8 を含む広義の前震と見られる活動があったのでそれをもとに発生時期が次のように推定できると考えた。

図 8 (A)~(D) の左の部分は 2004 年中越地震、右の部分は 2007 年中越沖地震について示したものである。図の上段は地震の深さを示

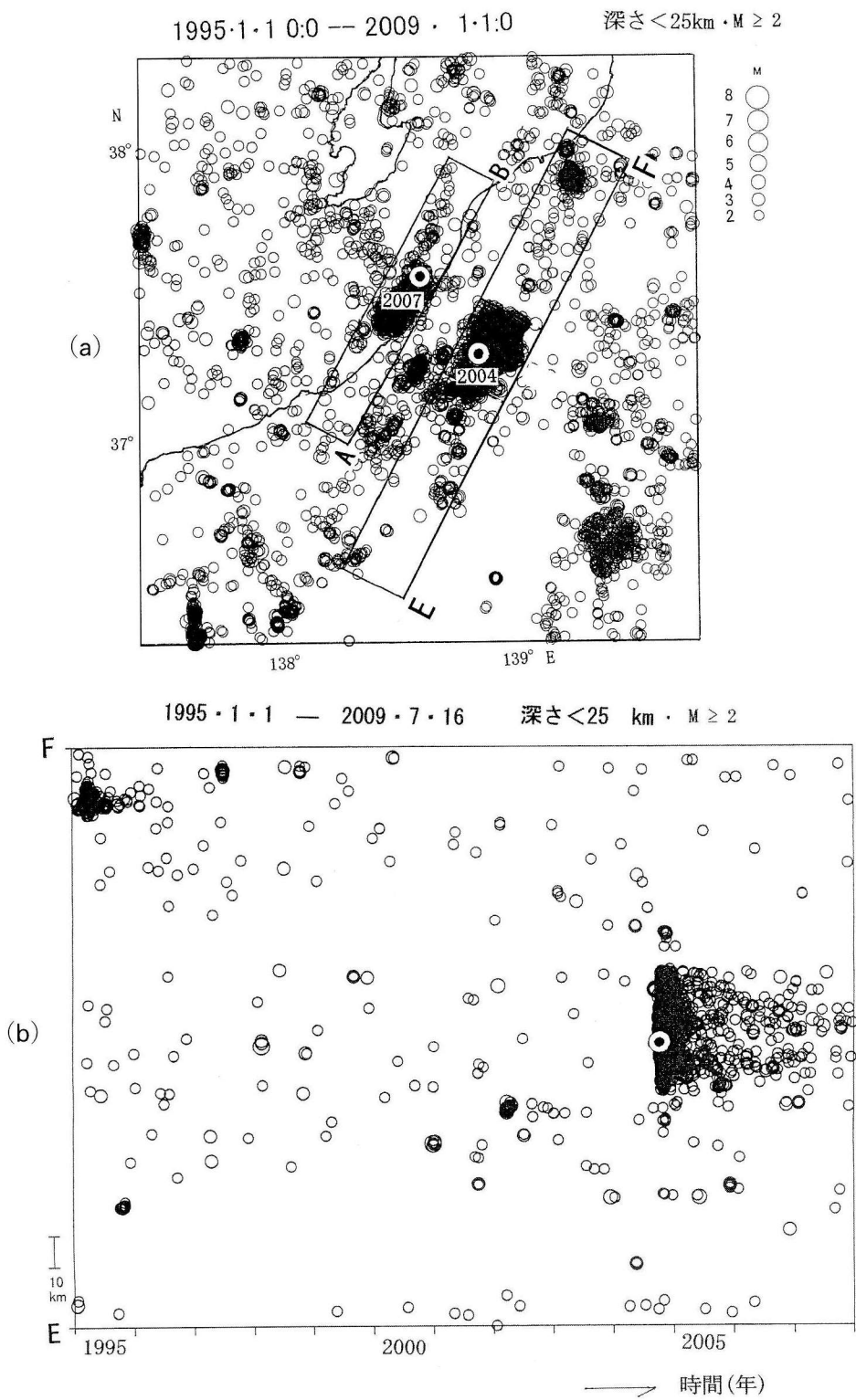


図 7 (a) : 2007 年中越沖地震の場合と同じ方法で 2004 年中越地震について調査した。AB 線に平行な EF 線に沿う矩形を示す。
 (b) : 縦軸に E から F までの距離をとり、横軸に時間をとった時空間分布図。

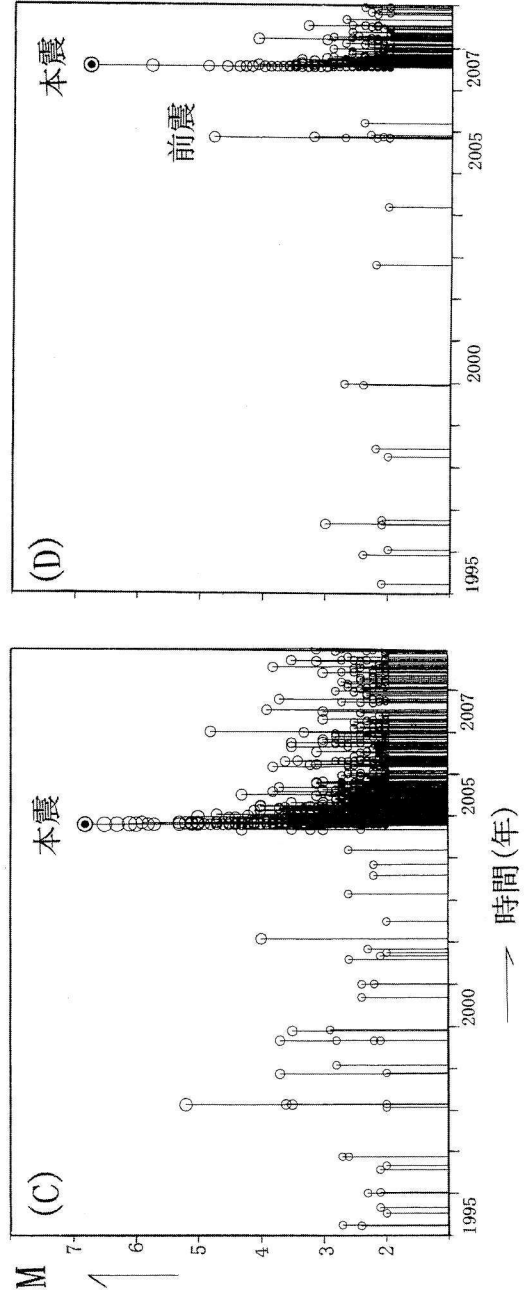
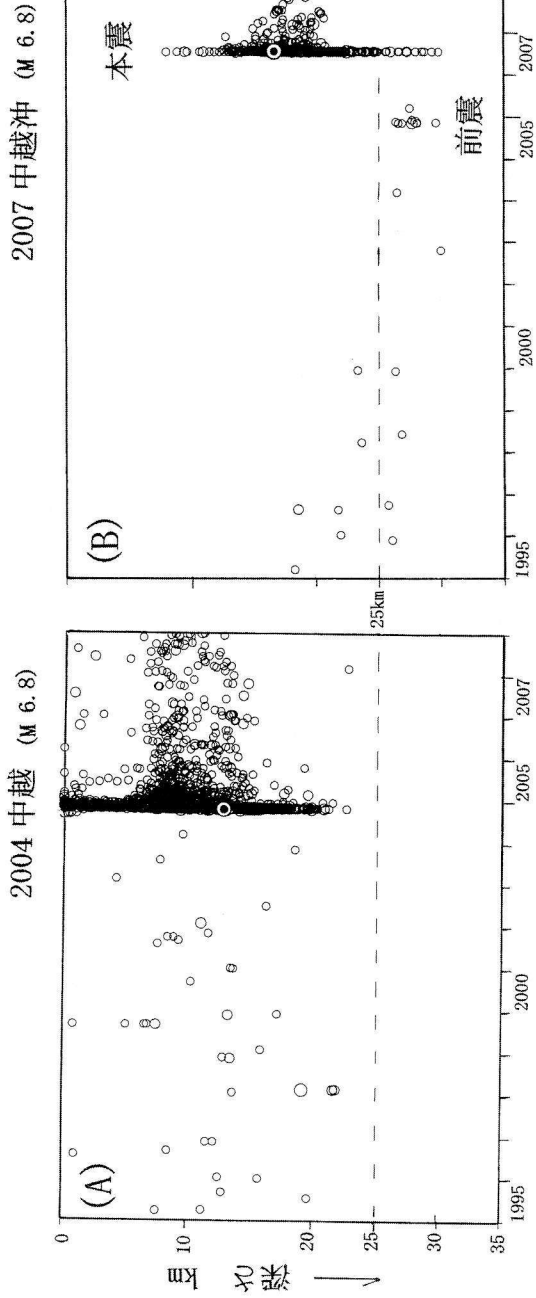


図 8 左側の (A) と (C) は 2004 年中越地震, 右側の (B) と (D) は 2007 年中越沖地震についての図. 上段の (A) (B) はこの二つの地震の震源域内に起こった地震の深さの時間的な変化を示す. 下段の (C) (D) は縦軸に M をとり, 横軸に時間をとった M-T 図.

したもので、下段は地震の大きさの変化、いわゆる M-T 図を示したものである。これらの図は図 7 (a) に示されている 2004 年と 2007 年の二つの M 6.8 の地震の本震-余震を含む震源域内(地震が密集して黒くなっている所)で起こった地震についての図で、この二つの大きい地震の特性の違いを端的に示している。

図 8 (A) と (B) : (A) と (B) を見ると一見してこの二つの地震前の地震活動の違いが分かる。ここで縦軸は地震の深さ、横軸は時間(年)である。2004 年の場合 (A) では深さ 25 km よりも浅い所(上部地殻)でだけ地震が起こって居り、本震の前にたくさんの地震がほぼランダムに起こって居り、余震が実に多い。

ところが 2007 年の場合 (B) を見ると、深さ 25 km よりも浅い所では地震が非常に少なく、特に、2000 年から本震 (M 6.8) が起こるまで全く静穏である。これが図 4、図 5 で見られた本震前の静穏化である。しかし、25 km よりも少し深い所での地震があり、特に、本震の約 1 年半位前の 2005 年 11 月に M 4.8 のやや大きい地震を含む地震群(広義の前震)が発生し大地震発生に至った。

図 8 (C) と (D) : (C) と (D) の縦軸は M、横軸は時間(年)を示したものであるが、やはり、2004 年と 2007 年の地震前の違いがよくわかる。特に、(D) では 2002 年以降 25~30 km の深さのものの活動度が増して本震発生となったと見ることができ、2005 年 11 月の M 4.8 を含む地震群は広い意味の前震と考えられることは上述の通りである。これは著しい静穏化が進んだ上部地殻で応力が次第に高まっていた時に、高温で強度が低い下部地殻内で M 4.8 の地震を含む本震-余震型の小地震群が起こり、これが上部地殻での大きい破壊を誘発したとして理解できるのでないかと思われる。

従って、2007 年の大きい地震の発生時期は図 8 の (B) (D) のパターンから M 4.8 を含む広義の前震発生後間もない 1~2 年後、つまり 2006~2007 年頃と推定した。

結論として、現在の高精度の地震データを使用した地震活動の調査を注意深く検討することによって、2007 年中越沖地震 (M 6.8) の予測がある程度の精度でできる可能性があったと思われる。

上に述べたような地震についての情報を地震発生の前に提供することができれば地震災害の軽減に大いに役立つであろう。場合によってはこの地震のように直下型の中規模地震 (M 6.8) の予知の可能性もあるのであるから、地震国であるわが国では、地下の地震活動の微妙な変化をとらえるための一層の努力と工夫を積み重ねつつ、監視を続けることが重要であることを改めて強調したい。

4. 柏崎刈羽原子力発電所と 2007 年中越沖地震

図 9 は現在のわが国の原子力発電所の位置を示したものである。これを見るとほとんど日本列島の太平洋沿岸と日本海沿岸にあるが、太平洋側は太平洋プレートとフィリピン海プレートが陸地の下にもぐりこんで大きい地震が繰り返し起こる第一級の地震帯であることはいまさら言うまでもない。浜岡原発が、M 8 の「東海地震」の想定震源域のほぼ中心に立地されたことは、「原発と地震の問題」についての現在の対応を象徴的に示している (Mogi, 2004)。

この太平洋側のサブダクション帯の活発な地震帯に比較すると比較的活動度が低いが、日本海沿岸に沿っても地震帯があって、被害地震が多発している。日本列島は世界最大の環太平洋地震帯の一部であるから地震多発国であるのに、その日本列島の中に現在の原発が立地しているわけで、地震が起こるたびにその近くに原発があるという経験を重ねてきた。ちなみに、日本は現在、世界で第三位の原発大国であるが、第一位の米国ではそのごく一部を除く大部分が東部の安定した地盤に立地しており、第二位のフランス(英国、ドイツなどでも)ではめばしい地震がほとんど起こらない安定した大陸性の地盤に立地していて、地震のことを考える必要がほとんどない。それに対して原発大国の中で日本がそういう特別な状況下にあるということを銘記しておくべきである。

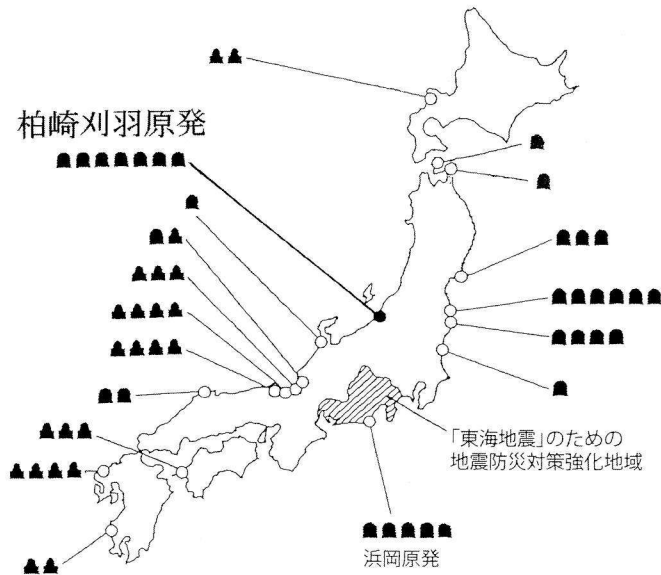


図 9 日本の原子力発電所の位置 (資源エネルギー庁, 2007 による)。

2007 年中越沖地震が起こった時に、柏崎刈羽原子力発電所の近くで起こったという報告を聞いたが、その詳細は図 6 に示した通りであるが、2009 年版の理科年表にも『(この地震は) 震源域内の原子力発電所が被災した(世界で) 初めての例』[() 内は筆者の加筆] と記述してある通りである。M 6.8 の地震といえば、わが国では特に大きい地震ではなく、いわばどの地域でも起こる可能性のあるものであるが、それが世界で最大の柏崎刈羽原子力発電所のまさに直下で起こったために、全 7 基が全部ストップし、2010 年の現在まで、そのうちの 2 基が漸く再開できたという大きなダメージを受けた。しかし、これは全く偶然のことではない。中越沖地震が M 6.8 の中規模地震であって、1964 年に隣接地で起こった新潟地震 (M 7.5) のような大きいものでなかったことがせめてもの幸いであったと思う。このことから、日本が地震の多発国であり、それを十分考慮した対策を取るべきことを改めて今回の経験から学ぶべきである。

参考文献

- 朝日新聞取材班 (2007), 「震度 6 強」が原発を襲った, 朝日新聞社, 235pp.
- 国立天文台編 (2009), 理科年表, 地 1-244.
- 平田直 (2009), 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震 (2004 年 10 月 23 日, M6.8), 地震予知連絡会 40 年のあゆみ, 176-183.
- 井上宇胤 (1965), 新潟地震前における震央付近及び隣接地域の地震活動について, 験震時報, 29, 31-36.
- 石川有三 (1996), 日本列島の地震空白域, 力武常次編, 地震の科学, 234-247, 丸善.
- 岩崎貴哉 (2009), 平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震 (2007 年 7 月 16 日, M6.8), 地震予知連絡会 40 年のあゆみ, 206-211.
- Mogi, K. (1963), Some discussions of aftershocks, foreshocks and earthquake swarms—the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (3), Bull. Earthquake Res. Inst., 41, 615-658.
- Mogi, K. (1969), Some features of seismic activity in and near Japan (2), Bull. Earthquake Res. Inst., 47, 395-417.
- Mogi, K. (1988), The mechanism of the occurrence of the Matsushiro earthquake swarm in central

Japan and its relation to the 1964 Niigata earthquake, *Tectonophysics*, 159, 109-119.

Mogi, K. (2004), Two grave issues concerning the expected Tokai Earthquake, *Earth Planets Space*, 56, Ii-Ixvi.

茂木清夫 (2009), とらわれずに考えよう—地震・火山・岩石破壊, 古今書院, 196pp.

Ohtake, M., T. Matsumoto and G.V. Latham (1977), Seismicity gap Oaxaca, Sothern Mexico as a probable precursor to a large earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, 115, 375-385.

Ohta, Y., T. Machida, T. Shirai and T. Suzuki (1973), Active folding of the fluvial terraces along the Shinano River, central Japan, "The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area" Part II, 121-129, *Geol. Surv. of Japan*.

Tsubokawa, I., Y. Ogawa and T. Hayashi (1964), On relation between duration of crustal movement and magnitude of earthquake expected, *J. Geodet. Soc. Jpn.*, 15, 75-88.

宇津徳治 (1968), 北海道及びその周辺の地震活動, 北海道大学地球物理学研究報告, 20, 51-75.

茂木清夫

[もぎ きよお]

現職 東京大学名誉教授, AGU Fellow
(AGU: 米国地球物理学連合)
理学博士

略歴 東京大学理学部地球物理学科卒業, 東京大学地震研究所教授, 同所長, 日本大学教授を経て現職

研究分野 地震学, 岩石力学

著書 『地震—その本性をさぐる』(東大出版会), 『日本の地震予知』(サイエンス社), 『Earthquake Prediction』(Academic Press), 『地震予知を考える』(岩波書店), 『地震のはなし』(朝倉書店), 『Experimental Rock Mechanics』(Taylor & Francis) (ロンドン), 『とらわれずに考えよう—地震・火山・岩石破壊』(古今書院) 他



1960年および2010年のチリ沖地震津波について

今村文彦

1. はじめに

1960年チリ沖地震は過去最大級の地震であり、それにより発生した津波は我が国を始め、環太平洋沿岸諸国に影響し、多大な被害が生じた。その後の国際連携のあり方や津波研究・防災対応を大きく変えた災害であった。これから半世紀を迎えた今年、ほぼ同じ地域で、Mw 8.8（モーメントマグニチュード）の巨大地震が発生し、同様に津波の影響を受けたが、各地での人的被害は最小限に抑えられた感がある（1960年チリ地震では、1743名、日本で142名、ハワイで61名の死者・行方不明者を出している。2010年ではチリ国内だけであり、500名弱という報告がある）。本文は、この2つの地震津波について、紹介するものである。

2. 1960年チリ沖地震

1960年チリ地震は史上最大級の地震であり、その震源では長さ1000 km、すべり量が10 mを超える断層運動が生じたことになる。海溝で発生したプレート間地震であるために、海底に生じた地殻変動が津波の波源となり、巨大な地震が発生したことになる。チリ沿岸のような海洋プレートが陸地の下に沈み込む場所では、数百年間隔で発生することなどがわかってきた（Satake and Atwater, 2007）。これらの概念は、プレートテクトニクスや津波堆積物の研究により、この50年間に新たに得られ検証されてきた研究成果である。表1には、過去、チリ沖で発生しつなみを伴った地震をまとめている（建築研, 2010）。この沿岸域で場所をずらしながら、繰り返し発生していることが分かる。

大きな津波を発生する大きな地震は、海溝沿い

に存在するプレート間地震によるものが多い。1960年チリ地震をはじめとして、我が国では、1968年十勝沖地震、三陸沖の一連の地震、南海トラフ沿いで発生した1944年東南海地震・1946年南海地震、さらにはインド洋でのスマトラ沖・ジャワ島沖での地震もこのタイプである。ある一定間隔で蓄積された歪みエネルギーが解放され生じるものであり、地域毎にある程度の周期性が確認されている。これらは、史料だけでなく地震や津波の痕跡を調べることにより、検証されている。今回の2010年地震は、1960年とは違う北隣に位置した地震である。さらに北側には、地震空白域が存在しており、大きな意味で連動しながら発生している地震と言える。なお、M9クラスの地震の周期性は数百年と言われるが、世界での巨大地震の発生状況を見ると、20世紀前半、中半、21世紀前半（現在）に活動が大きいことも傾向として見られる。

3. 1960年チリ沖地震による津波と当時の対応

昭和35年5月23日午前4時20分（日本時間）にチリ沿岸で発生したチリ津波は、23時間後の翌日24日の早朝日本に襲来し、太平洋沿岸のほぼ全域に影響を与えた。津波高は三陸地方で5~6 m、その他で3~4 m、死者行方不明者142名（沖縄で3名）の被害となった。

当時の気象庁の対応は以下のように報告されている（関田, 2000）。気象庁観測部地震課では23日昼までには、チリで大地震が発生したこと、津波が日本に襲来するとすれば24日午前2時過ぎになることを把握していた。にもかかわらず有効な津波警報が発せられなかった理由は、次の2点であると考えられる。

○日本での津波の高さを、高くても50 cm程度と

表 1 「世界の被害地震の表」から抽出したチリに被害を生じた過去の地震（検索条件：「津波のあった地震」，「国名で検索する：チリ」，「死者 100 人以上」，1994 年以降は「死者あり」），建築研究所の資料を一部省略
http://iisee.kenken.go.jp/staff/thara/20100227/Chile_ja.htm

年	月	日	緯度	経度	M	津波	死者・ 行方不明者	備考
1562	10	28	-38.7	-73.15	8	T	many	Chile : Santiago, Arauco (I=11)
1575	12	16	-39.8	-73.2	8.5	T	1500	Chile : Valdivia, Santiago (I=10) D=120 (2000 U?)
1604	11	24	-17.9	-70.9	8.4	T	many	Peru : Arequipa, Camana/Chile : Arica (I=10-11) 8.7 W
1647	5	14	-33.4	-70.6	8.5	T	2000	Chile : Santiago (I=11) D=1000
1657	3	15	-36.83	-73.03	8	T	many	Chile : Concepcion, Chillan, Santiago (I=11)
1822	11	20	-33.1	-71.6	8.5	T	many	Chile : Copiapo to Valdivia (I=11) 海岸隆起
1835	2	20	-33.5	-79	—	T	many	Chile : Juan Fernandez Is. (上の地震による津波か)
1868	8	13	-18.5	-71	8.5	T	25000	Chile/Peru (I=11) D=2000/1.15 万/4 万 (2145 U?) 8.8 W
1877	5	10	-19.6	-70.2	8.3	T	many	Chile : Iquique, Tarapaca (Hawaii で D=5) (I=11) (100U か)
1906	8	17	-33	-72	8.4	T	3760	Chile : Valparaiso (I=11) D=1500/2 万 8.1 S
1922	11	11	-28.5	-70	8.5	T	1000	Chile : Atacama D=600 8.3 S 8.5 W
1928	12	1	-35	-72	8	T	225	Chile : Talca (I=10) D=218 8.0 S
1960	5	22	-39.5	-74.5	9	T	5700	Chile : [Chilean EQ] D=1743/2231 8.5 S 9.5 W
1960	5	23	-38.17	-72.57	9.5	T	142	Chile 南部沖 [チリ地震津波] 8.5 S 9.5 W
1985	3	3	-33.14	-71.87	7.8	T	177	Chile : San Antonio, Valparaiso 7.9 W
1995	7	30	-23.34	-70.29	7.3	T	3	Chile : Antofagasta 日本各地小津波 8.0 W
2001	6	23	-16.26	-73.64	8.2	T	139	Peru : Arequipa-Camana-Tacna area/Chile : Arica 8.4 W
2007	4	21	-45.24	-72.65	6.3	T	10	Chile : Puerto Aisen, rockslide 6.2 W
2007	11	14	-22.25	-69.89	7.4	t	2	Chile : Tocopilla, Maria Elena (I=8) 7.7 W

1995 年 7 月 30 日，2001 年 6 月 23 日，2007 年 11 月 14 日の地震については，建築研究所国際地震工学センターが公開している地震カタログ「世界の大地震の震源メカニズム，余震分布，震源断層面及び震源過程」(http://iisee.kenken.go.jp/eqcat/Top_page_jp.htm，検索ページ：http://iisee.kenken.go.jp/eqcat/Top_page_jp_s.htm，Google Earth 用 KML ファイルあり) 上で，地震の震源メカニズム等が閲覧できる。以下は 1995 年 7 月 30 日の地震の震源メカニズム，余震分布，震源過程 (図 1)，2001 年 6 月 23 日の地震の震源メカニズム，余震分布 (図 2) である。

推定したこと。

○ホノルルの地磁気観測所から津波観測との連絡がなかったため，津波は発生しなかったと認識したこと。

現在のような密な連絡体制ではなかったものの，当時もホノルルと地震観測値等の情報交換を行っており，ハワイ等で津波が観測された際は，

観測結果が気象庁へ通報されていた。しかし，チリ地震津波の際は，津波観測に係るホノルルからの情報の入手が遅れたため（地震課が情報を入手したのは津波警報発表後），地震課では，津波は一切観測されていないと判断してしまった（気象庁，1961）。

4. 1960年以降の津波対応の変化

4.1 国際津波警報センターの設立

このような事態の改善のためには、国際協力体制の確立が不可欠であることは明らかであった。そのため、ユネスコ政府間海洋学委員会（IOC/UNESCO）第3回総会（1964年）の決議に基づいて、1965年4月にホノルルで「太平洋津波警報組織の国際協力に係る作業グループの会合」が開催された。この会合では次の二つの機関を設置するという重要な提案が行われた。一つは、地震発生時に関係各国の地震、津波に関する情報を収集し、収集した情報を関係国へ提供する情報センターであり、もう一つは、関係国間における情報交換、意見調整等を行うための国際調整委員会であった。

前者の機関としてはホノルルの地磁気観測所が、太平洋津波警報センター（PTWC）として改組・発足し、また後者の機関としては、太平洋津波警報組織国際調整グループ（ICG/ITSU）が設立された。これらの機関の設立により、太平洋に関しては、津波予報に係る国際協力の枠組みが確立されたと言える（IOC/UNESCO, 1965）。太平洋で大規模な地震が発生した際には、太平洋に位置する各国は自国の地震・津波に関する観測結果をPTWCへ通報する。一方、PTWCは国際的な津波警報センターとして、情報を収集、解析し、その成果を各国へ提供する。また、技術革新への対応や運用上の問題点への対処は、2年ごとに開催されるICG/ITSUの会合で検討され、順次改善が図られている（IOC/UNESCO, 1999）。2004年スマトラ沖地震・インド洋津波の際には、PTWCなどが地震や津波情報を提供している。現在、インド洋での地域的な警報システムの連携も検討されている。

4.2 我が国の沿岸防災

チリ沖地震津波は前年の伊勢湾台風を引き続く災害であり、政府の対応も早く、被災から1ヶ月後の6月27日にチリ津波に対する特別措置法が成立した（首藤, 2000）。チリ地震津波対策審議会

が設置され、3回の会合の結果、津波防波堤計画、津波災害防除の総合対策が可決された。津波防波堤（運輸省港湾局提案）は、八戸市、大船渡市、女川町、文里町に計画された。さらに、津波災害防除の総合対策としては、海岸保全計画、都市計画、住宅計画、津波警報の四つがあげられた。海岸保全計画では海岸堤防が取り上げられている。チリ津波なら堤防で対処できるとした。ただし、過去の大津波を対象とすると、20m以上の堤防が必要となり、技術的にも極めて困難な上、財政上・海岸利用上不可能に近いという判断を示している。

都市計画では、災害危険区域内での建築の禁止または規制、浸水地区における地盤高上げ、避難道路の計画の三つがあげられた。避難道路は、安全な山、台地、堅牢な二階建て以上の建造物などへ避難できるよう設ける事を推奨している。住宅計画では、防災建築街区の造成、丘陵地における宅地造成事業をあげている。津波警報では、地震予知の研究推進、津波予報の国際協力と地震観測網の充実による津波予報中枢の拡充、津波教育があげられた（首藤, 2000）。

4.3 量的津波予測システム

1980年代以降、観測システム及び解析技術の発達により、地震情報がリアルタイムで出されるようになってきた。地震波形がデジタルで記録され、コンピューターを使って地震モーメントや断層パラメーターがほぼ自動的に計算される。津波の発生・伝播に関しても、実際の海底地形に基づく大規模な数値シミュレーションが容易に行えるようになった（首藤ら, 1988）。1999年には、気象庁がデータベースを基盤とした量的津波予報システムを運用開始し、地震発生直後、数分程度で各地への津波到達時間や津波高さの予測を行っている。さらに、インターネットの発達に伴い、地震記録の解析や津波シミュレーションの結果が即時に世界中に伝えられるようになった。その結果、チリ地震のような巨大地震が太平洋の反対で発生した場合、実際の津波が到達する前に津波の到達時刻や波高の予測をすることが可能となった（今村, 2000）。

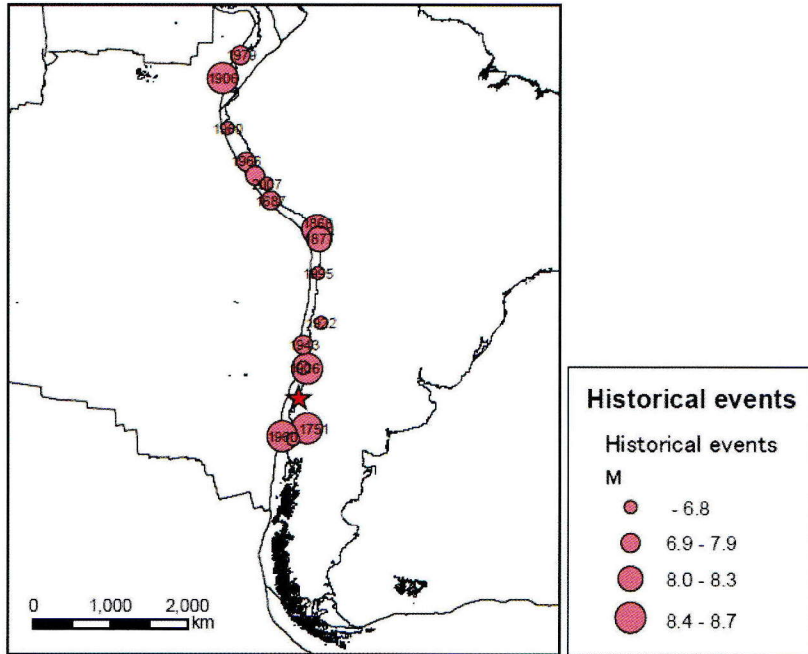


図 1 南米太平洋側で発生した主な地震，赤星印が 2010 地震の震源を示す

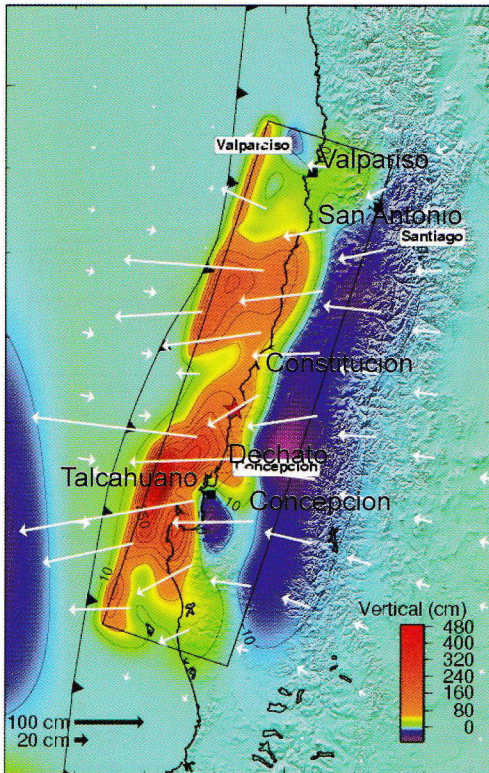


図 2 2010 チリ地震の推定すべり量分布（鉛直成分）。巨大地震は複雑な震源過程を示している。地点名は、現地調査の主な場所。（USGS, 2010）

5. 2010 年チリ沖地震と津波

5.1 地震について

この地震はチリ中部沖で 2010 年 2 月 27 日 3 時 34 分（現地夏時間）に発生した地震であり，その規模は，USGS（米国地質調査所）によれば，Mw 8.8 であった。チリでは 1960 年 5 月のチリ地震に次ぐ規模であり，北側の隣の領域でおきた地震であった。震央はコンセプションの北北東 115 km，震源の深さは 35 km，と推定されている。図 2 に示すように，現在は，様々な解析が進められ，アスペリティー，非均一すべりなどの分布について推定がなされている。

5.2 津波伝播と予測について

今回は，断層の位置（津波の発生位置）が若干，北に移動していたものの太平洋に伝播する津波の伝播特性は，1960 年の事例と似ていた。約 15 時間後にハワイ，23 時間後に日本へ到達していた。気象庁は，近地津波だけでなく，遠地津波に対しても量的予報システムを稼働しており，今回も来襲前に，津波の到達時間および津波高さを予想し

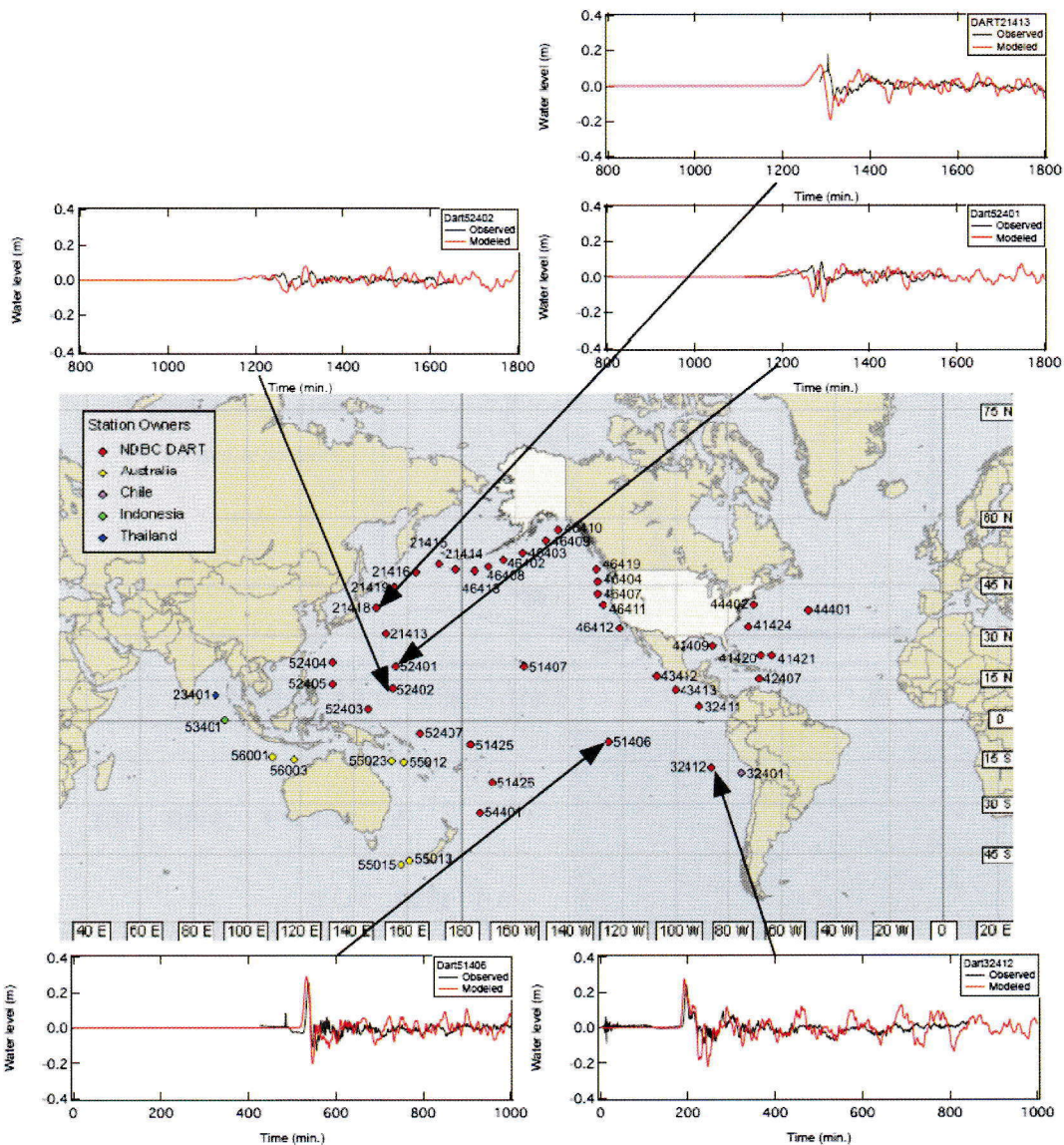


図3 2010年チリ沖地震津波の観測データと数値解析結果の比較(東北大学, 2010)

ていた。これは、あらかじめ、太平洋の地震発生地域約100ヶ所に配置した仮想的な震源について津波の数値シミュレーションを実施し、その計算結果から日本沿岸の各地点及び海外の潮位観測点における津波の高さのデータベースを作成しておくものである。遠地地震が発生した際は、次のような手順で津波予報を行っている。

- (1) PTWC等からの情報に基づき、遠地地震の震源とマグニチュードを推定する。
- (2) 推定した震源等に対応する計算結果をデータ

ベースから検索し、日本沿岸及び海外の潮位観測点(DARTなど)における津波予測値を得る。

- (3) 得られた予測値と、海外における津波観測結果とを比較し、これに基づいて、日本沿岸の津波予測値を修正し、予報を行う。

今後、海面レベル(潮位など)も含めた詳細な検討が必要であるが、今回の予想到達時間は若干早く、津波高さも過大である傾向が見られた。1万7千kmの伝播過程を考慮すれば、非常に高い精度であると思われるが、警報としての所要の精



写真 1 Constitution での 28 m を超える津波の遡上高さ（赤線が遡上域）

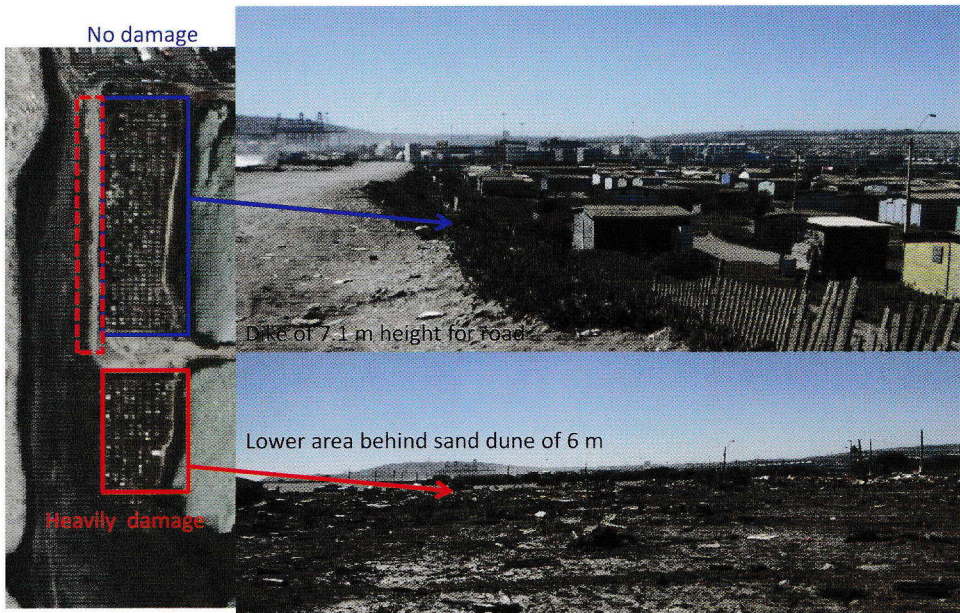


写真 2 San Antonio での津波被害の明暗（北地区は、高さ 7.5 m の堤防に囲まれていた）

度はその程度かさらには必要な情報は何かを検討する必要がある。無論、津波を発生した震源過程の検討も含めて、今後の予測シミュレーション技術の向上に向けて検討が必要である。

なお、東北大学における検討結果と観測記録との比較を図 3 に示す。大きく南半球と北半球に分けると、前者では、津波到達時間および波形も非常に一致が見られる。しかし、北半球に移動

すると、数値解析の方が、到達時間が早く、波形にも差が見られるようになる。

5.3 津波関連の警報について

太平洋津波警報センター（PTWC）は太平洋広域津波警報を出して、太平洋沿岸各国に津波への警戒を呼び掛けた。始めは、チリ沿岸に、次に、南米、最後には太平洋全域に出している。気象庁は日本にも到達する可能性が高いとして28日午前9時33分警報、注意報を発表した。地震発生19分後にチリ沿岸を津波が来襲、半日以上津波が繰り返して襲ってきたと報告されている。第一波では避難したが、その後、沿岸に戻ってしまい被災したという事例も報告されている。今回の災害による死者の大半である400人以上が津波に犠牲になったと見られる。

太平洋津波警報センターはハワイ全島に警報を発令、到着予想時刻の5時間半前に避難を呼びかけた。混乱は殆ど無かった模様で、地元紙は「観光客は警報システムを賞賛」と報じた。ハワイ州は1960年のチリ地震で61人の死者を出した経験もあって津波対策は万全を期していた。

我が国での避難状況は、遠地津波は、近地津波と異なり、住民が地震発生を認識することが困難であるため、津波予報の発表がない限り避難などの防災行動は期待できない。一方、地震発生から津波到達までに時間的余裕があることから、適切な指示があれば、津波到達までに防災行動を完了させることは容易である。つまり、遠地津波は津波予報が最もその効果を発揮できる機会なのである。

6. 現地調査の結果

6.1 調査の趣旨

チリ国内での津波観測や被害情報は断片的なものであり、沿岸での確実なデータが不足していた。今年3月27日より4月5日まで、チリ沿岸での調査を実施した。調査の内容としては、津波の実態（遡上高さ、来襲回数、最大波、浸水）、被害状況（家屋、港湾施設、観光地域、沿岸環境、地震動などとの複合災害）、警報情報と避難実態（い

つ避難出来たのか？出来なかったのか？）、事前の対応（避難訓練や啓発はどの程度やっていたのか？）、などである。

6.2 主な調査結果

現地調査で得られた主な成果をまとめると、以下ようになる。チリ沿岸での波源域において平均5~8mの津波が押し寄せていた。なお、被災を受けた地域は限定的であり、被害は集中していた。最高遡上高さは、Constitucionの沿岸部での28mの値を示した（写真1）。これは、ビル10階に相当する。また、この地域にそそぐ河川において約6km上流でも6mの遡上痕を残していた。津波の最大波に関しては、住民の体験談や当日撮影したビデオなどの情報を得た。最大波が第一波以降であることは確認出来たが、限られた地域での目撃談であるため、第一波以降しばらく静穏であったこと、いつ最大波になったのか？などについては、断定できなかった。

さらに、主な被災地域での状況をまとめると、Dichatoでは、8mの遡上を記録し、ここでは、護岸が若干高く存在し、その後、3m~3.5mの平坦な地盤となり、最後に丘に続いている。このような地形に、浸水深2mを超えるような津波が一気に流れ込み、8割以上の住宅が破壊された。また、本測線上の護岸は階段護岸のような構造である。地震ならびに津波による洗掘を受けて、破壊されたと考えられるような被害を受けていた。Talcahuanoでは、港湾施設の被害があり、3~6mの範囲で津波が来襲していた。特筆すべきは、コンテナ、漁船などの漂流物であり、この地域一帯に散乱していた。

さらに、波源の北端付近に位置しているSan Antoniaには、6.5mの津波が押し寄せた（写真2）。ここでは、堤防の有無により被害の明暗が大きく分かれていた。7mの堤防があった地区は被害がなかったのに対し、最高でも6mの砂丘しかなかった地区は、家屋がほぼ完全に崩壊していた。低地には津波が浸入しやすく、如何にこの破壊力を軽減するかが重要であるかを示した事例となった。

謝辞：4学会合同調査団の一員として調査を実施した。津波現地調査メンバーは、防衛大学校・藤間功司教授、港湾空港研・有川太郎主任研究員である。本調査は、文科省からの派遣で行われた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 今村文彦, 2000, 遠地津波の数値シミュレーションの開発と実用化—リアルタイム数値予報に向けて—, 特集チリ津波 40 周年, 自然災害科学, Vol. 19, pp. 291-294.
- 建築研究所, 2010, チリに被害を生じた過去の地震・津波, チリ地震スペシャルページ.
- 気象庁, 1961, 昭和 35 年 5 月 24 日チリ地震津波調査報告, 気象庁技術報告, 第 8 号, 389p.
- 関田康雄, 2000, チリ地震津波は津波予報をどう変えたか, 特集チリ津波 40 周年, 自然災害科学, Vol. 19, pp. 280-283.
- 首藤伸夫・後藤智明・今村文彦, 1988, 津波予警報に対する数値シミュレーションの利用, 土木学会論文集, 第 393 号/II-9, pp. 181-189.
- 首藤伸夫, 2000, 津波防災対策の変遷と現在の課題, 特集チリ津波 40 周年, 自然災害科学, Vol. 19, pp. 298-300.
- 東北大学, 2010, 津波工学研究室 HP, www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp

渡辺偉夫, 1998, 日本被害津波総覧 [第 2 版], 東京大学出版会, 238p.

IOC/UNESCO, 1965, Proceedings of Intergovernmental Oceanographic Commission working group meeting on the international aspects of the tsunami warning system in the Pacific, 27-30 April 1965.

IOC/UNESCO, 1999, Tsunami Warning System in the Pacific — Master Plan, second edition, 34p.

Satake, K. and B. Atwater, 2007, Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones, Ann. Re. Earth Planet Sci., pp. 349-374.

今村文彦

[いまむら ふみひこ]

現職 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター長, 教授

略歴 東北大学大学院工学研究科博士後期課程修了, 東北大学助教授を経て現職

研究分野 津波工学, 災害科学

著書 『Tsunami : 1992-94, their Generation, Dynamics, and Hazards』(共編, Birhauser), 『防災ハンドブック』(朝倉書店), 『Landslide tsunamis : recent findings and research directions』(共編, Birhauser)



津波は海から来る洪水である



1993年北海道南西沖地震による津波で集落全体が流された奥尻島先端部

近頃、津波に関して警報が出ても、避難しない住民が多いということをよく聞く。最近の2010年2月27日に発生したチリ地震の際もそうであった。

狼少年

これは何故かと考えてみると、今まで何回か津波警報が出されたが、その結果は、津波が来ないか、来ても10cmかそこらで、たいしたことは無かったということに原因があるのではないかと思われる。つまり、狼少年になっているのである。

津波の波長

それともう一つ、津波警報で予想される津波の高さは、数10cmとか、せいぜい1mとか通常の海の波としたら、たいしたことの無い波の事が多い。したがって、この津波もたいしたことはないかと判断してしまうのではなかろうか。

通常の海の波は、高波といえど3mか4mであって、サーファーなどは、高波を求めて外国に行くくらいである。今回も津波警報が出ても避難しないサーファーや釣り人がいたという。それは、通常の海の波と津波とは全く性質が異なり、津波は危険であることを知らないからである。どのように異なり、どのように危険なのだろうか。

基本的には、周期の違いである。通常の海の波の周期は数秒であり、津波のそれは数分以上である。この違いは波の成因によっている。通常の海の波は、その上を吹く風によって生じる。風の息は、数秒くらいである。一方、津波は海底の地殻変動により、海面の高さの変動が上下に生じ、その変動が周囲に伝わっていく。それが、陸地につつかれば上陸し被害を加えた後、反射して戻って、他につつかりを繰り返す。したがって、その周期は数分以上と長くなってしまふのである。津波は、2回、3回と押し寄せ

るが、その間隔が周期であり、波長である。波長は（伝わる速さ）と（周期）の積であるから、津波の波長は、数100mから数kmということになる。

ここが海の波と津波と違うところで、通常の海の波は数mの間隔で波頭が陸に押し寄せ、波頭と波頭の間は低くなっている。波頭と波頭の間隔が波長である。ところが、津波は波長が数100m以上と長いので、一旦波頭が来るとその後しばらくはその海の深さが続くのである。すなわち、ある高さの海の壁が押し寄せて来るのである。したがって、寄せては返すにならずにずっとある深さの水が同じ深さのまま寄せることになる。これは、洪水に他ならない。海岸に行って観察すればすぐわかることであるが、波頭は秒速数mで押し寄せる。1mの津波の場合、深さ1mの秒速数mの洪水が陸上を襲うのである。腹の深さまでである秒速数mの水の流れの中で、我々はとても立ってはいられない。転べば立ち上がれない。命も失うかもしれない。1mでなくても50cmの津波でも、同様なことが起きるかもしれない。

津波の怖い点は、このほかいろいろな浮遊物を先頭に集めて襲ってくることである。水の流れは表面が最も速いから、表面にある浮遊物は、流れの先頭に集まり、凶器と化す。舟や貯木場の木材が津波の先頭になって、襲ってくる。今回の津波は、壁のようになっては来なかった。少しずつ水位が増えるだけでそれほどの加害性はなかった、との意見もあろう。確かにそうではあるが、その理由は1万7千kmもの遠距離をやってきたため津波の壁の部分から、途中で消耗する短波長の波が消えてしまったことと、津波波高が1960年のチリ津波に比べればかなり小さかったことによる。わが国では、近海で起こる地震による津波の方が危険なので、今回は僥倖と言うべきであろう。

このように、津波は普通の海の波とは異なり、大変危険なものであり、津波警報で、10回避難しても一度も被害を与えるような津波は来ないかもしれない。しかし1回でも1m近いものが来れば死ぬかもしれないのである。その10

回は、よい避難訓練が出来たと思って、納得すべきであろう。私などは、海岸近くにおいて少しでも地震を感じたら、警報など待たずにすぐ避難するつもりである。

海岸で遠くに津波の白い波頭を見つけたらすぐ逃げないと間に合わない

津波の波の速さは、（重力加速度）と（海の深さ）の積の平方根で与えられる。海が深いところほど速い。深さ10mで秒速10m、深さ100mで秒速30mくらいである。したがって、海岸から遠く1km先で津波を見つけたら、その付近は深さ100mとして秒速30m、海岸までの平均秒速20mとして、津波が海岸まで到達するのは1km/20m毎秒=50秒と、津波を見つけてから50秒後には海岸まで到着してしまうのである。1km沖に波頭を見つけたとして、直ぐ海岸から逃げ出したとしてどのくらい海岸から離れられるであろうか。

人の走る速さは、普通の大人、小学校低学年で、毎秒3m、子供を背負った母親、老人、4、5歳の子供で毎秒2mくらいではなかろうか。ということは、津波を見つけた直後、逃げ出しても海岸から100m~150mしか離れられないということで、そこに毎秒10mくらいの津波が上陸してくるとかなり危険といわざるを得ない。

1983年の日本海中部地震の際、青森県十三湖の海岸で、釣り人が津波の襲来から逃れようと一目散に走り出し、結果として何人かは逃げ切れなかった事件の一部をテレビ放映されたのを、覚えておられる方も沢山いるのではないかと思うが、このように津波は非常に危険なのである。

津波を決して侮ってはいけない。たとえその深さが50cmであっても、危険なので、2度や3度津波予報が当たらなかつたといって、これを無視するなどとんでもない。海岸近くで地震を感じたら、予報を待たずに避難したほうがよいし、警報が出た場合にはなおさらである。

（伯野元彦）

津波の力について

有川太郎

1. はじめに

2004年のスマトラ沖地震による巨大津波は、インド洋全体に影響し、多くの人が亡くなった。そのとき、我々は、津波とは単に水に浸かるだけではなく大きな破壊力を伴う現象であると改めて認識させられた。日本においては、近い将来、東海・東南海・南海地震など巨大地震およびそれに伴う巨大津波の発生が生じると予想されており、それらに対する備えを着実にしておく必要がある。そのためには、津波の破壊力に対する理解が大事であり、本報告では、それについて、現地事例や実験を交えながら説明するものである。

2. 津波の力

2.1 津波と風波の違い

台風などで生じる風波においても沿岸部に数mから十数mの高さの波は来襲するが、陸上部に対する被害は海岸線付近に限定されることが多い。一方で、同じような高さの津波が来襲した場合、数km内陸まで被害が及ぶことがある(図1)。

この違いを生じさせる原因は、周期の長さ、つまり波の長さ(波長)にある。波は、水粒子が楕円運動することによって、沖側から岸側へとエネルギーを伝達する。通常、台風などで生じる風波の周期は数秒から十数秒であるため、沿岸部の近くでは、百数十m程度の波長となり、その区間を水粒子は動くこととなる。一方で、津波の周期は、数分から時には数十分程度であることが多く、深海部においては数百km、沿岸部においても数kmから数十kmの波長となるため、陸地まで波が侵入してくることとなる(図2)。

2.2 津波の力の性質

2.2.1 津波の高さの定義

津波の高さは、図3のように定義される。近地地震の場合には、地盤高が地震によって隆起・沈降する効果を入れることになる。

- a) 津波の伝搬…津波が海岸線まで伝わることを言う
- b) 津波の浸水…津波が陸域に侵入する現象を言う
- c) 津波の遡上…津波が陸域の丘や崖を遡上していく現象を言う。
- d) 津波高…平均海面から津波の峰の最大までの高さを言う。海岸線より沖側での高さを言う。
- e) 浸水高…浸水している領域における津波の平均海面からの高さを言う
- f) 浸水深…浸水している領域における津波の地盤からの高さを言い、浸水高から地盤高を引いたものである。
- g) 遡上高…平均水面から津波の遡上地点までの高さを言う
- h) 痕跡高…浸水高、遡上高の両方を含めた高さのことを言う

2.2.2 津波の力の分類

遡上した津波の力は、スピードやぶつかり方の違いによって、大きく3つに分けられる(図4)。ゆっくりと浸水してくるタイプ、勢いよく浸水してくるタイプ、波が直前で砕けるタイプがあり、ここでは便宜上、それぞれを越流タイプ、段波タイプ、砕波タイプと呼ぶこととする。越流タイプは潮汐がゆっくりと浸水してくるような状態であり、水位による静的な力が作用する。段波タイプは、主に砕波後や下り勾配地形において発生する

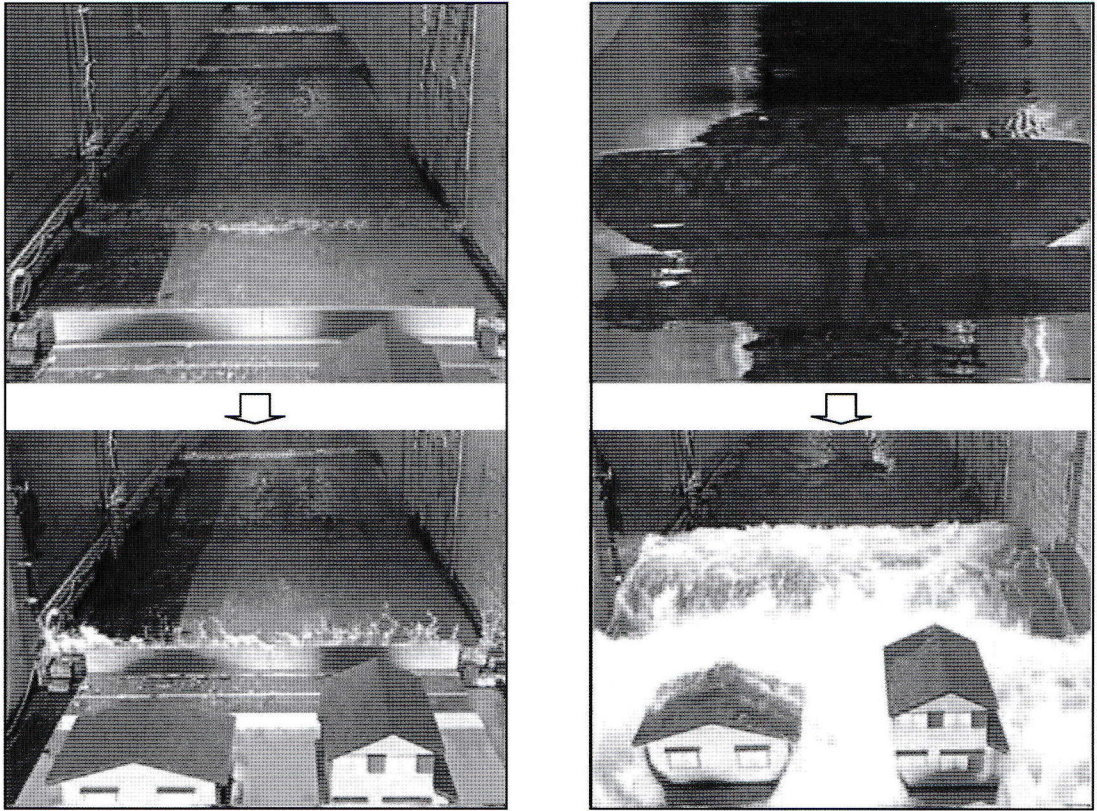


図 1 同じ高さの風波（左）と津波（右）の陸上部に対する影響の違いを示す実験

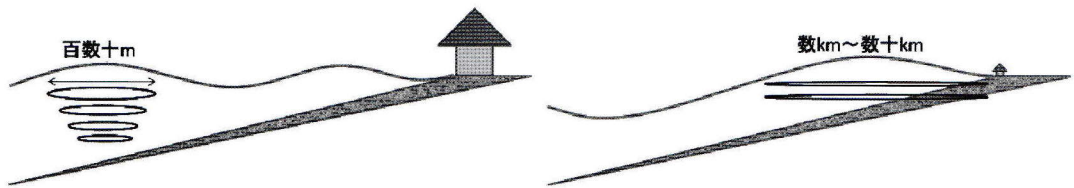


図 2 風波（左）と津波（右）の波長の違い

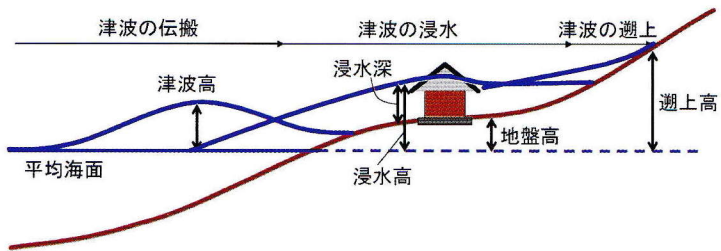


図 3 津波の高さの定義

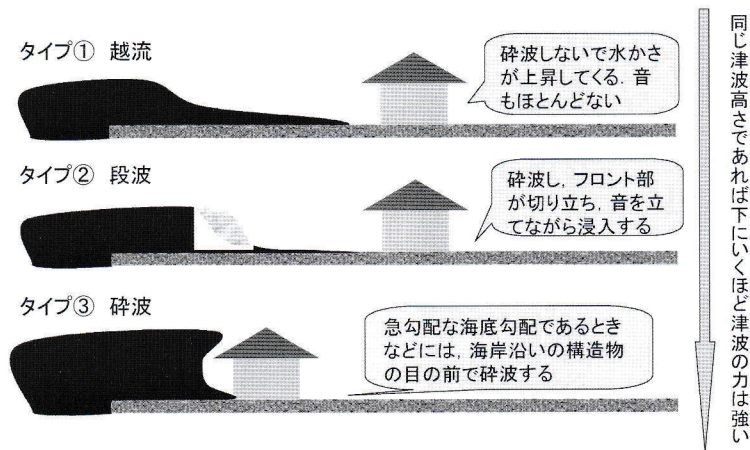


図 4 遡上した津波の力の性質の違い

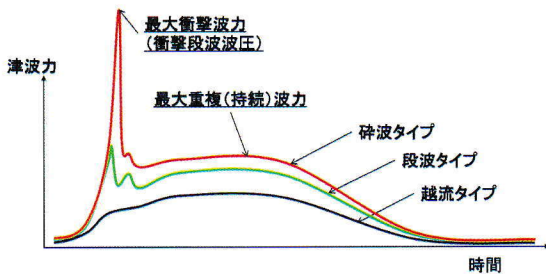


図 5 遡上した津波の波圧の時系列のサンプル

速い流れを伴う浸水であり、水位による静的な力に加えて流れによる動的な力が作用する。状況によっては、衝撃的な力が作用することもある。最後の砕波タイプは、海岸沿いにある崖や構造物に波が砕けながら作用する状態であり、静的な力および動的な力に加えて、作用時間は短い大きな衝撃的な力が作用する。

図 5 に、典型的な津波力の時間変化を示す。最大重複波力（最大持続波力）は、作用時間は周期に比例して長く、水位および流れの強さに比例するものであり、最大衝撃波力（衝撃段波波力）は、作用時間は数秒程度でも、水位の 10 倍程度の大きさまでなることもある力である（有川ら，2008）。

2.2.3 砕波タイプの津波の力

写真 1 は 2010 年 2 月 27 日に生じたチリ沖地震津波で Constitucion という町で撮影された津波の来襲時の様子である。○で囲った部分に注目す

ると、津波が崖に作用したときに非常に大きな水柱があがっていることがわかる。

この状況を長さ 184 m、幅 3.5 m、深さ 12 m の大規模波動地盤総合水路（港湾空港技術研究所）において再現を試みた。この水槽はおよそ 2.5 m までの津波を造波することが可能である。図 6 に断面図を示す通り、水路中央部に 1/10 勾配の斜面に続く陸上部を設けている。そこに、構造物を置いて様々な津波の力を測定する。

写真 2 は、陸上部に厚さ 3 cm のベニヤ板を設置し、1.2 m の津波を作用させる実験を行ったときの様子である。板にぶつかった瞬間に大きな水柱をあげて、板を壊していくのがわかる。このときの板中央部では、最大重複波圧のおよそ 2 倍の 30 kN/m² 程度の最大衝撃波圧が測定された。水柱の高さは 8 m 程度まであがっている。

Constitucion においては、崖のような山肌が高さ 28 m の場所まで津波の痕跡が残っていた。周囲の建物は粉々に破壊されていた（写真 3）。このあたりには、津波高 6 m 程度の津波が来襲したと思われる、砕波タイプの破壊力のすさまじさがわかる。

2.2.4 段波タイプの津波の力

2004 年スマトラ沖地震津波によって、1600 km 離れたスリランカで高さ 4 m 程度の津波によって、1500 名の乗った車両が流され、ほとんどの人が亡くなる被害が生じた（写真 4）。

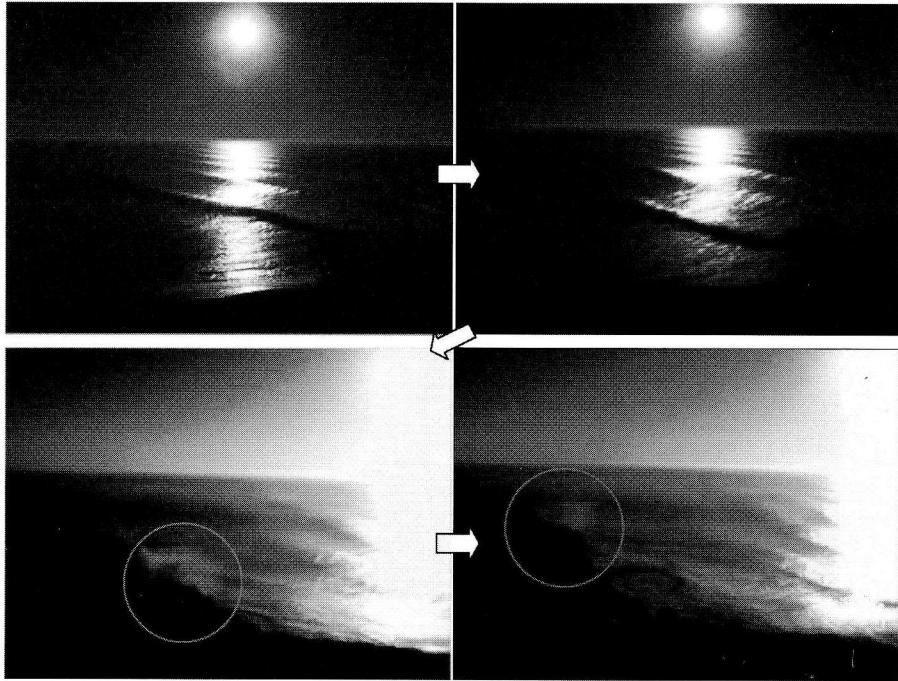


写真 1 2010年2月27日に生じたチリ沖地震津波が崖に作用する様子（場所 Constitucion, 撮影者 TERRA/EDGARDO VILLVICENCIO）

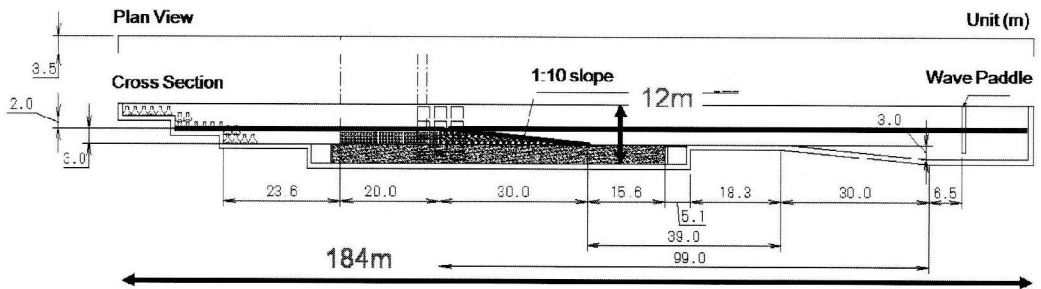


図 6 大規模波動地盤総合水路の断面図と平面図

このときの津波の様子は、前面に下り勾配の斜面があったため、流れの速い射流状態であったと考えられ、段波タイプと考えられる。それを示すために、斜面勾配のある場合と無い場合による津波力の違いについて実験を行った（富田ら，2005）。図7にその断面図を示す。図8は、勾配がある場合と無い場合における列車に作用する津波力の違いについて示すものである。これより、下り勾配により津波の侵入速度が増加し、最大重複波力および最大衝撃波力が2倍以上に増加していること

がわかる。

2.3 津波の破壊力

2.3.1 木造家屋の壁面

衝撃津波波圧による破壊過程を確認するために、木造家屋の壁面（高さ2.7m、幅2.7m、全体総厚は柱を含め約140mm）を設置した（図9）。それに対して、津波高さ2.5mの津波を作用させた。津波は壁面前で砕波し、約2.0mの浸水深で衝突した（写真5）。水塊が衝突した瞬間に壁面が壊されていることがわかる。

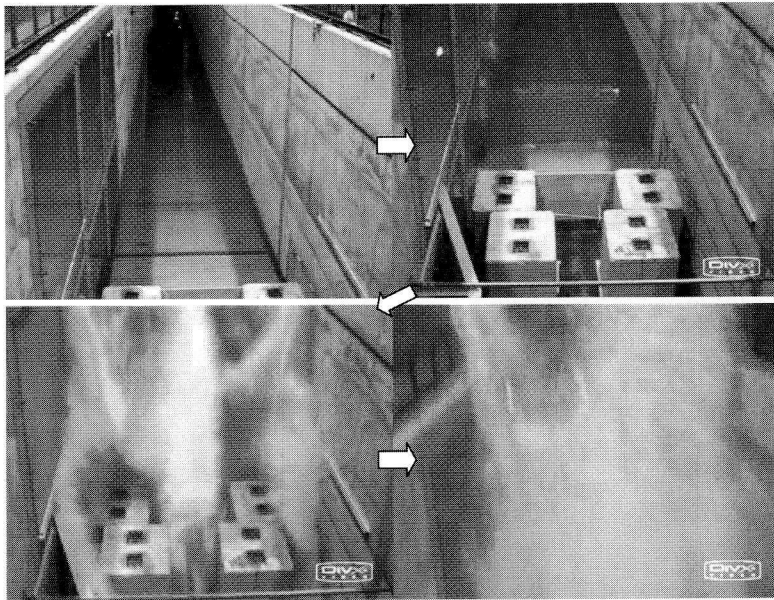


写真 2 砕波タイプの津波の威力 (厚さ 3cm のベニヤ板)



写真 3 Constitucion の遡上痕より下の破壊地域を望む (2010 年 4 月 3 日撮影)

2.3.2 コンクリート壁

著者ら (2008) では、コンクリート壁の壊れ方に関する実験を行っている。模型は、横幅 2.7m、高さ 2.45m であり、両端の 30cm 角の柱と一体となったコンクリート壁である。壁部分は幅が 2.1m となっている。柱部の背後は固定し、模型上端は自由端となっている。下端も固定していないが床と接触している。壁厚方向の中央部に 6mm の鉄筋を 20cm 間隔で入れている。縦横に単

鉄筋とした。そして壁厚を 6cm~10cm まで変化させて、2.3.1 と同じ津波条件で作用させた。

写真 6 は、津波作用後のコンクリート壁の破壊の様子を示すものである。壁厚 60mm の場合には、壁の下部部分を中心として扇状に破壊され穴が開いた状態となった。高速カメラで確認すると、まず、曲げ破壊のヒビが入り、その後、放射状にヒビが入っていくのがわかる。壁厚 100mm では、ヒビが入っているものの、穴が開くには至



写真 4 車両・線路とも流された (Hikkaduwa, 2004 年 12 月 27 日地元新聞社撮影)

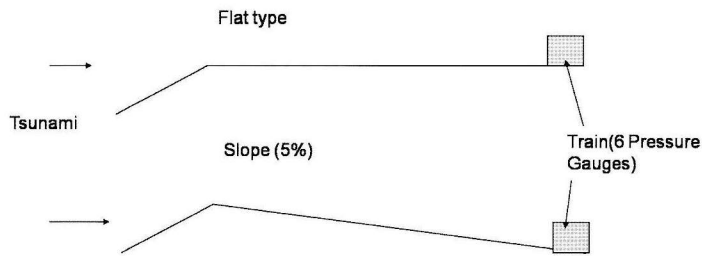


図 7 下り斜面勾配に対する影響に関する実験の断面図

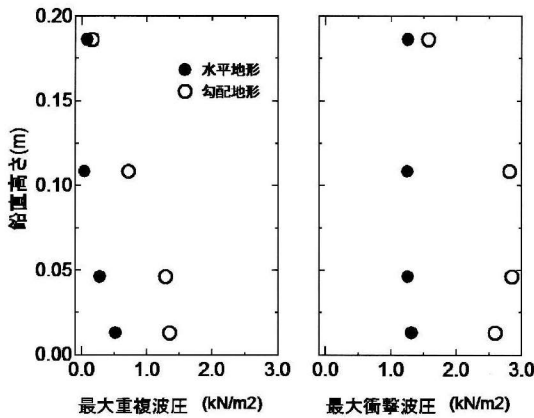


図 8 勾配ありと勾配無しとの津波力の比較

らなかった。壁厚による壊れ方をまとめたものを図 10 に示す。この結果から壁厚が薄いときには全体的な曲げ破壊となり、その後厚くなるにつれ放射状のヒビが入り、最後には、柱にまでヒビが

入り、構造物全体の破壊につながるということがわかる。

2.3.3 人に対して

最後に人に対する津波の危険性について考察する。図 11 は 2010 年のチリ地震津波によって被災した Robinson Crusoe 島における浸水範囲と死亡した人が居た場所である。地震が午前 3 時 34 分 (現地時刻) のため、多くの人が睡眠していたようであるが、一部の人が気づいて周囲に周知し避難した。ここで注目すべきは、浸水範囲の限界に近いような場所で多くの方が亡くなっていることである。津波から逃げ切れずに巻き込まれた人も何名かいるようである。巻き込まれた人は引き波によって沖側に流され、おぼれてしまう。助かった人たちの多くは沖側でボートにより救出されている。

そこで、どのくらいの津波で人が流されるのかを実験した。水路の中央部に人が立って、津波に

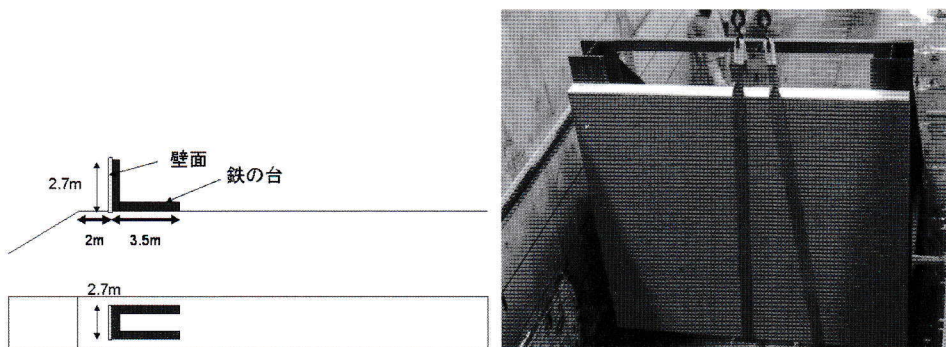


図 9 木造家屋壁面破壊実験のセットアップの様子



写真 5 津波力によって破壊される木造家屋壁面の一連の流れ



写真 6 津波の作用でコンクリート壁が破壊した様子（左図：壁厚 60 mm（正面），右図：壁厚 100 mm（背面））

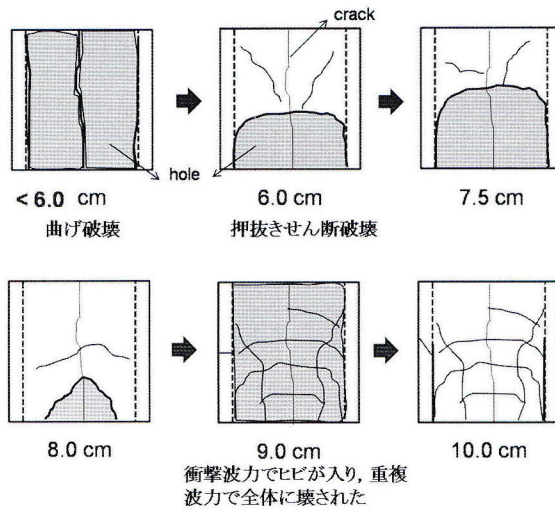


図 10 壁厚によるコンクリート壁面の壊れ方の違い

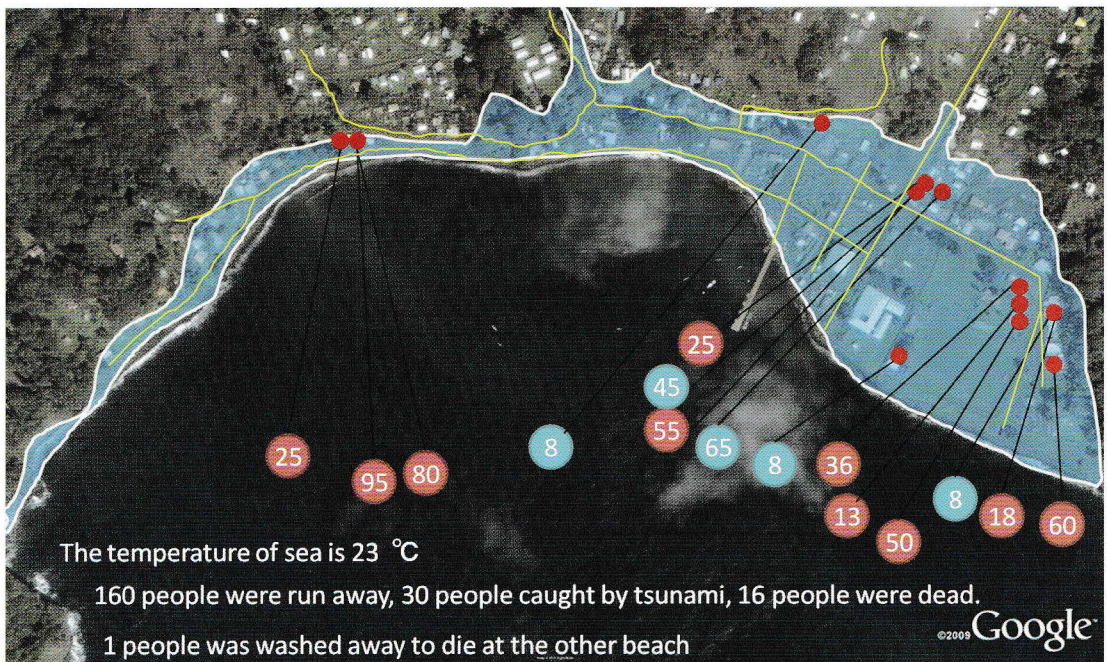


図 11 Robinson Crusoe 島での浸水範囲と死亡者の場所（2010 年チリ沖地震津波，丸内の数字は年齢，赤は女性，青は男性）

よって流されるかどうか調べた。

写真 7 は、浸水深で 60 cm 程度の津波に対して、人が流される様子を示しているものである。これを見ると、膝上くらいでも十分に流されてしまう危険性があることがわかる。図 12 は、男性・

女性合わせて 40 名程度にテストをしてもらった結果である。女性のほうが平均的な体重が軽かったため、その分だけ流される限界値が低く 20 cm 程度でも流される危険性があることがわかる。

いったん流されると、勢いに打ち勝つことは難

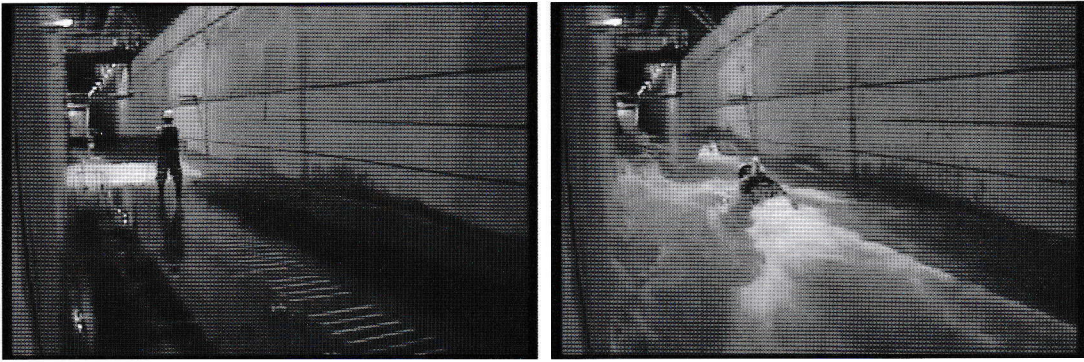


写真 7 津波による人体流下実験の様子（浸水深は 60 cm 程度（膝上））

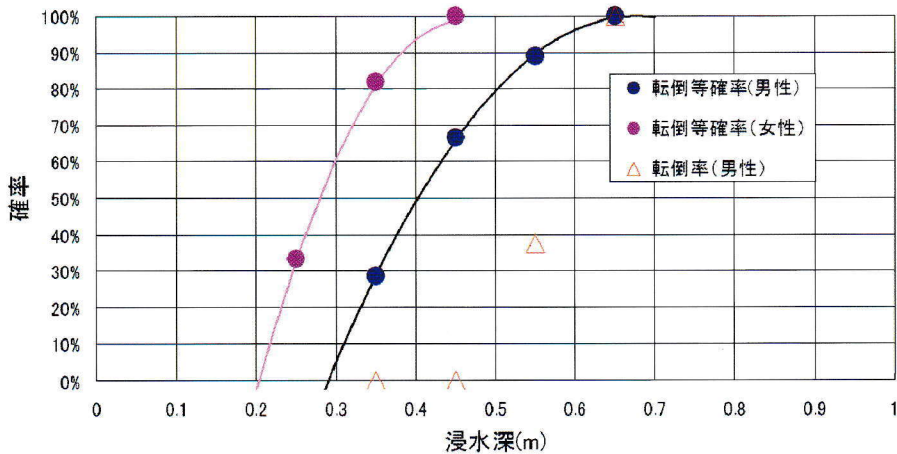


図 12 津波の浸水深と人の流される確率に関する実験結果

しく、また、津波の波長は数 km と長いことを考えると、海側に戻された場合は、海岸線よりかなり遠くまで運ばれる可能性があることがわかる。よって、津波が来る前に、水が当たらない位置まで避難しておくことが、非常に大事であることがよくわかる。

3. ま と め

津波力に関して、実験や現地調査の結果を交えながら、基本的な知識について記述した。想像を絶する破壊状況を目の当たりにするに、津波力の恐ろしさを実感する。一刻も早い現地の復旧を願うと同時に、一人でも多くの方が助かることを願う。

参 考 文 献

- 有川太郎, 大坪大輔, 中野史丈, 下迫健一郎, 高橋重雄, 今村文彦, 松富英夫 (2006): 遡上津波力に関する大規模実験, 海岸工学論文集, 第 53 巻, pp. 796-800
- 有川太郎, 中野史丈, 下迫健一郎, 山野貴司 (2008): 津波力による壁・柱部材の変形・破壊に関する大規模実験, 海岸工学論文集, 第 55 巻, pp. 261-265
- 富田孝史, 有川太郎, 安田誠宏, 今村文彦, 河田恵昭 (2005): インド洋大津波のスリランカ南西部における津波実態・被害調査報告, 海岸工学論文集, 第 52 巻, pp. 1406-1410

有川太郎

[ありかわ たろう]

現職 独立行政法人港湾空港技術研究所アジア・太平洋沿岸防災研究センター主任研究官



略歴 東京大学大学院博士課程修了，運輸省港湾技術研究所入省，研究官，独立行政法人港湾空港技術研究所（行政改革），海洋・水工部主任研究官，津波防災研究センター併任，横浜国立大学客員准教授併任

■地震予知連トピックス■野口伸一■

定例の地震予知連絡会は、第185回が2010/2/15、第186回が2010/5/21に開催された。第186回連絡会では部会長と委員の交代が紹介された。地殻活動のモニタリングに関する検討は、第186回からプレート境界の固着状態と変化について特徴的な活動を検討することになった。第186回では豊後水道周辺の非定常的な地殻変動と長期的スロースリップ(地理院)、足摺岬沖の超低周波地震活動および四国西部の深部低周波微動と短期的スロースリップ(防災科研)について、広域的・同期的な活動の推移が討議された。重点課題として、第185回連絡会では「内陸地震準備過程のモニタリング」(コンビーナ:桑原委員)、第186回連絡会では「プレート境界の固着とすべりのシミュレーション—モニタリングによって何が検知されると期待されるか?—」(コンビーナ:松澤副会長)を検討した。

1. 内陸地震準備過程のモニタリング

第185回連絡会の重点検討課題「内陸地震準備過程のモニタリング」では、コンビーナの桑原委員より、内陸の大地震発生に至る準備過程の定量的モデル作成に有効な各種観測・モニタリング結果、および理論的研究をレビューし、特定の断層域へ応力集中する過程とモニタリングの方向性を検討するとの趣旨説明があった。活断層周辺の地殻構造と地殻変動の特徴、特定の断層やひずみ集中域における観測成果と応力集中過程、およびモデル化が各機関から報告され、その後、芝崎氏(建築研)から内陸大地震発生過程のモデル化の現状とシミュレーションが紹介された。

1.1 地震学、測地学、電磁気学的観測による地殻構造・地殻変動と活断層

「地下構造と地震活動・活断層の空間分布の特徴」防災科研(松原氏、武田氏)。地震波速度の全

国的なトモグラフィーに基づき、活断層直下と周辺地域の速度パーターベーション(同じ深さにおける平均速度からのずれ)が、西南日本と東北日本で系統的に異なることが報告された。深さ5km~20kmで東北日本では活断層直下の速度は深さとともに周囲より高速度に、西南日本では対照的に深さとともに周囲より低速度に変化する傾向がみられた。これについて断層タイプの違いや反転テクトニクス(応力場の変換による断層のセンスの変化)との関係が議論された。糸魚川-静岡構造線断層帯では稠密地震観測によるP波速度構造が解析され、南北3つの断層区分域に対応する特徴的な構造が得られた。断層帯の北限と南限は低速度帯で境され、北部には北部フォッサマグナに対応する顕著な低速度域が分布する。地震発生層の上限と下限の深さおよび地震発生層の厚さにも著しい地域変化がみられた。一方、新潟ひずみ集中帯では、北西-南東方向に線状配列する震源分布が見出され、南西に高角傾斜する横ずれ断層の存在が示唆される。これは、日本海拡大時に伸張場で形成された構造単元の境界が、その後の圧縮場で横ずれ断層として活動しているセグメント境界である可能性が述べられた。

「活断層深部の比抵抗構造と物性」東工大(小川委員)。自然電磁場の電磁探査法(MT法)による国内外の活断層周辺の比抵抗構造の断面と解析結果が紹介され、地殻中の流体分布、地震発生層、ひずみ集中域と照らした比抵抗構造の特徴がまとめられた。地震発生場では地殻内の流体の分布が不均質で、低比抵抗異常の上面が地震発生層の下面に対応することは普遍的、巨大内陸地震の本震は低/高比抵抗境界で発生する(能登半島地震、トルコイズミット地震など)。したがって、低比抵抗異常体が地殻内流体の存在を示し、ひずみ集中域、断層帯の構造、内陸地震発生と密接に関係し

ている。3次元比抵抗インバージョンによる地殻内流体の詳細な分布が解明されつつある。下部地殻の流体と流体を含む岩石の比抵抗物性についても今後の実験結果に期待される。

「測地観測による断層周辺での地殻変動分布の特徴と断層深部すべり」地理院(西村氏)。日本列島のGPS連続観測により断層周辺ではひずみ速度が大きいことは大局的にみられるが、特定の活断層周辺のひずみ集中の詳細を知るため、稠密GPS観測により糸魚川-静岡構造線断層帯の地殻変動を解析した(名大との共同観測)。ひずみ速度パターンは糸静構造線の北部と中部で大きく異なり、北部の局在化した顕著な短縮は非弾性的なクリープで、中部は鉛直横ずれ断層の上部が固着し深部がずるずるすべる変形様式で、それぞれ説明される。また余効変動から推定される下部地殻・上部マントルの物性把握に関して、余効変動の主要な3つのメカニズム、1)断層での余効すべり、2)地震後の間隙流体の再配分、3)下部地殻と最上部マントルでの粘弾性緩和に基づき、2002年アラスカデナリ地震の余効変動について種々のモデル計算と解析例が紹介された。

ル計算と解析例が紹介された。

1.2 ひずみ集中帯の地殻構造と応力集中過程、モデル化

「歪集中帯(跡津川断層域)における地殻内不均質構造と内陸震源域への歪・応力集中プロセス」東大震研(岩崎委員)。ひずみ集中帯の跡津川断層域では、総合集中観測(大学・関係機関との共同研究)により、多面的にまた種々のスケールで地殻構造と地殻活動の様式が明らかにされ、跡津川断層域のアスペリティへ応力集中する概念モデルが導出された(図1)。断層周辺の上部地殻にアスペリティに対応する二つの地震波高速度域が存在し、アスペリティの中では地震が少なく周辺で微小地震の活動が活発である。アスペリティの間の下部地殻は低速度・低比抵抗領域で地震波反射体が観測され、流体の分布と安定すべりが推定される。流体の移動で上部は低速度域で地震活動が低い。断層の両側はマグマ起源の低速度域が分布し断層サイズが限られる。今後モデルの定量化を図り、また濃尾地震断層系で精度の高い総合観測を行い内陸地震の発生機構に迫ることが述べられた。

内陸地震発生 の概念モデル

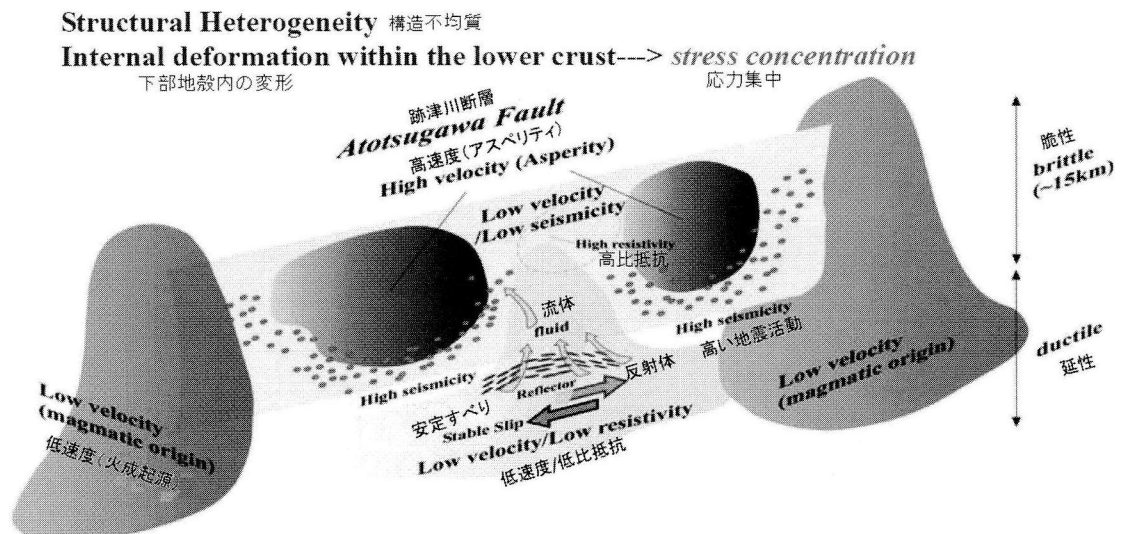


図1 跡津川断層域における内陸地震発生の概念モデル。自然地震観測・電磁気的探査(比抵抗構造)・制御震源探査による不均質構造の解析、および自然地震観測・GPS観測による地震・地殻変動の運動学的特徴に基づく。[185回:東大震研資料に加筆]

「中部日本活断層域における地殻変動・レオロジー構造と応力蓄積」名大(山岡委員). 跡津川断層における稠密 GPS 観測網の連続観測から、断層を横切る地殻変動速度プロファイルを解析した。断層中央部を横切る速度プロファイルのパターンは、横ずれ断層の浅部が固着して深い部分がすべる運動でモデル化され、断層の東側と西側では、固着域の下限の深さとブロック相対運動速度が相当異なる。固着域の深さは上部地殻の厚さに相当し、下部地殻では断層深部に变形集中領域が推定される。一方、断層の両端部の速度プロファイルは中央部と異なり、両端付近の火山の非弾性的変動を反映し応力蓄積は無いと推定される。また跡津川断層と周辺の断層で、地質学的に推定される平均変位速度は GPS による測地的な相対変位速度の 50~60% と推定され、主要な断層帯以外の変形についても考える必要がある。

「西南日本のひずみ集中域の地下構造・断層強度の観測と応力集中機構のモデル化」京大防災研(西上委員, 飯尾氏). 近畿地方のひずみ速度場と地震活動の関係では、2002 年後半期に大阪湾~琵琶湖西岸でひずみ速度の時間変化がみられ、東南東-西北西方向の収縮量が半減、直交方向の伸長変化も減少、半年後の 2003 年初めから丹波地方

で微小地震が静穏化し、発震機構もひずみ速度の変化に対応して変化した。一方、山陰地方の地震活動帯では、MT 観測から地震帯直下の南側下部地殻に低比抵抗領域がみられ、深部からの流体供給で地殻が弱化、上部地殻へ応力集中して地震活動帯を形成していると解釈される。応力場のインバージョン結果は、最大圧縮応力の方向が、地震帯の南側における広域の東西方向から地震帯近傍の西北西-東南東へと、約 30 度の回転を示す。この応力場変化は、断層付近下に不均質構造を考え、下部地殻は低粘性の断層帯または延性的な断層とするモデルで再現される。野島断層では 1995 年兵庫県南部地震直後からの注水実験とボアホール連続観測により、断層近傍の岩盤の透水係数と弾性定数の経年的な変化が明らかにされ、断層強度の回復過程を示す結果が得られた。

「東北日本のひずみ集中域の空間分布と地下構造・地震活動の関係、応力集中機構の解明」東北大(松澤副会長). 太平洋プレートの沈み込みに伴う東北日本弧の上部マントルと地殻の構造、推定される流体の分布・移動、火山の分布、地殻変動、内陸のひずみ集中、活断層、地震活動の関係が概説され、それらを統合するモデルが紹介された(図 2)。脊梁山地の火山近辺下の上部マントル・

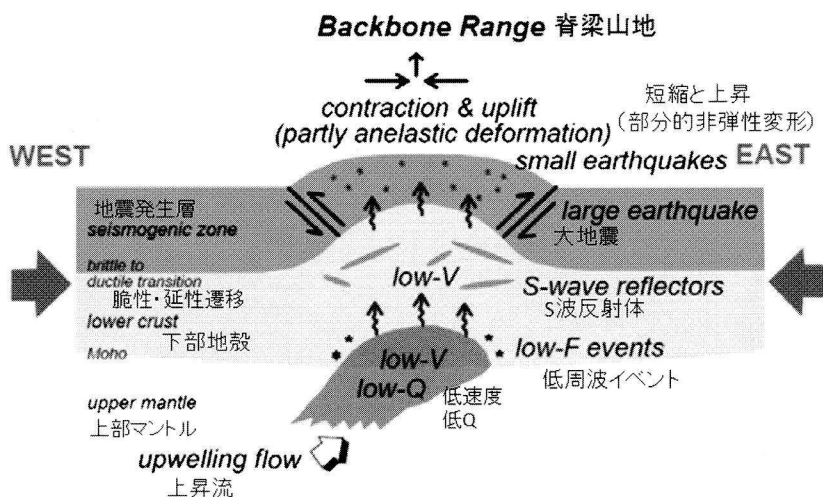


図 2 東北日本の深部構造、流体の分布、地殻変動および内陸地震の発生様式を示す模式図。脊梁山地の直下で深部から上昇してきた溶融体の熱と液体の放出で下部地殻が局所的に軟化、東西圧縮応力場で直上は短縮変形する。[185 回: 東北大資料に加筆]

下部地殻は、深部から上昇してきた溶融体で温められ低速度・低Q域、放出された流体の存在・移動でモホ面付近では低周波地震、S波の顕著な反射体が観測される。浅部の地震発生層の下限は浅く非弾性的に短縮変形してひずみ集中域を形成する。一方、火山と火山の間の脊梁は、下部の短縮変形に対し変形遅れが生じ、東西両側の活断層に応力が集中して内陸大地震を起こす。また大地震の破壊の開始点の直下はいずれも低速度域であり、地殻流体の存在と断層に沿う間隙水圧の上昇が考えられる。このような特徴的構造から、活断層が認められない場所で大地震発生ポテンシャルを評価できる可能性があることが述べられた。

1.3 内陸大地震発生過程のモデル化の枠組み—東北日本脊梁山脈周辺を中心に—

芝崎氏(建築研)、内陸大地震の発生過程のモデル化は、プレート境界型地震に比べて多様でその方向性は明確でないが、一つのモデル化の枠組みが示された(図3)。さらに発生過程のモデル化をいくつかの視点・問題から、1)地質構造・断層系発達の問題、2)歪集中過程・応力蓄積過程、3)地震発生サイクルモデル、4)地域特性、に分けて解説された。東北地方の地殻活動の概念(図2)に基づいて脊梁山地周辺の変形過程をモデル化した

例では、高温領域で非線形流動により短縮変形し、地殻上部で断層運動して大地震が発生する。さらに火山地帯を含めた3次元の変形過程モデル、中越地域における変形のモデル化、兵庫県南部地震震源域のレオロジー構造等について詳説された。課題として、異なる時間スケールのモデル化の必要性、またテクトニックな環境の違いを反映した異なるレオロジー構造を考慮したモデル化の必要性が挙げられた。

総合討論では、地質学と地球物理学のアプローチや認識の違い(歪み速度の値、断層の形状等)、反転テクトニクスや熱・温度の影響を入れた断層運動シミュレーションの必要性、断層面のアスペリティや水の分布等、断層帯の不均質構造をさらに詳細に明らかにするための解析手法や今後の観測の稠密化が討議された。

2. プレート境界の固着とすべりのシミュレーション—モニタリングによって何が検知されると期待されるのか?—

プレート境界に関する重点課題はこれまで2回取り上げられた(第182回:プレート境界深部すべりに係る諸現象、第183回:プレート境界浅部の固着とすべりのモニタリング)。コンビーナの

1. 内陸大地震発生過程のモデル化の枠組み

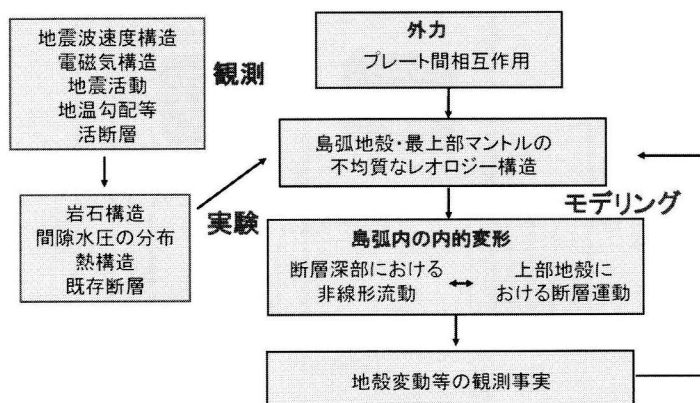


図3 内陸地震の発生過程のモデル化の枠組み。モデル化はさらに、1)地質構造・断層系発達の問題、2)歪集中過程・応力蓄積過程、3)地震発生サイクルモデル、4)地域特性、に分けられる。[185回:建築研、芝崎氏資料]

松澤副会長より、今回はシミュレーションに焦点を当て、大地震発生前に生起する可能性のある現象について理解を深めるとともに、短期予測に有効な観測とデータ解析についても検討する、との趣旨説明があった。はじめに若手の研究者4名の方による最近のシミュレーションの成果と課題等、続いて関係機関による地殻変動・スロースリップイベントのモニタリングと検知能力が報告された。シミュレーションから予想される現象が現時点の検知能力で捕捉されるか、シミュレーションにおける仮定の妥当性や留意点、限界、観測値の揺らぎの評価等が討議された。

2.1 数値シミュレーションの現状についてのレクチャー

「アスペリティの階層構造と破壊の連動性」堀氏（海洋機構）。釜石沖で約5.5年間毎に規則的に繰返すM4.9～5.0の「固有地震」は、地震間にM2,3クラスの微小クラスター活動とゆっくりすべりを伴うことから、これらの現象は単純なアスペリティの固着・すべりモデルで説明されない。階層構造を持つアスペリティを設定して、すべり速度・状態依存の摩擦則の枠組みで、特徴的すべり量(L)が破壊エネルギー(Gc)および破壊核サイズ(Rc)に比例するとして、Lの不均質で大小のアスペリティをモデル化した。これによりM5

の地震性すべり、M5地震間の微小地震の前のゆっくりすべりとその後の余効すべり、サイスミックカップリング等が再現された。さらにこのような階層的アスペリティモデルは、巨大地震の類似の振る舞いも説明可能であり、最近の沈み込み帯の大地震とサイクル毎の地震性すべりと余効すべり、連動性等の現象への適用例が解説された。

「東海の割れ残り」とスロースリップイベントとの関係」弘瀬氏（気象研）。東南海・南海の巨大地震の発生履歴を再現することを目的に、プレート境界の3次元形状と、東海地域下に沈み込んだ海嶺と浜名湖北側のスロースリップ域を考慮した摩擦構成則のパラメータを与えてシミュレーションした。プレート境界の固着は深部と浅部から剥がれ、紀伊半島沖を破壊開始点とする東南海地震・南海地震に対応する巨大地震の場合、約110年のサイクルで発生し、2回に1回は東海地域まで破壊が進展せず、割れ残る結果が得られた。また浜名湖北側領域の周期的な長期的スロースリップは、東海地域が割れ残った後のサイクルで規模が大きく（図4）、東海地域の最近の大規模スロースリップとの対応性も考えられる。紀伊半島沖から破壊開始する巨大地震はプレスリップが発生し、GPSによる観測可能性が検討された。

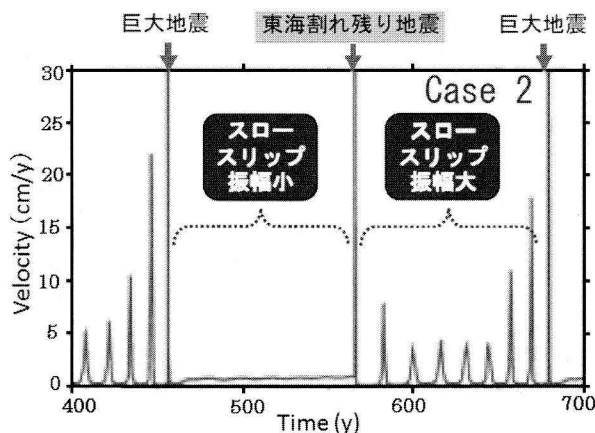


図4 東南海・南海の巨大地震の発生サイクルを、プレート上面に地域的な条件を設定して摩擦構成則を適用してシミュレーションした例。巨大地震サイクルの2回に1回は東海地域が割れ残り、東海割れ残り地震の発生後のサイクルは振幅の大きな長期的スロースリップが繰返し発生し次の巨大地震に至る。[186回：気象研，弘瀬氏資料]

「南海トラフ沿いの巨大地震発生前のスロースリップイベントの挙動の変化」松澤氏（防災科研）. 南海トラフ沿いの大地震発生領域の深部延長部で観測される各種のゆっくりすべりは、大地震発生領域への応力集中のモニタリング指標となる可能性がある。そのため、プレート境界の深部低周波微動や長期的スロースリップイベント（SSE）領域では有効法線応力を下げ、脆性-塑性遷移領域ではすべり速度・状態依存摩擦則にカットオフすべり速度を導入してモデル化、SSE発生をシミュレーションした。地震サイクルを通じて長期的・短期的SSEとも発生間隔が徐々に短くなる。大地震の前、固着域の下端が浅部へ移動し、すべり速度の加速が短期的SSE領域と固着域の間で発生し大地震に至る（図5）。これに同期して短期的SSEの発生間隔も目立って短くなる。したがって深部低周波微動やSSEはプレート境界大地震のモニタリング指標として重要と考えられる。

「様々なイベント間の相互作用と大地震前の周囲の活動変化」有吉氏（海洋機構）。プレート境界

の大地震に関する様々な現象のうち、西南日本プレート境界深部の超低周波微動（VLF）の移動現象を、プレート境界の大アスペリティと、その深部側に局所的な高間隙水圧を仮定して多数の小アスペリティ配置し、速度状態依存摩擦構成則を適用してシミュレーションした。その結果小アスペリティの連鎖破壊で移動現象が再現された。また巨大地震の発生が近づくと、小アスペリティの連鎖破壊の間隔が短く伝播速度が速くなり、モーメント解放が大地震直前に増大する傾向がみられた。プレート境界の大アスペリティと小アスペリティの配置と摩擦パラメータの種々のケースのシミュレーションから、プレート境界の浅部から深部で観測される繰返し地震、浅部低周波地震、地震性すべりと余効すべり、地殻変動等の諸現象を表現し解釈が加えられた。

2.2 大地震前の変化の検知能力

「ひずみ計による短期的スロースリップイベントの検知能力」気象庁（木村氏）。気象庁の歪計観測網により検知された東海地域の短期的SSEが報告され、1999年9月以降約60例が検出された

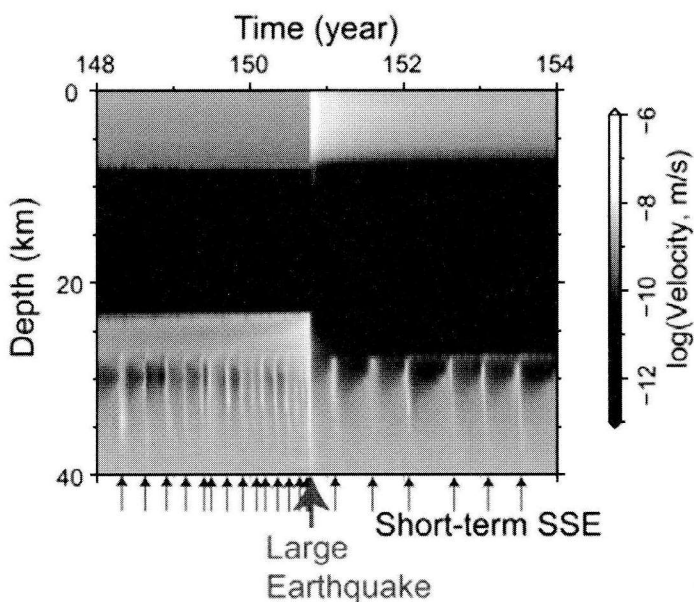


図5 南海トラフ沿いの大地震発生領域の深部延長部の短期的スロースリップイベント（SSE）のシミュレーションの例。地震サイクルの中で時間とともに固着域が狭まりSSEの発生（小矢印）間隔が短くなる。大地震の数年前にすべり速度が加速し短期的SSEが頻発する（濃い部分がプレートの固着域、筋状の白い部分がすべり発生を示す）。[186回：防災科研、松澤氏資料]

(観測網は1970年代から整備された1成分体積歪計と1998年以降整備の多成分歪計から成る). 歪変化の検出限界は良質な観測点で約5 nstrain (5×10^{-9}) であるが, この程度の歪変化は頻繁に観測され, 短期的SSEの検知には, 1) 降水による影響が無い期間, 2) 低周波地震の発生, 3) 複数観測点での同期変化, の3条件が必要である. 短期的SSEの検出限界の規模はMw 5.1~5.2, その継続時間は2~3日程度で, 規模が大きいほど継続期間も長い傾向にある. 短期的SSEの積算モーメントから, SSEの活発化の期間と変化時期が, 愛知県東部側と愛知・長野県境~長野県西部で顕著に異なり, プレート境界のすべりの分布や履歴を表していると推定される.

「プレート境界面上のすべりの検知能力」国土地理院(水藤氏). GPS連続観測網(GEONET)によるプレート境界面上のすべりの検知能力を推定するため, 全国5つの領域のプレート境界で逆断層のすべりを計算, 各観測点で地殻変動量を求め閾値を設定して, 観測点3点以上で検出可能な断層すべりの規模Mwを求めた. フィリピン海プレートが沈み込む房総, 東海, 豊後水道で検知能力は概ねMw 6.0以上, 太平洋プレートが沈み込む十勝沖, 宮城県沖ではMw 6.5前後以上, 海溝付近ではMw 7以上となった. 時間的な検知能力は, 2009年秋頃から開始した豊後水道のスロースリップを例に, スロースリップ開始前の平均変動速度のみを除いて非定常地殻変動時系列と累積非定常地殻変動量を求めて, プレート境界のすべり分布を計算して評価した. その結果, 各観測点の非定常地殻変動ベクトルにスロースリップによる変動量3~5 mm以上が表れる時期は, 2010年2月~3月頃に推定され, そのすべりの大きさはMw 6.1~6.4程度となった.

「短期的スローイベントと微動の準リアルタイムでの検知能力」防災科研(小原臨時委員). 西南日本のプレート境界に沿うゆっくりすべり現象の

うち, 短期的スロースリップイベント(SSE)は, 傾斜観測(Hi-netの地中高感度加速度水平成分による)から, ほとんどが $0.1 \mu\text{radian}$ 以下の地殻傾斜ステップとして観測され, 継続時間は1週間程度以内で, 深部低周波微動の活動と同期する. 2001年~2008年に検出され断層パラメータが推定された短期的SSEは55個であり, 検出可能な下限はMw 5.5である. また短期的SSEを自動検出するアルゴリズムを開発し, 手動検出と照らして比較的高成績となる検出率が得られた. 深部低周波微動のモニタリングでは, 従来のエンベロープ相関法とともに新たな処理(ハイブリッド法とハイブリッド・クラスタリング処理)の結果が報告された. 一方, 深部超低周波地震は, 広帯域観測網F-netの連続観測データから自動解析され, 規模はほとんどがMw 3.3~3.7の範囲である. また深部低周波微動の検出数と短期的SSEの地震モーメントは, 概ね線形関係にあることから, 測地的に検知されるSSE(Mw 6.0前後)より小さなSSEを, 微動の検出数から推定することが可能と考えられる. 両者の線形関係とこれまで観測された微動検出数から, Mw 4.5程度までの短期的SSEが推定され, Mw 4.5~6.5程度の範囲の規模別度数が得られた.

野口伸一

[のぐち しんいち]

現職 (独)防災科学技術研究所総括主任研究員
理学博士

略歴 北海道大学大学院理学研究科博士後期課程修了, 科学技術庁国立防災科学技術センター研究員, (独)防災科学技術研究所海溝型地震研究室長を経て現職.

研究分野 サイスマテクトニクス, 地震活動のフラクタル性など



編集委員会からのお知らせ

地震ジャーナルはこの度49号を発行するに至りました。本年12月には50号を迎えます。思えば当財団設立満5周年を記念して第1号が創刊されて以来、実に25年に近い歳月が流れたこととなります。

地震ジャーナルは当初、主に関係機関の研究者に無料配布されていました。その後一般購読者の増加に伴い、第7号より有料頒布することになりました。この度地震ジャーナル編集委員会は当財団の公益性を考慮して、第51号より本誌を再び無料化することに決定しました。

しかし本誌発行の経費は限られています。無料化に伴い、印刷費や送料の軽減が図られることとなります。しかも公益性を高める目的で、現在の発行部数1,000部を更に引き上げることになれば、当然のこととして、発行の経費引き下げを図らねばなりません。

また近年の傾向として、論文にカラー図が増加しています。カラー印刷は経費が嵩むため、本誌はこれ迄多くの図をモノクロ化して印刷して参りました。しかし情報を有効に伝達する手段としてカラー図を採用しないわけにはいきません。そのためカラー印刷に耐える最低限度の紙質を保持しつつ、印刷費の低廉化を図ることとなります。以上のような理由で、51号より紙面がこれ迄より多少「見づらく」なるとも予想されます。読者の皆様におかれては、事情をご理解の上、この点ご寛容の程をあらかじめお願

い申し上げます。

創刊以来25年も経つと、当初の配布先が高齢化し、必ずしも現在の必要性と一致しません。極端な場合、若手の研究者、教育者、防災担当者等の中には、本誌の存在すら知らない方々もおられます。これでは本誌刊行の目的である公益性にもとることとなります。新進気鋭の若手に広く読まれ、寄稿をお願いすることで、研究や防災実務を側面から支援してゆくことは本誌刊行の重要な使命であるのです。

地球科学関連学会の中には、各機関に雑誌の集配を担当するボランティア制度があると聞き及んでいます。本誌もこれに倣えば、送料の大幅な軽減になります。現在の配布先の再検討と同時に、発行部数の増加も予想しつつ、このような集配制度を実現したいと考えております。読者におかれては、集配制度へご協力頂きますようお願い致します。

地震ジャーナルの発刊を決断された当財団前会長萩原尊禮先生、編集実務を担当された力武常次先生、今や故人となられた両先生のご意志は今日も本誌に脈々と受け継がれています。先人への敬意と感謝をもって、編集委員会は今後の編集出版事業を継続して行く所存です。読者の方々の一層のご協力、ご支援ご鞭撻をお願い致します。

(編集委員会委員長 萩原幸男)

■ 書 評 ■

● 災害脆弱社会への警告

川崎一郎 著 災害社会

評者 武村雅之

本書の著者である川崎一郎さんは、現在京都大学防災研究所で地震予知の研究をされている地震学者である。長い間、富山大学に在籍し、東大や京大など中央の地震学者が地震予知計画に奔走するなかで、御本人も述べておられるように、スロー地震のような独自の研究をされてきた。その川崎さんが「災害社会」と題した一風変わった本を出版されたというので早速手に入れて読んでみた。

内容は全部で9章と附章からなる。読み始めた時は、最近発生した地震とそれにまつわる研究成果をもとに、地震学者が社会への警鐘と称して高みからリスクを訴えるその種の本かと思ったが、読み進むうちにこれはひと味違う本だということが分かってきた。特に7章、8章、9章は圧巻である。

私は同じ地震学の研究者として常々思うのだが、社会から見てもっとも困るのは、自分たちの専門領域からは一歩も踏み出さず、頭から自分たちのパラダイム（考え方、基本的枠組み）を社会に押しつけて特権階級然としている人たちである。これに対して川崎さんは、現代社会における超高層ビルの光と陰、さらに現在進行中の格差社会の問題の分析など専門外の問題に積極的に取り組んで、防災の観点から具体的に自らの提案を繰り広げ以下のような結論に到達した。「災害を減らすための科学と技術は、社会という堤防にできた穴を埋めるために役立つたせるものであろう。いくら防災の科学と技術が高度になっても、災害に脆弱な社会（粗末な堤防）では科学も技術も生きない。」

そして20世紀後半にできたと自身が述べる「それぞれの学問分野が独自のパラダイムを持って自律的に発展し、そのことによって学問は全体として発展し、人々の幸せに貢献するようになる。」という「パラダイムのパラダイム」をあえて否定し、様々な分野が「人間社会を持続させる」ということを目的に、一つの枠組みの中で実行的に研究する「知」の融合がなければならないと主張

している。そうでなければ、「格差」「環境」「農」「防災」など現代社会がかかえる複雑な問題の解決に学問は十分貢献できないと言うのである。そして附章で述べている「京都大学らしさ」にその活路を見いだそうとしているようである。

ある地震工学者が戦後の地震学者を以下のように評していたのを思い出した。「地震学者は本来、もっと人間に近いものだ。人間を守り、安全な生活を保障するのが本当なんだ。それがいつごろからか誤られたのだ。それをそのまま、鹿爪らしい顔をさえしていたら、価値があると思って、面白くないものに専念したのが、日本の地震学者の末輩で、それ以来日本の地震学者は、その専門家以外と没交渉になっているのだ。」

このような批判は、地震学ばかりでなく他の研究分野の学者にも言えることではないだろうか。あらゆる学問が驚くべき狭さで専門化、高度化する中で、学問と社会との関係を再構築する必要がある。本書はそのための第一歩にすべき書である。同時に、川崎さんがこの本を書かれるきっかけとなったという京都大学学術出版会の理事会のように、様々な専門の人たちが自らの専門領域におけるパラダイムを超えて気軽に話し会える場を、是非ご自身を中心となって創設してもらいたいものである。<京都大学学術出版会、2009年4月、四六判、250頁、1,890円>

● 東海地震に備えて

里村幹夫 編 地震防災

評者 加藤照之

東海地方では大地震が「明日起きてもおかしくない」と言われてから30年以上が経つ。「本当に地震は来るんでしょうか？」筆者は東海地方でGPS観測のためしばしば静岡県内に出張するが、最近このような質問をよくされ、返答に窮する。地震予知が現在では困難であるとの認識が広がり、今では「地震がいつ来てもよいように」と、地震（津波も含むが）に対する備えが重要であることが強調されている。本書はこの“想定東海地震”の震源域の真ただ中にある静岡県の関係者が、地震に対する備えを総観的に記載した啓発書である。このような背

景のため、かなりローカル色の濃い記述が多くみられるが、他の地域にも適用可能な部分が多い。全国の防災関係者や一般の方々にとって良い本である。

“地震防災”と一口に行ってもその全貌を知るとなると実に広範のことを学ばねばならない。すぐに思い浮かぶのは耐震建築のようなことであろう。このような工学的なハードウェア的な切り口の防災書は数多いが、本書はそれらとは異なり、(もちろん、そのような記述もあるが)「震災と経済」「災害ボランティア」「災害医療」「メンタルヘルス」などソフトウェア的な切り口からの記述にもページを多く割いている。浅く広く地震防災を知る、というのが編者の意図なのであろう。防災は理学・工学・社会学を含む総合的な知識を要すると筆者は感じており、本書はバランスよく総合的に防災を論じているので、このような面から本書を評価したい。ただ、さすがに150ページ程度でしかも一般の読者を対象とした平易な記述に心を配っていることから、地震防災の詳細を知ることは難しい。地震防災に興味を持った人がまず手にとって読み、特に興味を持った点についてより深く学んでいくための出発点となる本と言ってよかろう。このためには興味を持った読者にさらなる指針を与えるため参考文献が重要である。参考文献を挙げていない章がいくつかあったのは残念である。また、章の中には記述が中途半端に終わっているように見受けられる箇所があった。版を重ねられ、次第に記述を整えられて内容が充実していくことを期待したい。

<学術図書出版社、2008年、B5判、160頁、1,890円>

●新刊紹介

中村不二夫 著

南海地震は予知できる—地震が残した証拠品

高知新聞企業、2009年8月、A5判、301頁、1,680円(税込み)

竹内吉平 著

地震災害と防災活動—震災消防活動とそのルーツ

近代消防社、2009年10月、B5判、308頁、2,999円(税込み)

伊藤忠雄 著

地震災害への備えを考える—中越地震・中越沖地震で学んだこと

新潟日報事業社、2009年10月、A5判、70頁、1,050円(税込み)

ロバート・S. イーツ 著 太田陽子・吾妻 崇 訳

多発する地震と社会安全—カリフォルニアにみる予防と対策

古今書院、2009年11月、A5判、410頁、6,510円(税込み)

森谷武男 著

地震予報のできる時代へ—電波地震観測者の挑戦

青灯社、2009年11月、B6判、109頁、1,785円(税込み)

なるほどよくわかる波のサイエンス—音、光・電磁波、地震波…

ニュートンプレス、2009年11月、A4変型判、159頁、2,415円(税込み)

寒川 旭 著

秀吉を襲った大地震

平凡社、2010年1月、新書判、277頁、903円(税込み)

山中浩明 編、時松孝次ほか 著

地震・津波ハザードの評価

朝倉書店、2010年1月、B5判、131頁、3,360円(税込み)

林 愛明 著

地震の化石—シュードタキライトの形成と保存

近未来社、2010年1月、A5判、294頁、5,800円(税込み)

神田 順 著

安全な建物とは何か—地震のたびに気になる“建築基準”

技術評論社、2010年3月、B6判、225頁、1,659円(税込み)

ADEP情報

財団法人 地震予知総合研究振興会 (ADEP) の人事異動について

採用

浅岡 顯	本部	地震防災調査研究部	副首席主任研究員	22. 4. 1
金沢 敏彦	本部	地震防災調査研究部	副首席主任研究員 (非常勤)	22. 4. 1
衣笠 善博	本部	地震防災調査研究部	副首席主任研究員 (非常勤)	22. 5. 1
田澤 芳博	本部	地震防災調査研究部主任研究員		22. 4. 1
関根秀太郎	本部	地震防災調査研究部主任研究員		22. 4. 1
檜森 茂		研究業務支持機構主任研究員		22. 4. 1

退職

尾上 謙介		東濃地震科学研究所主任研究員 (非常勤)		22. 3. 31
-------	--	----------------------	--	-----------

編集後記

今年5月23日は三陸沿岸に災害をもたらしたチリ地震津波50周年に当たる。タイムリーにも、50年を経た今年2月28日、再びチリ地震津波が来襲した。前回の津波ほど大規模なものではなかったが、それでも岩手県と高知県では1.2mの波高を観測した。本誌では、津波研究の第一人者である東北大学の今村先生にチリ地震津波についての寄稿をお願いした。また本誌の編集委員の一人である伯野先生には津波災害に関する平易な解説を囲み記事にして頂いた。

今年2月28日には、テレビ放送は間断なく津波警報・注意報を流すことで、視聴者に注意を促したし、また太平洋沿岸の県市町村は避難指示・勧告を出した。それにも拘わらず、避難所に集まった住民は対象者の僅かに3.8%に止まったという。幸いにも今回の津波は規模も小さく被害もなかったのも、結果として事

無きを得た。しかし地震国日本に住みながら危機意識の低さには驚かされる。壁のように立ちはだかった近地津波の波頭を期待して、サーフィンに出掛けた若者グループなどは言語同断である。

津波情報を信頼しなかったのか、災害を甘く見ていたのか判らないが、その底流には災害知識の欠如があるものと思われる。ある太平洋沿岸地域では、高台の住民に低地の小学校への避難を呼びかけたという笑い話も聞かれた。市町村の防災担当者の教育も徹底していないらしい。地震ジャーナルの刊行を通して、地震災害知識の普及に努めている筈の我々としては、大いに反省すべき問題である。

今年は刊行25年の節目の年に当たり、本誌は無料化等、公益性を前面に押し出した改革を目指している。しかし出版物を無料化しても、多くの人に読んでもらい、理解してもらわなければ出版の意味はない。

多くの人に読んでもらい、理解してもらおう雑誌として「地震ジャーナル」をどのような内容・体裁にするか、編集委員会は単に出版発行だけではなく、そういった総合的な企画が今後の重要な課題となるものと考えている。(Y.H.)

地震ジャーナル 第49号

平成22年6月20日 発行

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

発行人 高木章雄

編集人 萩原幸男

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

●製作/ (財)学会誌刊行センター