



## 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—

加藤研一<sup>1)</sup>、宮腰勝義<sup>2)</sup>、武村雅之<sup>3)</sup>、井上大栄<sup>4)</sup>、上田圭一<sup>5)</sup>、壇一男<sup>6)</sup>

1) 正会員 鹿島小堀研究室 次長 博士(工学)

e-mail : katokenichi@kajima.com

2) 電力中央研究所 席研究員

e-mail : miyakosi@criepi.denken.or.jp

3) 正会員 鹿島小堀研究室 室次長 理学博士

e-mail : takemurm@kajima.com

4) 電力中央研究所 研究参事 理学博士

e-mail : daiei@criepi.denken.or.jp

5) 電力中央研究所 主任研究員

e-mail : ueta@criepi.denken.or.jp

6) 正会員 大崎総合研究所 研究部長 博士(工学)

e-mail : dan@ohsaki.co.jp

### 要 約

内陸地殻内で発生する地震を対象として、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を「震源を事前に特定できない地震」と定義し、その地震動レベルを震源近傍の硬質地盤上の強震記録を用いて設定した。検討対象は、日本およびカリフォルニアで発生した計41の内陸地殻内地震である。地質学的調査による地震の分類を行い、9地震12地点の計15記録(30水平成分)の強震記録を、震源を事前に特定できない地震の上限レベルの検討に用いた。 $V_s=700\text{m/s}$ 相当の岩盤上における水平方向の地震動の上限レベルとして、最大加速度値450 cm/s/s、加速度応答値1200 cm/s/s、速度応答値100 cm/sが得られた。

キーワード： 震源を事前に特定できない地震、地震動レベル、活断層調査、震源近傍、観測記録

### 1. はじめに

日本列島とその周辺で発生する地震を分類すると、プレート境界付近で発生する地震と陸域の浅い部分で発生する地震に分けられる(例えば宇津、1977)<sup>1)</sup>。このうち、後者の地震は震源が浅いため、都市

直下で発生した場合は大規模な震災を与えることが過去の事例からも明らかにされている(武村・他、1998)<sup>2)</sup>。

陸域の浅い部分、即ち、上部地殻で発生する地震を更に分類すると、「活断層による地震」と「それ以外の地震」に分けられる(垣見、2002)<sup>3)</sup>。阪神・淡路地区に甚大な被害を与えた1995年兵庫県南部地震は前者に属し、活断層として認知されていた六甲・淡路断層帯のずれによって発生した。活断層は、内陸で浅発地震が発生した際に震源断層が地表まで達することによって地表地震断層が生じ、地震の繰り返しによって、それらが累積し、地表の痕跡として地形に残されたものである。松田(1975)<sup>4)</sup>は活断層の長さや断層のすべり量と地震規模の経験式を提案しており、これを用いれば、活断層から発生する地震の規模を事前に予測することが可能である。さらに、その断層の平均変位速度や、過去の活動履歴を詳しく調べることができれば、地震規模に加えて、地震の発生間隔や次の地震発生への切迫度までが予測可能となる<sup>5)</sup>。以上のように、活断層に起因する地震については、断層長さやすべり量などのパラメータを設定し、断層モデルや距離減衰式等を適用して強震動を予測する道筋が立てられており、適用例も蓄積されつつある(例えば、地震調査研究推進本部、2002)<sup>6)</sup>。一方、規模が小さく、地表地震断層を出現させない地震は活断層としての痕跡を残さないため、活断層の情報からは予測しがたく、将来発生する地震を見逃す危険性がある。また、2000年鳥取県西部地震(気象庁マグニチュードMj=7.3)のように、地震規模が7を超える大きさであっても、地表地震断層が明瞭に現れない場合もある。この種の地震に対し、建築および土木構造物を設計する上で考慮すべき地震動レベルを、どの程度に設定すべきかは耐震設計上の重要課題と思われる。

本論文は、原子力発電施設のように、立地にあたって活断層等の地質調査が要求されている短周期重要構造物を対象とし、内陸地殻内で発生する地震について「震源を事前に特定できない地震」の地震動レベルを検討した。地震調査研究推進本部(2002)<sup>6)</sup>でも内陸地殻内地震を対象として「震源を予め特定しにくい地震」を定義し、その内訳として、グループ1(98断層帯以外の活断層に発生する地震)、グループ2(98断層帯に発生する固有地震(最大地震)以外の地震)、グループ5(陸域のプレート内で発生する地震のうち震源を予め特定しにくい地震)を挙げている。地震調査研究推進本部(2002)<sup>6)</sup>は既往の活断層図のみに基づいて震源を特定できる・できないを判断している。本論文では既存の活断層図による文献調査に加え、必要に応じて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地質学的調査などを新たに実施してもなお、事前に震源の位置、または規模の特定が困難と判断されるものを「震源を事前に特定できない地震」と定義する。なお、活断層端部が海域または沖積平野に延長する場合は活断層長さの特定が難しくなるが、そのような場合は弾性波探査等と組み合わせることにより、規模に見合う長さが事前に特定可能と判断している。

検討に際しては、震源を事前に特定できない地震の規模および位置は前もって想定できないことから、マグニチュードや震源距離を規定する方法はとらず、震源近傍の強震観測記録に基づいて地震動レベルを直接設定する方針とした。まず、強震観測開始以後に発生した内陸地殻内地震に対し、震源近傍の強震観測記録を収集した。その際、日本国内の記録に加え、内陸地殻内地震が数多く発生し、強震観測網が初期の段階から発達しているカリフォルニアの記録も収集対象に加えた。武村・他(1999)<sup>7)</sup>はレベル2地震動を設定する場合の共通基準を得ることを目的とし、震源近傍の強震観測記録から地震動の上限レベルの検討を既に行っている。本論文のデータセットは、武村・他(1999)<sup>7)</sup>のデータセットに対し、近年の観測データを加えたものである。次に、記録を収集した地震に対し、先に述べた地質学的調査を実施し、震源が事前に特定できる地震とそうでない地震に分類した。土木学会(1985)<sup>8)</sup>及び井上・他(2002)<sup>9)</sup>はリニアメントを活断層による変位地形の可能性の高い順にL<sub>A</sub>、L<sub>B</sub>、L<sub>C</sub>、L<sub>D</sub>にランク分けして判読する基準を提案している。土木学会(1985)<sup>8)</sup>の判読基準は横ずれ断層に関する記述が希薄なため、井上・他(2002)<sup>9)</sup>では横ずれ断層による変形地形の基準を土木学会(1985)<sup>8)</sup>に準ずる形で独自に設定している。これらの判定基準を用い、井上・他(2002)<sup>9)</sup>は上述した鳥取県西部地震の震源域周辺の空中写真判読を詳細に行い、活断層と推定される断続する多数のL<sub>C</sub>、L<sub>D</sub>リニアメントを判読している。また、現地調査により上記のリニアメント沿いに断層破砕帯を有する露頭を多数見出しているとともに、今回の地震での活

動は認められないが新しい時代の地層を切る断層露頭を確認している。井上・他(2002)<sup>9)</sup>の調査は地震発生後に実施したものであるが、地震発生前の空中写真を用いて、あらかじめ詳細な空中写真判読や現地調査をしておけば、この地域にマグニチュード7クラスの地震の発生は予想できたと結論付けている。本論文における震源が事前に特定できる地震とそうでない地震の分類も、井上・他(2002)<sup>9)</sup>の調査方法に準じて行っている。最後に、震源が事前に特定できないと判断された地震に対する震源近傍の強震記録から地震動の上限レベルを設定し、その妥当性について考察を加えた。

## 2. 震源近傍の強震記録の収集

米国カリフォルニアでは1930年代に、日本国内では1953年から加速度計による強震観測が開始されているため、本論文では、それ以後に発生した内陸地殻内地震を検討対象とした。これらの地震の震央位置を図1に示す。最近20数年の間に、国内外においてデジタル式強震計と高密度観測を特徴とした精度の良い強震観測網が整備され、多くの強震動データが蓄積されつつある。しかしながら、日本国内においては1995年兵庫県南部地震が発生するまで、震源の浅い内陸地殻内で発生した規模の大きな地震がなく、そのため震源近傍の強震動記録も、1995年兵庫県南部地震以降整備された強震ネット(K-NET)もしくは基盤強震ネット(KiK-net)をはじめとするデータに限られる。一方、カリフォルニアでは1940年Imperial Valley地震のEl Centroの記録をはじめとして、震源近傍での強震動記録が多く得られ、データベースも整っている。また、カリフォルニアで発生した地震については観測地点の地盤状況も比較的明確にされており、加えて、既往の研究にて震源特性が明らかにされているものが多い。したがって、震源を事前に特定できない地震による震源近傍の地震動の検討には、カリフォルニアで得られた強震記録も活用する方針とした。

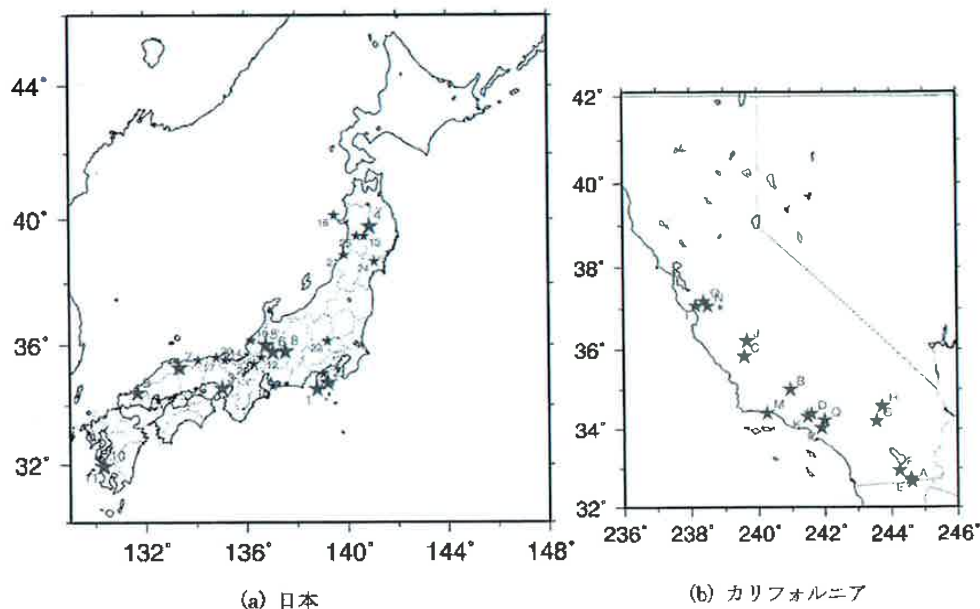


図1 検討対象地震の震央位置 (図中の数字と記号は図3および図10の地震に対応、★は強震観測開始以後、☆は開始以前に発生した地震を表す)

検討対象とした強震記録は、現時点で入手可能なカリフォルニアならびに日本国内における震源近傍の強震記録であり、地表地震断層が出現した地震とそうでない地震に分類して表 1(a)および(b)に示す。表中には震源メカニズム(Mech.)も示してある。対象地震は計 27 となり、日本の地震については気象庁マグニチュード Mj=6.2~7.3、カリフォルニアの地震についてはモーメントマグニチュード Mw=5.6~7.5 の範囲にある。Fukushima and Tanaka (1990)<sup>10)</sup>は最大加速度の距離減衰式において、マグニチュード 6.5 から 7 クラスの地震では、断層からの最短距離 Xsh が 20km より遠くなると、距離に対する地震動振幅の減衰が顕著になると指摘している。その指摘に従い、ここでは Xsh が 20km 以内を震源近傍と定義し、その範囲内での記録を収集した。

可能な限り軟弱地盤の影響を受けていない地震動を評価するために、硬質地盤上の強震記録を対象とした。ここで硬質地盤とは、Ohno *et al.*(1996)<sup>11)</sup>による Pre-Quaternary の地盤、地層、岩盤のいずれかに対応させてあり、未固結層の厚さが 10m 未満で、その下に“Rock”が存在すると指摘されている観測点である。記録のスペクトル特性から、明らかに未固結層の共振によって特定の短周期成分が卓越する観測点は除いた。表 1(a)および(b)において、観測点名(Site Name)が示されているのは、硬質地盤上の強震記録が得られている地震であり、観測点の表層地質(Geology)、表層地盤の速度検層結果の有無(Soil data: Yes or No)、断層面への最短距離(Xsh)を表中に記してある。地震諸元のみが記載されている地震は、上述の条件を満たす震源近傍における硬質地盤上の強震記録が得られなかった地震である。収集した全地震の水平方向成分について、減衰 5%の擬似速度応答スペクトルの重ね書きを図 2 に示す。水平方向 2 成分は断層走向直交方向(FN)と平行方向に(FP)に変換してあり、各々実線と破線で図 2 に示した。なお、個々の記録について長周期側の信頼限界を調査し、周期 5 秒まで精度があることを確認している。

表 1(a) 震源近傍の硬質地盤上の記録：地表地震断層が出現した地震  
[武村・他(1999)に加筆]

Earthquake Name	Mj <sup>*1</sup> (Mw)	Mech. <sup>*2</sup>	Site Name (Station Code)	Soil Data	Xsh <sup>*3</sup> [km]	Geology
1940 Imperial Valley	(7.0)	S	—	—	—	—
1952 Kern County	(7.5)	D	—	—	—	—
1966 Parkfield	(6.2)	S	Cholame Shandon Tumbler (TBL)	No	13	Thin Sand and Silt / Siltstone
1971 San Fernand	(6.6)	D	Griffith Park Observatory (GPO)	Yes	15	Granite (0-3m weathered)
			Pacoima Dam-Upper Left Abutment (PD)	Yes	4	Highly Jointed Diorite Gneiss
1974伊豆半島沖	6.9	S	—	—	—	—
1978伊豆大島近海	7.0	S	—	—	—	—
1979 Imperial Valley	(6.5)	S	—	—	—	—
1987 Superstition Hills	(6.6)	S	Superstition Mt. (SM)	Yes	5	Granite
1992 Landers	(7.3)	S	—	—	—	—
1995兵庫県南部	7.3	S	神戸大学 (KBU)	No	1.2	Granite
1998岩手県北部	6.2	D	K-NET玉川 (AKT022)	Yes	13	Thin fill soil / Rock
1999 Hector Mine	(7.1)	S	Hector (HEC)	No	9	unknown
2000 鳥取県西部	7.3	S	賀祥ダム (KSD)	No	0.2	Granite

\*1 ( )内はモーメントマグニチュードの値、\*2 メカニズムの表記: SはStrike-slip、DはDip-slip

\*3 断層面への最短距離

注) “—”は震源近傍の硬質岩盤上の記録が存在しないことを表す

表 1(b) 震源近傍の硬質地盤上の記録：地表地震断層が現れなかった地震  
[武村・他(1999)に加筆]

Earthquake Name	Mj <sup>*1</sup> (Mw)	Mech. <sup>*2</sup>	Site Name (Station Code)	Soil Data	Xsh <sup>*3</sup> [km]	Geology
1961 北美濃	7.0	D	-	-	-	-
1969 岐阜県中部	6.6	S	-	-	-	-
1978 Santa Barbara	(5.8)	D	Santa Barbara Court House (SBC)	Yes	11	Dense Sand
			UCSB Goleta Free Field (UCSB)	No	13	Shallow Alluv over Rock/Shale
1979 Coyote Lake	(5.8)	S	Girloy #1(G1)	Yes	13	Sandstone
			Girloy #6 (G6)	Yes	5	Sandstone
1983 Coalinga	(6.4)	D	-	-	-	-
1984 Morgan Hill	(6.2)	S	Anderson Dam Downstream (ADD)	Yes	3	Gravelly Sandy Loam (Vs 400-500 m/s)
			Girloy #1(G1)	Yes	12	Sandstone
			Girloy #6 (G6)	Yes	6	Sandstone
1984 長野県西部	6.8	S	-	-	-	-
1987 Whittier Narrows	(6.0)	D	Caltech Athenaeum (CA)	Yes	17	Sand / Gravelly Sand
			Los Angeles, 4407 Jasper St. (JASP)	No	15	Pliocene sedimentary Rock
1989 Loma Prieta	(7.0)	O	Corralitos (COR)	Yes	2	Landslide deposits / Sandstone
			Coyote Lake Dam SW Downstream (CLD)	Yes	20	Clay / Mudstone
			Girloy #1(G1)	Yes	9	Sandstone
			Girloy #6 (G6)	Yes	18	Sandstone
			Lockington Dam Left Abutment (LXD)	Yes	5	Slate and Sandstone
			Santa Cruz Lick Observatory (SCO)	Yes	18	Thin Soil / Limestone
1991 Sierra Madre	(5.6)	D	Cogswell Dam Right Abutment (CDRA)	No	10	Weathered Granitic Rock
			Mt. Wilson-Caltec Seismic Station (CSS)	No	10	Quartz Diorite
1994 Northridge	(6.7)	D	Pacoima Dam-Downstream (PDD)	Yes	7	Highly Jointed Diorite Gneiss
			Pacoima-Kagel Canyon (PKC)	Yes	8	Sandstone
			Sepulveda Canyon Spillway Building (SCSB)	No	20	Hard Rock
			Sylmar Converter Station, East (SCSE)	Yes	5	Silty Clay(10m)/ Rock
			USC Station No.13 (UC13)	No	17	Upper Miocene Marine
			USC Station No.14 (UC14)	No	18	Middle Miocene Marine
			USC Station No.15 (UC15)	No	20	Upper Jurassic Marine
			USC Station No 56 (UC56)	No	5	Upper Pliocene Nonmarine Deposits
USC Station No 61 (UC61)	No	19	Mesozoic Granitic Rocks			
1997 鹿児島県北西部 (3/26)	6.6	S	藤田ダム (TRD)	No	9	Sandstone
1997 鹿児島県北西部 (5/13)	6.4	S	藤田ダム (TRD)	No	14	Sandstone
1997 山口県北部	6.6	S	-	-	-	-

\*1 ( )内はモーメントマグニチュードの値

\*2 メカニズムの表記: SはStrike-slip, DはDip-slip, OはOblique-slip

\*3 断層面への最短距離

注) “-”は震源近傍の硬質岩盤上の記録が存在しないことを表す

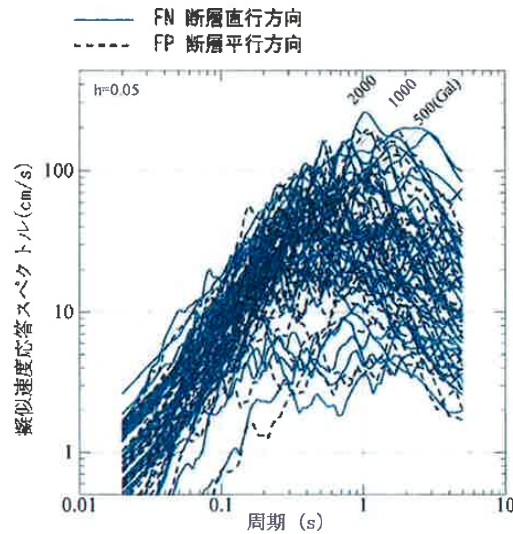


図2 震源近傍の硬質岩盤で観測された水平動の擬似速度応答スペクトル

### 3. 震源を事前に特定できない地震の選定

#### 3-1 選定方針

前節で収集した地震に対し、主として文献調査を行い、震源を事前に特定できる地震とそうでない地震とに分類した。対象とした地震の一部については空中写真判読・地表地質調査も行っている。明瞭に地表地震断層が出現した地震は、震源を事前に特定できるとした。変位量が小さいなどの理由により地表地震断層が出現したかどうか議論の分かれるものや、地表地震断層は出現していないものについては、近傍の活断層等、活構造との関連を検討し、当該地震とこれらとの関係が見出せた地震については、震源を事前に特定できるとして扱った。地震の分類過程を図3に示す。

本来、地震動評価を最終目的として「震源を特定できる」と判定するためには、震源断層面としての特定が望ましいが、そのためには活断層長さの情報に加え、深さ方向の情報も必要となる。深さ方向の情報を得るには、別途、ボーリング調査、音波探査、弾性波探査等が必要となるが、本論文の対象としたすべての地震についてこのような調査を実施するのは現実的に不可能である。ここでは、活断層または活構造の存在から震源位置を、それらの長さから地震規模を事前にある程度見積もれた地震を、本論文で取り扱う「震源を事前に特定できる地震」とした。地震動評価を最終目的とし、真の意味で「震源を事前に特定する」ためには、上記の探査が適宜必要になることに注意すべきである。

#### 3-2 明瞭な地表地震断層が出現した地震

まず、強震観測開始以後に内陸地殻内で発生した27地震に対し、地表地震断層が出現した地震とそうでない地震に分類した。Shimazaki(1986)<sup>12)</sup>および武村(1998)<sup>13)</sup>は、日本で発生した地震内地震に対し、地震モーメント  $M_0$  と震源断層長さ  $L$  との経験的な関係を求めている。得られた結果は、 $M_0 = 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm}$  を境として不連続であり、小さい地震では  $M_0 \propto L^3$ 、大きい地震では  $M_0 \propto L^2$  の関係を有することが示されている。相似関係が変化する  $M_0$  の値は、 $M_w$  に換算すると6.5であり、武村(1998)<sup>13)</sup> による以下の関係式から気象庁マグニチュード  $M_j$  に換算すると6.8になる。

$$\log M_0(\text{dyne}\cdot\text{cm})=1.2M_j+17.7 \quad (1)$$

断層パラメータのスケールリングが変化する解釈として、小地震では断層破壊領域が地震発生層(地表から厚さ 15~20 km の上部地殻に対応)の内部にとどまっているが、大地震では破壊領域が地震発生層の厚さ全体に達し、破壊領域の厚さ(断層幅)に頭打ちが生じることが原因していると考察されている<sup>12), 13)</sup>。この解釈に基づけば、スケールリングが変化する地震規模を境として、これより大きい内陸地殻内の地震は、地表に何らかの痕跡を残すものと考えられる。

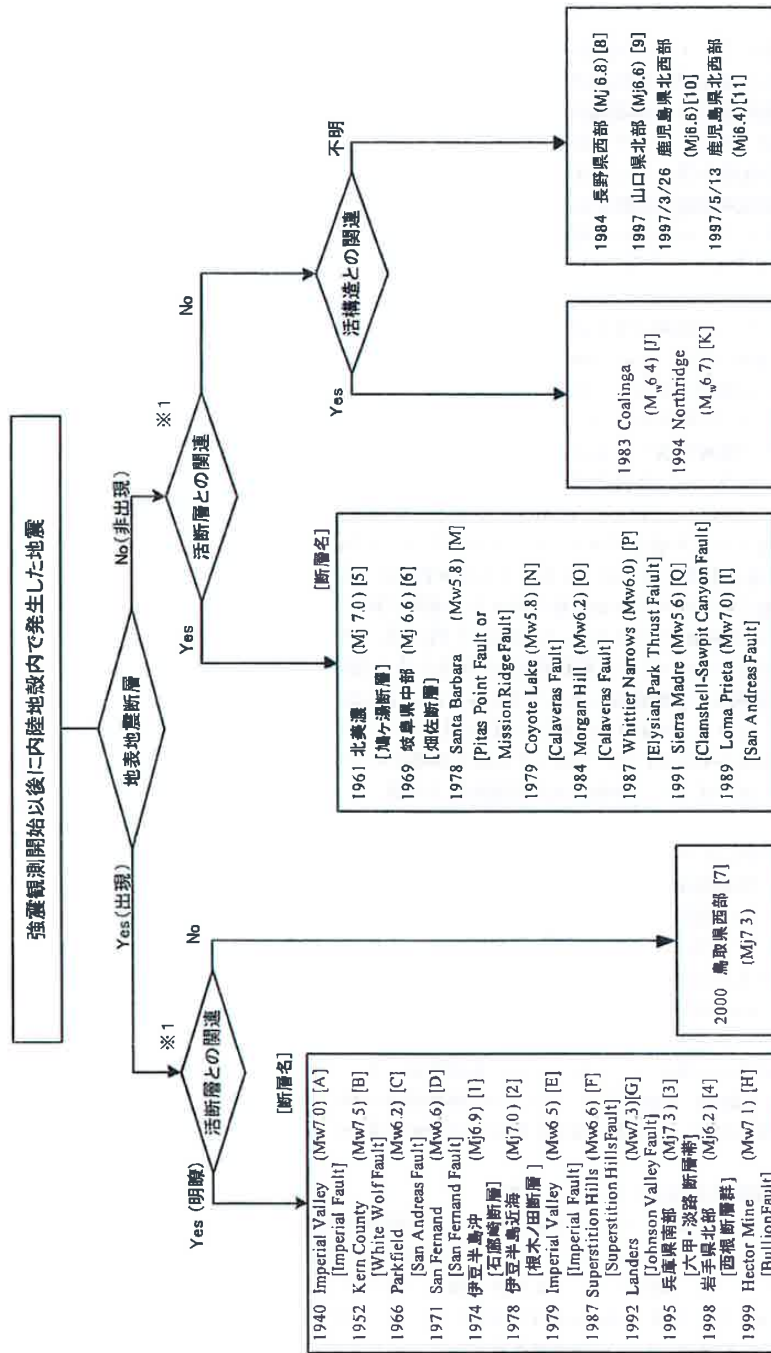
図3に示した地表地震断層が明瞭に出現した12地震のうち、10地震はMj6.8(Mw6.5)以上であり、断層パラメータのスケールリングを用いた考察とも一致している。残る2地震(1966年Park field地震(Mw6.2)、1998年岩手県北部地震(Mj6.2))の扱いは4章で述べる。これらの地震について、地表地震断層の出現位置と活断層の関連<sup>(例えば14), 15)</sup>を調査したところ、事前に活断層と認識されていた場所で発生したことが確認できた。即ち、これらの地震の発生位置は、事前に特定できたと判断される。各地震に対応する活断層の名称を図3の[]内に示す。なお、2000年鳥取県西部地震は地表地震断層が出現したとする見方があるが<sup>16), 17)</sup>、必ずしも明瞭でない。この地震については次節で述べる。

次に、地震規模について考える。「1. はじめに」で述べたように、活断層は地下の震源断層が繰り返し活動し、地表にその痕跡が残ったものである。一回の地震では、地下の震源断層のすべてが地表地震断層として現れない場合でも、何度かの繰り返しによって、震源断層のほぼ全長が地表に表れたと見なせる(例えば、武村、2000)<sup>18)</sup>。従って、活断層から発生する地震の規模を予測する場合は、活断層の長さLを震源断層の長さとする場合が多く、LとマグニチュードMjの関係を表す松田による経験式<sup>4)</sup>は、震源断層の長さLとMjの関係を表す式でもあることが説明されている(武村、1998)<sup>13)</sup>。日本の地殻内地震について、既存文献に示されている活断層の長さ、実際に発生した地震の規模を整理した結果を付表1-1に示す。松田による経験式<sup>4)</sup>によれば、L=10kmでMj=6.5、L=20kmでMj=7.0、L=30kmでMj=7.3程度となる。これを目安に付表1-1の強震観測以後に発生した4地震を見ると、1995年兵庫県南部地震と1998年岩手県北部地震は、地震規模に見合うまたはそれ以上の長さの活断層が事前に認められる。カリフォルニアの地震について、同様の整理をした結果を付表1-2に示す。松田の経験式<sup>4)</sup>がカリフォルニアの地震に適用可能かはわからないが、付表1-2に示す地震はいずれも地震規模に見合う以上の活断層長さが事前に認められる。従って、明瞭な地表地震断層が出現した以上の地震は、発生位置および規模を事前に特定できると判断した。

一方、付表1-1に示した1974年伊豆半島沖地震(L=8km, Mj=6.9)、および1978年伊豆大島近海地震(L=4km, Mj=7.0)は、地震規模の割に活断層長さが短い。これらの地震は活断層の端部が海域に没しており、地表の情報のみでは活断層長さの評価が難しい地震である。後ほど5-1章にて強震観測以前に発生した地震も考察するが、1943年鳥取地震等、活断層の端部が沖積平野等に延長する場合も、地表の情報のみでは活断層の長さが評価しにくくなる。この種の地震については、ボーリング調査や弾性波探査を実施すれば、井上・他(2002)<sup>9)</sup>の事例にあるように、規模に見合う長さが事前に特定可能と判断した。また、本論文の対象とした原子力発電施設の実施設設計段階では、敷地近傍の活断層が海域または沖積平野等に延長すると予想される場合は、必要に応じて音波探査、ボーリング調査、反射法探査を実施するため、活断層の延長部は適切に評価される。以上より、地震規模の割に活断層長さが短い場合であっても、明瞭な地表地震断層が出現した地震は発生位置および規模を事前に特定できると判断した。

### 3-3 明瞭な地表地震断層が出現しなかった地震

明瞭な地表地震断層が出現していない地震、および鳥取県西部地震のように地表地震断層の出現について見解が分かれている計15地震について、既存の活断層図や文献による調査を行い、事前に震源が特定可能かを判断した。以上の調査を行っても判断が難しい場合は、新たに空中写真判読、地表踏査を行った。その結果、1961年北美濃、1969年岐阜県中部、および1989年Loma Prieta地震は既存の活断層との関連が推定され、この地域ではこの活断層を評価することにより、この程度の地震規模は評価可能で



※1: 地震規模に見合う規模の既存活断層が示されているか否か

図3 強震観測開始以後に発生した地震の分類 [ ]の数字と記号は図1の震央位置に対応



あると判断した。1983年 Coalinga、1994年 Northridge、および2000年鳥取県西部地震については、地震前に震源断層に対応する活断層が文献に記載されていなかったが、活褶曲構造等との関連により事前に詳細な調査を行えば震源を特定可能と判断した。カリフォルニア州で発生した5つの中規模地震( $M_w \leq 6.2$ )については、地震発生後の文献により既存断層の活動等によって発生したことが報告されており、事前に震源の位置と規模を評価できた可能性がある。しかしながら、先に示した断層パラメータのスケーリングの観点から同程度の規模の地震が確実に特定できるとは限らないため、これらの地震の扱いについては4章で述べる。1984年長野県西部地震、1997年山口県北部地震、および1997年3月および5月の鹿児島県北西部地震については、現段階の調査からは事前に震源を特定できなかった。以下に、各地震の調査結果を示す。

a) 1961年北米濃地震

Kawasaki(1975)<sup>19)</sup>は余震分布、測地データ等から断層長さ12km、断層幅10km、上端深度2km、変位量2.5m、北西側隆起・右横ずれの断層モデルを提案している。森本・松田(1961)<sup>20)</sup>によると、地震が発生した地域で最も顕著な活断層として鳩ヶ湯-小池断層があるとされ、その位置はKawasaki(1975)<sup>19)</sup>による断層モデルとも調和している。このことから、この地域ではこの活断層を評価することにより、この程度の地震規模は評価可能であると判断した。

b) 1969年岐阜県中部地震

Mikumo(1973)<sup>21)</sup>は余震分布から断層長さ18km、断層幅10km、上端深度0km、変位量0.64m、左ずれの断層モデルを提案している。余震分布は活断層研究会(1991)<sup>14)</sup>が確実度IIIで示したリニアメントと対応しており、恒石(1976)<sup>22)</sup>も同リニアメントにほぼ対応する畑佐断層が起震断層であるとしている。この地震に対し、活断層研究会(1991)<sup>14)</sup>は活断層であることを示す地形は明瞭でないとしているため、ここでは新たに空中写真判読を実施した。結果を図4に示す。リニアメントの判定基準は土木学会(1985)<sup>8)</sup>を用いた。リニアメントに付した短線は、縦ずれの低下側を表している。畑佐断層にほぼ対応して $L_B$ 、 $L_C$ リニアメントが系統的な尾根の左屈曲として認められた。以上のように、畑佐断層にほぼ対応してリニアメントが判読され、同断層は断層モデルや余震分布とも対応することから、当該地震相当の規模の地震を、畑佐断層の活動によるものとして想定することが可能と判断した。

c) 1989年 Loma Prieta 地震

本震の震央はみかけ上、San Andreas断層の西側に分布するZayante断層の上に乗るが、余震分布等から、震源はSan Andreas断層系に位置するものと考えられている(例えば、USGS、1989)<sup>23)</sup>。従って、本地震はSan Andreas断層系の一部が活動したものであり、同断層は地形的に非常に明瞭であること、また、1906年San Francisco地震の断層のずれ量からLoma Prieta地震の断層位置付近に事前に断層セグメントが予測されていた(USGS、1989; 島崎、1991)<sup>23), 24)</sup>ことから、事前に評価が可能であったと考えられる。

d) 1983年 Coalinga 地震

本震はCoalinga背斜軸の直下、深さ10kmで発生した。Coalinga地震の震源域の地層は褶曲構造を示しており、堆積層や段丘面の変形等から第四紀後期も成長を続けている活褶曲とされている(例えば、Dibblee、1969)<sup>25)</sup>。米国地質調査所発行の1/24000地形図によれば、Los Gatos creekは褶曲作用により隆起するCoalinga背斜を横切る河川と判断されるが、この河川沿いには2段の沖積段丘面が発達し、この段丘面にも褶曲の影響が認められる。これらの段丘面はその開析程度と比高から数1000年前のものと推定されることから、Coalingaの背斜構造は活褶曲と考えられる。以上より、Coalinga背斜は活褶曲とされており、地形図からも第四紀の地層が褶曲の影響を受けていると認められることから、地震発生層における断層の存在が推定され、事前に震源を特定可能であったと考えられる。

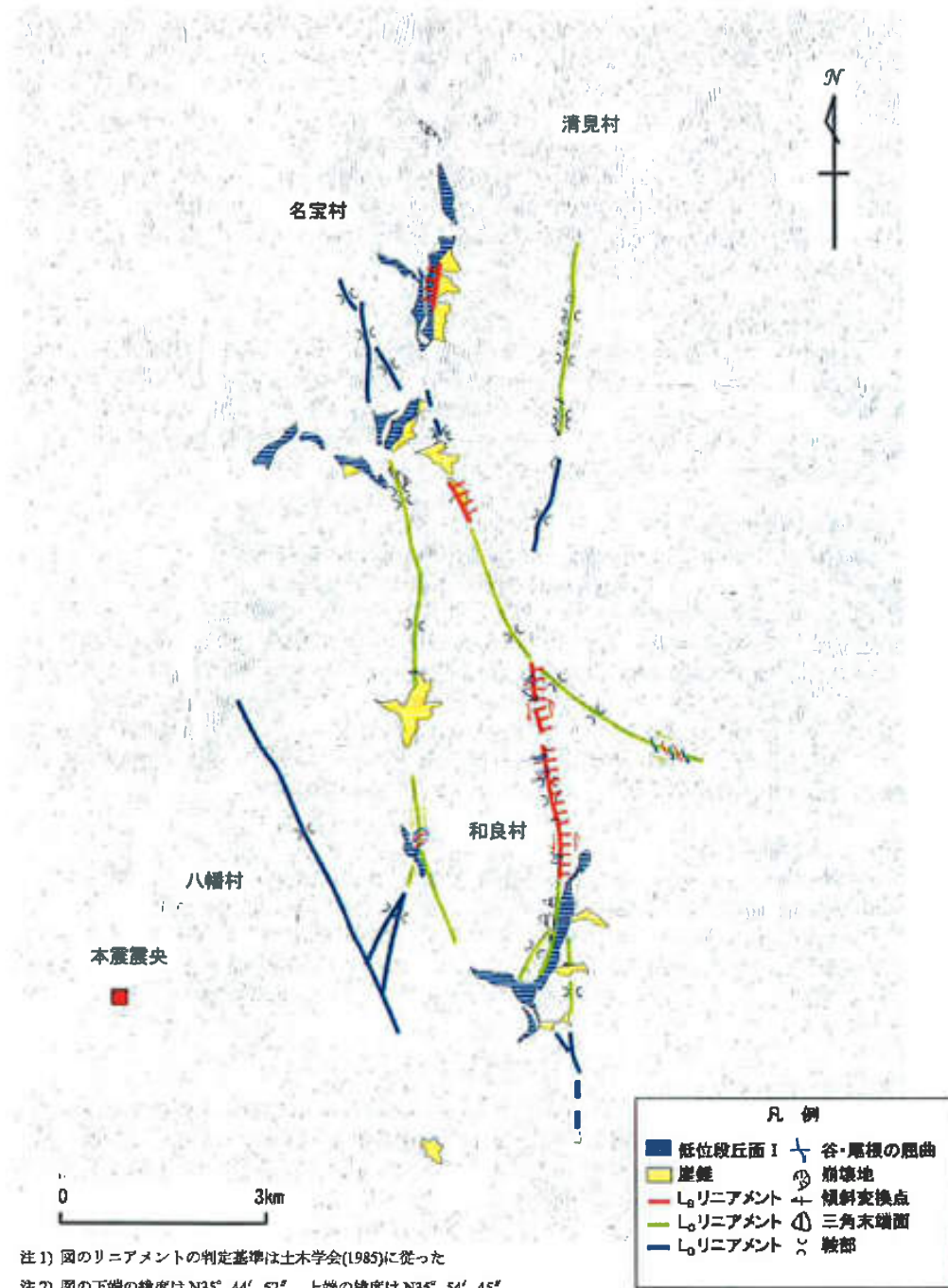


図4 1969年岐阜県中部地震の震源周辺地域の空中写真判読結果

#### e) 1994 年 Northridge 地震

地震発生前に公表されていた文献を収集し、この地震が事前に特定可能であったかを検討した。次に、空中写真判読を実施した。著者らは実際に現地調査を行っている訳ではないが、地震発生後に各機関で実施された調査結果を文献から収集し、詳細調査として見立てた検討を行った。

震源域は、San Andreas 断層の屈曲部付近に発達する褶曲-逆断層帯に位置している。この褶曲-逆断層帯は San Andreas 断層との関係から、活褶曲・活断層が分布する変動帯として古くから認識されていた (Anderson, 1971)<sup>29)</sup>。Northridge 地震の震源断層の地表延長部は、山地と盆地の地形境界にあたり、さらに前期～中期鮮新世堆積岩と後期鮮新世堆積岩との地層境界に相当している (Yeats *et al.*, 1994)<sup>27)</sup>。また、当地域には褶曲軸 (Pico 背斜、Santa Clara 向斜)、南傾斜の逆断層が地質図に図示されている (Jennings, 1975)<sup>28)</sup>。Santa Clara 向斜付近の褶曲は新第三紀～第四紀に形成されたと考えられ、向斜軸に沿う断層が推定されている (Winterer and Durham, 1962)<sup>29)</sup>。さらに、1971 年の San Fernando 地震時に地表地震断層 (北傾斜、長さ約 15km、鉛直最大変位約 2m) が出現し (Sharp, 1975)<sup>30)</sup>、その西方、Santa Susana 山地の南側山麓部には、活断層 (Santa Susana 断層) が分布していることから (Ziony and Yerkes, 1985)<sup>31)</sup>、北麓にも共役の活断層 (南傾斜) の存在が推定される。

以上は Northridge 地震の震源域の地質を文献に基づき調査した結果であるが、加えて、土木学会(1985)<sup>8)</sup> および井上・他(2002)<sup>9)</sup>の判読基準を用い、1/25000 の空中写真からリニアメントを判読した。結果を図 5 に示す。リニアメントに付した短線は縦ずれの低下側を、破線は層理面を表す。Santa Clara 川付近から San Fernando 盆地の区間に、主に L<sub>C</sub>、L<sub>D</sub> リニアメント、一部 L<sub>B</sub> リニアメントが断続して認められ、比較的リニアメントが集中する区間は長さ 24km (最長で北西部のやや離れたリニアメント群を含めると約 33km) である。リニアメントは WNW-ESE 走向で、このリニアメントに沿って北東落ちの変位が認められるが、横ずれは認められない。このリニアメントは、Santa Susana 山地においては、A 層 (後期鮮新世堆積岩) と B 層 (前期～中期鮮新世堆積岩) の境界に位置し、A 層は北東に急傾斜で同斜構造、B 層は短い波長の背斜、向斜がみられる。両者の構造はリニアメントを境に不連続であり、断層が推定される。この南東延長部の San Fernando 盆地において、中位段丘の北東縁に NW-SE の直線状の崖と、これに沿う段丘面の北東への傾斜が認められ、L<sub>B</sub> リニアメントが判読できる。また、リニアメントの北西部においても、Santa Clara 川沿いでリニアメントに近接する中位段丘面に傾きが認められる。これらの中位段丘の傾動 (撓み) の程度は、一回の地震時の地盤変形のみで説明することができず、複数回の地震時の変形を被った結果と考えられる。以上のリニアメントは Northridge 地震の震源断層の上方延長部に対応する可能性が考えられる。

地表踏査、ボーリングデータ等により、Northridge 地震直後に作成された地質断面図によると、北傾斜の Santa Susana 断層下盤側 (南側) の地層面が、後期更新世以降に上昇しており、南傾斜の逆断層、すなわち Northridge blind thrust を推定せざるを得ない (Yeats and Huftile, 1995)<sup>32)</sup>。また、地震後に Potrero Canyon で実施された反射法地震探査では、南傾斜の逆断層が認められ、この断層は Oak Ridge 断層の東方延長の blind fault と考えられる (例えば、Catchings *et al.*, 1998)<sup>33)</sup>。付近のトレンチ調査からも、約 1300 年間に 3 回のイベントが認められた (例えば、Rymer *et al.*, 1995)<sup>34)</sup>。

以上をまとめると、Northridge 地震の震源域に位置する Santa Susana 山地の褶曲は活褶曲として認識されていたこと、新たに実施した空中写真判読から同地震の震源断層の上方延長部に対応するリニアメントが確認されること等から、同地震は事前に震源を特定可能であったと考えられる。

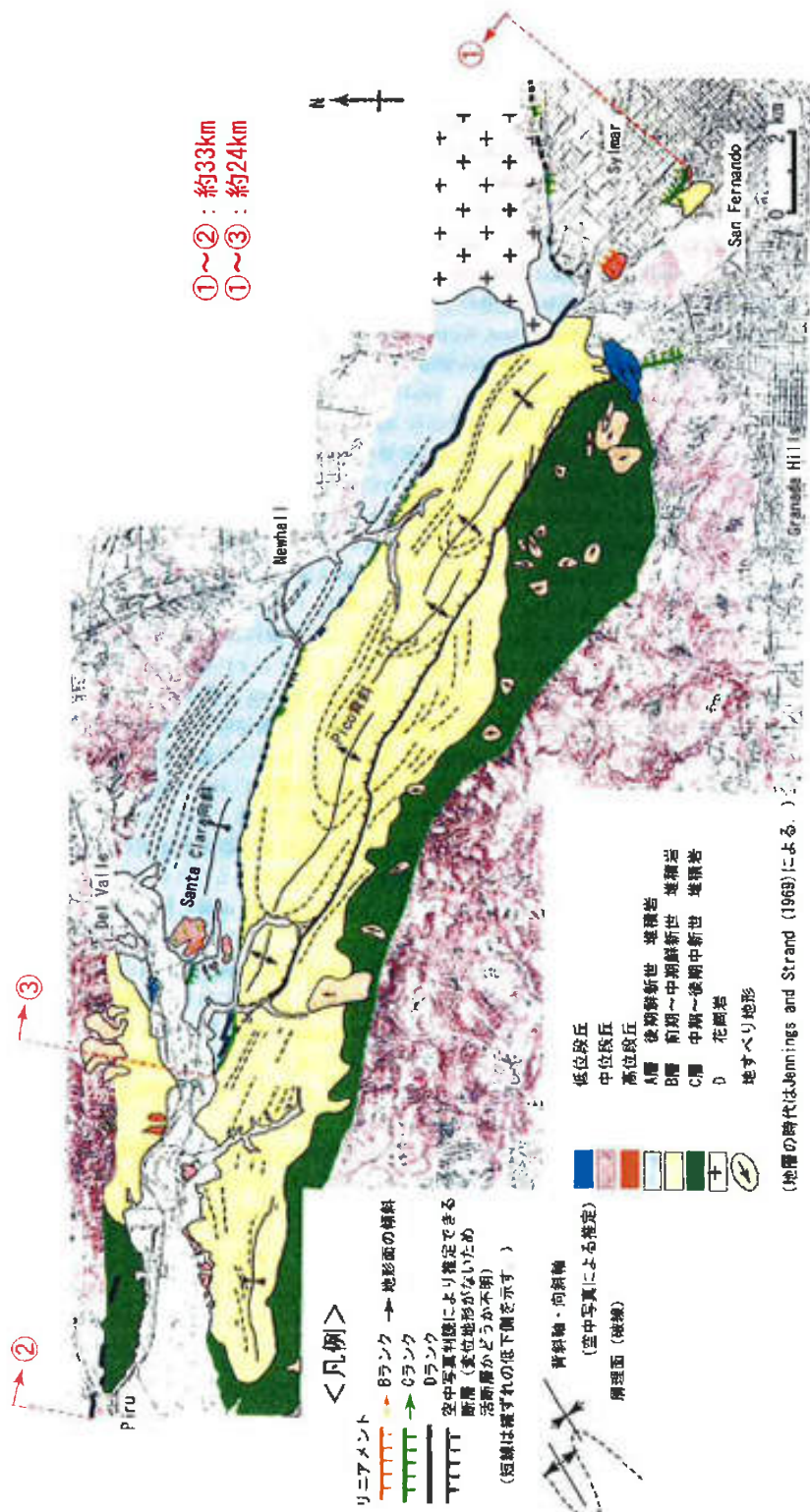


図5 1994年Northridge地震の震源周辺地域の空中写真判読結果

f) 2000年鳥取県西部地震

本地震は、これまで活断層が図示されていない地域で発生している。この地震活動に伴い、地表地震断層の一部が出現した可能性が指摘されているが(松浦・他, 2000; 伏島・他, 2001)<sup>16), 17)</sup>、地下の震源断層変位量1.6m(菊地, 2000)<sup>35)</sup>を有するほどの断層は地表で確認されていない。井上・他(2002)<sup>9)</sup>は震源域周辺で、土木学会(1985)<sup>8)</sup>および井上・他(2002)<sup>9)</sup>の判読基準を用いて地震発生前の空中写真の詳細な判読を行い、図6に示すように、左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群を判読している。更に、地表踏査により、これらのリニアメント沿いで多くの断層露頭が確認され、断層面には水平から水平に近い条線を見出した。また、断層の一部は第四紀層を変位させていることから、これらのリニアメントは最近の断層活動によって形成されたと結論づけている。空中写真判読やトレンチ調査などから、この地震の震源断層は過去に繰り返し活動したことも指摘されている。また、相澤・他(2003)<sup>36)</sup>は、余震域周辺および北東部を対象に地質学的手法による地表踏査を行い、ほぼ全域において花崗岩やそれに貫入する火山岩中に発達する剪断面や断層岩を確認している。さらに、断層岩類の条線の姿勢等から、この地域では今回の地震以前の地質時代にも断層活動を繰り返していたと考察している。

以上の断層群の分布状況に加え、阿部・他(2001)<sup>37)</sup>、青柳・他(2001)<sup>38)</sup>による反射法地震探査結果と微小地震観測結果などから、これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈しており、若い未成熟な断層であると推定している。このため、地表近くまで破壊が進行したものの、明瞭な地表地震断層が出現しなかったと解釈した。同解釈については、上田・他(2002)<sup>39)</sup>による断層を横切る導水路トンネル内で断層変位が確認された事実からも示唆されている。

また、Dalgue *et al.*(2003)<sup>40)</sup>は、横ずれ断層の活動に伴って形成される引張割目の分布とその成長過程を数値シミュレーションによって検討しており、Dalgue *et al.*(2002)<sup>41)</sup>は、この検討結果に基づき、鳥取県西部地震によって地表に現れた割目の形成・分布を解析的に検討している。その結果、引張割目はアスペリティ領域の端から発生しており、地表付近では複雑なフラワー構造を形成していることを示している。

以上は地震後の調査であるが、仮に地震前にこれらの詳細な調査を実施していれば、震源を特定可能であったと結論づけている<sup>9)</sup>。

g) カリフォルニア州で発生した5つの中規模地震

1978年 Santa Barbara 地震、1979年 Coyote Lake 地震、1984年 Morgan Hill 地震、1987年 Whittier Narrows 地震、および1991年 Sierra Madre 地震の5つの地震について文献調査を行った。これらの地震規模は  $M_w \leq 6.2$  である。

1978年 Santa Barbara 地震は Santa Barbara の海岸線付近で生じた地震であり、発震機構の解析や余震分布などにより、北に傾斜する逆断層もしくは、南に急傾斜する逆断層の変位により生じたと考えられている(Lee *et al.*, 1978<sup>42)</sup>; Corbett and Johnson, 1982<sup>43)</sup>; Yeats and Olson, 1984<sup>44)</sup>)。前者の場合、Corbett and Johnson (1982)<sup>43)</sup>および Yeats *et al.* (1997)<sup>15)</sup>は、Santa Barbara 沖の Pitas Point 断層等の海底活断層の変位により、Santa Barbara 地震が生じたと考えられると述べている。後者の場合、Yeats and Olson (1984)<sup>44)</sup>は、Santa Barbara 付近の南傾斜の活断層(Mission Ridge 断層、Mesa 断層など)の変位により、当地震が生じた可能性を指摘している。いずれにしても上記の活断層群は、カリフォルニア州の活断層図(Jennings, 1975<sup>28)</sup>)ならびに南カリフォルニアの活断層分布図(Yerkes, 1985<sup>45)</sup>; Ziony and Yerkes, 1985<sup>31)</sup>)に図示されている。

1979年 Coyote Lake 地震および1984年 Morgan Hill 地震はサンアンドレアス断層系 Calaveras 断層上で生じた地震である。Calaveras 断層はサンフランシスコ湾岸地域を代表する活断層であり、全長134kmに達する。1900年代の初頭より中規模地震が発生しており(Oppenheimer *et al.*, 1990<sup>46)</sup>)、活断層地形が明瞭なこと、クリープ変位を伴うこと、微小地震を伴うこと、トレンチ調査により250~850年間隔のイベントが認められている(Kelson *et al.*, 1996<sup>47)</sup>)。

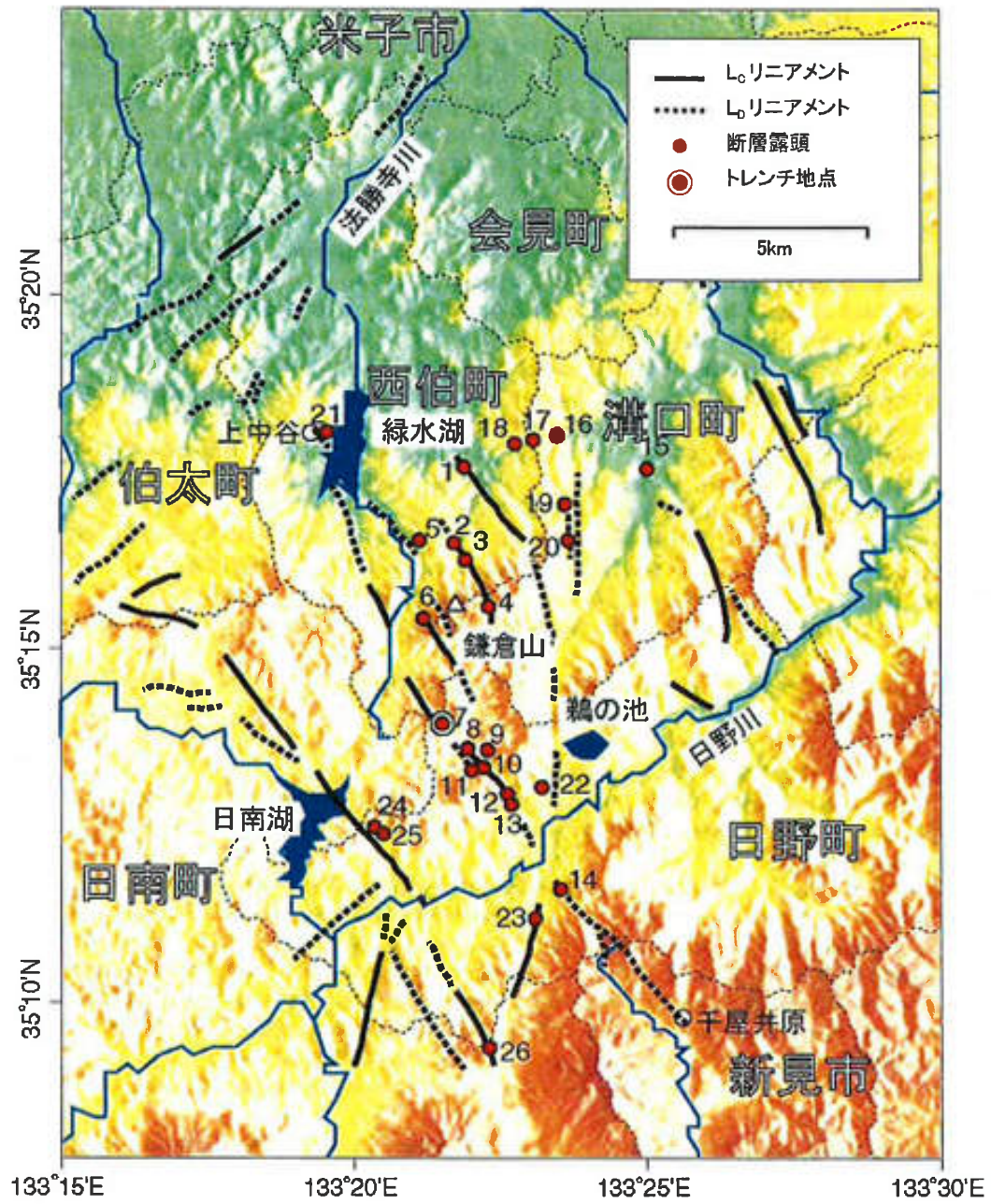


図6 2000年鳥取県西部地震の震源周辺地域の空中写真判読結果 (井上・他, 2002)

1987年 Whittier Narrows 地震はロサンゼルス東、約 20km の伏在断層（北傾斜の逆断層）の変位により生じた。この断層は事前に知られていなかったが、活褶曲としては地震の 60 年前に既に認識されていた（Vickery, 1927<sup>48</sup>）。また近年の反射法探査等において、当断層面（Elysian Park thrust）が認められている（Shaw, 2002<sup>49</sup>）。さらに当震源域は事前に活断層として認識されていた全長 40km 以上の Whittier 断層（Ziony and Yerkes, 1985<sup>31</sup>）の西方延長域に位置している。

1991年 Sierra Madre 地震は、Sierra Madre 断層帯から派生する Clamshell-Sawpit Canyon 断層上で生じた（Hauksson, 1994<sup>50</sup>）。Clamshell-Sawpit Canyon 断層は事前に約 16km の長さの活断層として認識されている（Ziony and Yerkes, 1985<sup>31</sup>）。

以上の文献調査結果より、これら 5 地震の震源位置および地震規模は事前に評価できた可能性がある。

h) 1984年長野県西部地震、1997年山口県北部地震、および 1997年鹿児島県北西部地震

1984年長野県西部地震について、山科・他(1985)<sup>51</sup>は震源域を地表踏査した結果、地表地震断層は本震および主な余震についても発見されず、1m ないしそれ以上のずれを持つ本震の震源断層は、ほとんど確実に地表までは達しなかったとしている。同様に、活断層研究会(1991)<sup>14</sup>も震央付近に活断層を表示していない。一方、小林・他(1985)<sup>52</sup>は震源域に存在する水力発電用導水路トンネルについて、トンネル内の変位や被害の集中度などを観察した結果、図 7 に示す 3 地点(A,B,C)で全周にわたるクラックが認められたとしている。また、これらの 3 地点を結ぶとその方向がメカニズム解による断層の方向と一致し、さらに、クラックの方向も震源断層の走向を示すものが多いことから、これらの 3 地点が今回の地震時に変位した断層に対応している可能性が高いとしている。

以上のように、活断層の存否は文献調査のみからでは明らかでないため、震源域周辺で空中写真判読を実施し、リニアメントを抽出した結果を図 7 に示す。リニアメントの判読基準は土木学会(1985)<sup>8</sup>および井上・他(2002)<sup>9</sup>を用いた。これによると、本震および余震域並びにその周辺において、主に ENE-WSW 方向、一部 NE-SW ないし NW-SE 方向の  $L_D$ 、 $L_C$  リニアメントが認められる。これらのうち、三岳村野口付近から王滝村滝越付近に至る約 16km 間に連続する ENE-WSW 方向の  $L_D$ 、 $L_C$  リニアメントは、本震および余震域の位置と方向がほぼ一致しており、リニアメント沿いでは、小尾根・小谷に微弱ながら右屈曲が認められ、この屈曲方向は本震の横ずれセンスと一致している。また、最大余震（左横ずれ）の約 2km 東方には、NW-SE 方向の  $L_D$  リニアメントが認められ、このリニアメント沿いでは一部で小尾根・小谷に左屈曲が認められる。しかしながら、現地では地表踏査を行った結果では、リニアメントの位置に断層の有無等を論じられる十分な露頭が見られなかった。従って、現段階では活断層の存否については評価が困難であり、震源を事前に特定できない地震と判断した。

1997年山口県北部地震及び 1997年 3月と 5月の鹿児島県西部地震については、活断層研究会(1991)<sup>14</sup>によると震央付近に活断層は表示されていない。これら 3 地震の地震規模は 1984年長野県西部地震と比較して小さいこともあり、著者らは地表踏査などの詳細な調査を実施していない。山口県北部地震については、空中写真判読を行ない、本震および余震域付近に  $L_C$ 、 $L_D$  リニアメントを判読したものの、現地での地表踏査を行っていないため、活断層の存否についての評価は現段階で困難である。鹿児島県西部の 2つの地震についても、現段階では活断層の存在を示唆するデータは確認されていない。以上のことから、これら 3 地震については、1984年長野県西部地震と同様、震源を事前に特定できない地震と判断した。





#### 4. 震源を事前に特定できない地震の地震動レベル

##### 4-1 地震動レベルの検討に用いる地震

前章で示した地質学的調査により、計4地震が震源を事前に特定できない地震として選定された。このうち、2章で示した条件の硬質岩盤上で、かつ、断層最短距離 Xsh が20km以内の観測点は、表2に示した1997年3月および5月の鹿児島県北西部地震の鶴田ダム(TRD)のみであり、長野県西部地震と山口県北部地震は震源近傍の記録が得られていない。従って、厳密な意味で震源を事前に特定できない地震の地震動レベルの検討対象になるのは、TRDの計2記録(4水平成分)と少ないのが現状である。

3-2章で述べたように、断層パラメータのスケールリングが変化する地震規模を境として、これより大きい内陸地殻内の地震は、地表に何らかの痕跡を残すものと考えられる。一方、スケールリングが変化する地震規模より小さい地震は、急激に地表地震断層を生じる確率が下がること(武村, 1998)<sup>13)</sup>、一回の地震によるすべり量が小さく、そのため風化作用等、別の要因によって地形等へ痕跡を残す可能性も低くなる。3-2章で調査した1966年Park field地震と1998年岩手県北部地震、および3-3章で調査したカリフォルニア州の中規模5地震(1978年 Santa Barbara, 1979年 Coyote Lake, 1984年 Morgan Hill, 1987年 Whittier Narrows, 1991年 Sierra Madre)は、地震規模が Mj6.5(Mw6.2)以下と小さいながらも事前に震源の位置と規模を評価できた可能性がある。しかしながら、仮にこれらの7地震について、地質学的調査を用いて震源が事前に特定できた可能性があっても、スケールリングの観点から同程度の規模の断層が確実に事前に震源を特定できるとは断定できない。以上の点を鑑みて、上記7地震も震源を事前に特定できない地震の上限レベルの検討に採用し、記録の少なさを補う方針とした。

表2 震源を事前に特定できない地震の上限レベルの検討に用いた震源近傍の強震記録の諸元

Earthquake Name	Mj <sup>*1</sup> (Mw)	Mech. <sup>*2</sup>	Station Code	Soil Data	Xsh <sup>*3</sup> [km]	Geology	PGA (FP, FN, UD) <sup>*4</sup> [cm/s/s]
1966 Parkfield	(6.2)	S	TBL	No	13	Thin Sand and Silt / Siltstone	244, 377, 154
1978 Santa Barbara	(5.8)	D	UCSB	No	13	Shallow Alluv. over Rock(Shale)	29, 30, 14
			SBC	Yes	11	Dense Sand	186, 230, 77
1979 Coyote Lake	(5.8)	S	G1	Yes	13	Sandstone	119, 100, 63
			G6	Yes	5	Sandstone	301, 446, 149
1984 Morgan Hill	(6.2)	S	G1	Yes	12	Sandstone	94, 65, 91
			G6	Yes	6	Sandstone	321, 239, 413
			ADD	Yes	3	Gravelly Sandy Loam (Vs 400-500 m/s)	269, 446, 181
1987 Whittier Narrows	(6.0)	D	CA	Yes	17	Sand / Gravelly Sand	110, 177, 139
			JASP	No	15	Pliocene sedimentary Rock	126, 194, 109
1991 Sierra Madre	(5.6)	D	CDRA	No	10	Weathered Granitic Rock	322, 298, 314
			CSS	No	10	Quartz Diorite	240, 265, 240
1998岩手県北部	6.2	D	AKT022	Yes	13	Thin fill soil / Rock	73, 61, 32
1997鹿児島県北西部 (3/26)	6.6	S	TRD	No	9	Sandstone	149, 139, 71
1997鹿児島県北西部 (5/13)	6.4	S	TRD	No	14	Sandstone	58, 119, 62

\*1) 括弧( )内はモーメントマグニチュードの値、\*2) メカニズムの表記: SはStrike-slip、DはDip-slip

\*3) 断層面への最短距離

\*4) FP:断層走向平行方向、FN:断層走向直交方向、UD:上下方向

上記7地震のうち、2章で示した条件の硬質岩盤上で、かつ、断層最短距離 Xsh が 20km 以内の観測点が存在するのは 11 地点の計 13 記録(26 水平成分)であり、表 2 に最大加速度(PGA)等の諸元を示す。以上の 9 地震 12 地点の計 15 記録(30 水平成分)に基づいて震源を事前に特定できない地震の上限レベルを検討する。

#### 4-2 強震観測点の地盤構造

前節で選択した 12 地点に対して地盤データを収集し、地盤の S 波速度について整理した。速度構造の地盤データが収集できたのは、12 地点中、6 地点<sup>53), 54)</sup>であり、各サイトの速度構造を表 3 に示す。ここでは、岩盤の S 波速度 Vs が約 500m/s 以上で上層との Vs の差が比較的大きい層の上端を解放基盤表面に相当する岩盤位置 (以後、岩盤表面と記す) とし、表 3 の中に斜線で示している。岩盤以浅の層厚は 0~8m と極薄い状態である。なお、解放基盤表面とは構造物を耐震設計する際に、入力地震動を設定する位置を表し、ほぼ水平であって相当な広がりを持つ硬質地盤を意味する<sup>55), 56)</sup>。

同表の下に示した Tg は岩盤以浅の表層地盤の 1 次周期を示している。Tg の値は 0.03~0.11 秒であることから、表層地盤の卓越周期の影響があったとしても、極短周期側に限られると予想される。同じく、表の下に示した Vs は岩盤の S 波速度を示し、Vs=500~781m/s となっている。

表 3 強震観測点の Vs 構造 [Fumal *et al.*(1987), Kinoshita (1998)に基づき作成]

深さ (m)	SBC		G1		G6		ADD		CA		AKT022	
	層厚 (深さ) (m)	Vs (m/s)	層厚 (深さ) (m)	Vs (m/s)	層厚 (深さ) (m)	Vs (m/s)	層厚 (深さ) (m)	Vs (m/s)	層厚 (深さ) (m)	Vs (m/s)	層厚 (深さ) (m)	Vs (m/s)
0												
5	5.0 (-5.0)	260	7.0 (-7.0)	781	2.5 (-2.5)	312	2.5 (-2.5)	363	8.0 (-8.0)	290	2.0 (-2.0)	170
10					12.5	625					11.0	500
15	21.0	630	12.0 (-19.0)	2230			23.1 (-15.0)	543	16.0	500		
20					10.0	691						
25												
30							10.6 (-25.6)	386				
35												
岩盤表面 Vs (m/s)		630		781		625		543		500		500
Tg (s)		0.08		-		0.03		0.03		0.11		0.05

#### 4-3 水平動の地震動レベル

前節で選定した9地震12地点の計15記録の水平動成分に対し、減衰5%の擬似速度応答スペクトルの重ね書きを図8に示す。この強震観測記録の範囲は、マグニチュード $M_w=5.6\sim 6.2$ 、断層最短距離 $X_{sh}=3\sim 17\text{km}$ である。図8のデータはカリフォルニアの地震が多く含まれている。これらの地震は機械式強震計により記録されているが、強震計としてSMA1が用いられている。SMA1はSMACと異なり、約10Hzまでフラットな計器特性を示すため、少なくとも10Hzまでは分解能があると考えている。

図8の実線は地質学的調査から震源を事前に特定できないと判断した1997年3月および5月の鹿児島県北西部地震のスペクトル(鶴田ダム:TRD)である。長野県西部地震と山口県北部地震も震源を事前に特定できない地震であるが、震源近傍の記録が得られていない。この点については5-2章で検討を加える。図8の破線はスケーリングの観点から確実に事前に震源を特定できるとは断定できないと判断した $M_j6.5(M_w6.2)$ 以下の7地震(4-1章参照)のスペクトルを示す。

震源を事前に特定できない地震による震源近傍の地震動レベルは、図8に示した観測スペクトルの上限値を考えることとした。地震動レベルを設定するにあたり、観測記録の平均的特性を評価することも考えられる。しかしながら、「震源近傍」の定義によりデータセットが変わる点と、どの震源距離をもって「平均的特性」とするかを決めることは難しい。個々の強震観測記録のスペクトルには大きな山谷がある。限られた観測値とはいえ、異なる地震の異なるサイトの記録全てを包絡することにより、現在利用できる強震記録の上限値として、震源を事前に特定できない地震による地震動レベルを設定した。このことにより、「平均的特性」に比べて、大きめなレベル設定となっている。

図8の太線は、最大加速度値:450 cm/s/s、加速度応答値:1200 cm/s/s、速度応答値:100 cm/sのレベルであり、このレベルによりスペクトルがほぼ包絡され、震源近傍の観測スペクトルの上限に相当すると考えられる。なお、武村・他(1999)<sup>7)</sup>は、個々の地震について実際に断層が出現したか否かに係わらず、 $M_j6.8$ 未満の強震記録を収集して同様のスペクトルレベルを設定している。

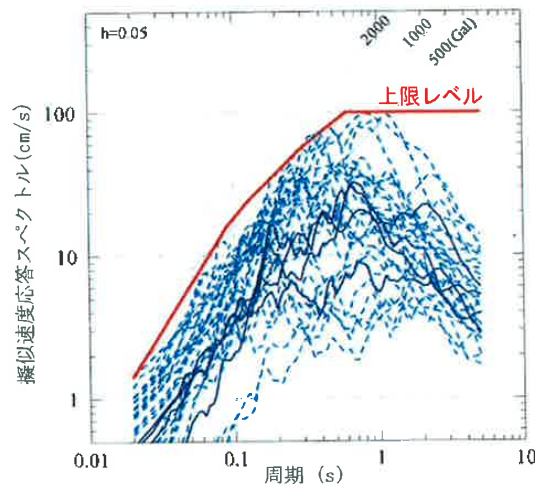


図8 震源を事前に特定できない地震による震源近傍の観測記録の水平動応答スペクトルとその上限レベル  
(実線は1997年鹿児島県北西部地震の鶴田ダムのスペクトル、破線はスケーリングの観点から確実に事前に震源を特定できるとは断定できないと判断した $M_j6.5(M_w6.2)$ 以下の7地震のスペクトル)

図8に示した観測スペクトルは、震源近傍に位置する12地点の硬質岩盤上で得られた記録である。先に示したように、6地点の地盤データは明らかになっており、岩盤表面のVsは500~781m/sとなる。残り6地点は地質分類によりPre-Quaternaryに属することが判明しているが、岩盤表面のVsは不明である。岩盤表面のVsが既知の6地点の観測スペクトルと、岩盤表面のVsが不明な6地点の観測スペクトルを比較したところ、全周期帯においてスペクトル振幅の大きさに有意な違いが見られないのを確認済みである。したがって、地盤データのない観測点の地盤特性は、Vsが既知の地点の地盤特性と大きく変わらないと推定される。以上の結果より、レベルの設定に用いた強震記録はS波速度が500~781m/s相当の地盤での記録と見なした。なお、図8に太線で示した水平動の上限レベルは、周期約1秒以下の帯域では観測スペクトルの包絡に近いが、1秒以上の長周期帯域では観測スペクトルを大きく上回って設定してある。この点については、1984年長野県西部地震に対する検討結果を踏まえて5-2章にて考察する。

#### 4.4 地震基盤における地震動レベル

前節で検討した地震動レベルは、「表層地盤の影響を受けていない良好な地盤」における観測点の強震観測記録から得られたものであり、S波速度が500~781m/s相当の岩盤におけるレベルといえる。地震動を評価するにあたっては、地震基盤における地震動を考えることにより、評価地点の地盤の硬さに応じた地震動レベルを個別に考慮することが可能である。ここでは、Nishimura *et al.*(2001)<sup>57)</sup>の手法によって、前節で検討した水平動の地震動レベルを地震基盤相当のレベルに変換した。

Nishimura *et al.*(2001)<sup>57)</sup>の手法では、地震基盤における水平動の応答スペクトルに対し、地震動を定義する地盤におけるS波速度に応じた地盤増幅率を提案している。その際、地震基盤として地殻最上層のVs=3.0km/s程度を想定している。前節で検討した水平動の地震動レベルをVs=0.7km/sと考え、Vs=0.7km/s相当の地盤増幅率を除いた値を水平動の地震基盤相当のレベルと設定した。この方法で評価した水平動の地震基盤相当の地震動レベルを図9に示す。図中には、地震基盤の地震動レベルに対し、Nishimura *et al.*(2001)<sup>57)</sup>の地盤増幅係数を乗じて評価したVs=1.5km/s、Vs=1.0km/s、Vs=0.7km/sの地震動レベルを参考までに示してある。当然の事ながら、Vs=0.7km/sの地震動レベルは図8に示した太線のレベルと同じとなる。

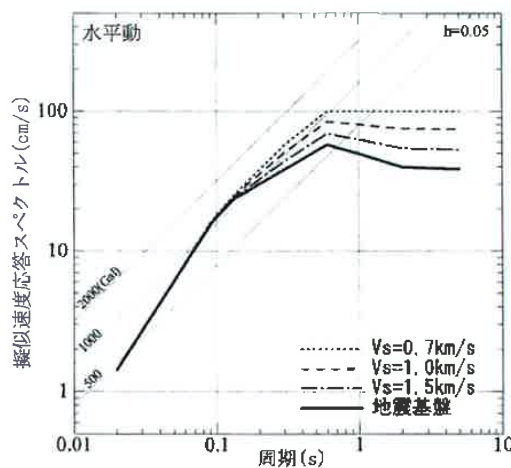


図9 震源を事前に特定できない地震による水平動の地震動レベル