

震度データによる短周期地震波の震源推定

鹿島・小堀研究室* 武村雅之

鹿島・小堀研究室* 神田克久

Determination of Short-Period Seismic-Wave Sources of Earthquake from Seismic Intensity Data

MASAYUKI TAKEMURA

KATSUHISA KANDA

Kobori Research Complex, Kajima Corporation

Tokyo, 107-8502 Japan

The seismic intensity inversion analysis was developed to evaluate short-period seismic wave radiation zones (SPRZs) on earthquake fault plane using seismic intensity data. It is a useful method for historical earthquakes, for which there is no instrumental observation of ground motion, crustal deformation, or tsunami. The accuracy of the method was verified by a numerical test using ground motion waveforms synthesized by the stochastic Green's function method, and the method has been applied to many megathrust events and their largest aftershocks along the Pacific coast of Japan. We reviewed these results of the seismic intensity inversion in this paper. It was found that most of all the asperities, which were called large slip areas in this paper, were usually accompanied with SPRZs, of which centroids were located at the edge of corresponding asperities in the forward direction of fault rupture. This can be explained by the rupture front focusing of asperity theoretically indicated by Kato (2007). The accuracy of the method was indirectly verified by the discovery of the well-regulated relation between SPRZ and asperity as well as the result of the numerical test.

Keywords: Seismic intensity, Short-period seismic-wave radiation, Asperity, Megathrust earthquake.

§1. はじめに

歴史地震の震源を決める際に震度は最も重要なデータである。震度分布を用いた震源の推定は、震源に近いところで震度が大きくなるという距離減衰の考えを原則に、震源が計器観測記録に基づいて決定されている最近の地震の震度分布などを参考に行われる。その過程は個人の資質に依存する部分が多く、対象地域の地震活動や震源、伝播、地盤などの特性に関して十分な知識をもった決定者による場合には精度が高いものになっていることが期待される反面、震源推定の一般化ができないという問題点がある。このような問題点を解消する手法を開発することは、歴史地震の震度データをより有効に活用する上で重要な課題である。

一方、震度を規定する短周期地震波については、地震モーメント量で規定される長周期地震波とは異なり、その発生過程が十分解明されているとはいえない。このため、震度を定める周期1秒以下の成分は、

統計的グリーン関数法[釜江・他(1991)]など半理論的方法で評価されているが、波形の正確なシミュレーションなどはいまだ難しい状況にある。

また、震度はよく短周期エネルギーに対比されるが、計測震度の定義によれば[気象庁(1996)]、震度は速度と加速度の中間の性質を示す最大振幅値でほぼ0.1-1秒の周期成分を反映し、0.3秒以上継続する(断続的でもよい)ものの対数値である。つまり厳密にはエネルギー量ではない。このことが、震度の理論的な取り扱いの難しさに繋がっている。ただし現象的には、震度分布には破壊伝播によると見られる振幅の指向性が現れ難いことから[神田・武村(2006)]、短周期地震波の震源が単純な複数の点震源で近似できる可能性もある。

最近、プレート境界地震のアスペリティに対して、動的クラックモデルを用いて Rupture Front Focusing 効果が指摘され[Kato(2007)]、アスペリティの破壊の終端部から短周期地震波が発生することを示唆する

* 〒107-8502 東京都港区赤坂 6-5-30 KIビル
電子メール: takemurm•••kajima.com

理論的結果が提起されている. この結果によれば, 短周期地震波はアスペリティ全体から発生するのではなく, 破壊の終端部から局所的に強く発生していることになり, その点からみれば, 点震源での近似を支持する結果とも言える.

以上の状況を踏まえ, 本稿では, まず震度データから震源を推定する仕組みを考える. 次に震度分布から短周期地震波の発生場所を特定する方法として, 近年提案されている震度インバージョン法[神田・他(2003, 2004)]を取り上げ, 統計的グリーン関数法[釜江・他(1991)]を用いた断層モデルによる数値実験を通して方法の妥当性を検討する. さらに, プレート境界地震に対して歴史地震にまで遡って適用されている結果をレビューし, 震度から推定される短周期地震波の発生域の特徴をまとめる.

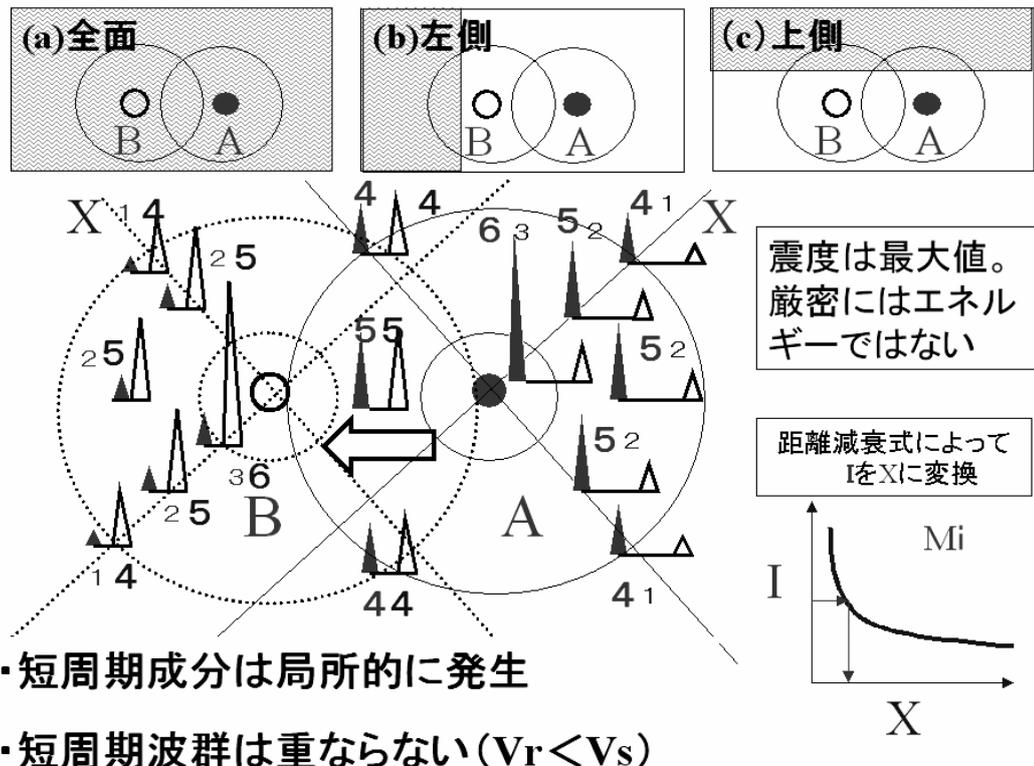
またその過程で, 近年発生した地震で地震観測記録から震源特性がよく分かっているものに対し, 震度データから求められる短周期地震波の発生域を比較する. 比較結果は間接的に手法の妥当性の検証にもなる.

§2. 震度分布から震源を推定する仕組み

図1は, 点震源から震度を規定する短周期地震波

が放出された場合を模式的に示す. まず震源Aが一つだけある場合を考える. 黒三角は周期 0.1-1 秒成分を反映した波群(ないしはパルス), 数字はそれらがもたらす各地点の震度である. 黒丸の震源 A から出た波は同心円上に震幅(震度)を減じながら広がる. 震度の距離減衰式を用いると, 各地点の震度の値 I は, 震源からの距離 X に変換され, 原理的には異なる3点の観測値があれば震源 A の位置を決めることができる, その際最も誤差が少なくなるような M を選べば同時に震源Aの規模を推定することができる. 従来から行われてきた歴史地震の震度分布から震源位置や M を決める作業は, このような手順に分解できる.

次に2つの震源がある多重震源の場合を考える. Aの震源から地震波が放出されたあと, 断層破壊のフロントが矢印のように速度 V_r で左の方向へ進み, 白丸の震源 B から同じように短周期地震波が白三角のように放出されたとする. その際, V_r は S 波速度 V_s より遅いため, 2つの震源が一定以上離れ, A, B 両震源からの地震波の放出時間が短ければ, どちらの方向においても, Aの波群(黒三角)とBの波群(白三角)は重ならない. 先に述べたように震度は, ほぼ最大振幅値で決まるために, AとBの波群のうちの



- ・短周期成分は局所的に発生
- ・短周期波群は重ならない($V_r < V_s$)

図1 震度と震源の関係を表す模式図. 数字は各震源からのパルスに対応する震度を示す.

Fig.1 Schematic expression of the relation between seismic intensities and seismic sources.

きい方で震度が決まることになる。図では各地点毎にAとBによる震度を並べて書き、影響の大きい方を大きい数字で書いている。従って大きい数字の震度を連ねると2つの多重震源による震度分布となる。

図の右半分では震源Aが単独で発生した場合と同じ震度分布、左半分では震源Bが単独で発生した震度分布となり、原理的にはそれぞれ対応する部分の観測点の震度の値から距離減衰式によって震源Aと震源Bを決めることができる。また、震源が点で近似できるとすれば、振幅は震源に向かって距離の逆数に比例して増加するため、震源の極近傍に観測点があれば、必ずその震源の影響を震度分布は反映することになる。

もちろん、震度データは時間情報は持たないので、ほぼ同じ場所で立て続けに、地震波群が放出された場合には、規模が小さい方の震源を特定することはできない。一方ある程度震源間に距離があれば、多少震源の規模が小さくともその近傍では他の震源による波群よりも振幅が大きくなる領域が生まれ、(a)に示すように震源を取り囲んで全面に観測点が配置されているような場合には震源を特定することが出来る。

一方、海で起こる地震については、通常片側にしか観測点がなく、(b)のようなケースでは震源Aの情報は震源Bに隠れてしまう。後で示すように、1978年の宮城県沖地震などはこのようなケースに対応する[武村・神田(2006)]。一方、片側でも(c)のような場合には2つの短周期震源を特定することは可能である。三陸

北部地域で起こる1968年十勝沖地震などの場合はこのようなケースに対応する[武村・他(2007)]

§ 3. 数値実験による震度インバージョン法の検証

図1での説明はあくまで仮想のものであり、実際にはAやBの震源は点震源ではなく有限な広がりを持ち、地震波はそれに応じた継続時間を有している。また短周期地震波への影響は少ないとは言え破壊伝播効果や震源メカニズムの影響による振幅の方位依存性などの影響も考えられる。

ただし、それらの影響があろうとも、震度データが、短周期地震波の発生源を反映していることは事実であり、適当な方法を用いれば、短周期震源を突きとめることができるかもしれない。そんな見通しを持って提案されたのが震度インバージョン法[神田・他(2003, 2004)]である。そこで使われている等価震源距離の概念は本来地震波スペクトルに適用され、短周期地震波エネルギーをベースとしたものであるが、減衰定数5%の応答スペクトルや最大加速度値の距離減衰式にも適用できることも実証されており[Ohno et al.(1993)], 震度にも有効だと考えられる。

そこで、方法の妥当性を検証するために、震源を仮定して短周期地震波を計算し、そのデータを用いて逆に震源が推定できるかどうかを確認する数値実験を行うことが考えられる。但し、先に述べたように短周期地震波の発生過程がそもそも明らかでない現状では、何が適切なモデルであるかは分からないが、ここでは、統計的グリーン関数法[釜江・他(1991)]を用

表1 断層パラメータ[神田・他(2004)]

Table 1 Fault parameters

パラメータ	単位	値
走向	°	250
すべり角	°	120
傾斜角	°	8.7
断層長さ	km	300
断層幅	km	140
断層面積	km ²	42000
深さ	km	10~30
地震モーメント	Nm	5.30E+21

表3 表層地盤モデル[神田・他(2004)]

Table 3 Surface soil profile

層順	層深さ (m)	S波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	減衰定数 (%)
1	20	200	1.5	3
2	75	400	1.8	3
3	155	700	2.1	1
4	350	1600	2.3	1
5	1300	2500	2.5	1
6	∞	3000	2.6	1

表2 アスぺリティに関するパラメータ[神田・他(2004)]

Table 2 Parameters for asperities

	面積	平均すべり量	地震モーメント	応力降下量	ライズタイム
	km ²	m	Nm	Mpa	s
第1アスぺリティ	2400	3.96	4.75E+20	10	4.95
第2アスぺリティ	4800	5.6	1.34E+21	10	7
第3アスぺリティ	4800	5.6	1.34E+21	10	7
背景領域	30000	1.425	2.14E+21	1	1.78
全体	42000		5.30E+21		

剛性率: 5E+10N/m², 破壊伝播速度: 2.7km/s

いて、複数のアスペリティ(以下、すべりの大きな部分をアスペリティと呼ぶ)から一様に短周期地震波を発生させた場合の結果を用いる。現行の一般的な強震動予測モデルにあたる。従って用いた断層モデルも、短周期地震動の予測にごく普通に用いられているもので、先に指摘した有限な広がりを持つ震源の効果なども含まれており、そのような場合に、計算される震度分布が短周期地震波の発生源(ここではアスペリティ)毎に、分離可能な震源情報をもっているかどうかの検証にもなる。

この数値実験はすでに神田・他(2004)によって行われたものであり、本稿では結果の表現方法をより分かりやすくするとともに背景領域の影響の検討も加えた。計算に際しては、1946年の南海地震を例として、表1、表2に示すような震源の巨視的パラメータならびに微視的パラメータを用いた[神田・他(2004)]。図2にモデルならびに計算波形から求められた計測震度分布を示す。断層面内の3つの四角がそれぞれアスペリティで、東から順に1から3の番号を付した。計算に際し、小断層の大きさは、1辺の長さがS波速度(=3.82km/s)を目安にその約2倍の6.7kmの正方形に分割した。破壊伝播の違いの影響をみるために、潮岬沖(33.02N, 136.10E, 深さ 10km)を破壊開始点として同心円状に東から西へ破壊伝播するケースAおよび足摺岬沖(32.13N, 133.08E, 深さ 10km)を破壊開始点として西から東へ破壊伝播するケースBの二通りのモデルを考えた[神田・他(2004)]。

ラディエーション・パターンについては、射出角および方位角とも高振動数側でラディエーション・パターン係数を平均化するBoore and Boatwright (1984)の方法を用いた。Pitarka et al. (2000)が観測記録に基づいて設定したように、平均化の範囲は3Hz以上とし、1Hz以下は実体波の理論値をそのまま用い、そ

の間の1~3Hzについては線形補間した[神田・他(2004)]。図2は背景領域を考慮した場合の震度分布であるが、今回は背景領域がない場合も計算してその影響を検討した。

震度の評価地点は、1946年の南海地震で実際に震度データがある地点である。地盤の増幅特性は地震基盤から地表までの地盤を、中央防災会議(2001)の資料を参考に表3に示す線形成層地盤を共通に仮定し、鉛直下方からS波が伝播するとして地表面の水平2成分の加速度波形を求め、それらをもとに計測震度を計算した。また震度インバージョンに用いる距離減衰式は、南海トラフ沿いに発生した最近の地震の計測震度データから求めた経験式である[神田・他(2004)]。

なお、このように波形合成した地震動の計測震度は遠地では手法上の問題として、距離減衰式より値が系統的に小さくなってしまふ[神田・他(2004)]。このため最適な地震規模Mは震度4(計測震度3.5)以上の震度データのみで誤差が最小となる値とした。インバージョン結果もとめられる70%以上のエネルギーが放出された領域[以下短周期発生域と呼ぶ]とモデル上短周期成分を強く出したアスペリティの位置とを比較して図3に示す。星印は短周期発生域の重心(以下短周期域中心と呼ぶ)である。

点線と白抜き星印は背景領域がない場合の結果である。最適なマグニチュードMは、背景領域がある場合は8.0、背景領域がない場合はその分小さくなり7.9となるが、求められる短周期発生域の位置は、両者でほとんど変わらない。つまり表2のように、背景領域の応力効果量が通常仮定する程度であれば、求められる短周期発生域の位置に対しその影響はほとんど無視できることということが分かる。

また、破壊開始点を変えたケースAとケースBの場

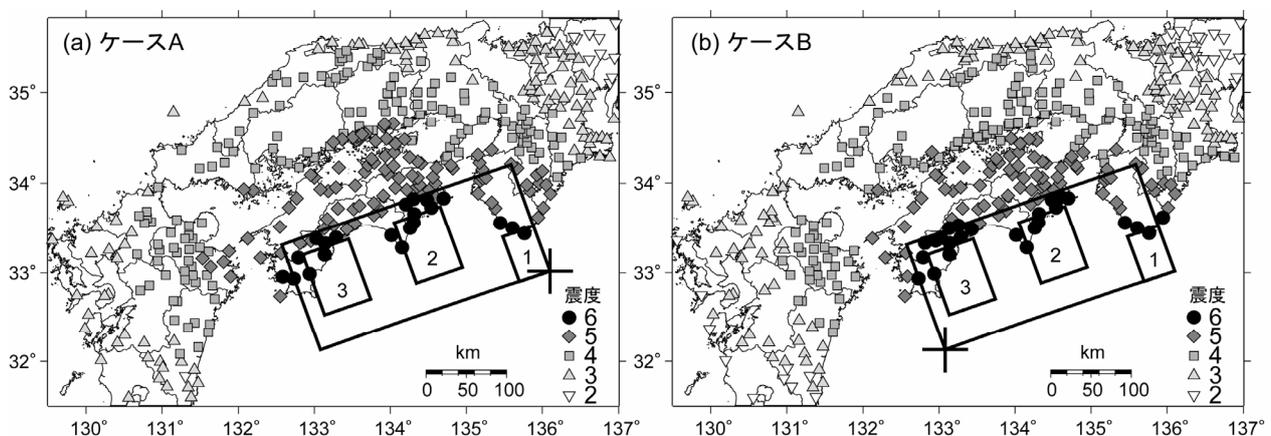
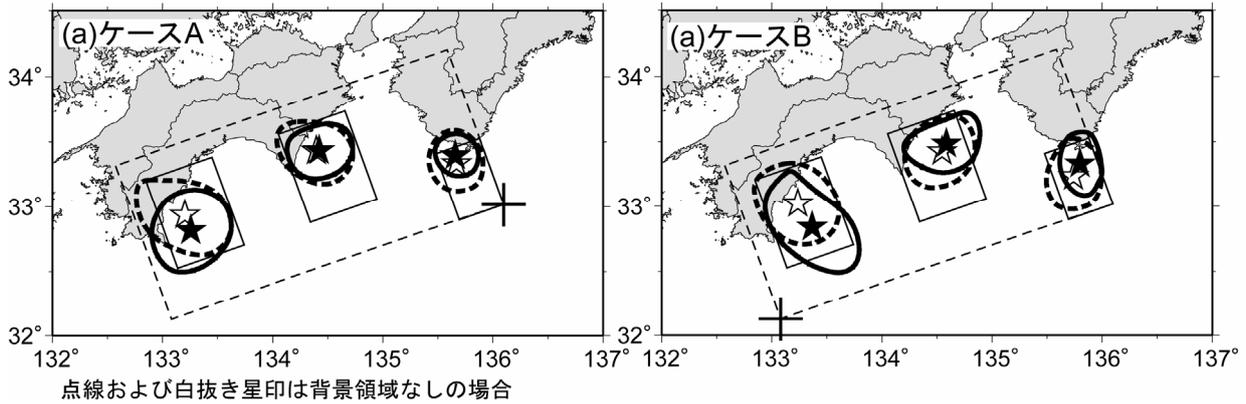


図2 数値実験に用いた断層モデルと合成波形から計算された震度分布[神田・他(2004)]

Fig.2 Fault rupture models and seismic intensity distributions from calculated waveforms



点線および白抜き星印は背景領域なしの場合

図3 震度インバージョンによって求められた短周期発生域と仮定したアスペリティ位置

Fig.3 Short-period seismic-wave radiation zones (SPRZs) obtained from the inversion analysis compared with the assumed asperities for seismic intensity simulation.

合を比較すると、双方の結果に大きな変化はなく、いずれの場合もモデルで仮定したアスペリティの位置に短周期発生域が求められることが分かる。このことは周期1秒以下の短周期成分でしかも水平2成分(実際には上下動を加えた3成分)で決まる震度データに破壊伝播効果が表れにくいことを示しており、神田・武村(2006)が2003年の十勝沖地震の震度分布について指摘したことと整合する。震度分布から破壊伝播効果による地震波の指向性を議論する場合には、断層面の広がり方や広域的な地下構造の影響が無いかなど、他の要素の影響について慎重に検討する必要がある。

以上のように数値実験によって、震度データが短周期発生域を特定する情報を持っていること、ならびに震度インバージョン法によってそれらの情報を引き出すことができる程度明らかになった。ところが先に述べたように、数値実験はあくまで想定した条件下で行われるものであり、実際の地震の震源で同じようなことが起こっている確証はない。そこで実際の地震について震度インバージョン法を適用し、波形記録を用いた他の方法による結果との比較、並びに結果の考察を通して、さらに手法の妥当性を検証することにする。

§4. プレート境界地震を対象にした解析

プレート境界で発生する大地震は歴史時代に何度か発生した例が多く、また最近発生したほとんどの地震に対して、近代的な地震観測記録からアスペリティが求められており、震度インバージョン結果を考察する上で都合がよい。また地震観測記録から震度とほぼ同じ周期帯で短周期発生域が評価されている例もあり、結果を比較することによって直接、震度インバージョン法の妥当性を検証できる場合もある。このため以下に5地域のプレート境界地震に対する解析結果をレビューする。

4.1 十勝沖地震(北海道)

北海道の十勝沖では2003年9月26日に気象庁マグニチュードでM8.0の地震が発生し、9月26日にM7.1の最大余震が発生した。本震は1952年3月4日に起こったM8.2の地震の再来として注目され、その際にも3月10日にM6.9の最大余震が発生している。

これらの地震の震度データに対して震度インバージョンを行い、短周期発生域を求めたのが図4(a)である。三角および四角はそれぞれ本震と余震の短周期域中心である。図から分かるように、Mが小さく、短周期発生域がその分狭いと考えられる最大余震でもその広さは本震とそれほど変わらない。短周期発生域の定義を何%以上のエネルギーが放出された領域とするかにもよるが、そもそも震度インバージョンによって求められる短周期発生域が実際より外側に染み出し見かけ上大きくなっている可能性は否定できない。その意味では重心として定義されている短周期域中心をより重要視すべきであろう。

星印は気象庁による震央位置(断層破壊の開始点)、Mは震度インバージョンによる最適値で、かつ内は気象庁による値である。白抜きが1952年、黒塗りが2003年に対応する。1952年と2003年の結果は最大余震も含めてきわめてよく似ていることが分かる[神田・武村(2006)]。

2003年の本震ならびに1952年の本震について地震波形から求められたすべり分布に注目する[山中(2005)]。図4(b)にそれぞれ実線と点線ですべり分布を示し、震央位置と短周期域中心を示す。本震のすべり分布の差は用いた記録による影響であり、それらを考慮すれば、本震の震源位置もほぼ同じであることから、同じアスペリティが同様の破壊過程ですべったと考えられている[山中(2005)]。

本震の短周期発生域に注目すると、両方の地震と

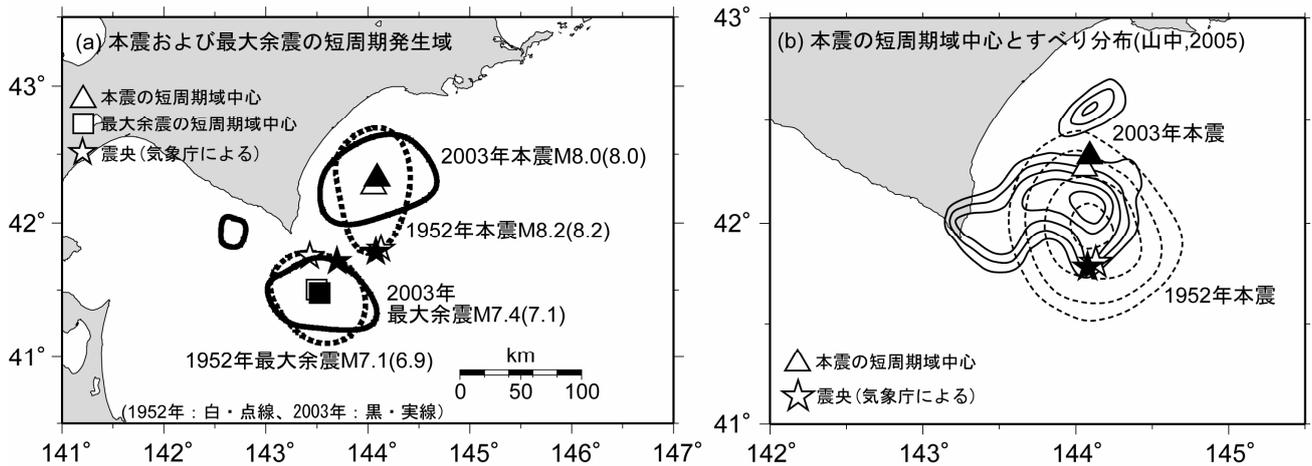


図4 2003年と1952年の十勝沖地震の本震および最大余震の短周期発生域とアスペリティ[神田・武村(2006)]. Mは震度インバージョンによる最適値で、かつこ内は気象庁マグニチュード.

Fig.4 SPRZs and asperities from the main shocks and the largest aftershocks of the 2003 and 1952 Tokachi-oki earthquakes.

も中心は、アスペリティを挟み震央位置とほぼ反対側にあることが分かる. Kato(2007)が指摘するようにアスペリティ破壊の終端部から短周期地震波が強く放出された可能性が高い[神田・武村(2006)]. 武村・神田(2007)は, Kamae and Kawabe(2004)が強震記録のパルス波の位相に注目して 2003 年の本震に対して求めた強震動生成域と短周期域中心を比較し, かれらが注目したパルス波の周期帯を考慮すれば, 両者は矛盾しないと結論づけている.

最大余震については震源域が小さく, 本震のように短周期域中心とすべり分布との関係を詳細に議論することはできないが, 図 4(a)から分かるように, 2003 年の場合も 1952 年の場合も, 震度インバージョン法により評価された短周期域中心が, 断層面の大きさ程度 (M7クラスの地震であれば, 30km程度)の不確定さの範囲内で, 震源位置と一致することが分かる. このように中規模地震では, 震度分布から震源位置をある程度の誤差で推定することができるということがむしろ重要な結論である.

1952 年の場合は, 0.1 きざみの計測震度データではないことから, 以上のことは, 震度インバージョン法が震度分布しかない歴史地震に対しても, 客観的に震源を決定するツールになりえることを示している.

4.2 三陸北部地震

三陸北部地域では 1968 年 5 月 16 日に M7.9 の十勝沖地震が発生し, さらに 1994 年 12 月 28 日に M7.6 の三陸はるか沖地震が発生して, 両地震の震源については様々な解析が行われている. 特に永井・他(2001)が三陸はるか沖地震のアスペリティが, 十勝沖地震の 2つのアスペリティのうちの一つであるという

ことを明らかにしたことは, アスペリティモデルの妥当性を示す 1つの有力な結果であった. また, 武村・他(2007)は 2つの地震に対して震度インバージョン解析を行い短周期発生域および中心を求めている.

図 5(a)が十勝沖地震, (b)が三陸はるか沖地震の結果である. 実線の四角で囲まれたところは, 余震分布などから求められた断層面で, それぞれプレート境界に沿っている. 陰を付けた部分がアスペリティで全体のモーメント解放量の最大値の半分以上を解放したところと定義されている[永井・他(2001)]. 十勝沖地震には第1, 第2の 2つのアスペリティが, 三陸はるか沖地震では, 十勝沖地震の第1アスペリティに一致して 1つのアスペリティが存在していることが分かる. また星印は震央位置, すなわち破壊開始点で, 十勝沖地震ではそこから破壊の伝播が一旦南へ移り, その後北に転じて, 第1, 第2のアスペリティを順番にすべらせた.

図には, 震度インバージョンによって求められた短周期発生域が実線, 中心が白抜き三角で示されている[武村・他(2007)]. 三陸はるか沖地震では, Nakahara et al.(1998)が強震波形のエンベロップを対象とするいわゆるエンベロップインバージョンによって短周期発生域を評価している. 震度インバージョンによる結果はかれらの求めた短周期発生域と一致する[武村・他(2007)]. このことは, 震度データからも短周期発生域を評価できることを示し, 震度インバージョン法の有効性を検証する結果と言える. また推定された短周期発生域は, アスペリティ破壊の終端部から短周期地震波が放出されたことも示している.

十勝沖地震に関しては長宗(1969)が変位型強震計記録の位相からほぼ同じ位置に短周期震源を求

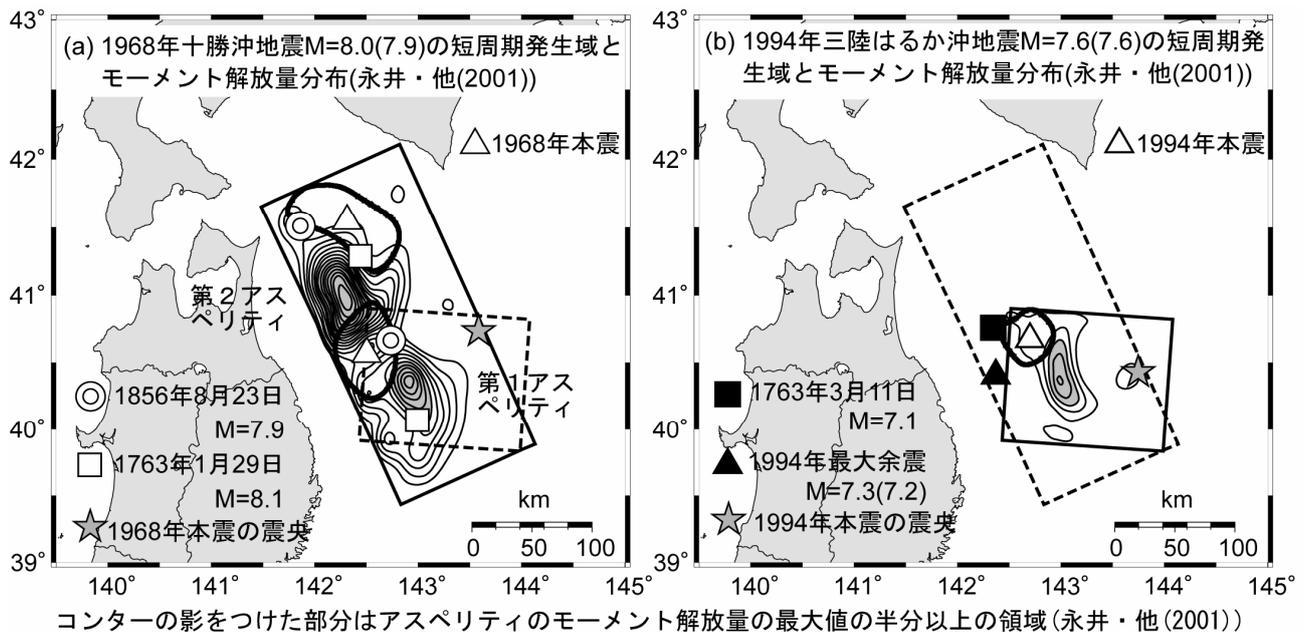


図 5 1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震の短周期発生域とアスペリティならびに歴史地震の短周期域中心[武村・他(2007), 神田・他(2007a)]

Fig.5 SPRZs and their centroids, and asperities from the 1968 Tokachi-oki and 1994 Sanriku-Haruka-oki earthquakes. Centroids of SPRZs from large historical earthquakes in Edo-era are also shown..

めているが、震度インバージョン結果からも同じ位置に短周期域中心が求められる。十勝沖地震ではこの他にも北側の第2アスペリティの北端にも短周期発生域が求められ、第2アスペリティについてもアスペリティの破壊の終端部から短周期地震波が強く放出されたことが分かる。

武村・他(2007)は十勝沖地震と三陸はるか沖地震において共通する第1アスペリティに起因する短周期発生域の規模を評価すると、前者が後者に比べて大きいことを指摘している。このような傾向はアスペリティの最大すべり量にも見られ、アスペリティが複数運動して活動した場合にはすべり量だけでなく個々のアスペリティから生成する短周期地震波も強くなることを示している。この結果は短周期地震波の発生にもスケール則が成り立つことを示唆するものである。

さらにこの地域では、過去にも度々大地震があり、江戸時代の1856年8月23日(安政三年七月二十三日)と1763年1月29日(宝暦十二年十二月十二日)、1763年3月2日(宝暦十三年一月二十七日)の3度については、震度分布が比較的詳しく調べられている[神田・他(2007a)]。これらの地震はいずれも江戸時代に発生したもので、地震計による記録はなくすべり分布を求めることはできないが、アスペリティが保存され、かつそれらの破壊の終端部が短周期発生域となるとすれば、短周期発生域を比較することで、断層破壊の様式を推定することができる。

それぞれの地震に対して、震度分布から短周期域中心をもとめた。図5(a)には1856年の地震と1763年の地震の結果をそれぞれ二重丸と四角印で示す。推定される最適な地震規模 M はそれぞれ7.9と8.1であり、1968年の十勝沖地震とほぼ同じであることが分かる。まず二重丸の位置に注目すると、1856年の地震の短周期域中心は、八戸沖と浦河沖にあり1968年十勝沖地震とほぼ同じである。このことは、アスペリティとの位置関係から、1856年の地震も1968年の地震と同じく第1アスペリティと第2アスペリティを南から順番に破壊した地震であったことを示唆している。

これに対して1763年1月の地震の場合には、四角印が浦河沖と岩手県の宮古沖にある。浦河沖は先の2つの地震と同じく、第2アスペリティが南から破壊したとすれば解釈できるが、第1アスペリティに関しては八戸沖とは反対の宮古沖に短周期域中心が求められていることから、他の2つの地震とは逆に第1アスペリティが北から南へと破壊し、アスペリティ破壊の終端部となった宮古沖に短周期域中心が現れたと考えることができる。つまり総合すると、破壊は断層の中央から両側に分かれて進んだ可能性がある。

一方、2ヶ月半後に発生した1763年3月の地震を同じように解析すると、地震規模 M は7.1と1月の地震に比べてかなり小さい。また短周期域中心は八戸沖にあり、1995年1月7日に発生した三陸はるか沖地震の最大余震とよく似た位置に求めることができる。

1月7日の最大余震の短周期域中心は(b)の図に黒四角で示す。2003年十勝沖地震の最大余震と同様に、気象庁による震源位置と比べると、断層面の広がり程度の不確定さをもって震度分布から位置が推定されることが分かった。

1763年3月の地震はおそらく1763年1月の地震の余震(規模から推定して最大余震かもしれない)と考えられる。1995年1月7日の余震の例からも分かるように、三陸北部の地域でM7.5以上の巨大地震が発生した場合には、八戸沖でM7クラスの余震が発生することがよくあるのかもしれない。

4.3 宮城県沖地震

宮城県沖では、過去に多くのM7クラス以上の地震が発生している[神田・武村(2005)]。その中でプレート境界地震としては、1978年の地震がよく知られている。図6にYamanaka and Kikuchi(2004)によるこの地震のすべり分布と神田・武村(2005)による震度インバージョン結果を示す。南東端に星印で示す震源位置があり、そのすぐ近傍に第1アスペリティ、その北西側にある大きなすべり領域が第2アスペリティ、さらに陸に近い南西端に第3アスペリティがあるように見える。白抜き星印の震央位置から推定し、破壊は東から北を回って西へ広がったようである。震度インバージョンによって求められる短周期発生域を実線で、中心を白抜きの三角形で示す。中心が一番大きい第2アスペリティの西端の破壊の終端部にある[神田・武村(2005)、

武村・神田(2006)]。

一方、2005年の地震のすべり分布は、1978年の地震の第1アスペリティ付近に限られ、震度インバージョンによる短周期発生域もその付近にある[武村・神田(2006)]。2005年の地震は1978年の地震の一部がすべったと言われている[Okada et al.(2005)]。1978年の地震の際にも第1アスペリティ付近から短周期地震波が放出された可能性は十分考えられるが、短周期発生域の並びが陸域に直交する方向にあり、図1で説明した(b)のようなケースに対応し、陸側の観測点のみからは第1アスペリティに対応した短周期発生域が検出できていない可能性が考えられる。

1861年10月21日(文久元年九月十八日)以来、1897年2月、1936年11月のM7.5クラスの地震について震度インバージョンを行い短周期域中心が求められている[神田・武村(2005)、武村・神田(2006)]。図6を見ると、1861年と1897年2月の地震は1978年とほぼ同じ場所に中心がある。一方、1936年の地震は、2005年の地震とほぼ同じ位置に中心が求められる。武村・神田(2006)は、最初1936年の地震の短周期発生域が2005年の地震の南側に隣接するという結果を示していたが、見直された震度分布の再解析によって、2005年の地震とほぼ同じ場所に短周期発生域を求めて訂正した[神田・他(2007b)]。また、最適な規模Mも7.4と求められ、2005年の地震の7.3よりやや大きく、気象庁マグニチュードの関係(7.4と7.2)とも整合しており、2005年の地震は1936年の地

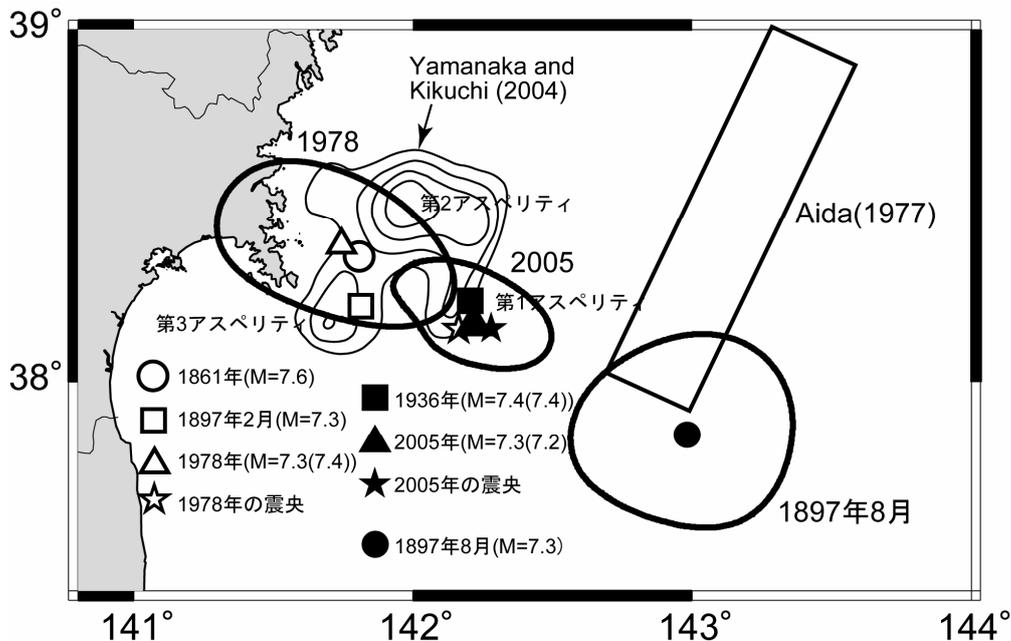


図6 歴代の宮城県沖地震の短周期発生域ならびに短周期域中心と1978年宮城県沖地震のアスペリティ[神田・武村(2005), 武村・神田(2006), 神田・他(2007)]

Fig.6 SPRZs and their centroids from historical large earthquakes off Miyagi Prefecture, and asperities from the 1978 Miyagi-oki earthquake.

震に比べやや小型の地震であったことも分かる。

この他図6には、1897年8月の地震の震度インバージョンによる短周期発生域を津波から推定された震源断層[相田(1977)]とともに示す。陸域からかなり離れた位置の震源でも震度分布から短周期発生域として震源がある程度特定できることが分かる。この地震の規模は宇津(1982)によれば、津波の高さも考慮して $M7.7$ と推定されているが、震度データから推定すると、 $M7.3$ と有意に小さい。東北日本の太平洋沿岸では水深 3000m 以上の海溝に近い地域で長周期成分に富む地震が発生するという指摘があり[たとえば武村・小山(1983)]、そのような傾向があるものと考えられる。

また1898年の4月23日にも $M7.2$ の地震が発生しているが、この地震の短周期発生域は2003年5月26日の $M7.1$ のスラブ内地震に近接して求まることから、スラブ内地震ではなかったかと考えられている[神田・武村(2005)]。

以上のように、宮城県沖では、地震観測記録が十分でない明治以前から現在に至るまで発生した多数の地震に対して、同じ震度インバージョン法を適用することによって、それぞれの地震の震源の性格をより明らかにすることができた。

4.4 関東地震

相模トラフ沿いでは1923年9月1日の関東地震と、1703年12月31日(元禄十六年十一月二十三日)の元禄地震の2地震が歴史的な巨大地震としてよく知られている。これら2つの地震についても震度インバージョンが行われている[神田・武村(2007)]。結果をまとめると図7のようになる。

図には関東地震の短周期発生域とその中心(黒三角)が示され、比較のために Wald and Somerville(1995)によるすべり分布も示されている。すべり分布から2つのアスペリティが確認できる。小田原付近に星印で示す震央位置があることから分かるように、破壊は西から東に進み、短周期発生域はそれぞれのアスペリティに対応し、破壊の終端部にあることが分かる。

元禄地震については、震度データが少なく、関東地震に対応する2つの短周期発生域を特定することはできないが、関東地震の震度データを元禄地震並に減らして解析すると、元禄地震の房総半島より西側の結果は両者ではほぼ一致する。一方、元禄地震では更に白三角印で示す付近を中心に短周期発生域があることが分かる[神田・武村(2007)]。図に宍倉

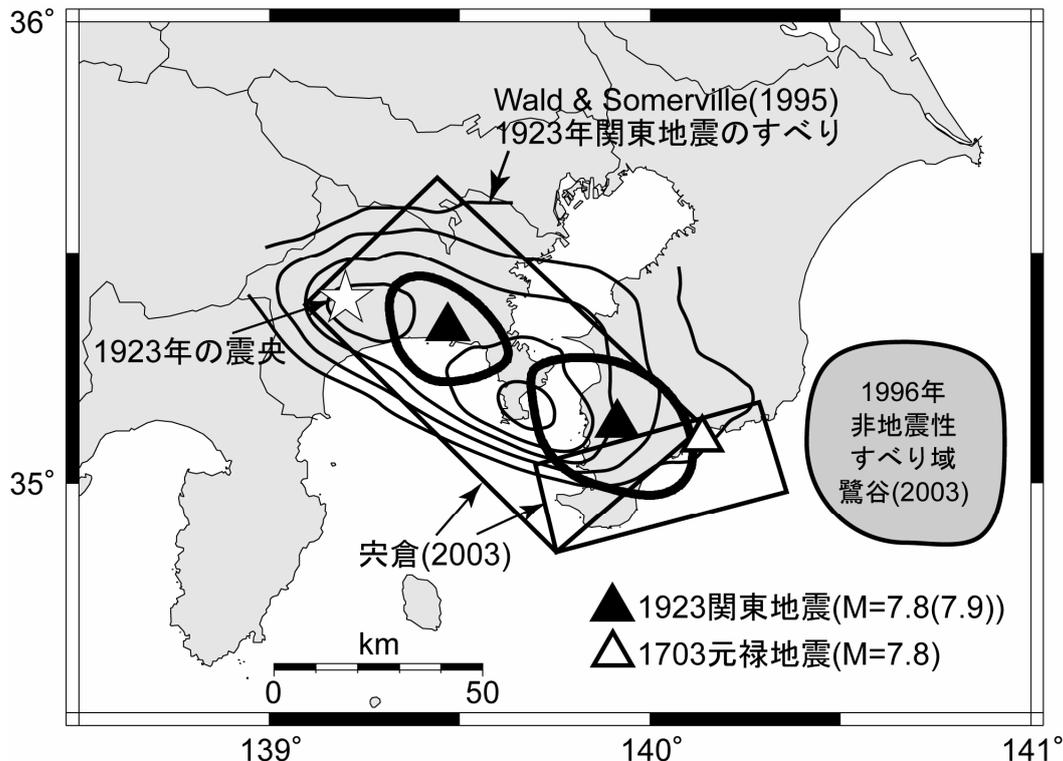


図7 1923年関東地震の短周期発生域とアスペリティならびに1703年元禄地震との関係 [神田・武村(2007)]

Fig.7 SPRZs and asperities from the 1923 Kanto earthquake in relation to the 1703 Genroku earthquake.

(2003)が主に地殻変動を説明するために仮定した断層面と1996年に発生した非地震性すべりの領域[鷲谷(2003)]を示す。

宍倉(2003)は関東地震と元禄地震で相模湾側では共通の断層が活動し、元禄地震の際には房総半島の南東沖でもう一枚の断層が活動したと指摘している。図7に断層面を示す。2枚目の断層面の北東端に上記の短周期発生域の中心があることが分かる。つまり、元禄地震が関東地震と同様に、小田原付近から破壊が始まり、相模湾の断層をすべらせ、さらに房総半島南東沖の断層を南西から北東方向に破壊させたとすれば、ここでも破壊の終端部から短周期地震波が強く生成されたことになる。また短周期発生域が1996年に発生した非地震性すべりの領域には及んでいないことも合理的である[神田・武村(2007)]。

4.5 東海・南海地震

駿河湾から四国の足摺岬沖にかけては西暦684年以来、分かっているだけでも9回の巨大地震の繰り返しがある。そのうち1707年10月28日(宝永四年十月四日)の宝永地震, 1854年12月23, 24日(安政元年十一月四, 五日)の安政東海・南海地震, 1944年昭和東南海地震, 1946年昭和南海地震の, 過去3回の繰り返しに関しては, 詳細な震度分布が求められている。

図8は宝永, 安政, 昭和の地震に対する震度インバージョン結果である[武村・神田(2007)]。駿河湾から四国沖にかけてフィリピン海プレートの潜り込みに伴うプレート境界に断層のすべり面がある。その中の太い点線で囲まれた領域が, 過去の地震記録や津波の観測波形から求められる昭和の南海地震, 東南海地震のアスペリティの位置である。TAが東南海地震, NAが南海地震に対応する。破壊の開始点は2つのX印で示すようにいずれの地震も潮岬沖にあり, 断層すべりは同じような場所からはじまった。短周期発生域は昭和の場合のみ太い実線で示し, その他は短周期域中心のみ記号を変えて記載した。それらをまとめると, 多くはアスペリティに対応して, ①から⑦の地域に分けられる。

まず, ①は駿河湾の奥である。昭和の東南海地震は震源域が駿河湾に及んでいないのももちろん短周期域中心はない。また宝永地震の結果については震度データに甲府付近で発生したとされる最大余震のデータが混入しており不確定さが残る。

②は遠州灘沖でTA2と書かれたアスペリティの破壊の終端部に位置する。③は熊野灘でTA1のアスペリティに対応する。ここまでが東海・東南海地震の領域である。次に南海地震の領域で見ると, 潮岬沖に④がある。宝永地震の場合には求められていないが, これは震度データが陸域にしかなく, 宝永地震が東

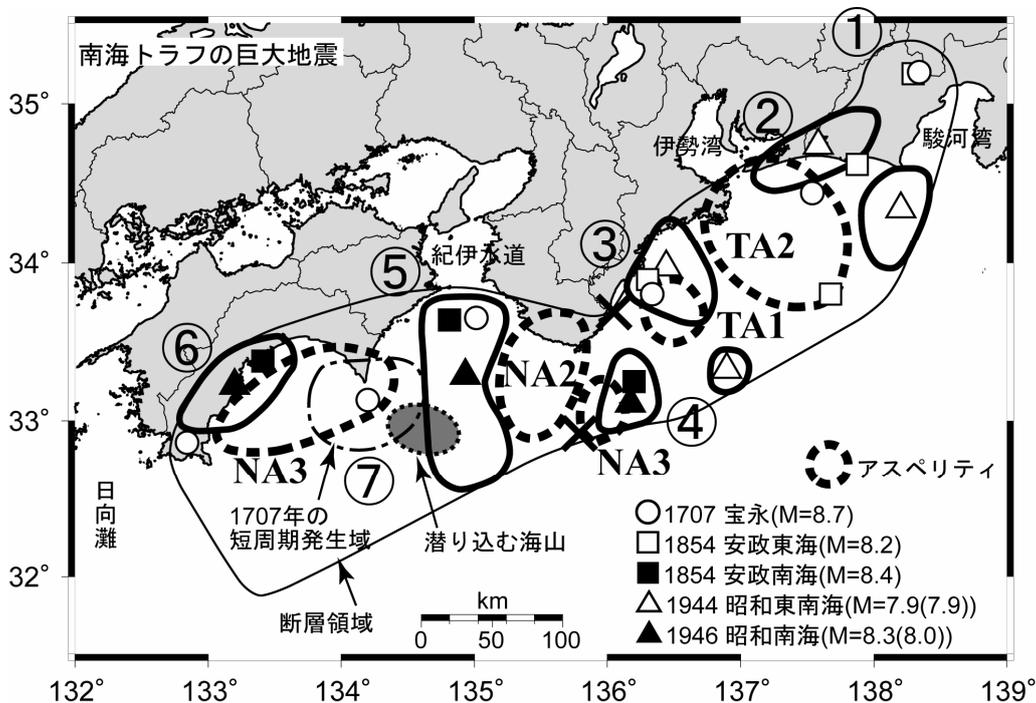


図8 南海トラフ沿いの巨大地震による短周期発生域と1944年東南海地震および1946年南海地震のアスペリティ[神田・他(2004), 武村・神田(2007)]

Fig.8 SPRZs from megathrust events along the Nankai trough since 1707 and asperities from the 1944 Tonankai and 1946 Nankai earthquakes.

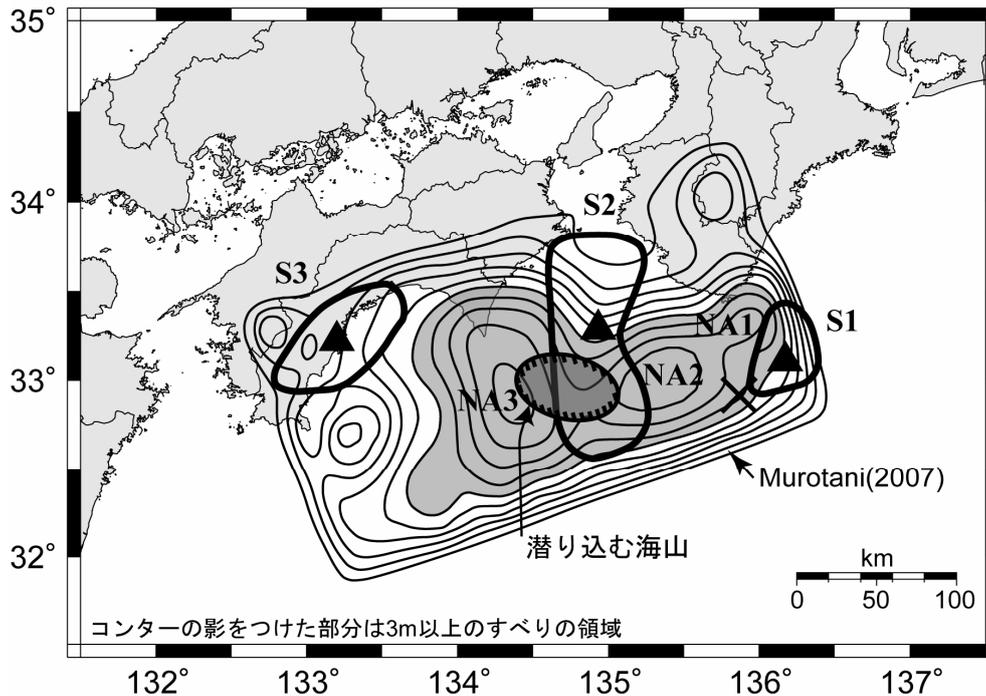


図9 1946年南海地震の短周期発生域とMurotani(2007)による最新のインバージョン結果に基づくすべり分布

Fig.9 Comparison with the SPRZs and the fault slip distribution obtained from the newest inversion analysis by Murotani(2007).

海・南海の全域を同時に破壊させたために、図1の(b)のような状況になり、他の短周期発生域の影響で、④の影響が隠れてしまっている可能性が考えられる。

そして次が紀伊水道付近の⑤で、宝永や安政の際も昭和の時と同様に、潮岬のはるか沖合のX印から破壊が始まったとすれば、NA2のアスペリティの破壊の終端部に位置する。室戸岬沖にはフィリピン海プレートの上にあった巨大な海山がそのまま潜り込んだ構造が知られている。昭和の南海地震の解析からは、その海山の残骸がバリアーとなって破壊の伝播が四国の沿岸へ回り込んだのではないかと考えられている[神田・他(2004)]。

回り込んだ破壊の伝播は高知の沖でNA3のアスペリティを滑らせ、破壊の終端部がやはり短周期発生域となった。⑥がそれらに対応する。四国沖の短周期発生域は昭和と安政ではほぼ同じであるが、宝永地震の時は多少異なり、室戸岬に近いところに別に大きなエネルギーを出した短周期域が存在する。⑦がそれに当たる。その際の短周期発生域を一点鎖線で示し、中心を白丸で示す。

先に、海山がバリアーとなってプレート境界をロックしていると述べた。そのままの状況では、その内プレートが裂けたり潜り込みが止まったりすることになるが、宝永地震の際にその部分が切れてアスペリティとなったのではないかと考えられる[神田・他(2004)]。破壊開始点が潮岬沖だとすれば、⑦の短周期域中心は、

海山の位置から考えて、やはりアスペリティ破壊の終端部に対応することになる。宝永地震は昭和や安政に比べ、四国の沿岸部などで震度が大きく、また津波の波高も高かった。この海山に起因するアスペリティの活動とそれに伴う短周期域の発生が原因だと考えられる[神田・他(2004)]。

近年、1946年の南海地震について、Murotani(2007)が、地殻変動や地震記録を用いたインバージョンを実施し、すべり分布を求めている。図9にすべり分布と短周期発生域ならびにその中心を重ねて示す。影を付けた部分が3m以上すべった場所である。すべりの大きな部分をアスペリティとすれば、先に示した点線とは多少ずれるが、NA1-NA3のアスペリティが確認でき、X印の破壊開始点から見て、アスペリティ破壊の終端部にそれぞれ短周期発生域が対応しているように見える。先の点線によるアスペリティ位置は、武村・神田(2007)で、津波や地震記録の解析など従来の結果が総合的に判断されたものであり、今回の室谷(2007)との違いは1946年の南海地震のすべり分布をインバージョンする際の不確定さを表している。武村・神田(2007)も指摘するように、短周期発生域とアスペリティとの関連を議論する場合、アスペリティ評価の不確実性についても十分考慮する必要がある。その範囲で見ると、Murotani(2007)の結果によって武村・神田(2007)の結論が変わることはない。

武村・神田(2007)は、各回毎に求められた短周期

発生域の規模を評価し、南海、東南海、東海のセグメントの連動との関連を検討している。その結果、セグメントが連動した場合の短周期地震波の発生規模は、単独で発生した場合の単なる足し合わせではなく、それを上回る規模になることを指摘している。詳細は多少異なりまた不確定さもあるが、この結果は先に指摘した1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の解析結果からの結論と整合し、短周期地震波の発生過程とスケール則の関連を考える上で重要なデータである。

5. まとめ

震度データは津波の波高分布とともに、近代的な地震観測が始まる以前から現在に至るまで連続して存在する唯一のデータである。この震度データから震源位置の決定を目的に、短周期地震波の発生源の情報を抽出すべく提案されたのが震度インバージョン法である[神田・他(2003, 2004)]。

ところがそもそも震度の物理的意味が曖昧なことや、短周期地震波の発生過程がよく分からないことなどによって、震度インバージョン法により求められる結果には常に懐疑的な見方がつきまとってきた。本稿では、そのような見方を多少なりとも和らげるべく、震度から多重震源の決定ができるとすればどのような仕組みが考えられるかを示し、さらに通常用いられている強震動予測法で波形を計算し、それらをもとに計算した震度分布から逆に、計算に際し仮定した短周期発生域を求めることができるかどうかの数値実験を行った。数値実験の結果はきわめて良好で、設定した短周期発生域を全て探り当てることができた。

ただし、数値実験で仮定した震源はあくまで現在の地震学の到達点を反映し、実際に短周期地震波を放出する震源がどのようなものかは分からない。そのような場合、実際の震度データに対し、手法を適用し、求められた結果の確からしさから逆に、手法の妥当性をチェックすることも重要な要素であると考えている。

結果の確からしさを示す第一の方法は、震度よりもより正確に揺れを捉えていると考えられる地震記録から別の方法によって短周期領域の震源を評価している結果との比較である。1994年三陸はるか沖地震に対するエンベロープインバージョンの結果との整合は震度インバージョン法の有効性を示す上で大きな証拠となった。また1968年十勝沖地震で強震記録の位相情報から求められた震源との整合も妥当性を示す重要な証拠である。

さらに第二の方法は、近年ほとんどの大地震で行われている波形インバージョンなどによる断層面上のすべり分布との対応関係を調べることである。もとより短周期地震波がアスペリティとどのような関係にあるかは明確でないが、プレート境界地震のようにアスペ

リティの性格がある程度明らかな場合には、地震によらず何がしかの関係があると考えるのは自然である。

本稿でレビューした震度インバージョンの結果は、観測点分布の偏りによって影にならない範囲であれば、まず例外なく、アスペリティが存在すればその数だけ対応する短周期発生域が求められることを示している。またそれらのほとんどが破壊開始点の位置から考えて、アスペリティ破壊の終端部に中心があることが分かった。

震度インバージョン法が、震度データの性格上元来決めることができないものを決めようとしていたり、解のユニーク性に大きく欠けるような解析であったりすれば、このようにアスペリティとの普遍的な関連を見出すことはほぼ絶望的であったと考える。本稿でレビューした北海道から四国沖までの日本の太平洋沿岸沖で繰り返し発生した巨大地震に関する解析結果が、何より手法の妥当性を示す証拠であると確信している。

また、プレート境界地震に対して、アスペリティが保存するということと、アスペリティの破壊の終端部から短周期地震波が強く生成されるということを前提にすれば、歴史地震に対する震度データの解析から破壊伝播方向や、アスペリティの連動の有無などの情報を得ることができる可能性を示唆した点は、単に震源を決めるということに止まらず、震度インバージョン法が歴史地震の震源に関する研究に大きく貢献する可能性を示すものであると考える。

文献

- 相田勇, 1977, 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報, **52**, 71-101.
- Boore D.M. and J. Boatwright, 1984, Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 1615-1621.
- 中央防災会議, 2001, 東海地震に関する専門調査会(第7回)説明資料, 7pp. (内閣府中央防災会議ホームページ)
- Kamae K. and H. Kawabe, 2004, Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake ($M_{JMA}=8.0$) estimated by the empirical Green's function method, Earth Planets Space, **56**, 323-327.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長, 1991, 地震のスケール則に基づいた大地震の強震動予測, 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, **430**, 1-9.
- 神田克久・武村雅之, 2005, 震度データから検証する

- 宮城県沖で発生する被害地震の繰り返し, 地震 2, **58**, 177-198.
- 神田克久・武村雅之, 2006, 十勝沖地震の震度インバージョン解析, 月刊地球, 号外 No.55, 64-70.
- 神田克久・武村雅之, 2007, 震度データから推察される相模トラフ沿いの巨大地震の震源過程, 日本地震工学会論文集, **7**, 2(特集号), 68-79.
- 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫, 2003, 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, 地震 2, **56**, 39-58.
- 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫, 2004, 震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の短周期地震波発生域, 地震 2, **57**, 153-170.
- 神田克久・武村雅之・敦賀隆史, 2007a, 青森県東方沖の歴史地震の震度インバージョン解析, 日本建築学会大会学術講演梗概集, No.21179, 357-358.
- 神田克久・武村雅之・河野俊夫・海野徳仁・長谷川昭, 2007b, 1930年代に発生した M7 クラスの宮城県沖の地震の震度インバージョンの見直し, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, B32-01, 66.
- Kato, N., 2007, How frictional properties lead to either rupture-front focusing or cracklike behavior, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 2182-2189.
- 気象庁監修, 1996, 震度を知るー基礎知識とその活用, 株式会社ぎょうせい, 238pp.
- Murotani, T., 2007, Source process of the 1946 Nankai earthquake estimated from seismic waveforms and leveling data, Doctor Thesis of Tokyo Univ., 112pp.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子, 2001, 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究, 地震 2, **54**, 267-280.
- 長宗留男, 1969, 大地震生成の過程:1968年十勝沖地震および1963年エトロフ島沖の地震, 地震 2, **22**, 104-114.
- Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato and M. Ohtake, 1998, Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, **103**, B1, 855-867.
- Ohno, S., T. Ohta, T. Ikeura. and M. Takemura, 1993, Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, *Tectonophysics*, **218**, 69-81.
- Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Kono, T. Matsuzawa, S. Kita, and A. Hasegawa, 2005, The 2005 M7.2 Miyagi-oki earthquake, NE Japan: Possible re-rupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24302, doi: 10.1029/2005 GL024613.
- Pitarka, A., P. Somerville, Y. Fukushima, T. Uetake and K. Irikura, 2000, Simulation of near-fault strong-ground motion using hybrid Green's functions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 3, 566-586.
- 鷲谷威, 2003, GPS によるゆっくり地震の解析, *科学*, **73**, 1006-1011.
- 宍倉正展, 2003, 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル, *地震研究所彙報*, **78**, 245-254.
- 武村雅之・神田克久, 2006, 宮城県沖で2005年8月16日に起こった地震(M=7.2)の震度分布の特徴と短周期地震波発生域, 地震 2, **59**, 147-158.
- 武村雅之・神田克久, 2007, 南海トラフ沿いに発生する歴史的巨大地震の短周期地震波発生の特徴, 地震 2, **60**, 57-69.
- 武村雅之・神田克久・水谷浩之, 2007, 1968年十勝沖地震(M=7.9)と1994年三陸はるか沖地震(M=7.6)の震度から推定される短周期地震波発生域, 地震 2, **60**(印刷中).
- 武村雅之・小山順二, 1983, 低周波地震のスケールリングモデルー津波地震と中小規模低周波地震の関係, 地震 2, **36**, 323-336.
- 宇津徳治, 1982, 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表:1885-1980, *地震研究所彙報*, **57**, 401-463.
- Wald, J.W. and P.G. Somerville, 1995, Variable-slip rupture model of the Great 1923 Kanto, Japan earthquake: Geodetic and body-waveform analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 159-177.
- 山中佳子, 2005, 長周期地震動から見た2003年十勝沖地震の震源モデル, 月刊地球, 号外, No.49, 34-39.
- Yamanaka, K., and M. Kikuchi, 2004, Asperity map along seduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, **109**, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.