

内陸地殻内地震の相互比較 - 類似点と相違点 -

SIMILARITIES AND DIFFERENCES OF STRONG GROUND MOTIONS OBSERVED FROM RECENT CRUSTAL EARTHQUAKES

久田 嘉章*

Yoshiaki HISADA

The strong ground motions are investigated from recent crustal earthquakes, such as 2007 Niigata-ken-Chuetsu-oki, 2007 Notohanto-oki, and 2004 Niigtaken-Chuuetsu earthquakes, and pointed out that the ground motions exceeded the 100 cm/s level of response spectra in the cases of the directivity pulses from buried faults and the fling steps from surface faults.

1 はじめに

近年、2007年能登半島沖地震や2007年新潟県中越沖地震など、これまであまり地震が想定されていなかった地域において立て続けに中規模な地殻内の伏在断層による地震が生じた。これらの地震は「震源を事前に特定しにくい地震(注1)」であり、その際に観測された震源近傍の地震動の多くは、告示レベルを凌駕していたことでも注目された。「震源を事前に特定できない地震(注1)」に関しては、これまで観測地震波や解析によって震源近傍の強震動が調べられているが、図1に示すように硬質地盤では告示レベル程度(約100 cm/s)以下であると報告されている^{1),2)}。但し、そこで用いられた強震記録の多くは地震規模がM6.5程度以下と小さく、また震源のごく近傍で得られた記録も少ないものであった。

本報告では、まず近年明らかになった震源近傍の強震動特性を簡単に説明し、次に近年発生した内陸地殻内地震とその震源近傍の強震動特性を相互比較する。特に特性化震源モデルによる理論計算との比較などから、どのような条件で「震源を事前に特定しにくい地震」が告示レベルを凌駕するのか調べる。

2 震源近傍の地震動特性

まず近年明らかとなった震源近傍に特徴的な3つの地震動特性を紹介する。(例えば文献³⁾)

2.1 フリングステップ

地震規模が大きく、地表に断層が出現する場合、地表断層のごく近傍では断層のすべり方向にステップ関数状の永久変位を生じるフリングステップ(Fling Step)と呼ばれる長周期地震動が観測される。これらの地震の殆どは「震源を事前に特定できる地震」であるが、非常に特徴的な地震動・被害の特性を示す。代表例として、横ずれ断層では1992年Landers地震において地表断層のごく近傍で観測されたLucerne観測点の記録である。断層すべり方向(断層平行方向: Fault Parallel)に約5秒間で2mのステップ関数状の変位が観測されている⁴⁾。逆断層の代表例は1999年台湾・集集地震において地表断層のほぼ直上の上盤側で観測された石岡観測点の波形である。断層すべり方向(断層直交方向: Fault Normal)に約5秒間で10mのステップ関数状の変位が観測されている³⁾。図2の応答スペクトルに示すように、どちらの記録も周期2秒程度以下の短周期では告示レベルよりも小さいが、長周期では告示レベルを凌駕している。フリングステップは理論的には地表断層のすべり関数とグリーン関数の静的項の積であり、断層からの距離の2乗

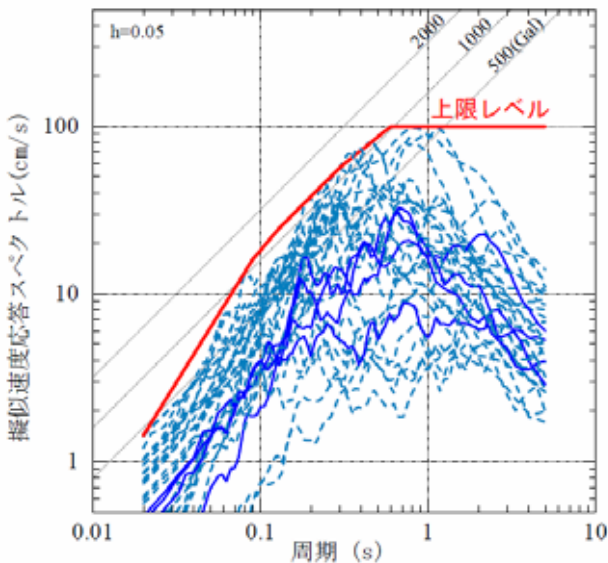


図1 震源を事前に特定できない地震の上限レベル¹⁾

に逆比例して急激に振幅は減衰する⁵⁾。写真1に示すように台湾における地表断層近傍の被害調査でも、生じた被害は断層変位に起因する被害であり、短周期地震動による被害は殆ど認められなかった⁶⁾。地表断層近傍では大変形と長周期地震動に対する対策が重要である。

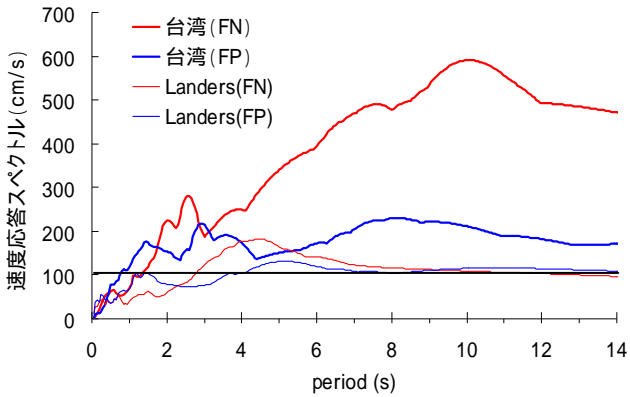


図2 集集地震・石岡波および Landers 地震・Lucerne 波の速度応答スペクトル (h=5%)



写真1 集集地震における地表断層直上による建物被害

2.2 ランダム波と指向性パルス

破壊フロントが断層面を移動する効果により、震源近傍ではランダム波や指向性パルス (Directivity Pulse) が観測される⁷⁾。これらは地表断層・地中断層を問わず現れる。図3に示すように最も単純なケースとして、右横ずれ断層を上から眺め、その近傍の観測点での地震動を考える。図に示すように破壊フロントが左から右に伝播すると、ダブルカップル震源も左から右に移動する。はじめに断層面のほぼ中間に位置する観測点2における断層面直交成分の地震動を考えると、破壊フロントが左側から観測点に近づいてくる場合、ダブルカップル震源の上向きの加力成分 (図で A と表示) により観測される地震動 (変位) も上向きに振動する。さらに破壊フロントが移動し、観測点2を通り過ぎた瞬間に、今度はダブルカップル震源の下向きの成分 (B と表示) により観測される地震動も下向きに振動する。従って観測点2で観測される変位波形の断層直交成分は上 (A) から下 (B)

に振動するパルス形状の変位波形となる。一方、破壊フロントが近づく観測点3では、破壊伝播速度と地震動の伝播速度がほぼ等しいため、短時間に A+B の振動が生じ、振幅の大きなパルス波となる。すなわち波動が短時間かつ同位相 (コヒーレント) に重なり合うことによって、断層直交方向に大振幅のパルス波 (指向性パルス) が現れる。それに対し、破壊フロントが遠ざかる観測点1では、継続時間が長く、振幅が小さな波形となる。実際には波形のコヒーレント性は崩れ、一般にランダム波 (Random Wave) として観測される。

一方、逆断層の場合、図4 (左) に示すように高角な傾斜角で破壊伝播が下から上に向かうとき、断層面の延長と地表面との交線に向かって指向性パルスが生じ、断層面直交方向に卓越する。実際には地盤は地表ほど軟弱となるため、スネルの法則によって波動に地表に向かって立ち上がる。従って指向性パルスは、断層面の延長と地表面との交線よりも震央側でより現れやすくなる。逆に震央近くや交線の外側ではパルスは生成しにくく、通常はランダム波に近くなる。一方、図4 (右) に示すように低角逆断層では指向性パルスは生成しにくくなる。

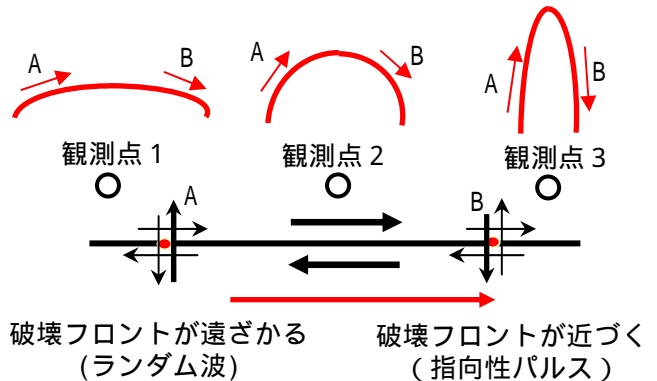


図3 ランダム波と指向性パルス波の発生 (断層直交成分を考慮。右横ずれ断層を上から見た図であり、破壊伝播は左から右に向かう)

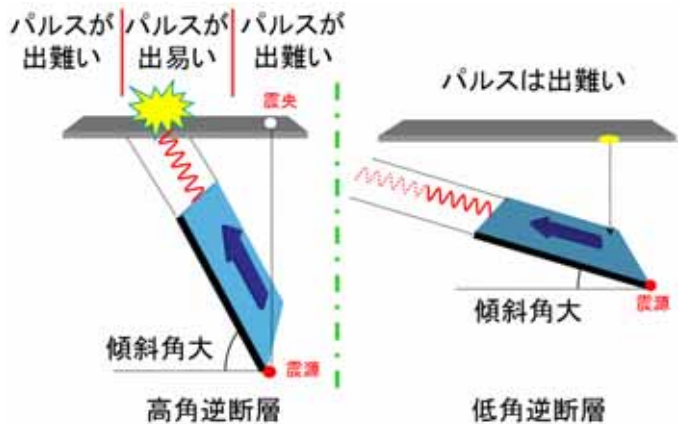
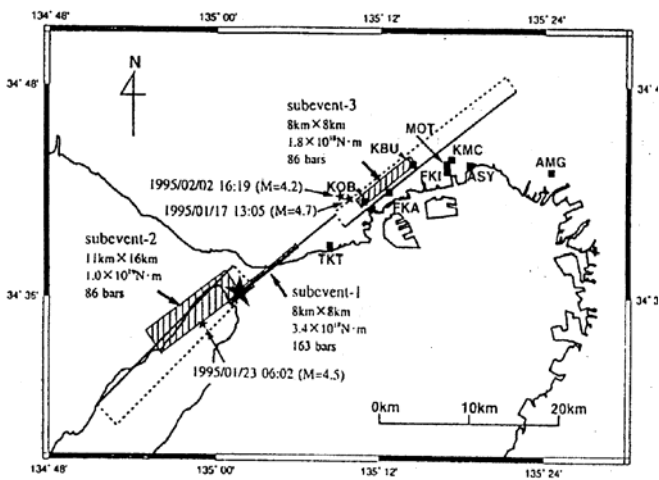


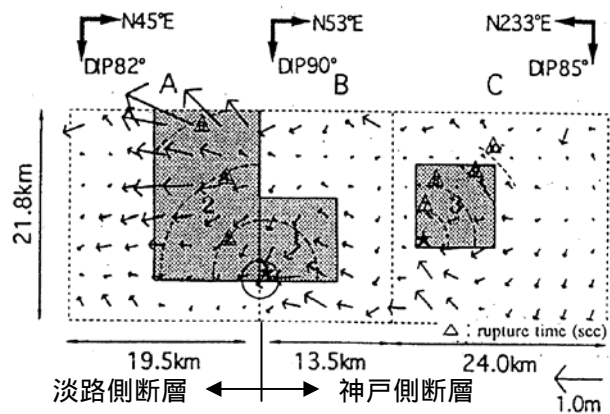
図4 逆断層と指向性パルスの発生しやすい条件

最も著名な震源近傍で観測されたランダム波は 1940 年 Imperial Valley 地震のエルセントロ波である。告示波と同等レベルであり、建物への破壊力は特に大きくはない。一方、指向性パルスが顕著に観測された例は図 5 に示すように 1995 年兵庫県南部地震の神戸市である。神戸市では周期 1 秒程度に卓越するパルス波を生成し、弱い建物を断層直交方向(北北西-南南東)になぎ倒すように破壊した⁸⁾。この地震で明らかとなったのは、指向性パルスは断層面上から一様に生じるのではなく、アスペリティー(Asperity: 断層面上で強い地震動を生成する場所)から生じたことである⁹⁾。この地震のアスペリティーをモデル化した例として、図 4 (a)は神戸大学(KBU)の 2 つのパルス波を良く説明するモデルである⁹⁾。

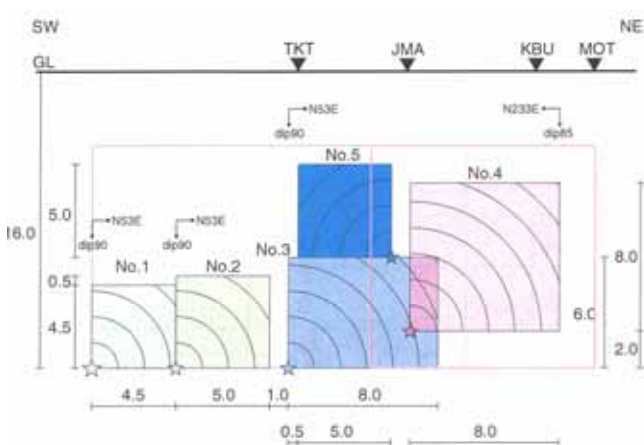
一方、神戸市で観測された全ての強震観測記録に現れるパルス波を説明するため、図 4 (c)では多くのアスペリティーを分布させたモデルとなっている¹⁰⁾。例えば、鷹取(TKT)に見られる後続のパルス波を説明するために No.5 のアスペリティーでは鷹取に向かうように破壊伝播を与えている。図 4 (d)はモデル(c)のアスペリティーモデルと、平行成層地盤を用いて波数積分法¹¹⁾によって、神戸气象台(JMA) 本山(MOT) 鷹取(TKT)で観測された速度波形を再現した例である(断層直交成分)。いずれの波形も非常に良く再現されている。この地震で明らかを契機として、アスペリティーによる強震動を効果的にモデル化する方法として特性化震源モデルが提案された¹²⁾。



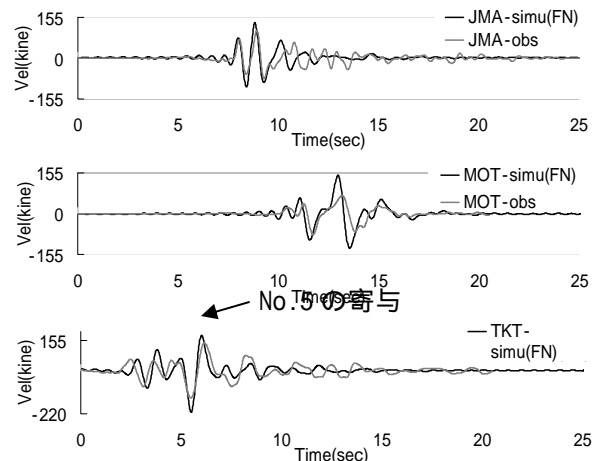
(a) 兵庫県南部地震の震源と断層モデル⁹⁾



(b) アスペリティーモデル例⁹⁾



(c) アスペリティーモデル例(神戸側断層¹⁰⁾)



(d) モデル(C)による再現波形例(断層直交成分)

図 5 兵庫県南部地震の震源断層モデルと再現波形と観測波形の比較の例

3 震源を事前に特定しにくい地殻内地震による震源近傍の強震動の比較

震源を事前に特定しにくい地殻内地震として、1994年ノースリッジ地震 (Mw6.9)、2007年新潟県中越沖地震 (Mw6.6)、2007年能登半島沖地震 (Mw6.7)、2004年新潟県中越地震 (Mw6.5) を採り上げ、指向性パルスの発生の有無や告示レベルとの比較などの検討を行う。いずれも伏在型の逆断層による地震である。

3.1 1994年ノースリッジ地震 (Mw6.9, M_L 7.1)

断層震源の近傍で最も高密度な強震記録が得られ、かつ詳細な震源過程と地盤構造が調べられている1994年ノースリッジ地震を対象に、震源近傍の強震動特性を調べる。図6に1994年ノースリッジ地震の断層震源モデル¹³⁾の位置と強震観測点と、A-A線の断面図を示す。図中、白抜きエリアが岩盤で、その他が堆積層サイトである。

この地震の震源断層は傾斜角40度という高角で上盤が南西から北東に向かってすべり上がる逆断層である。図中の震央(星印)より破壊は断層面を北に向かって伝播するため、北側の観測点では指向性パルスによる破壊力ある強震動が、一方、南側や震源の直上の観測点では破壊力はあまり強くないランダム波が観測されている。図6(右)に示すように震源から断層面の上方に15度を取り、断層面の延長上とで囲まれた領域を仮に指向性パルスが生じやすい領域(Forward) それよりも南側の領域をパルスが生じにくい領域(Backward)とする。

図7と図8に、このForward領域とBackward領域における速度波形と速度応答スペクトルを示す。Forward領域のFN(断層直交)成分には100~200kine近い振幅の明瞭な指向性パルスが観測され、対応する応答スペクトルも100kineレベルを凌駕している。一方、FP(断層平行)成分やBackward領域での波形は、ランダム波に近く、Forward領域のFN成分に比べ応答スペクトルのレベルもはるかに小さく、おおむね100kineレベル以下である。

次に特性化震源モデルを用いて観測波形の再現を試みる¹⁴⁾。断層面は震源逆解析(Wald Model¹³⁾)で得られた結果を参考に14x14の小断層に分割し、図6に示すように震源断層はすべりの大きな領域であるA1とA2の2つのアスペリティーと、その他の背景領域で構成する(アスペリティーの合計面積は全断層面積の0.21倍)。各アスペリティーと背景領域のすべり量とすべり角は、それぞれ該当する領域で得られたすべり分布¹³⁾の平均値とする(A1で1.08mと116°, A2で1.46mと111°, 背景領域で0.55mと102°)。さらに小断層のすべり関数も各該当領域で共通とし、すべり速度の関数形状はWaldモデルと同じで、継続時間0.6秒の3つの三角形関数を0.4秒の等間隔の重ね合わせで構成する。その際、すべり量の比は擬似動的すべりモデルを参考に0.7, 0.2, 0.1とする。破壊伝播速度は $V_r = 3 \text{ km/s}$ で一定とする場合と、震源破壊過程に複雑さを導入するため、破壊開始時間の分布にランダムなバラツキを導入する場合の2通りでモデ

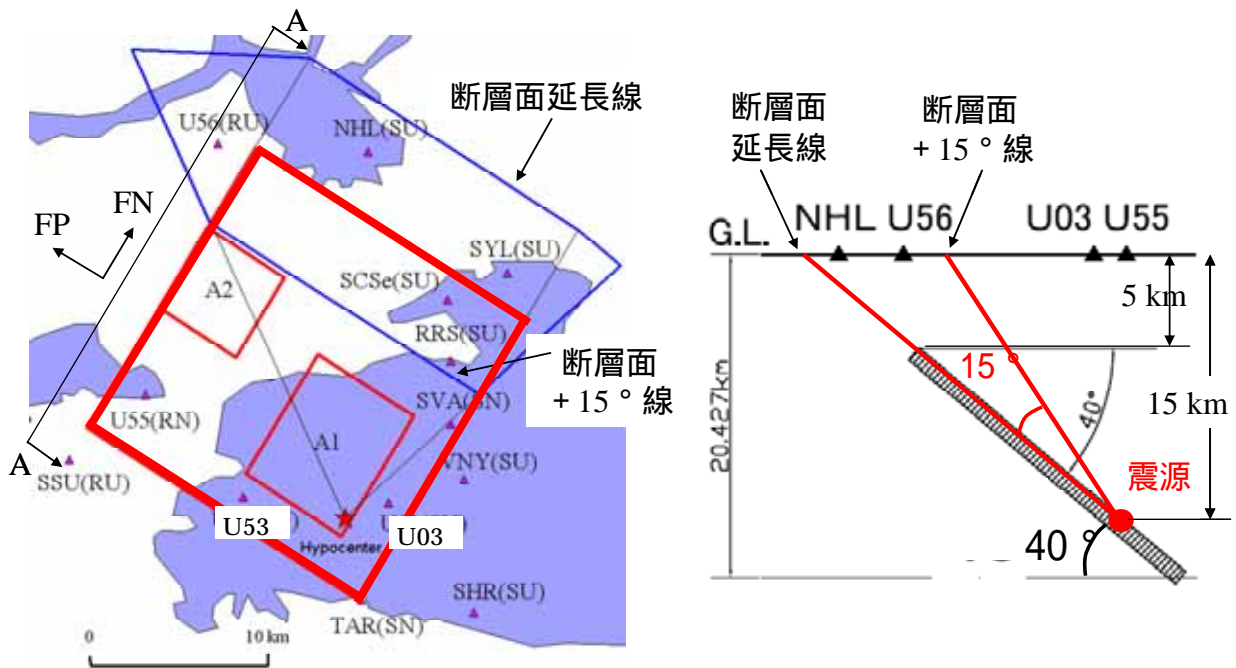


図6 1994年Northridge地震の震源・震源断層・観測点¹³⁾(左)とA-A断面図(左)

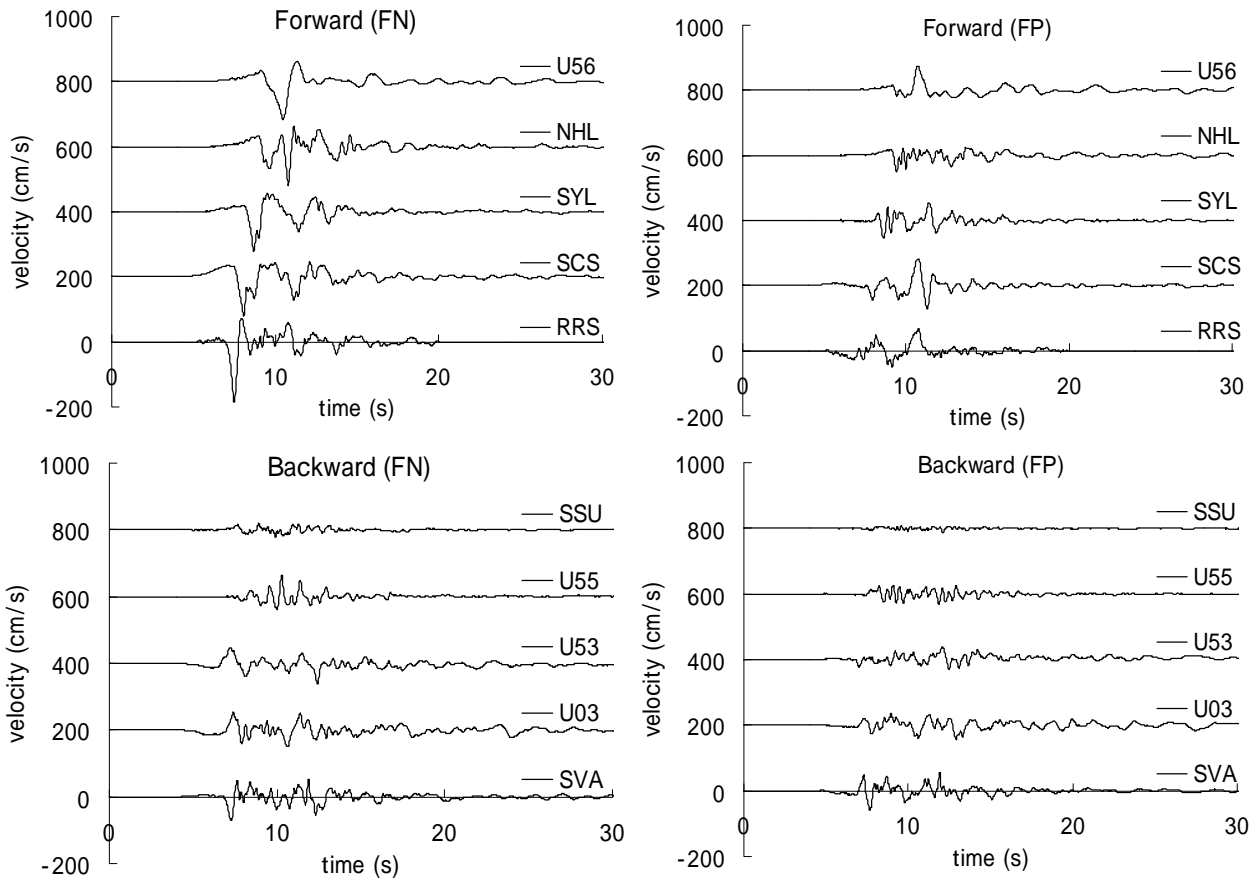


図7 Northridge地震で観測された速度波形（右：断層直交成分、左：断層平行成分；
 図のForwardは図6の断層面延長線と断層面+15度線に囲まれた領域、Backwardはその他）

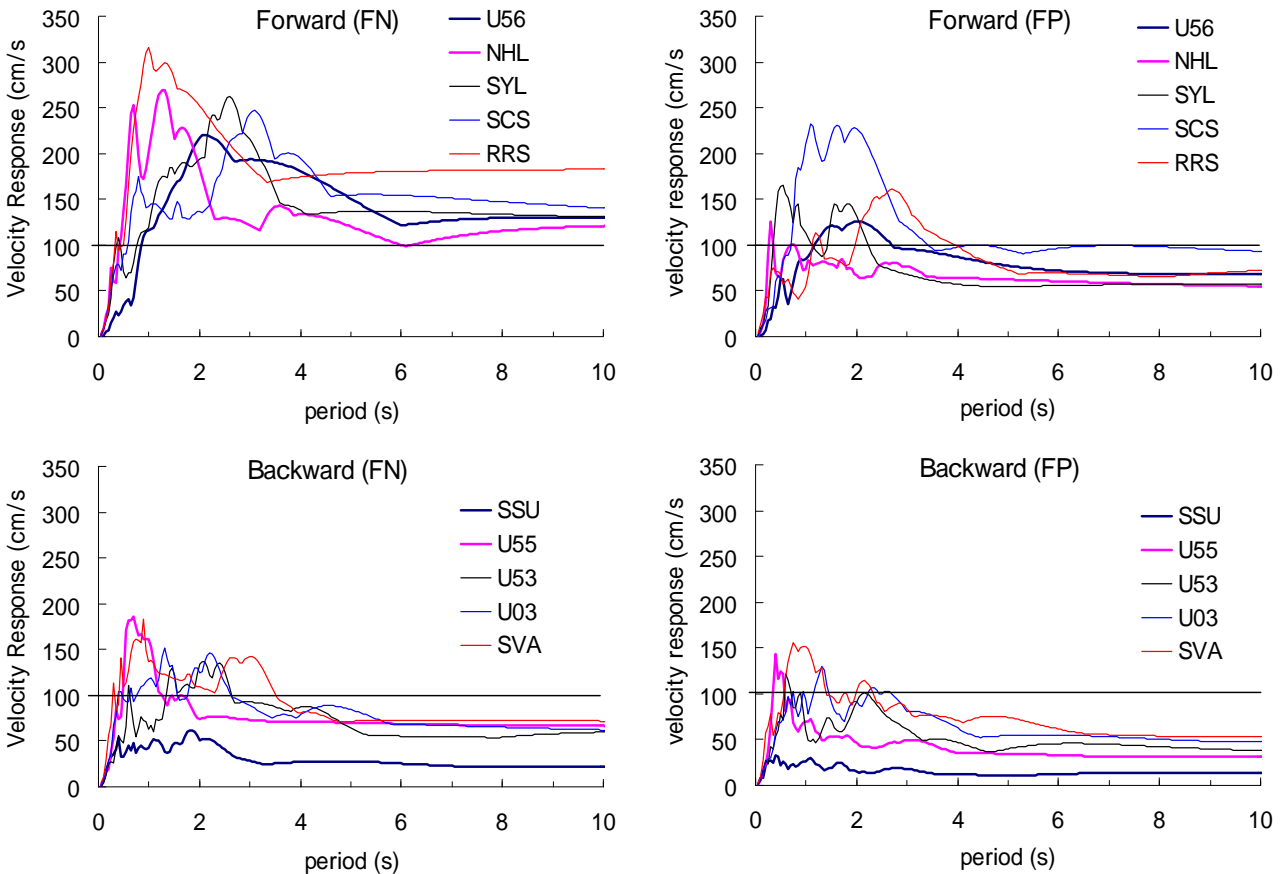
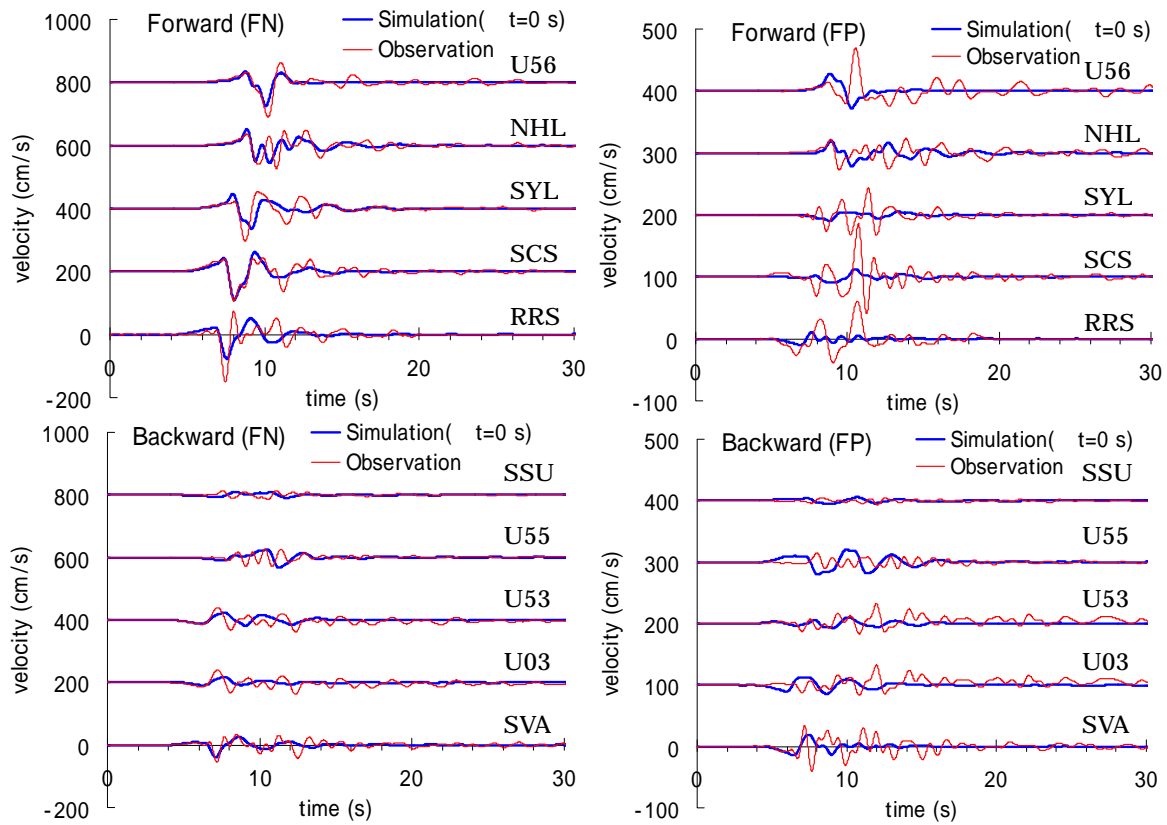
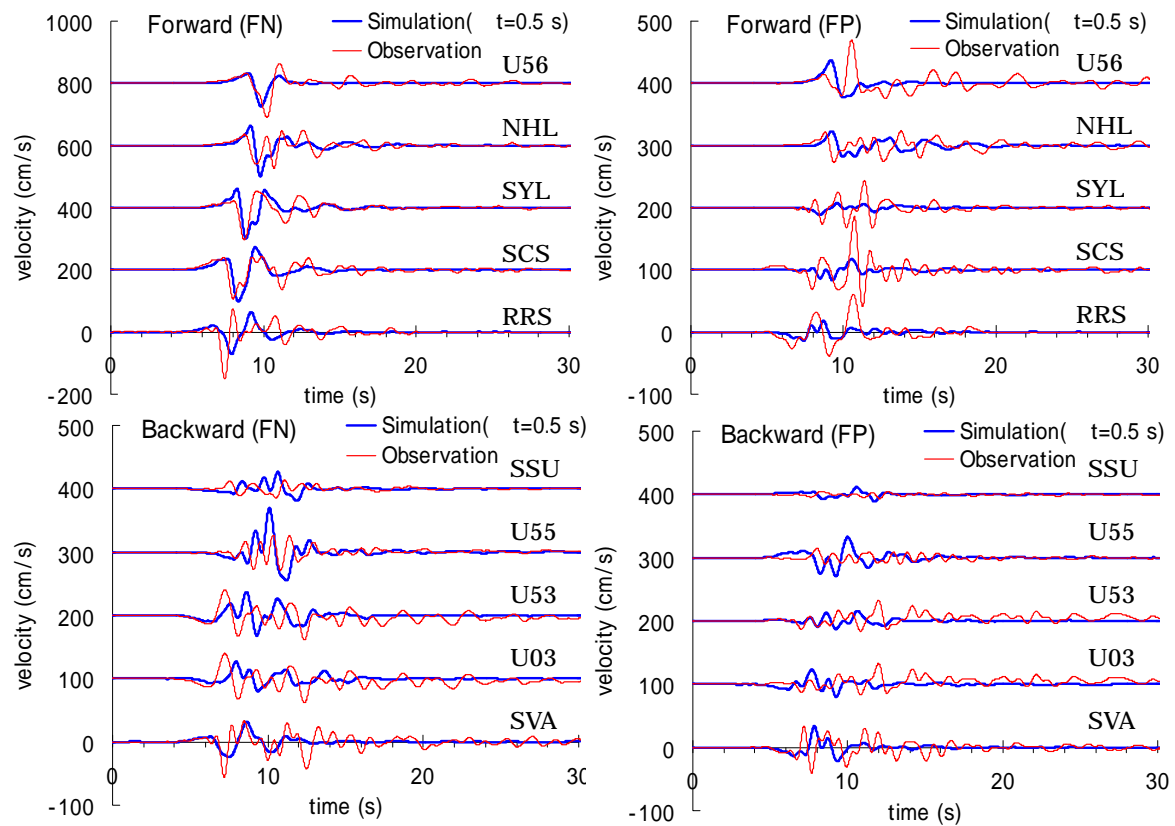


図8 Northridge地震で観測された波形の速度応答スペクトル（ $h=5\%$ ）



(a) 一定の破壊伝播速度を仮定した場合



(b) 小断層にランダムな破壊開始時間の遅れを導入した場合

図9 2つのアスペリティー（図6のA1、A2）と背景領域に単純化したモデルによる強震動計算波形（太線）と観測波形（細線）の比較（周期は0.64秒以上）

ル化する。バラツキの導入は、小断層の破壊開始時刻として破壊伝播速度 ($V_r = 3.2 \text{ km/s}$) から得られる破壊開始時間 (r/V_r) に加え、平均値 0、標準偏差を 0.5 秒する正規分布のランダム時間を発生させ、その絶対値の遅れ時間を導入した。

図 9 に周期 0.64 秒以上でバンドパスを通した計算波形と観測波形の比較を示す。計算では堆積層サイトと岩盤サイトで 2 種類の平行成層地盤¹³⁾を仮定し、波数積分法を用いた¹¹⁾。図よりいずれのモデルでも、Forward 領域の FN 成分に見られる指向性パルスは良く再現されている (この成分のみ他より、2 倍の振幅になっていることに注意されたい)。例えば U56 では A1 と A2 のパルスが重なっているに対し、NHL では二つに分かれ、SCS 以下では A1 のアスペリティーによる指向性パルスのみが現れている。一方、Forward 領域の FP 成分 (特に SCS など) の再現性はあまり良くなく、計算波形は過小評価となっている。断層面を平面とし、アスペリティー内ではすべ

て同じすべり関数とすべり角を仮定したが、現実にはより複雑なモデル化の必要性を示唆している。一方、図 9 (a) ではランダム波の卓越する Backward 領域では一定の破壊伝播速度を仮定した場合、計算波形は単純すぎ、再現性は良くない。それに対し図 9 (b) にある小断層にランダムな破壊開始時間の遅れを導入した場合、計算波形にランダム性が現れ、再現性が改善されている¹⁴⁾。Backward 領域での特性化震源モデルの適用には特に注意を要する。

3.2 2007 年新潟県中越沖地震 (Mw6.6、 $M_{\text{JMA}}6.8$)

2007 年新潟県中越沖地震の震源モデルには北西傾斜モデルと南東傾斜モデルが提案されているが、観測された指向性パルスを説明するには北西傾斜モデルが有力である^{15),16)}。ここでは北西傾斜モデルを前提に提案されたアスペリティーモデル¹⁶⁾をもとに、観測された強震動記録の特性や特性化震源モデルによる再現を試みる。

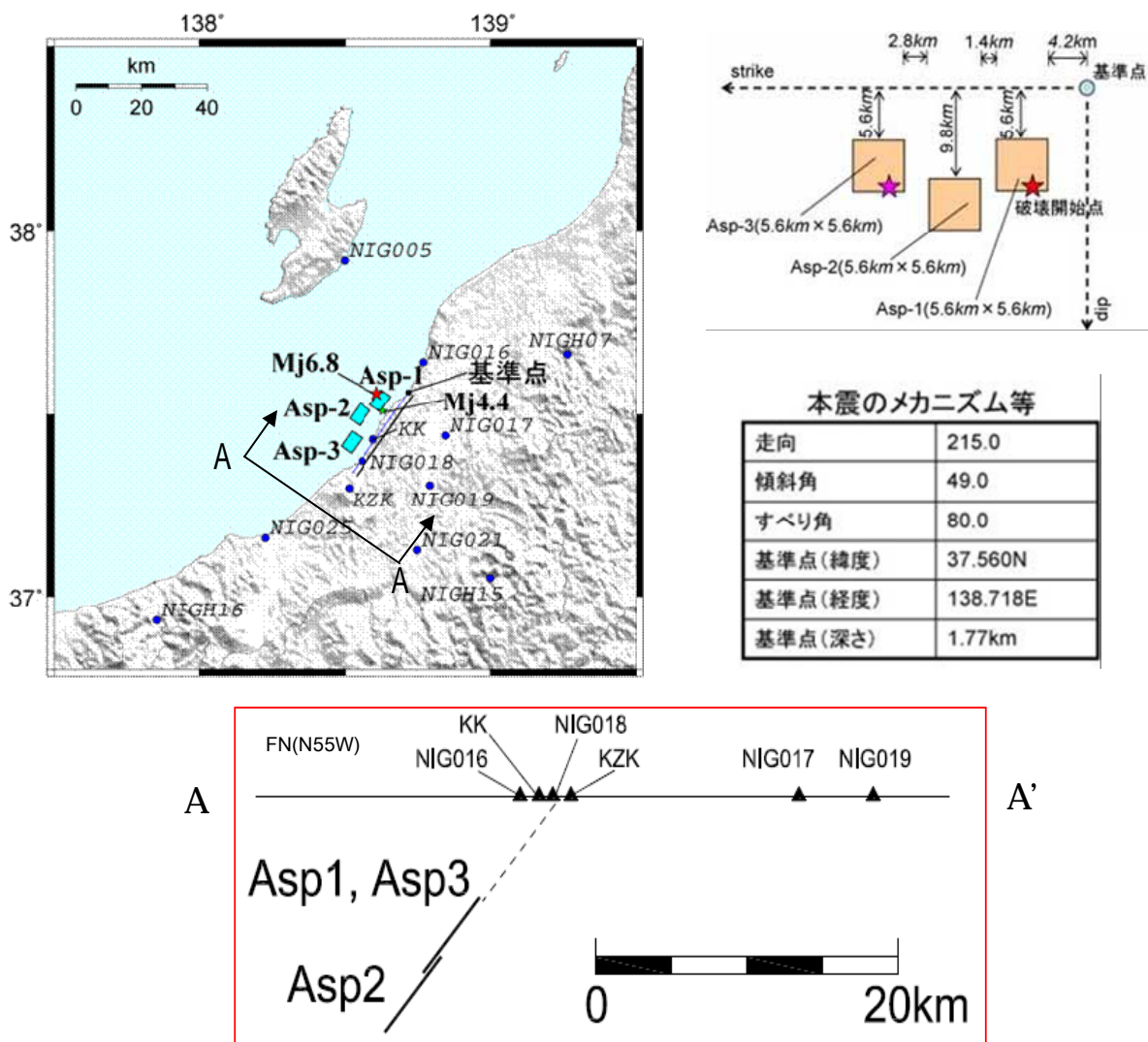


図 10 北西傾斜による 2007 年新潟県中越沖地震のアスペリティー分布モデル¹⁶⁾と A-A' 断面図

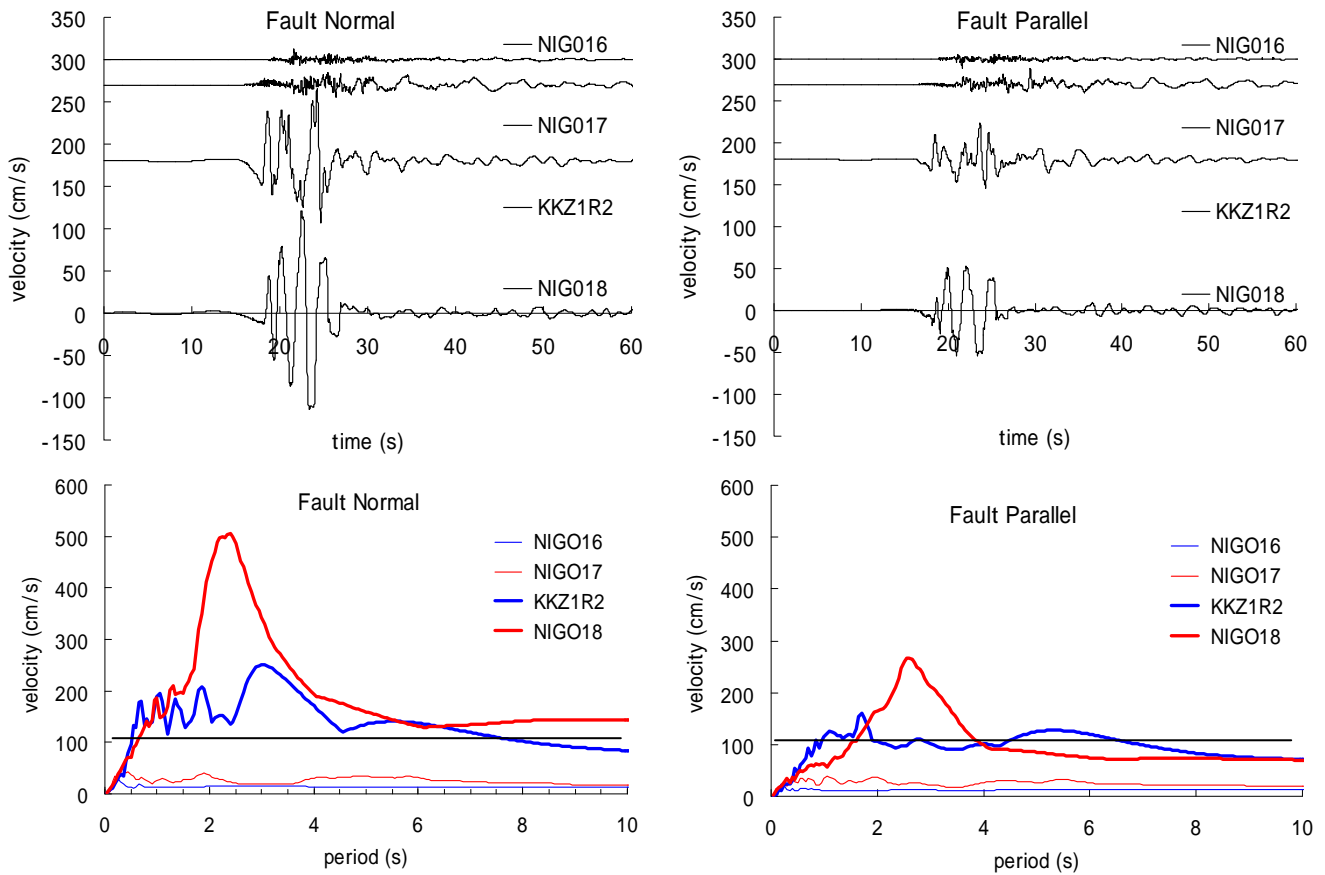


図 11 2007 年新潟県中越沖地震で観測された震源近傍の速度波形（上）と速度応答スペクトル（下）

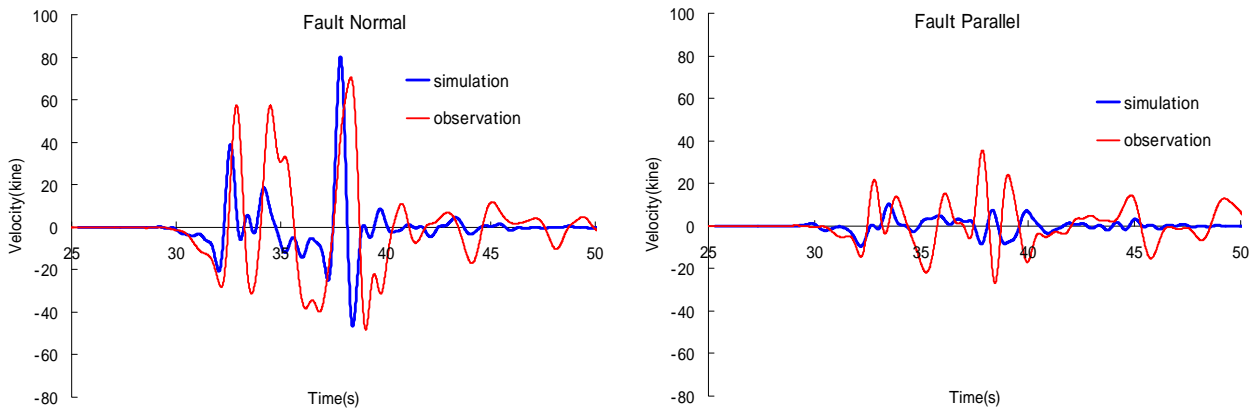


図 12 3つのアスペリティーで合成した計算波形と観測波形の比較（柏崎原発1号機地下5階）

図 10 は北西傾斜断層モデルによる3つのアスペリティー分布モデル¹⁶⁾と、A-A線の断面図、および強震観測点の位置である。震源は断層面の北東の断層面の下端部近くにあり、破壊は南東方向かつ上向きに伝播している。断面図から分かるように上盤側に位置する柏崎原発（KK）とK-Net 柏崎（NIG018）は指向性パルスが最も現れやすいサイトである。

図 11 は震源近傍の強震観測記録の速度波形と応

答スペクトルを示す。破壊伝播が遠ざかるNIG016や下盤側であるNIG018は振幅の小さなランダム波であるが、KKZ1R2（柏崎原発1号機地下5階）とNIG018では明瞭な指向性パルスが断層直交方向（FN）に現れ、応答スペクトルも100kineレベルを凌駕している。なおNIG018では断層平行方向にも大きな波形となっているが、これは表層地盤の非線形（剛性低下）の影響と考えられる¹⁶⁾。

次に図 10 で与えられる3つのアスペリティーによる

特性震源モデル¹⁶⁾から波形を理論的に計算し、観測波形の再現を試みる。図10に示されるようにアスペリティー1と2の破壊開始点は震源とするが、アスペリティー3の破壊開始点は破壊伝播がKKサイトに向かうようにアスペリティーの下端部としている。各アスペリティーは4×4の小断層で分割し、すべり関数は先のNorthridge地震と同じ関数形を用いた。地盤は平行成層を仮定し、波数積分法で0.64秒まで理論的に計算した。

図12にKKZ1R2における計算波形と観測波形の比較を示す。アスペリティー2からの指向性パルスはやや小さく評価されているが、アスペリティー1と3のパルスは良く再現されている。従って、KKサイトで観測された告示レベルを凌駕する強震動は、指向性パルスによるものと考えられる。

3.3 2007年能登半島沖地震 (Mw6.7、M_{JMA}6.9)

図13は2007年能登半島沖地震の震源断層モデルと観測点位置、およびアスペリティー分布モデルを示す^{17),18)}。この断層は南東傾斜であり、かつ震源は断層中ほどに位置する。従って図にあるK-Net観測点のISK003(輪島)、ISK005(穴水)、ISK006(富来)は、いずれも破壊フロントの進行方向ではなく、指向性パルスを生じやすい位置にはない。

図14に3観測点の速度波形と速度応答スペクトルを示すが、ISK005を除いて100kineレベル以下である。ISK005の表層は軟弱地盤であり、地盤非線形が生じたことが報告されている^{17),18),19)}。また観測された強震動レベルにもFNとFP成分で大きな差異は見られず、この観測点の大きな強震動は軟弱地盤に起因すると考えられる。

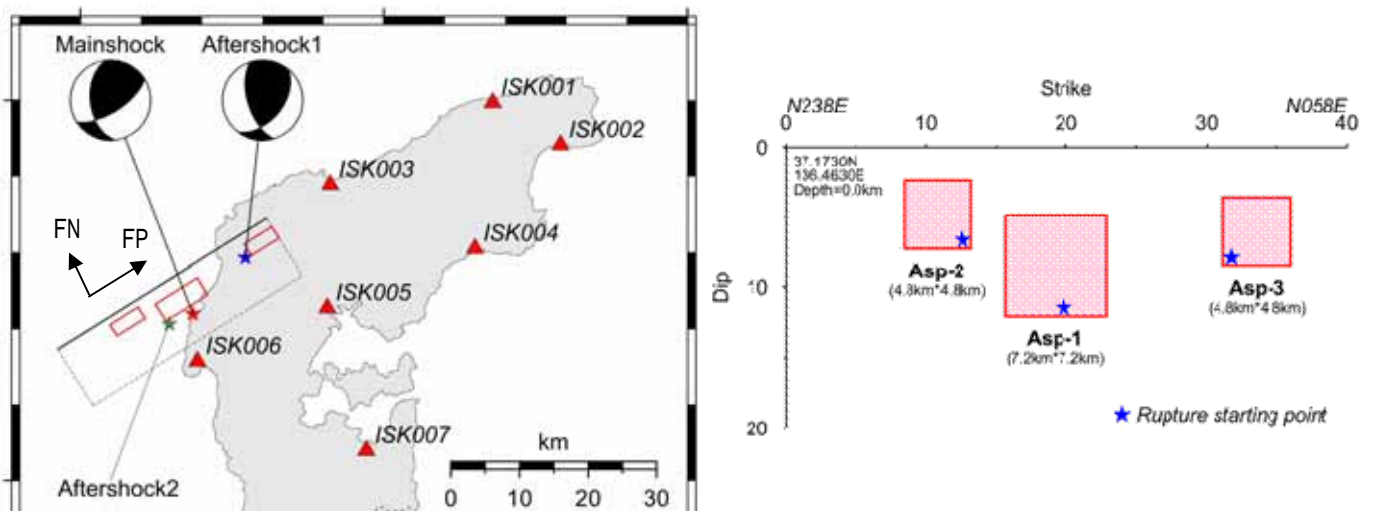


図13 2007年能登半島沖地震の震源モデル(アスペリティー分布)と強震観測点¹⁷⁾

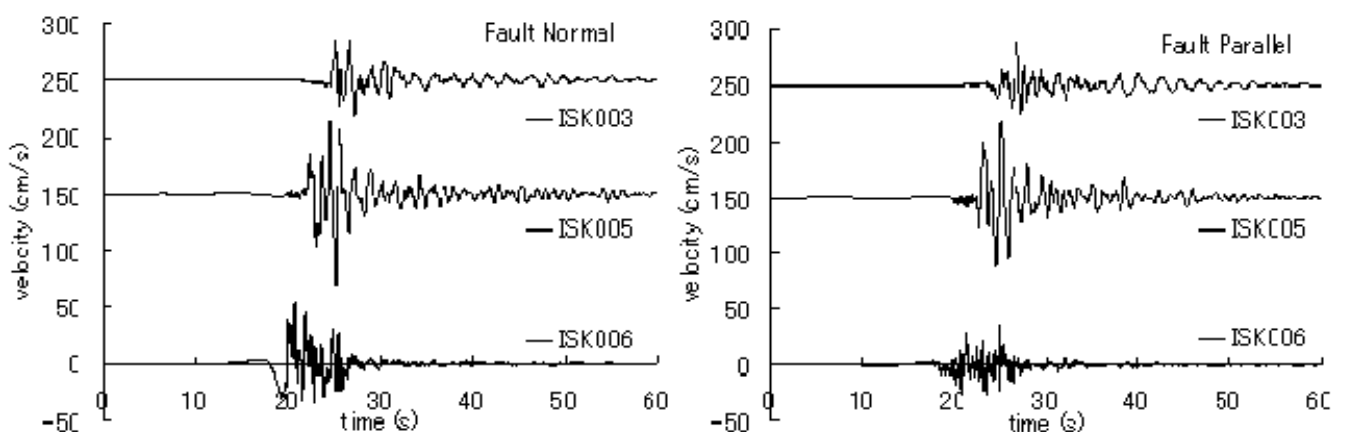


図14(a) 2007年能登半島沖地震で観測された震源近傍の速度波形

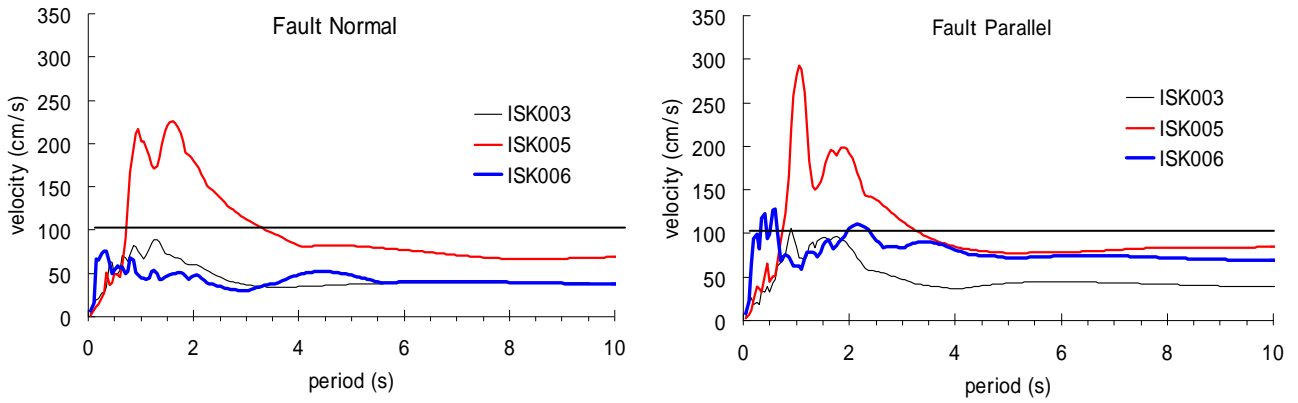


図 14(b) 2007 年能登半島沖地震で観測された震源近傍の速度応答スペクトル (つづき)

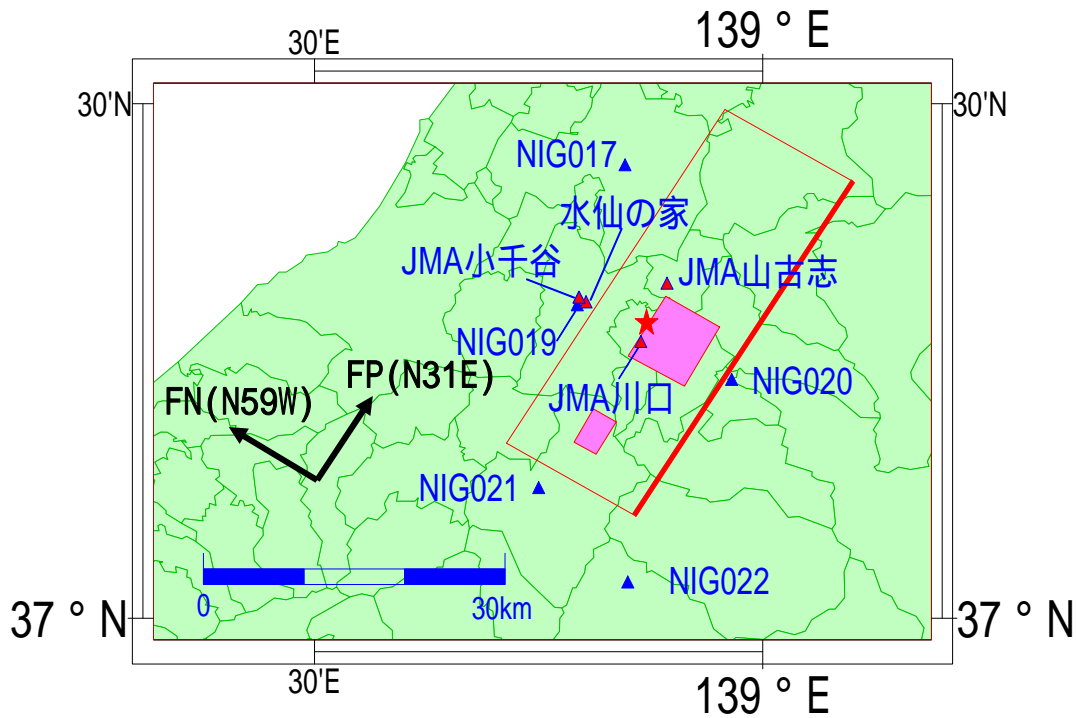


図 15 2004 年新潟県中越地震の震源モデル (アスペリティー分布²⁰⁾) と強震観測点

3.4 2004 年新潟県中越地震 (Mw6.5、 M_{JMA} 6.8)

図 15 は 2004 年新潟県中越地震の震源断層モデル、アスペリティー分布モデル²⁰⁾、および観測点位置を示す。この断層は南東傾斜であり、傾斜角が 52° と非常に高角である。南東側の断層線はほぼ地表近くであるため、観測点 NIG020 と NIG022 は下盤側と考えられる。JMA 観測点の山古志と川口は震央近くであり、NIG021 は断層面外、NIG017、NIG019、JMA 小千谷、水仙の家はすべて破壊伝播が遠ざかる backward 領域である。

図 16 に観測された速度波形を、図 17 に速度応答スペクトルを示す。小千谷での 3 箇所での波形は地盤非線形の影響が最も小さいと思われる水仙の家 (免震建物) の基礎で観測された波形をプロットした。図より山古志、

川口、および水仙の家を除き、全てランダム波に近い性状であり、応答スペクトルも 100 kine 程度以下である。一方、図 15 に見られるように、山古志と川口は震央に近く、水仙の家は明らかに backward 領域であり、通常は指向性パルスが発生する領域ではない。これらの観測点で非常に大きな強震動が観測された原因は不明であるが、この震源断層が非常に傾斜角の大きな逆断層であり、指向性パルスがほぼ鉛直真上に近い角度で上昇したこと、さらに断層面の北西側に堆積盆地 (新潟平野) が存在すること、などが影響したのかもしれない。

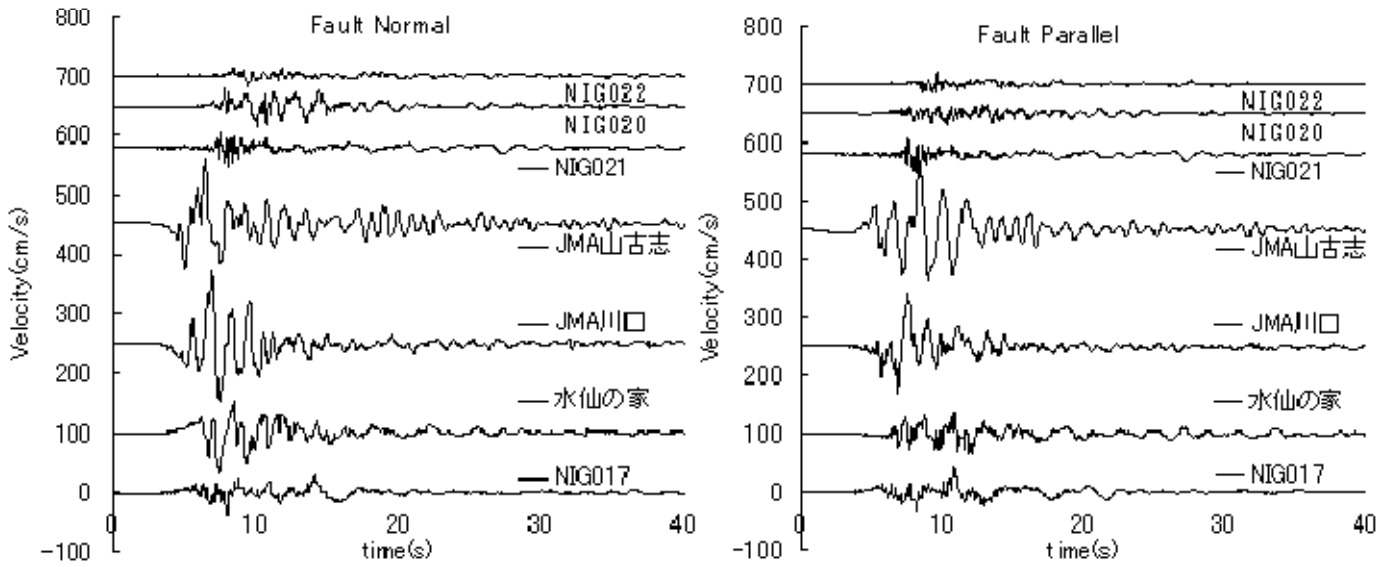


図 16 2004 年新潟県中越地震で観測された速度波形

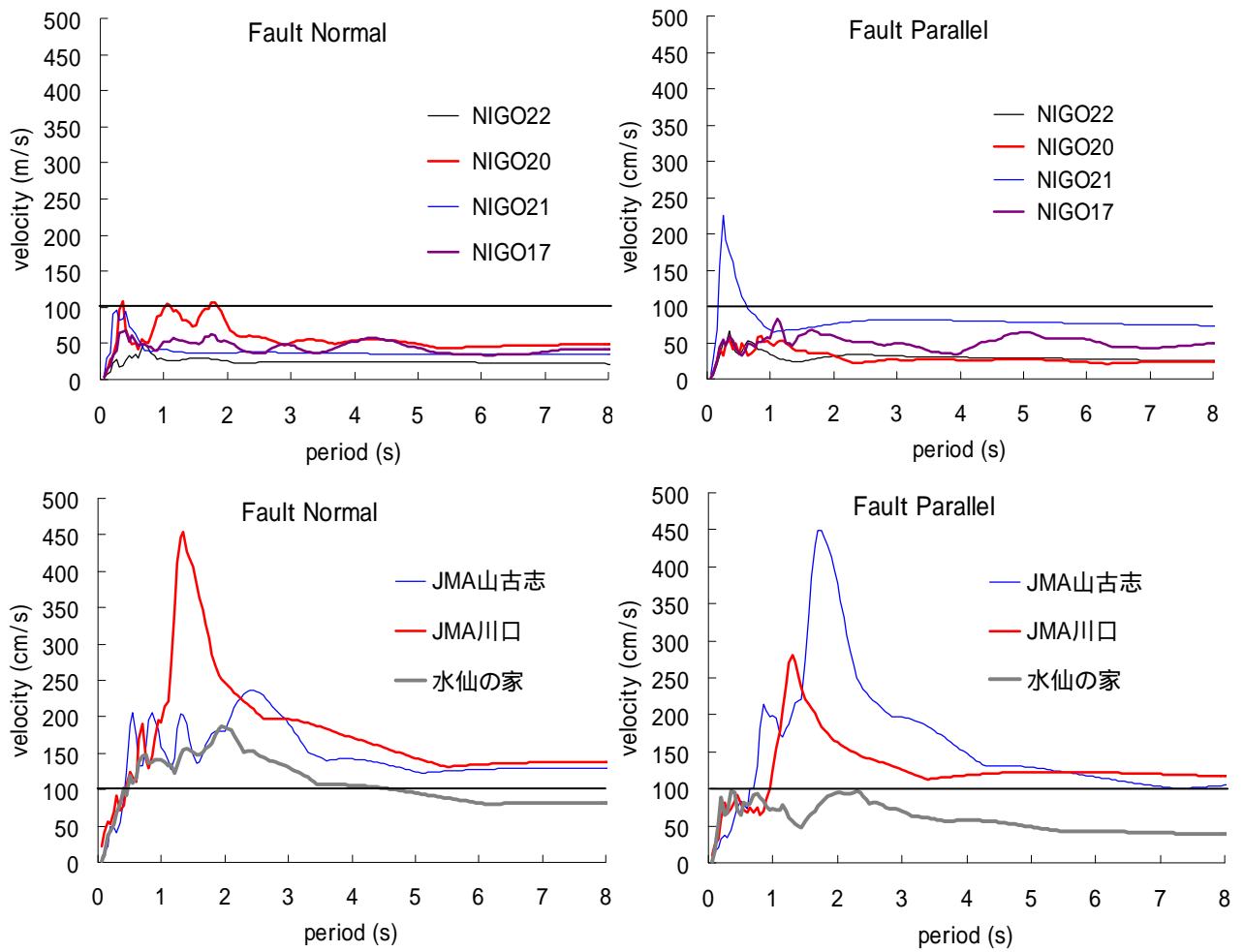


図 17 2004 年新潟県中越地震で観測された波形の速度応答スペクトル ($h=0.05$)

4 おわりに

本報告では、まず震源近傍の強震動特性であるフリングステップ、指向性パルス、ランダム波の成因と実例を紹介し、フリングステップと指向性パルスが現れる場合、告示レベルである100 kine程度の応答スペクトルを凌駕する可能性が高いことを説明した。次に、近年発生した「震源を特定しにくい地震」である内陸地殻内地震（伏在型逆断層の地震）とその震源近傍の強震動特性を観測記録、および特性化震源モデルなどを用いて調べた。その結果、破壊伝播が近づき（forward領域）指向性パルスが現れる震源近傍の観測点では100 kine程度のスペクトルレベルを凌駕すること、逆に破壊伝播が離れ（backward領域）ランダム波に近くなる領域では軟弱地盤や堆積盆地の観測点を除き、100 kine程度以下のスペクトルレベルとなること、を確認した。また特性化震源モデルを用いた場合、forward領域での指向性パルスの計算には優れているものの、アスペリティー内で単純な破壊過程を仮定すると、特にbackward領域での波形がなめやかになり、過小評価になる場合があることを指摘した。

注1

文献¹⁾によると「震源を事前に特定できない地震」とは、既存の活断層図等の文献による調査、空中写真判読によるリニアメント調査、現地における地表踏査等の詳細な地質学的調査によっても、震源位置と地震規模を前もって特定できない地震であり、これに該当する地震としてM5.6~6.6の9つの例を挙げている。一方、活断層などの位置や規模が事前に公表されていない場合、一般の建築を設計する際、地殻内地震の伏在断層を事前に特定することは事実上不可能であると考えられる。従って、ここで紹介する伏在断層による地殻内地震（M6.8程度以下）は全て「震源を事前に特定しにくい地震」として扱う。

謝辞

本報告では使用した震源モデル（中越沖地震、能登半島沖地震、中越地震）のデータは釜江克宏氏（京都大学）および池田隆明氏（飛鳥建設）に提供して頂きました。また防災科学技術研究所、PEER(Pacific Earthquake Research Center)、気象庁、台湾中央气象台、東京電力株式会社、三菱地所設計の強震観測データを使用させて頂きました。最後に強震記録の処理、強震動計算の一部は工学院大学の田中良一君に作成して頂きました。

参考文献

1) 加藤研一、宮腰勝義、武村雅之、井上大榮、上田圭一、壇一男、震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル - 地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に

- 基づく上限レベルの検討 -、日本地震工学会論文集 第4巻、第4号、p46-86、2004
- 2) 独立行政法人 原子力安全基盤機構、震源を特定しにくい地震による地震動の検討に関する報告書（平成16年度）、JNES/SAE05-004、05 解部報-0004、2005
- 3) 久田嘉章：震源近傍の強震動 - 改正基準法の設計用入力地震動は妥当か？ -、第29回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、pp99-110、2001
- 4) Hisada, Y, and J. Bielak, Effects of Sedimentary Layers on Directivity Pulse and Fling Step, Proc. of the 13th World Conference on Earthq. Eng., No.1736, Aug., 2004
- 5) Hisada, Y, and J. Bielak, A Theoretical Method for Computing Near-Fault Strong Motions in Layered Half-Space Considering Static Offset due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, Bull. of the Seism. Soc. of America., Vol.93, No.3, pp.1154-1168, June., 2003
- 6) 日本建築学会、1999年台湾・集集地震、第編 災害調査報告書、第1章 地震及び地震動、pp1-11、2000
- 7) 久田嘉章、山本俊六、ノースリッジ地震の地震動 - 類似点と相違点、第23回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、1995
- 8) 久田嘉章、南 栄治郎、1995年兵庫県南部地震における木造家屋の倒壊方向と地震動特性 第10回日本地震工学シンポジウム、Vol.1、pp.783-788、Nov., 1998
- 9) 釜江克宏・入倉孝次郎：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、500、pp.29-36、1997
- 10) 松島信一・川瀬博、1995年兵庫県南部地震の複数アスペリティーモデルの提案とそれによる強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、第534号、33-40、2000
- 11) 久田嘉章、成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法、日本建築学会構造系論文集 第501号、pp.49-56、Nov.1997
- 12) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲・Luis Angel Dalguer：将来の大地震による強震動を予測するためのレシビ、京都大学防災研究所年報、46B、105-120、2003
- 13) Wald, D. J., T. H. Heaton, K. W. Hudnut：The Slip History of the 1994 Northridge, California, Earthquake Determined from Strong Motion, Teleseismic, GPS, and Leveling Data, Bull. Seism. Soc. Am., V.86, pp.49-70, 1996
- 14) 久田嘉章、震源アスペリティーと震源近傍の強震動特性、第12回日本地震工学シンポジウム、2006
- 15) 入倉孝次郎、宮腰研、倉橋奨、2007年新潟県中越沖地震の震源断層と強震動 - 柏崎刈羽原子力発電所を襲った破壊的強震動 -、耐PT第3-2-3号、2007
<http://www.nsc.go.jp/semon/shidai/taishirjpc/taishirjpc003/siry03-2-3.pdf>
- 16) 釜江克宏、川辺秀憲、2007年新潟県中越沖地震（Mj6.8）の震源のモデル化（第3報）耐PT第4-7号、2007
<http://www.nsc.go.jp/semon/shidai/taishirjpc/taishirjpc004/siry04-7.pdf>
- 17) T. IKEDA, K. Kamae, S. Miwa and K. Konagai、Source modeling for the 2007 Noto Hanto earthquake (Mjma=6.9), Japan using the empirical Green's function method, (Submitted to Earth, Planets and Space of the Special section for the 2007 Noto Hanto Earthquake), 2007
- 18) 池田隆明、釜江克宏、三輪滋、平成19年3月25日能登半島地震(MJ6.9)の震源モデルと強震動シミュレーション、飛鳥建設技術研究所、2007
<http://www.tobi-tech.com/lab/Bousai/20070325b/NotoHanto.htm>
- 19) 翠川三郎、三浦弘之、2007年能登半島地震における物体の移動事例と強震観測点での地盤特性
http://www.enweng.titech.ac.jp/midorikawa/2007Noto_report.pdf
- 20) K. Kamae, T. Ikeda, and S. Miwa, Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake (MJMA=6.8) by the forward modeling using the empirical Green's function method, (Submitted to Earth, Planets and Space of the Special section for the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake), 2007