# 内陸地殻内地震の相互比較 一類似点と相違点-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<sup>1),2)</sup>。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<sup>3)</sup>)

# 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<sup>3)</sup>。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

● 工学院大学建築学科 教授・工博

工博 Prof., Dept of Architecture, Kogakuin Univ. Dr. of Eng.

に逆比例して急激に振幅は減衰する<sup>5)</sup>。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<sup>6)</sup>。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。



(ランダム波) (指向性パルス)

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<sup>8)</sup>。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<sup>9)</sup>。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<sup>9)</sup>。 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<sup>10)</sup>。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<sup>11)</sup>によって、 神戸気象台(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 <sup>12)</sup>。



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<sub>L</sub>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 <sup>13)</sup>の位置と強震観測点と、A-A'線の断面図を示す。図中、 白抜きのエリアが岩盤で、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 をとり、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100~200 kine 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100 kine 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100 kine 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<sup>14)</sup>。断層面は震源逆解析(Wald Model<sup>13)</sup>)で得られた 結果を参考に14×14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Vr =3 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<sup>13)</sup> (左)、とA-A' 断面図(左)



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%)



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(Vr = 3.2 km/s)から得られる破壊開 始時間(r/Vr)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<sup>13)</sup>を仮定し、波数積分 法を用いた<sup>11)</sup>。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<sup>14)</sup>。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、MJMA6.8)

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<sup>15),16)</sup>。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<sup>16)</sup>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<sup>16)</sup> とA-A'断面図







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<sup>16)</sup> 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<sup>16)</sup>。

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<sup>16)</sup>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 年能登半島地震(Mw6.7、M<sub>TMA</sub>6.9)

図 13 は 2007 年能登半島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<sup>17),18)</sup>。 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 100 kine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<sup>17),18),19)</sup>。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<sup>20)</sup>)と強震観測点

### 3.4 2004 年新潟県中越地震(Mw6.5、M<sub>JMA</sub>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<sup>20)</sup>、および観測点位置を示す。 この断層は北西傾斜であり、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 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<sup>1)</sup>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(飛島建設)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、台湾中央気象台、東京電力 株式会、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 動レベルー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

- 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I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
- 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
- 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 ためのレシピ,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 StrongMotion, 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/sermon/shidai/taishinpjc/taishinpjc003/siryo3-2-3.pdf 16) 釜江克宏、川辺秀憲、2007 年新潟県中越沖地震 (M.j6.8)
- の震源のモデル化(第3報)、耐PT 第4-7 号、2007 http://www.nsc.go.jp/sermon/shidai/taishinpjc/taishinpjc004/siryo4-7.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、飛島 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,2007
  - http://www.enveng.titech.ac.jp/midorikawa/2007Noto\_report.pdf
- 20) Kamae, K., 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, Earth Planets Space, Vol. 57, pp. 533-538, 2005