



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 -

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

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 上席研究員

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)¹⁾。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)²⁾。

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)³⁾。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)⁴⁾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の切迫度までが予測可能となる³⁾。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)⁵⁾。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)⁶⁾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)⁶⁾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。先ず、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)⁷⁾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)⁷⁾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)⁸⁾及び井上・他(2002)⁹⁾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_A、L_B、L_C、L_D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)⁸⁾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)⁹⁾では横ずれ断層による変形地形の基準を土木学会(1985)⁸⁾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)⁹⁾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_C、L_D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碎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)⁹⁾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)⁹⁾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。

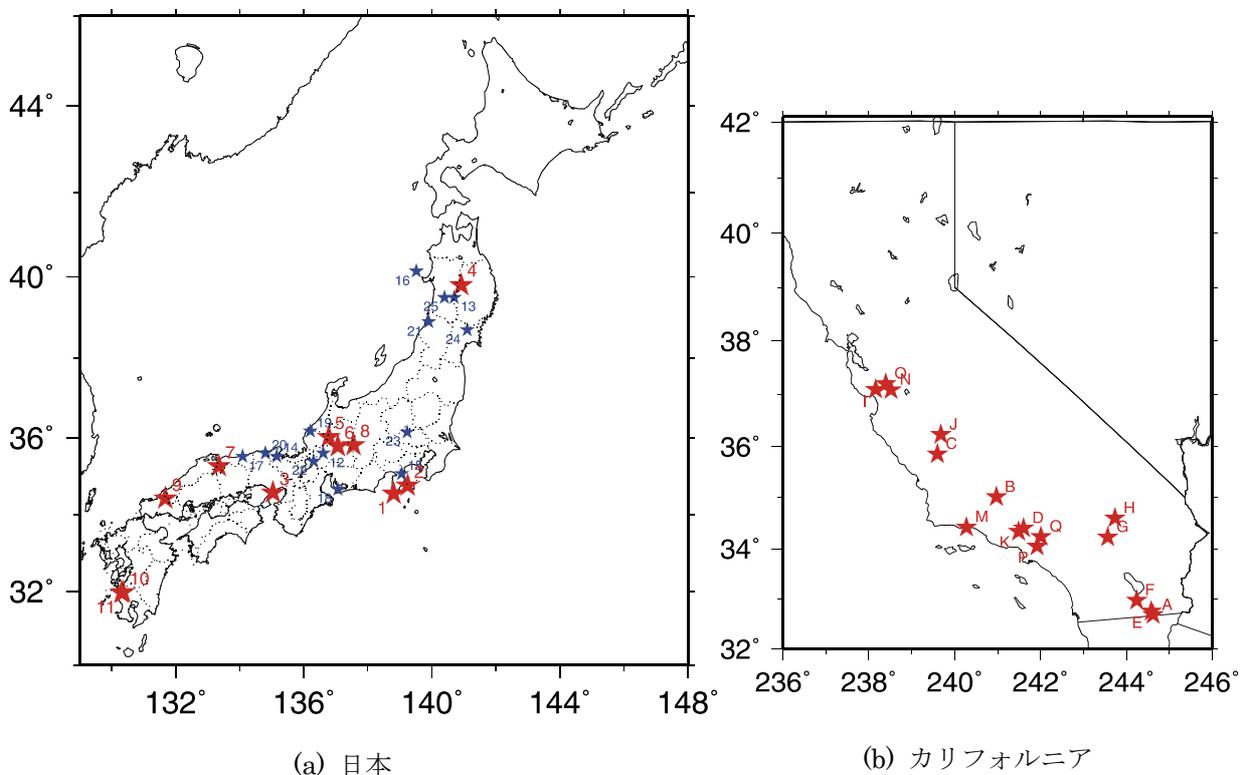


図1 検討対象地震の震央位置 (図中の数字と記号は図3および図10の地震に対応、
★は強震観測開始以後、★は開始以前に発生した地震を表す)

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)¹⁰⁾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)¹¹⁾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 ^{*1} (Mw)	Mech. ^{*2}	Site Name (Station Code)	Soil Data	Xsh ^{*3} [km]	Geology
1940 Imperial Valley	(7.0)	S	—	—	—	—
1952 Kern County	(7.5)	D	—	—	—	—
1966 Parkfield	(6.2)	S	Cholame Shandon Temblor (TBL)	No	13	Thin Sand and Silt / Siltstone
1971 San Fernand	(6.6)	D	Griffith Park Observatory (GPO)	Yes	15	Granidiorite (0-5m 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 ^{*1} (Mw)	Mech. ^{*2}	Site Name (Station Code)	Soil Data	Xsh ^{*3} [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 deposite / Sandstone
			Coyote Lake Dam SW Downstream (CLD)	Yes	20	Clay / Mudstone
			Girloy #1(G1)	Yes	9	Sandstone
			Girloy #6 (G6)	Yes	18	Sandstone
			Lexington 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 Spilway 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	鶴田ダム (TRD)	No	9	Sandstone
1997 鹿児島県北西部 (5/13)	6.4	S	鶴田ダム (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) “—”は震源近傍の硬質地盤上の記録が存在しないことを表す

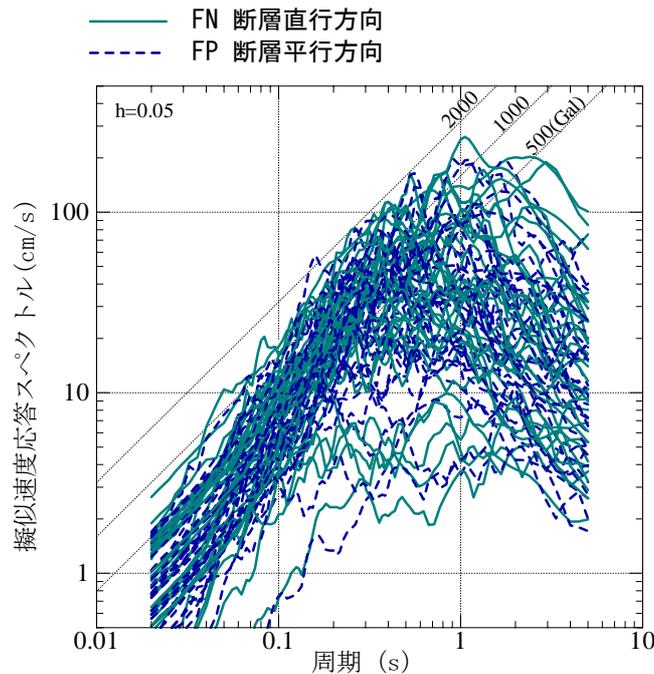


図2 震源近傍の硬質岩盤で観測された水平動の擬似速度応答スペクトル

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

先ず、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)¹²⁾および武村(1998)¹³⁾は、日本で発生した地殻内地震に対し、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)¹³⁾ 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えられている^{12), 13)}。この解釈に基づけば、スケー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。

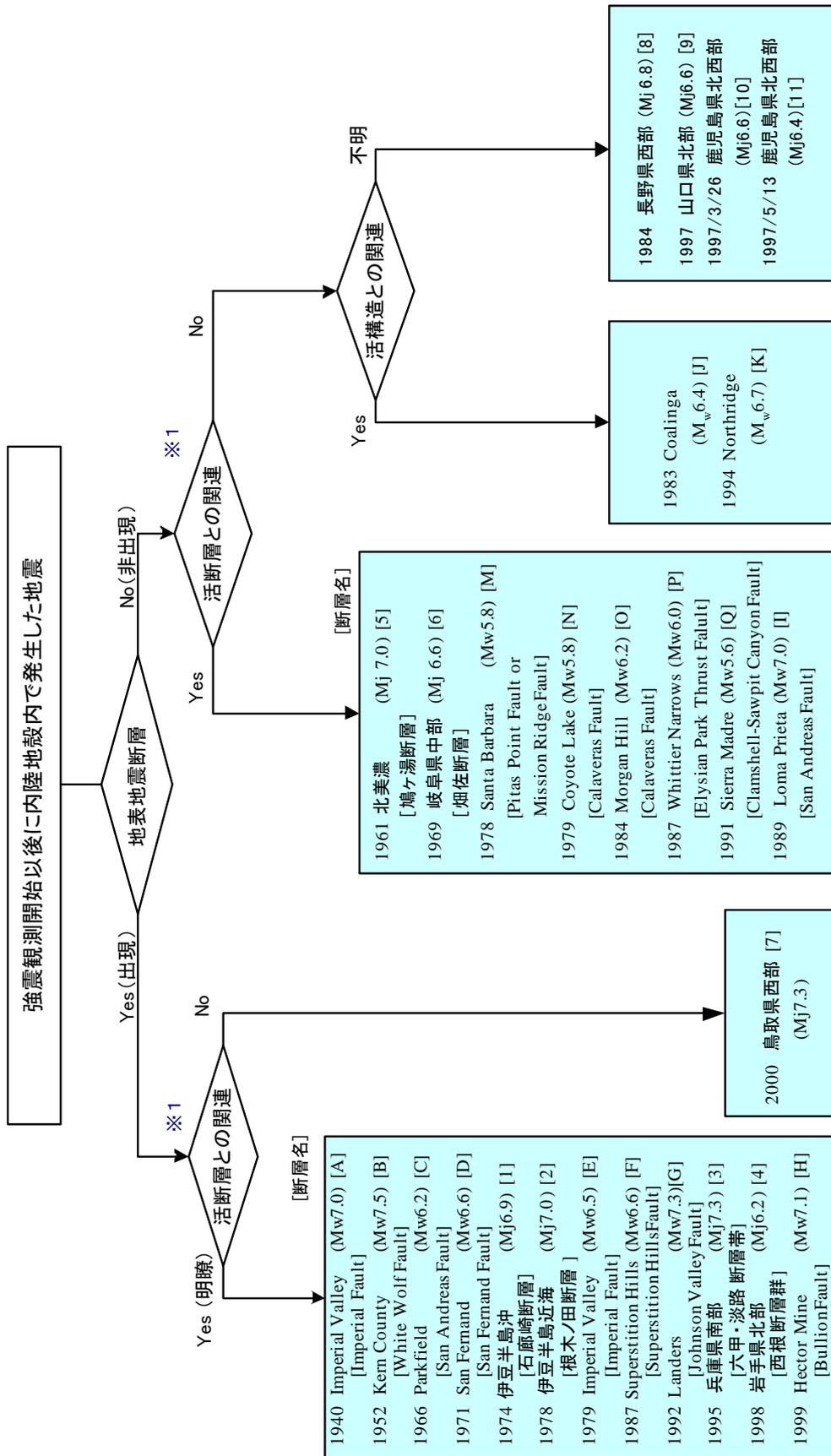
図3に示した地表地震断層が明瞭に出現した12地震のうち、10地震はMj6.8(Mw6.5)以上であり、断層パラメータのスケーリングを用いた考察とも一致している。残る2地震(1966年Park field地震(Mw6.2)、1998年岩手県北部地震(Mj6.2))の扱いは4章で述べる。これらの地震について、地表地震断層の出現位置と活断層の関連^(例えば14), 15)を調査したところ、事前に活断層と認識されていた場所で発生したことが確認できた。即ち、これらの地震の発生位置は、事前に特定できたと判断される。各地震に対応する活断層の名称を図3の[]内に示す。なお、2000年鳥取県西部地震は地表地震断層が出現したとする見方があるが^{16), 17)}、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)¹⁸⁾。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⁴⁾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)¹³⁾。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Lと、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⁴⁾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⁴⁾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)⁹⁾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っている計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年北美濃地震

Kawasaki(1975)¹⁹⁾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)²⁰⁾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一小池断層があるとされ、その位置はKawasaki(1975)¹⁹⁾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)²¹⁾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)¹⁴⁾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)²²⁾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)¹⁴⁾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)⁸⁾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断層の上に載るが、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)²³⁾。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)^{23), 24)}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)²⁵⁾。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年前のものとして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。

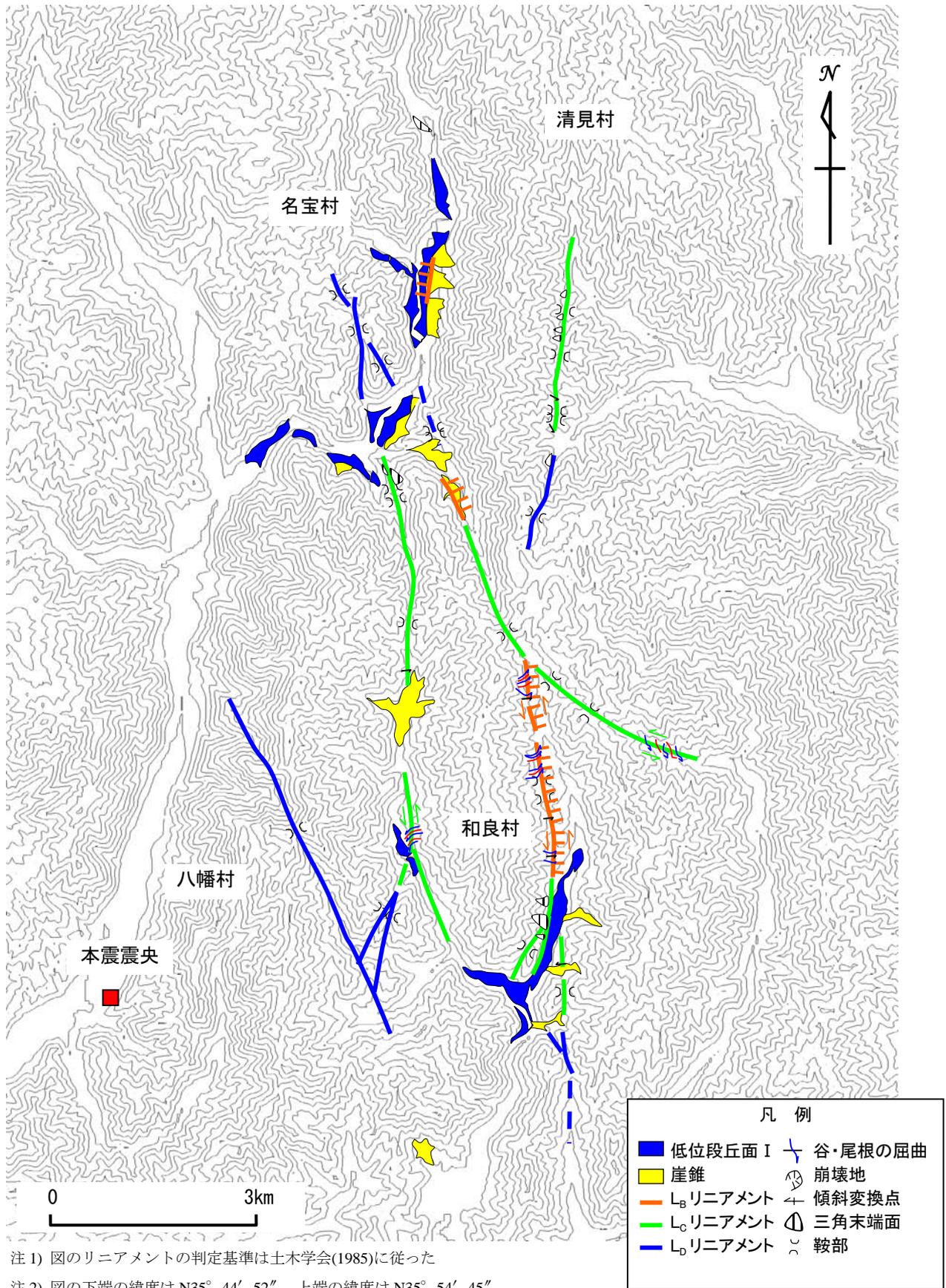


図 4 1969 年岐阜県中部地震の震源周辺地域の空中写真判読結果

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)²⁶⁾。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)²⁷⁾。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)²⁸⁾。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)²⁹⁾。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)³⁰⁾、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)³¹⁾、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)⁸⁾ および井上・他(2002)⁹⁾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_C、L_D リニアメント、一部 L_B 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_B 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)³²⁾。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)³³⁾。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)³⁴⁾。

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。

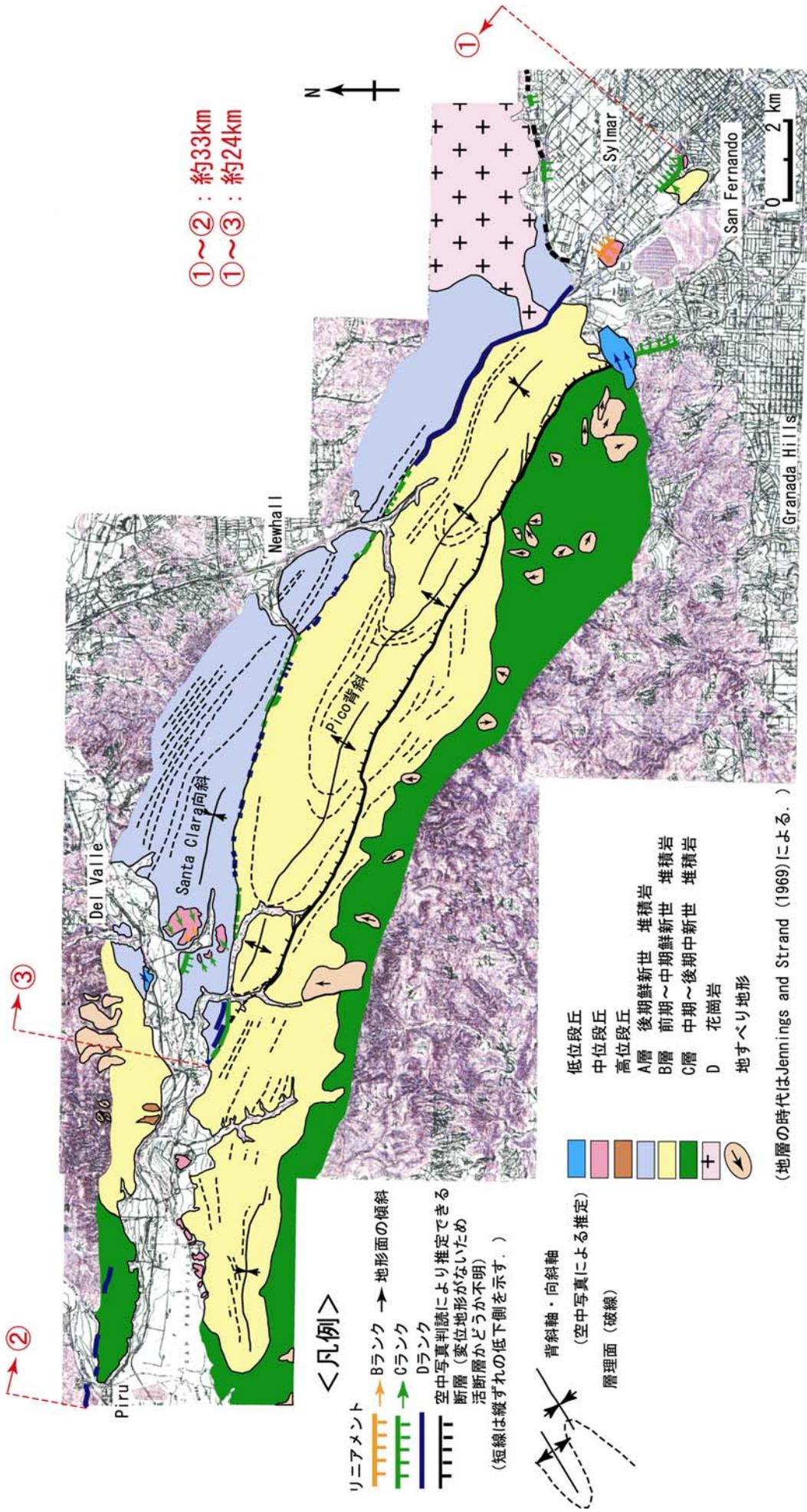


図5 1994年Northridge地震の震源周辺地域の空中写真判読結果

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)^{16,17)}、地下の震源断層変位量 1.6m (菊地、2000)³⁵⁾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)⁹⁾は震源域周辺で、土木学会(1985)⁸⁾および井上・他(2002)⁹⁾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)³⁶⁾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)³⁷⁾、青柳・他(2001)³⁸⁾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)³⁹⁾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)⁴⁰⁾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)⁴¹⁾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⁹⁾。

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.*, 1978⁴²⁾; Corbett and Johnson, 1982⁴³⁾; Yeats and Olson, 1984⁴⁴⁾)。前者の場合、Corbett and Johnson (1982)⁴³⁾および Yeats *et al.* (1997)¹⁵⁾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ことができると述べている。後者の場合、Yeats and Olson (1984)⁴⁴⁾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, 1975²⁸⁾) ならびに南カリフォルニアの活断層分布図 (Yerkes, 1985⁴⁵⁾; Ziony and Yerkes, 1985³¹⁾) 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.*, 1990⁴⁶⁾)、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.*, 1996⁴⁷⁾)。

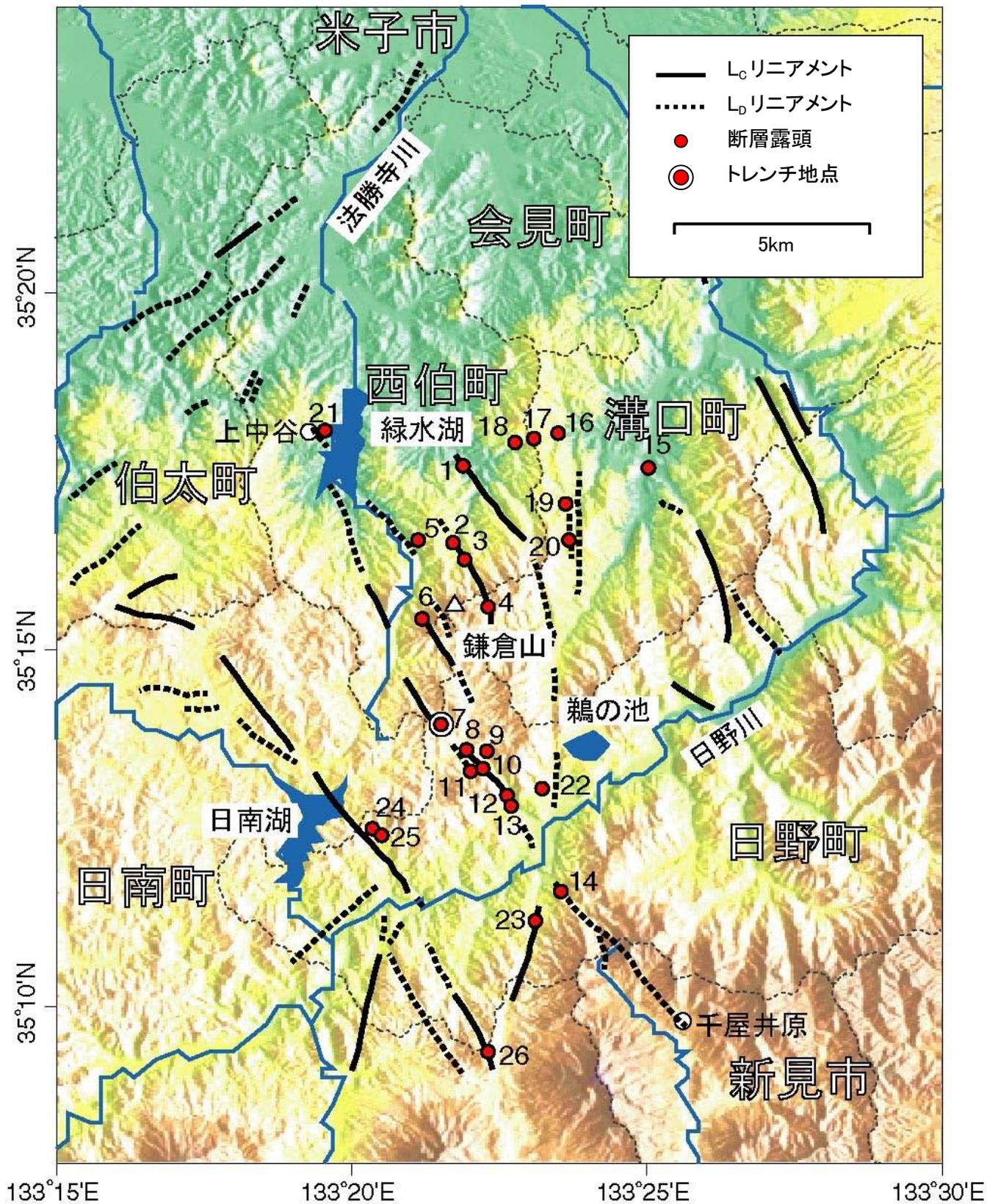


図6 2000年鳥取県西部地震の震源周辺地域の空中写真判読結果 (井上・他, 2002)

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, 1927⁴⁸）。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, 2002⁴⁹）。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, 1985³¹）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, 1994⁵⁰）。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, 1985³¹）。

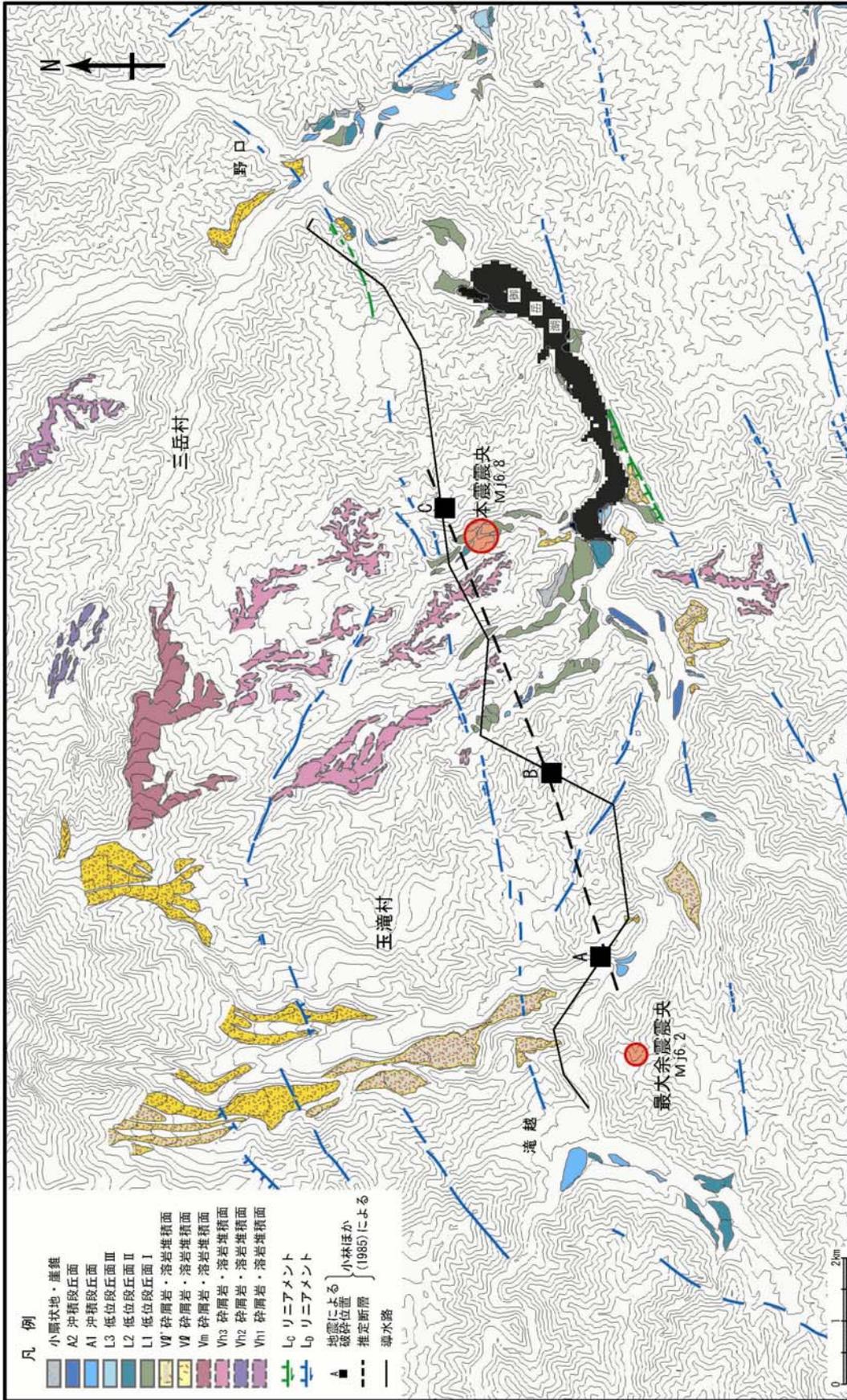
以上の文献調査結果より、これら 5 地震の震源位置および地震規模は事前に評価できた可能性がある。

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)⁵¹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)¹⁴も震央付近に活断層を表示していない。一方、小林・他(1985)⁵²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)⁸および井上・他(2002)⁹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)¹⁴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、これらの 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。



注1) 図のリニアメントの判定基準は土木学会(1985)に従った

注2) 図の下端の緯度はN35° 45' 57"、上端の緯度はN35° 55' 16"、左端の経度はE137° 24' 50"、右端の経度はE137° 39' 02"

図7 1984年長野県西部地震の震源周辺地域の空中写真判読結果

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)¹³⁾、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 ^{*1} (Mw)	Mech. ^{*2}	Station Code	Soil Data	Xsh ^{*3} [km]	Geology	PGA (FP, FN, UD) ⁴⁾ [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	326, 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^{53), 54)}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^{55), 56)}。

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)										
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
					12.5	625					11.0	500
10												
15	21.0	630	12.0 (-19.0)	2230	(-15.0)		23.1 (-25.6)	543	16.0 (-24.0)	500	(-13.0)	
20					10.0 (-25.0)	691						
25	(-26.0)											
30							10.6 (-36.2)	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の破線はスケージ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、大きめの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思われる。なお、武村・他(1999)⁷⁾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。

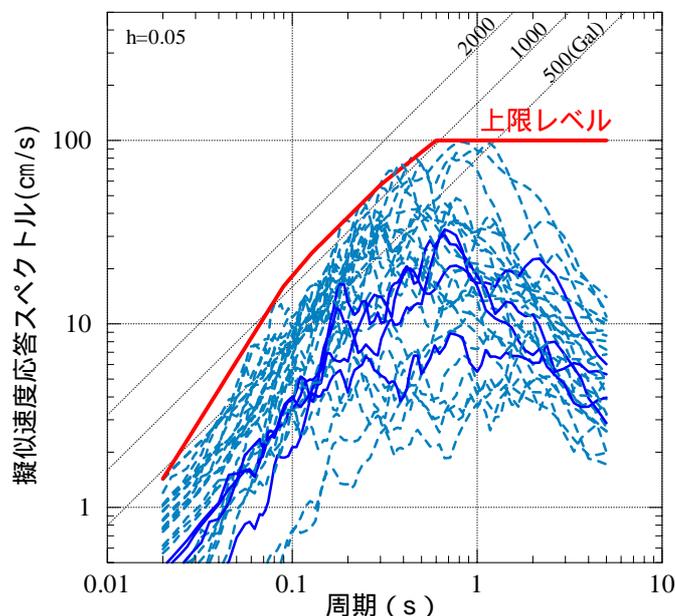


図8 震源を事前に特定できない地震による震源近傍の観測記録の水平動応答スペクトルとその上限レベル
(実線は1997年鹿児島県北西部地震の鶴田ダムのスペクトル、破線はスケージングの観点から確実に事前に震源を特定できるとは断定できないと判断した $M_j6.5(M_w6.2)$ 以下の7地震のスペクトル)

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 V_s 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 V_s は不明である。岩盤表面の V_s が既知の 6 地点の観測スペクトルと、岩盤表面の V_s 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、 V_s 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)⁵⁷⁾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)⁵⁷⁾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 $V_s=3.0\text{km/s}$ 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 $V_s=0.7\text{km/s}$ と考え、 $V_s=0.7\text{km/s}$ 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)⁵⁷⁾の地盤増幅係数を乗じて評価した $V_s=1.5\text{km/s}$ 、 $V_s=1.0\text{km/s}$ 、 $V_s=0.7\text{km/s}$ 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、 $V_s=0.7\text{km/s}$ 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。

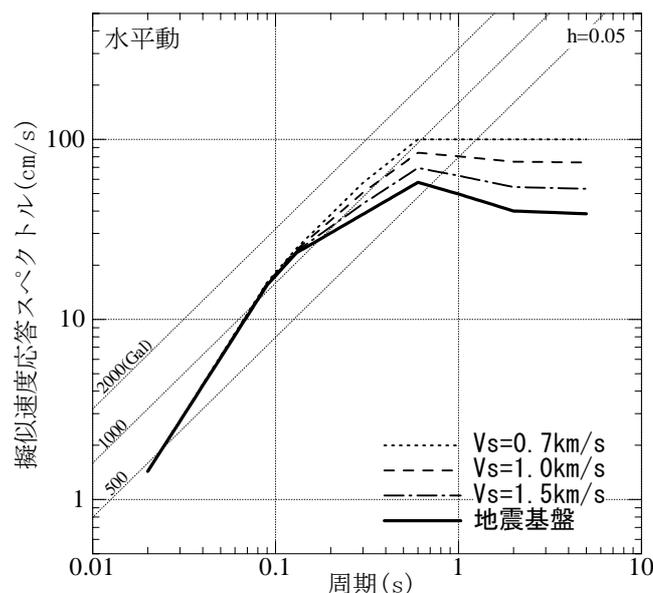


図 9 震源を事前に特定できない地震による水平動の地震動レベル

5. 考察

5-1 強震観測開始以前の地震に関する調査

a) 検討方針

4章で示した地震動レベルは、強震観測開始以後に発生した地震に基づき設定している。当然のことながら、強震観測開始以前にも日本国内で多くの内陸地殻内地震が発生しており、これらの地震についても、事前に震源を特定可能であったかを調査する必要がある。震源を特定できる、できないを評価するに際し、これらの地震は強震観測以前のこともあり、震源断層の特定には十分なデータが存在しないものも多い。震源断層の特定という観点では、十分なデータが得られない場合であっても、耐震設計を行うという観点では、当該規模の地震を事前に評価可能か否かということが重要であるとの認識のもと、当該地震付近で当該地震規模に見合う活断層あるいは活構造が認められるか否かに着目し評価をおこなった。

本節では、地震カタログが充実している1885年以降に内陸で発生した地震を対象とし、文献調査および必要に応じて空中写真判読、現地地表踏査を行い、活断層または活構造との関係を検討した。対象は深さ20kmより浅い地震とし、Mj6.5より大きい地震を調査した。地震規模は1885年から1925年については宇津(1982, 1985)^{58), 59)}に、1926年以降については気象庁カタログ(1982)⁶⁰⁾に基づき抽出した。対象となる地震として20地震がリストアップされたが、以下に示す6地震は余震、または震源が深い等の理由により検討対象から除外した。

1923年山梨県南東部の地震(Mj6.8)、1924年丹沢山塊の地震(Mj7.3)は、震央位置から判断するとプレート境界で発生した1923年関東地震の余震と考えられる。1939年男鹿の地震(Mj6.7)は、同年に発生した男鹿地震(Mj6.8)の余震に対応しており、本震は後で示すように申川断層と関連づけられている。これらの地震の本震は事前に震源が特定可能であったため、余震は本震の規模を上回らないという前提のもと、本震が震源を特定できる地震と判断できる以上、その余震については震源が特定できるか否かは課題とならないと判断し、検討対象から除外した。

1932年新冠川地震(Mj7.0)は深さ約20kmの地震とされていたが(気象庁、1982)⁶⁰⁾、2001年度版の地震年報(気象庁、2003)⁶¹⁾では震源深さが66kmに改定されている。本地震の発生位置では深さ20~60kmの地震が多発しており、プレートの沈み込みに関連したやや深い地震と考えられている(Moriya, 1986)⁶²⁾。1948年日高川地震(Mj6.7)の深さは10kmとされているが(気象庁、1982)⁶⁰⁾、震源メカニズム解は北東-南西方向の正断層を示しており、同地域の深さ25km以深で発生する地震の特徴を示していることから、地殻下部で発生したと推定されている(中村、1996)⁶³⁾。なお、いずれの地震も水準変動が現れていない。以上より、これらの2地震は内陸上部地殻内で発生したとは考えにくいと判断し、検討対象から除外した。

1914年桜島の地震(Mj7.1)は測地データが得られている。桜島をとりまくように同心円状に50cm以上の陥没が認められるが、線状を呈しておらず、水平変動を見ても大きな変動は認められない。余震分布も得られておらず、微小地震の活動も顕著でない(地震調査委員会、1997)⁶⁴⁾。同日に桜島の大噴火が記録されており(宇佐美、2003)⁶⁵⁾、本地震は火山活動に伴って生じた可能性が高く、活断層の活動によるものではないと判断され、検討対象から除外した。なお、火山性の地震であっても、震源が事前に特定できなければ地震動との観点で考慮が必要との見方もあり得るが、火山の場合は、そのメカニズムから活動の区域は事前に想定可能なものであり、原子力発電施設等の重要構造物を設置する上で、火山近傍は避けるという判断が可能であるため、ここでの検討対象とはならないものである。

以上の検討を踏まえ、1885年以降に内陸で発生したMj6.5より大きい14地震を以後の調査対象とし、これらの地震を図10に示す。

b) 明瞭な地表地震断層が出現した地震

3章の検討と同様に、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。その結果、図10の左側に示した8地震は地表地震断層が明瞭に現れており、図中に[]内で示した当該震源付近で既存の活断層と関連付けられている(活断層研究会、1991)¹⁴⁾。参考までに、既存文献に示されている活断層の長さ、地震規模の関係を整理した結果を付表1-1に示す。3-2章と同様に、松田の経験式⁴⁾を目安に活断層長さLとマグニチュードMjを見ると、1939年男鹿地震(L=5.5km、Mj=6.8)、1943年鳥取地震(L=8.0km、Mj=7.2)、1945年三河地震(L=7.0km以上、Mj=6.8)以外は、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。このうち、男鹿地震は付表1-1の右欄に地質状況を示したように、約20kmの地震性地殻変動域の存在が男鹿半島に指摘されている。鳥取地震は活断層の端部が沖積平野に、三河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。この種の地震については、3-2章と同様に、ボーリング調査、音波探査、弾性波探査を実施すれば、規模に見合う長さが事前に特定可能と判断した。以上より、明瞭な地表地震断層が出現した地震は、地震規模の割に活断層長さが短い場合であっても、発生位置および規模を事前に特定できると判断した。

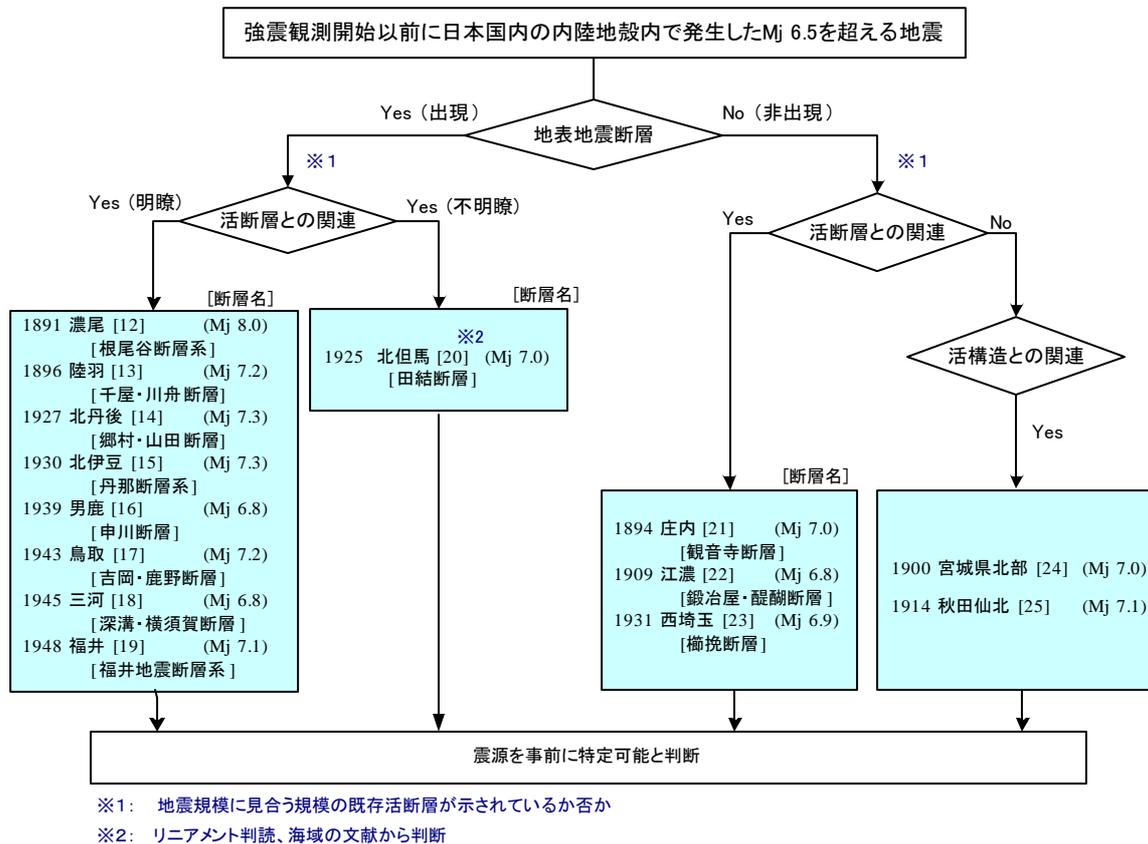


図10 強震観測開始以前に国内で発生したMj6.5を超える地震の分類
 []の数字は図1(a)の震央位置に対応

c) 明瞭な地表地震断層が出現しなかった地震

地表地震断層が明瞭でない地震、および地表地震断層が出現しなかった図 10 の計 6 地震について文献調査を行った。(a)方針で示したように、これら 6 地震については、当該地震付近で当該地震規模に見合う活断層あるいは活構造が認められるか否かに着目し評価をおこなった。その結果、1894 年庄内地震(Mj7.0)、1909 年江濃地震(Mj6.8)、1925 年北但馬地震(Mj7.0)、1931 年西埼玉地震(Mj6.9)の 4 地震については付表 2 に示した根拠により活断層との関連が推定可能で、事前に震源を特定可能であったと判断した。各々の地震に対応する活断層を図中の[]内に示す。残りの 2 地震、1900 年宮城県北部地震および 1914 年秋田仙北地震は、文献調査からは活断層との関係が不明であったため、空中写真判読および現地踏査による検討を行った。

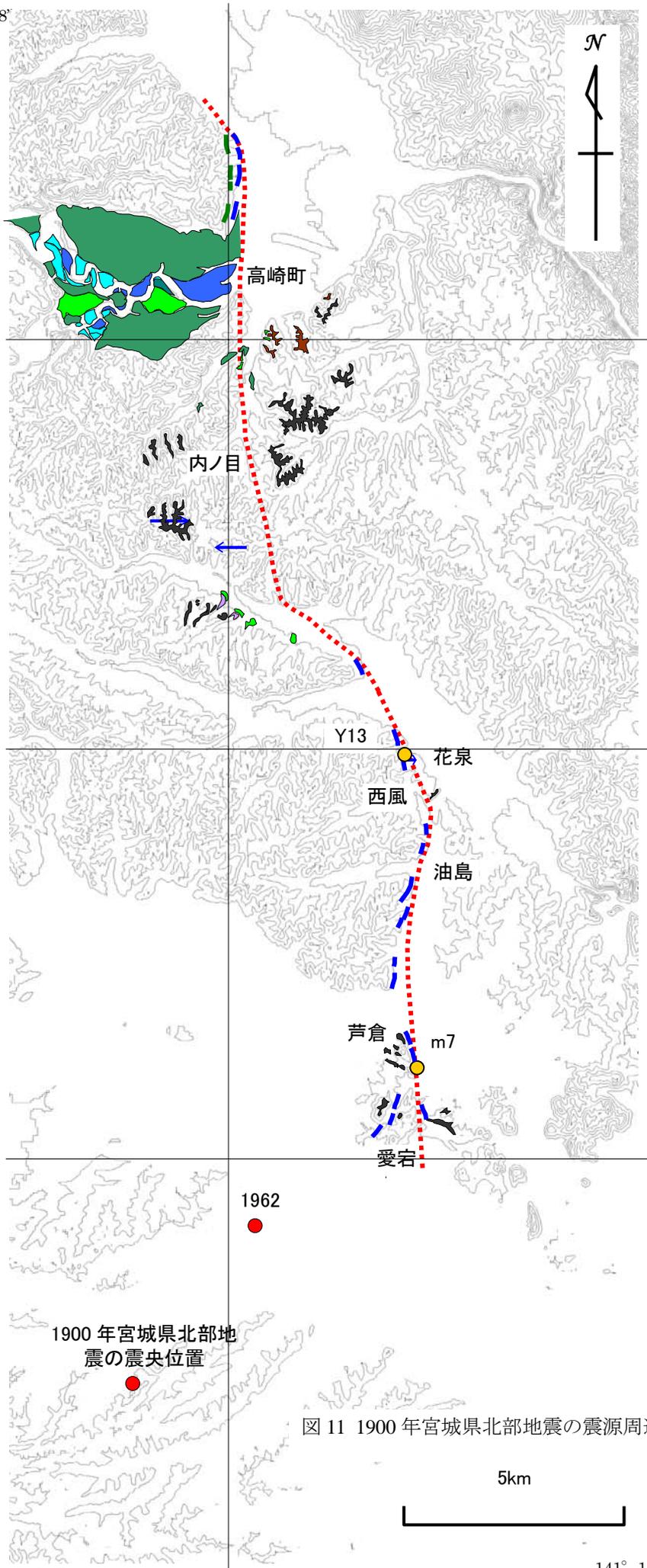
1900 年宮城県北部地震の震源周辺地域における空中写真判読結果を図 11 に示す。松野(1967)⁶⁶⁾は、一関市北方から石越町にかけて、ほぼ南北方向に連続する一関一石越撓曲線を示しており、この撓曲運動によって下黒沢層(中新統)から築館層(鮮新統)までが変位し、さらに胆沢扇状地面に傾斜の急変部となって現れているとし、この撓曲運動はきわめて新しい時代に完成したものと指摘している。空中写真判読からも一関一石越撓曲線にほぼ対応して図 11 に示す L_C 、 L_D リニアメントが判読される。リニアメントの判定基準は土木学会(1985)⁸⁾に従った。これらのリニアメントは一関市西方で比較的明瞭であり、西側の丘陵と東側の沖積低地との境界付近にみられる丘陵末端の急崖、扇状地面上の崖等として認められる。文献に示されている一関一石越撓曲線の存否、および判読したリニアメントと一関一石越撓曲線との関係を明らかにするために、地表地質踏査を実施した。地表踏査結果によると、一関市西方から花泉町花泉、油島を経て、石越町愛宕に至る約 20km 間において、断続的ではあるが、瀬峰層～竜ノ口層(鮮新統)に西上がりの撓曲構造が認められ、図 12(a)に示すように最大 $50^\circ \sim 80^\circ$ の東傾斜となっている。この撓曲構造は上述の文献による一関一石越撓曲線および空中写真判読によるリニアメントの位置と概ね対応しており、花泉町花泉、同町西風の撓曲部において、高位段丘堆積物が東方に 17° 程度の傾斜を示している。また、石越町芦倉のリニアメント延長部においては、下位より砂層およびシルト層からなる段丘堆積物が分布し、砂層およびシルト層は図 12(b)のように最大 10° 程度の傾斜を示しており、この堆積物はその上部を覆うローム層最下部に鳴子一迫テフラ(約 11 万年前～約 14 万年前)が挟在することから、南関東の下末吉層に対比される。本地震の震源付近では、最近でも微小地震が頻発しており、震源付近から一関市付近にかけ、ほぼ南北方向に微小地震の活動が認められる(地震調査委員会、1997)⁶⁴⁾。以上の調査結果より、この地域ではこの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。

次に、1914 年秋田仙北地震の震源周辺地域における空中写真判読結果を図 13 に示す。本震の北方の協和町船岡から西仙北町宿に至る約 14.5km 間、本震の南西方向の南外村南楢岡から東由利町法内に至る約 18km 間、および本震の南方の大森町夏見沢から羽後町郷ノ目に至る約 23km 間に L_C 、 L_D リニアメントが判読された。リニアメントの判定基準は土木学会(1985)⁸⁾に従った。短線は縦ずれの低下側を示す。さらに地表踏査を実施した結果、夏見沢から塚須沢に至る間において、リニアメントに対応して新第三系に西上がりの撓曲構造が認められた。また、塚須沢から郷ノ目に至る間においても、リニアメントに対応して同様の撓曲構造が認められ、図 14(a)および(b)に示すように一部で西上がりの断層が推定あるいは確認された。この断層は、大沢・他(1979)⁶⁷⁾による滝ノ沢太平洋山断層群に対応している。

この断層に対応してリニアメントが判読されることなどから、この断層の第四紀後期における活動の可能性は否定できない。小田切・島崎(2001)⁶⁸⁾は、確実性のランクは低いが本地震が断層または活褶曲による地震の可能性を指摘している。これらの調査結果より、この地域ではこの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。

以上の調査結果より、図 10 に示す強震観測開始以前に発生し、Mj が 6.5 を超える内陸地殻内の 14 地震についても、事前に震源を特定可能であったと考えた。

38° 57'38"



- A 沖積段丘面
- L3 低位段丘面 III
- L2 低位段丘面 II
- L1 低位段丘面 I
- M2 中位段丘面 II
- H2 高位段丘面 II
- H1 高位段丘面 I
- L_c リニアメント
- L_d リニアメント
- ← 地形面の傾斜
- - - 一関・石越撓曲軸線
(5万分の1地質図「若柳」
1967より転写)
- 露頭位置

注1) 図のリニアメントの判定基準は
土木学会(1985)に従った

1909年宮城県北部地震の震央位置

図 11 1909年宮城県北部地震の震源周辺地域における空中写真判読結果

5km

141° 4'16"

141° 14'31"

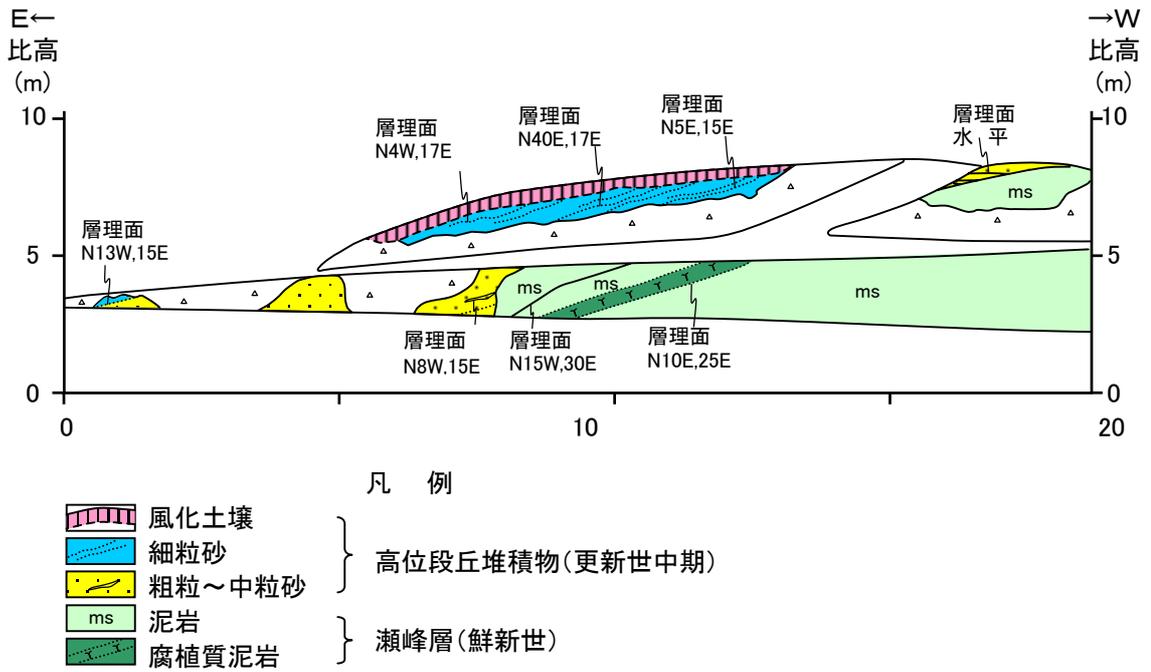


図 12(a) 1900 年宮城県北部地震の震源周辺地域の地表踏査結果：
断層露頭スケッチ (Y13 地点, 花泉町花泉)



段丘堆積物上部のシルト層は最大約 10° 東傾斜を示す。
シルト層の直上には鳴子一迫テフラ(Nr-Ic)と推定される火山灰層が認められる。

図 12(b) 1900 年宮城県北部地震の震源周辺地域の地表踏査結果：
中位段丘堆積物にみられる変形 (m7 地点, 石越町芦倉)

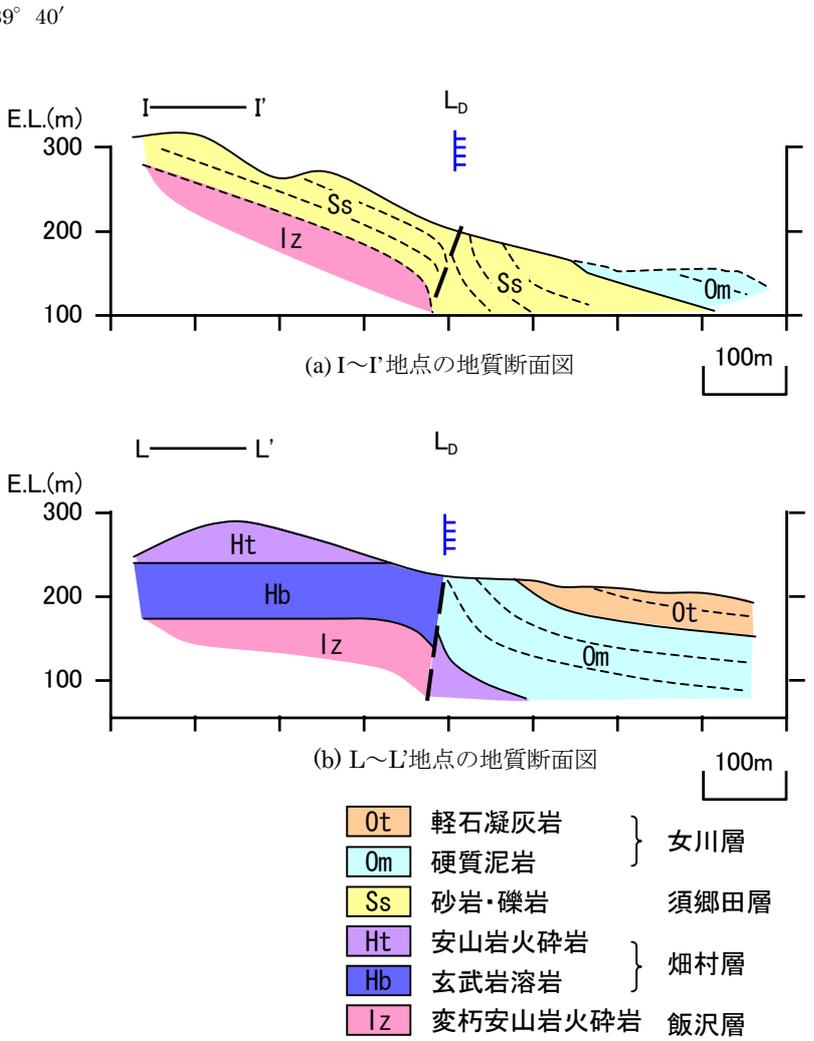
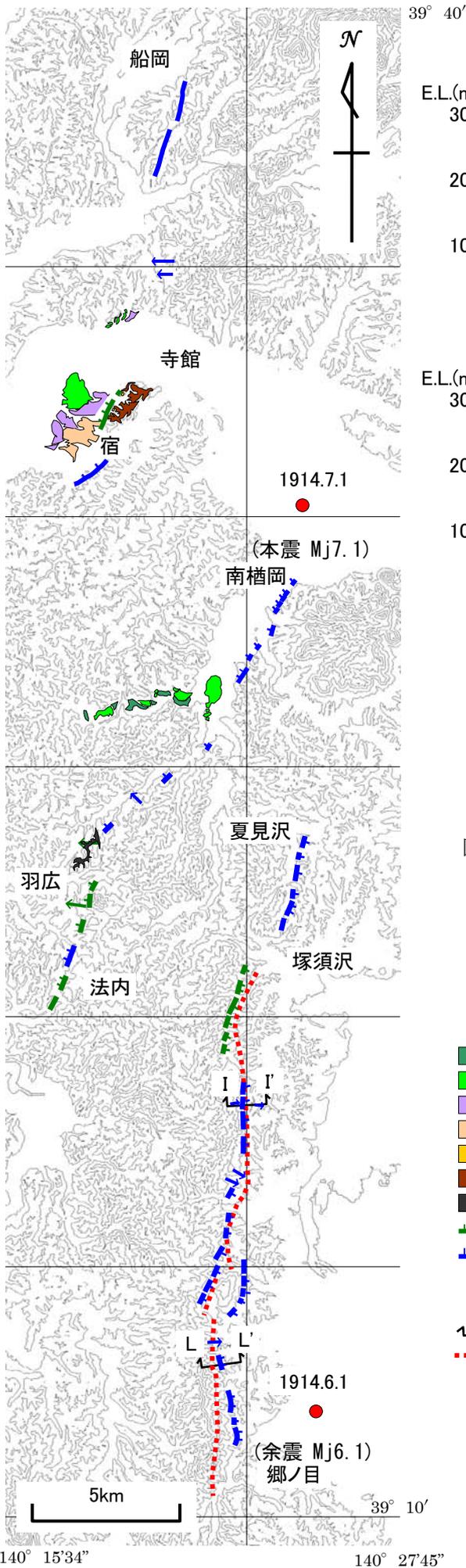


図14 1914年秋田仙北地震の震源周辺地域の地表踏査結果

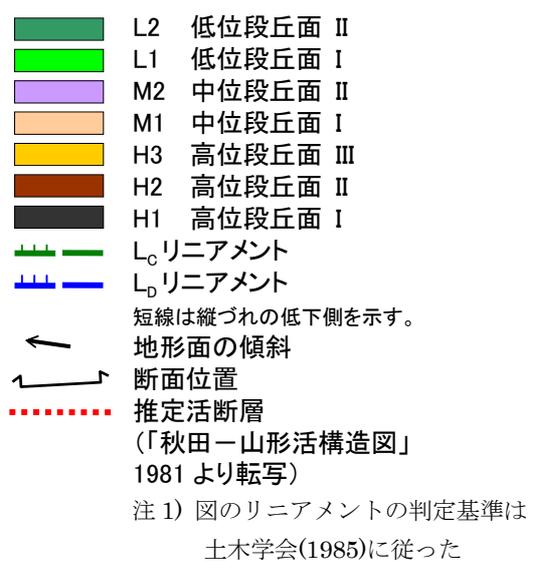


図13 1914年秋田仙北地震の震源周辺地域における空中写真判読結果

5-2 1984年長野県西部地震に関する検討

1984年長野県西部地震(Mj6.8)は、震源を事前に特定できないと判断した地震の中で、最も規模の大きな地震である。この地震に関しては、本震の震源域で得られた強震動記録は存在しないが、震源から24kmほど離れた高根第一ダム(TKN)、および38kmほど離れた奈川渡ダム(NGD)において加速度記録が得られている(JCLD、2002)⁶⁹⁾。そこで、両地点の観測記録から震源近傍の地震動レベルの目安を推定し、図9で設定した震源を事前に特定できない地震の地震動レベルと比較した。2地点と震央の位置関係を図15に、観測点と記録の諸元を表4に示す。地震計はダム堤体から離れた岩盤の横抗内に設置されており、1/200,000の地質図によるとダム周辺の地層は古生層に分類される。観測点位置における詳細な速度構造は不明であるが、ダム管理者(TKNは中部電力、NGDは東京電力)により観測点近傍で地盤調査が実施されている。両地点の地盤状況は、せん断波速度Vsが3.0km/s相当の地震基盤とは見なせないが、TKNはPS検層結果によりVs=1.5km/s程度、NGDはP波の弾性波試験結果からVsを推定するとVs=1.0~2.0km/sの範囲にあると見られる。

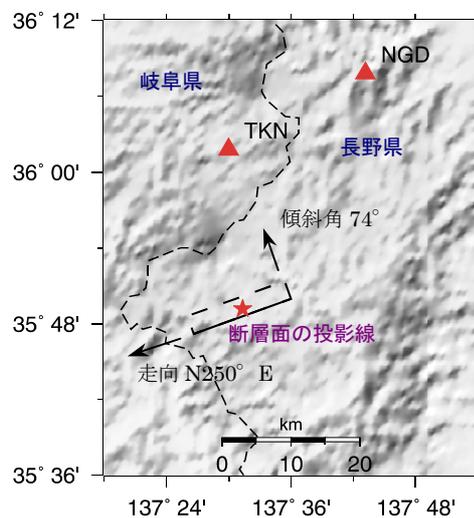


図15 1984年長野県西部地震の断層面と観測点位置
(断層面位置と破壊開始点はYoshida and Koketsu, 1990による)

表4 1984年長野県西部地震における観測点および観測記録の諸元

	略号	北緯(°)	東経(°)	Xsh (km) ¹⁾	最大加速度 (cm/s/s) FP, FN, UD ²⁾
奈川渡ダム	NGD	36.1294	137.7211	33.6	18.2, 27.1, 13.4
高根第一ダム	TKN	36.0289	137.4978	22.7	71.4, 40.0, 43.2

注1) Xsh: 断層最短距離

注2) FP: 断層走向平行方向, FN: 断層走向直交方向, UD: 上下方向

震源近傍の地震動は NGD および TKN の観測スペクトルを距離補正することにより推定した。距離補正は、データベースに震源近傍の記録が含まれている Abrahamson and Silva (1997)⁷⁰⁾による加速度応答スペクトルの評価式を用いた。Abrahamson and Silva (1997)⁷⁰⁾は 1940 年の Imperial Valley 地震以後に世界中で発生した、 $M_w=4.4\sim 7.4$ の 58 の地殻内地震に対する 655 記録の水平 2 成分の幾何平均スペクトルを基に、距離減衰式を作成している。観測点から震源への距離は、断層最短距離 X_{sh} (原論文では r_{rup} と表記) が用いられており、 X_{sh} の適用範囲は 0.1~200km である。横ずれ断層に対する岩盤サイトの距離減衰式⁷⁰⁾を下式に示す。

$$\ln Sa(M_w, X_{sh}) = a_1 + a_2(M_w - c_1) + a_{12}(8.5 - M_w)^n + [a_3 + a_{13}(M_w - c_1)] \ln R$$

$$R = \sqrt{X_{sh}^2 + c_4^2} \quad (2)$$

ここで、 Sa は加速度応答スペクトル(単位 : g)を表し、 $a_1\sim a_{13}$ 、 c_1 、 c_4 、 n などの係数は周期毎(0.01~5.0 秒)に定められている。

NGD および TKN の X_{sh} を計算するには長野県西部地震の断層面を仮定する必要がある。ここでは、Yoshida and Koketsu (1990)⁷¹⁾が波形インバージョンを行った際の断層面を用いることとした。断層面の諸元は、断層長さ 15km、断層幅 10km、断層上端深さ 0.3km、走向 $N250^\circ E$ 、傾斜角 74° であり、断層面の地表投影面を図 15 に示してある。この断層面に対する NGD の X_{sh} は 33.6km、TKN の X_{sh} は 22.7km となる。Yoshida and Koketsu (1990)⁷¹⁾による M_0 から M_w を評価すると $M_w = 6.2$ と求められるが、ハーバード大学による CMT 解の M_0 を用いても同じ値($M_w = 6.2$)が得られた。両地点で観測された加速度応答スペクトルを、Abrahamson and Silva (1997)⁷⁰⁾による距離減衰式を用いて推定したスペクトル振幅と比較して図 16 に示す。原論文に従い、応答スペクトルは水平 2 成分の幾何平均を用いている。距離減衰式によるスペクトル振幅は観測スペクトルよりやや大きい、観測スペクトルの形状はほぼ表現されている。

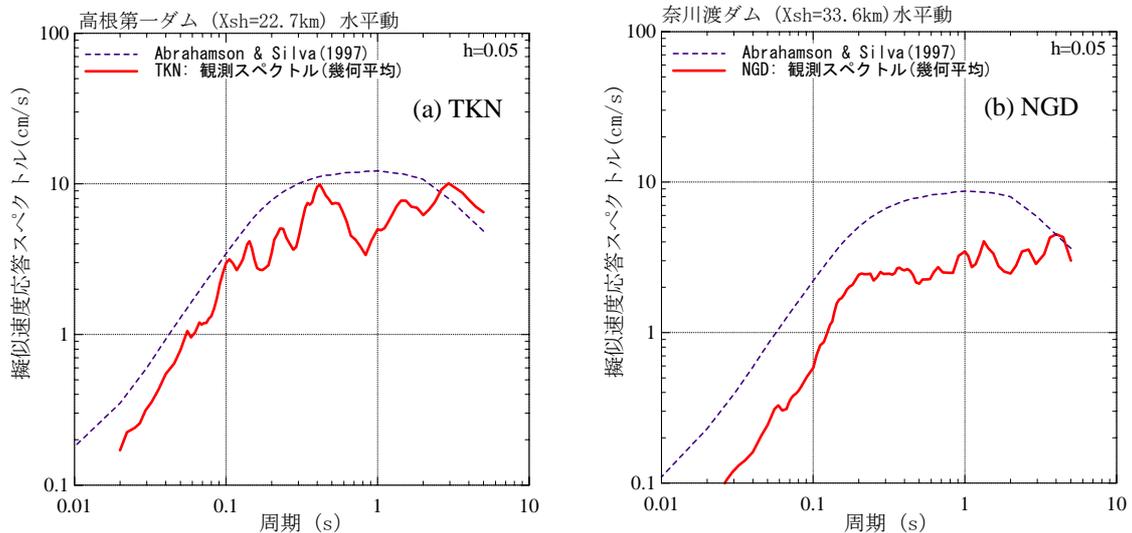


図 16 1984 年長野県西部地震の近地ダムサイトにおける観測スペクトルと Abrahamson and Silva (1997)による距離減衰式からの推定値との比較

両地点で観測された加速度応答スペクトルを、Abrahamson and Silva (1997)⁷⁰⁾の距離減衰式を用いて震源直上相当の $X_{sh}=0.3\text{km}$ に補正した。すなわち、(2)式を基にして以下の(3)式から距離補正係数を計算し、TKN と NGD における観測記録の応答スペクトルに距離補正係数を乗じることによって断層直上相当のスペクトルレベルを推定した。

$$\text{距離補正係数} = \frac{Sa(6.2, 0.3)}{Sa(6.2, X_{sh})} \quad (3)$$

その際、TKN と NGD の X_{sh} は、各々 22.7km 、 33.6km を用いており、(3)式を用いて評価した距離補正係数を、両地点について図 17 に示す。上記の距離補正係数を用い、TKN と NGD の観測スペクトルから断層直上相当のスペクトルレベルを推定した結果を図 18 の太実線および太破線で示す。図中の赤実線は、図 9 に示した震源を事前に特定できない地震の地震動レベル、それ以外の線は $V_s=1.5$ 、 1.0 、 0.7km/s のレベルを各々示す。

震源近傍では、破壊の進行方向に位置する地点において地震動振幅が大きくなる現象が指摘されており、破壊伝播効果と呼ばれている。この現象は、断層直行方向(FN)で顕著となる(Somerville *et al.*, 1997; 大野・他, 1998)^{72), 73)}。Somerville *et al.* (1997)⁷²⁾ は震源近傍の観測スペクトルと、本論文でも用いた Abrahamson and Silva (1997)⁷⁰⁾ の距離減衰式から評価したスペクトルとの残差から、破壊の進行方向でスペクトル振幅が増加する影響を以下の式でモデル化している。

$$y_1 = C_1 + C_2 X \cos \theta \quad (4)$$

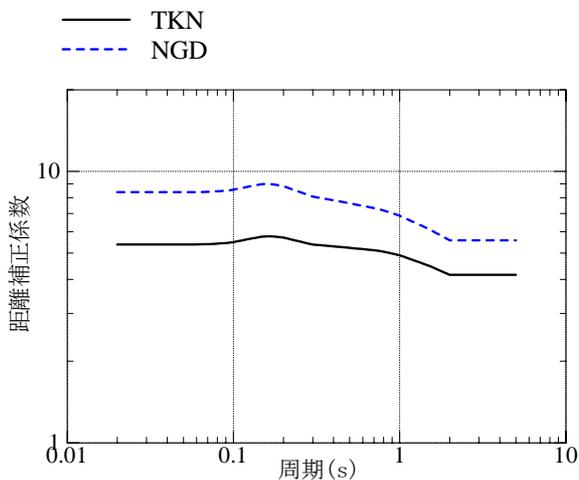


図 17 Abrahamson and Silva (1997)の距離減衰式を用いた近地のダムサイトに対する断層直上相当 ($X_{sh}=0.3\text{km}$)の距離補正係数

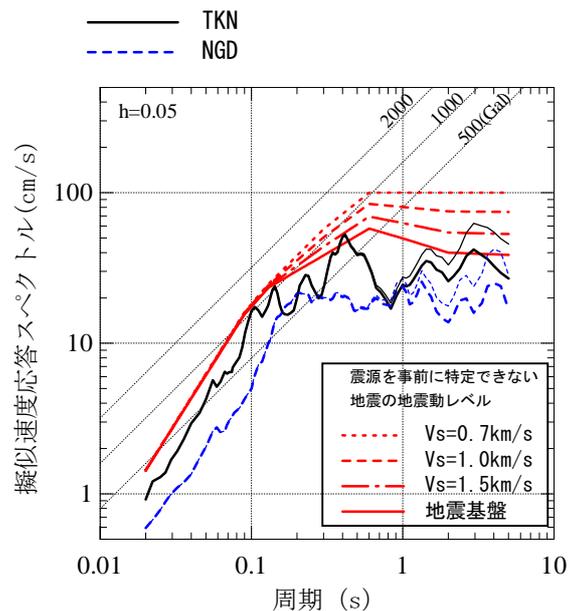


図 18 1984 年長野県西部地震の震源域における水平動の地震動推定レベルと震源を事前に特定できない地震の地震動レベル (太実線と太破線は断層直上相当のレベル、細実線と細破線は更に破壊伝播効果を考慮した FN 成分のレベル)

さらに、破壊の進行方向で FN 成分が卓越する効果を以下の式でモデル化している。

$$y_2 = \cos 2\theta [C_3 + C_4 \ln(X_{sh} + 1) + C_5 (M_w - 6)] \quad (5)$$

ここで θ と X は観測点位置と断層の地表投影線から幾何学的に定まるパラメータ(原論文⁷²⁾の Figure 5 参照)を、 $C_1 \sim C_5$ は周期毎に定められた係数を表す。なお、破壊伝播効果が顕著になるのは周期 0.6 秒から長周期側であり、周期 0.6 秒以下は $y_1=y_2=0$ となっている。(4)式と(5)式を用い、Somerville *et al.* (1997)⁷²⁾は震源近傍の破壊伝播効果を考慮した応答スペクトルを、以下の式で提案している。

$$\text{断層直行成分(FN)} : S_a(T)_{FN} = S_a(T) \times e^{y_1} \times e^{y_2} \quad (6)$$

$S_a(T)$ は Abrahamson and Silva (1997)⁷⁰⁾などの、距離減衰式から評価した加速度応答スペクトルを表す。

図 18 の太実線および太破線で示したスペクトルレベルは、震源直上相当の平均的な振幅に対応している。そこで、Somerville *et al.* (1997)⁷²⁾による補正係数($e^{y_1} \times e^{y_2}$)を用い、破壊伝播効果の影響について考察した。図 15 に示すように、長野県西部地震の震央は断層面の中央に位置している。この場合、Somerville *et al.* (1997)⁷²⁾によれば、FN 成分の振幅が最も大きくなるのは $X=0.5$ 、 $\theta=0^\circ$ の位置であり、断層端部直上に相当する。(4)~(6)式に $X=0.5$ 、 $\theta=0^\circ$ 、 $X_{sh}=0.3\text{km}$ 、 $M_w=6.2$ を挿入した場合の補正係数($e^{y_1} \times e^{y_2}$)を表 5 に示す。周期 5 秒で破壊伝播効果の影響が最も顕著になるが、その補正係数の値は 1.7 倍程度である。また、周期 0.6 秒以下の補正係数は 1.0 であり、短周期成分は破壊伝播の影響を受けないことになる。同様の傾向は大野・他(1998)⁷³⁾も指摘している。図 18 の太実線および太破線で示したスペクトルレベルに、表 5 の補正係数を考慮した結果を図中に細実線および細破線で示す。先に述べたように、TKN のせん断波速度 V_s は 1.5km/s 程度、NGD は $V_s=1.0 \sim 2.0\text{km/s}$ の範囲にあると見られる。破壊伝播の影響を考慮すると、周期 0.6 秒以上で振幅が大きくなるが、TKN は図中に示した $V_s=1.5\text{km/s}$ のレベルに、NGD は地震基盤のレベルにほぼ包絡されている。

表 5 Somerville *et al.* (1997)に基づく破壊伝播効果の補正係数($e^{y_1} \times e^{y_2}$)

周期 (s)	0.02	0.60	0.75	1.00	1.50	2.00	3.00	4.00	5.00
破壊伝播効果の補正係数	1.00	1.03	1.07	1.12	1.21	1.28	1.50	1.68	1.69

図 8 に示したように、震源を事前に特定できない地震の地震動レベルは、周期 1 秒以上の長周期帯域では基になった観測スペクトルを大きく上回って設定してある。しかしながら、図 18 の結果を見る限りにおいては、震源を事前に特定できない地震の地震動の設定レベルが、距離補正した応答スペクトルと比べて大きく上回る傾向は見られない。図 8 の地震動レベルの設定に用いた観測記録の最大の M_j は 6.6 相当である。一方、長野県西部地震の M_j は 6.8 であり、図 8 の地震動レベルの設定に用いた地震よりも規模が大きい地震である。従って、長野県西部地震に相当する規模の地震までを考慮すると、図 8 に示した周期 1 秒以上の長周期帯域のレベルは妥当であると判断した。加えて、周期 1 秒以下の帯域においても、図 8 で設定した地震動レベルは長野県西部地震に相当する規模の地震を概ね包絡している。

なお、1997 年山口県北部地震は震源から離れた地点においても硬質岩盤上の観測点が存在しないため、上記の検討は行わなかった。

6. まとめ

内陸地殻内で発生する地震に対し、「震源を事前に特定できない地震」に対する地震動レベルを、震源近傍の強震観測記録を用いて検討した。ここで、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を実施してもなお、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地震とした。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。

先ず、強震観測開始以後に日本(1953年～、 $M_j=6.2\sim 7.3$)およびカリフォルニア(1940年～、 $M_w=5.6\sim 7.5$)の内陸地殻内で発生した27地震に対し、震源近傍の強震観測記録を収集した。次に、収集した地震に対し、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。1995年兵庫県南部地震等、地表地震断層が出現した12地震は、地震が起きる以前に活断層と認識されていた場所で発生しており、震源位置と地震規模を事前に特定可能である。地表地震断層が明瞭でない、または出現しなかった15地震についても地質学的調査を行った結果、1984年長野県西部地震と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。 $M_j6.5(M_w6.2)$ 以下の7地震は地質学的調査により事前に震源位置と地震規模を評価できた可能性がある。しかしながら、仮に上記の7地震について震源が事前に特定できた可能性があっても、震源断層のスケーリング則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、本論文では長野県西部地震等の4地震に加え、上記の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する方針とした。

これら11地震のうち、震源近傍の硬質地盤上で強震記録が得られているのは9地震12地点の計15記録(30水平成分)であり、断層最短距離 $X_{sh}=3\sim 17\text{km}$ の範囲にある。以上の観測記録について水平動の擬似速度応答スペクトルを計算し、その上限レベル(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)を、震源を事前に特定できない内陸地殻内地震の地震動レベルとして設定した。これらの観測点は $V_s=700\text{ m/s}$ 相当の岩盤上に位置している。 $V_s=700\text{ m/s}$ から地震基盤に至る水平動の地震動レベルは、上記の上限レベルに既往研究の地盤増幅率を考慮することにより設定した。

以上の地震動レベルは、強震観測開始以後に発生した地震に基づき設定している。当然のことながら、強震観測開始以前にも日本国内で多くの内陸地殻内地震が発生しており、これらの地震についても調査する必要がある。そこで、地震カタログが整備されている1885年以後、強震観測が始まる1953年までに発生し、 M_j が6.5より大きい14地震を対象として地質学的調査を実施した。その結果、これらの地震は活断層または活褶曲と関連づけることが可能であり、震源を事前に特定可能であったと判断した。

先に述べたように、長野県西部地震は詳細な地質学的調査を行っても、現段階では震源を事前に特定することは困難である。本震の震源域で得られた強震動記録は存在しないが、震源から24、38km離れた2地点で強震記録が得られている。そこで既往の距離減衰式の係数を用いて極近距離相当に変換した地震動を算定し、上記の地震動レベルと比較した結果、設定した地震動レベルは長野県西部地震に相当する規模の地震($M_j6.8$)を概ね包絡することを確認した。

本論文の主旨は、震源近傍の硬質岩盤上の記録から直接「震源を事前に特定できない地震の地震動レベル」を決めることにある。その過程において、個々の地震に対して震源近傍の観測点が1~3点と少ないのも事実である。この点を補うために、断層モデルを用いて震源近傍の面的な強震動分布を推定する方法もある。しかしながら、いかに断層モデルが進歩したとは言え、強震動評価の精度から考えると、最大の地震動レベルを決めることは現状で非常に難しいと思われる。むしろ、個々の強震観測記録のスペクトルには大きな山谷があり、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させることにより、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の地震動レベルを設定するのが最善と考えている。著者らは、ここで設定した地震動レベルを上回る地震が、将

来発生する可能性を完全に否定しているわけではない。確率論的アプローチを用い、現在設定した地震動レベルを超える地震の発生確率を考察することも重要と考えており、将来の検討課題としたい。

謝辞

本研究をまとめるにあたり、鹿島技術研究所の池浦友則博士から貴重な意見を頂いた。3名の査読者のご指摘とご意見は本稿の改善に大変役立ちました。活断層の評価については、社団法人土木学会原子力土木委員会断層活動性分科会での議論が有用であった。ここに記して感謝の意を表します。本研究では日本およびカリフォルニアで得られた多数の強震記録を用いており、これらの記録を収集・公開していただいた各種機関に感謝いたします。K-NETのAKT022は防災科学技術研究所、鶴田ダム、奈川渡ダムの強震記録はJapan Commission on Large Dams⁶⁹⁾により収集された記録を使用させて頂いた。

参考文献

- 1) 宇津徳治：地震学、共立出版、1977.
- 2) 武村雅之、諸井孝文、八代和彦：明治以後の内陸浅発地震の被害から見た強震動の特徴－震度 VII の発生条件－、地震、第2輯、**50**、1998、pp485-505.
- 3) 垣見俊弘：「活断層地震」と「バックグラウンド地震」のはざまの地震－鳥取県西部地震を例として－、災害の研究、第33巻、損害保険料率算定会、2002、pp113-125.
- 4) 松田時彦：活断層から発生する地震の規模と周期について、地震、第2輯、**28**、1975、pp269-283.
- 5) 地震調査研究推進本部：糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）の地震を想定した強震動評価について、<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>、2002.
- 6) 地震調査研究推進本部：震源を予め特定しにくい地震等の評価手法について（中間報告）、<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>、2002.
- 7) 武村雅之、大野晋、高橋克也：強震記録から見た震源近傍での硬質地盤上における地震動－レベル2地震動の共通基準－、第25回地震工学研究発表会講演論文集、第1分冊、1999、pp61-64.
- 8) 土木学会、原子力土木委員会：原子力発電所地質・地盤の調査・試験法および地盤の耐震安定性の評価手法、1985.
- 9) 井上大栄、宮腰勝義、上田圭一、宮脇明子、松浦一樹：2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査、地震、第2輯、**54**、2002、pp557-573.
- 10) Fukushima, Y. and T. Tanaka: A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1990, pp757-783.
- 11) Ohno, S., M. Takemura, M. Niwa, and K. Takahashi: Intensity of strong ground motion on pre-Quaternary stratum and surface soil amplifications during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan, *J. Phys. Earth*, **44**, 1996, pp623-648.
- 12) Shimazaki, K.: Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *Earthquake Source Mechanics, AGU Geophysical Monograph* **37**, 1986, pp209-216.
- 13) 武村雅之：日本列島における地殻内地震のスケーリング則、地震、第2輯、**51**、1998、pp211-228.
- 14) 活断層研究会：新編日本の活断層、東京大学出版会、1991.
- 15) Yeats, R. S., K. Sieh, C. R. Allen: The geology of earthquakes, *Oxford University Press*, 1997.
- 16) 松浦一樹、豊蔵勇、佐護浩一、石本裕己、小林淳、岸本弘樹：鳥取県西部地震に伴う地表地震断層と思われる地変について、日本地震学会講演予稿集、2000、T22.
- 17) 伏島祐一郎、吉岡敏和、水野清秀、小松原琢、宍倉正展、佐々木俊法、井村隆介：2000年鳥取県西部地震の地表地震断層、地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集、2001、S3-P016.
- 18) 武村雅之：日本列島における震源断層のスケーリングと近傍での強震動および被害、日本建築学会第28回地震震動シンポジウム、2000、pp71-84.

- 19) Kawasaki, I.: The focal process of the Kita-Mino earthquake of August 19, 1961, and its relationship to a Quaternary fault, the Hatogaya-Koike fault, *J. Phys. Earth*, **23**, 1975, pp227-250.
- 20) 森本良平・松田時彦：北美濃地震被害地の地質、第1報 福井県打波川上流～岐阜県石徹白川上流地域、地震研究所彙報、**39**、1961、pp935-942.
- 21) Mikumo, T.: Faulting mechanism of the Gifu earthquake of September, 9, 1969 and some related problems, *J. Phys. Earth*, **21**, 1973, pp191-212.
- 22) 恒石幸正：岐阜県中部地震に関連した断層、地質学論文集、12、1976、pp129-137.
- 23) U.S. Geological Survey Circular 1045: Lessons Learned from the Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989.
- 24) 島崎邦彦：1989年サンフランシスコ（Loma Prieta）地震と地震の長期予測、地震保険調査研究「地震災害予測の研究」、損害保険料率算定会、**29**、1991、pp157-174.
- 25) Dibblee, T.W.: Geologic map of the Polvadero Gap quadrangle, California, U.S. Geological Survey, 1969.
- 26) Anderson, D. L.: The San Andreas fault, *Scientific American*, 225 (5), 1971, pp52-68.
- 27) Yeats, R. S., Huftile, G. J., and Stitt, L. T.: Late Cenozoic tectonics of the east Ventura basin, Transverse Ranges, California, *AAPG Bull.*, **78**, 1994, pp1040-1074.
- 28) Jennings, C.W.: Fault map of California with volcanoes, thermal springs and thermal wells, 1:750,000 scale: *California Department of Conservation, Division of Mines and Geology, Geologic Data Map 1*, 1975.
- 29) Winterer, E.L., and Durham, D.L.: Geology of southeastern Ventura basin, Los Angeles County, California, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **334**, 1962, pp275-366.
- 30) Sharp, R.V.: Displacement on tectonic ruptures, *California Div. Mines and Geology Bull.* **196**, 1975, pp187-194.
- 31) Ziony, J.I. and Yerkes, R.F.: Evaluating earthquake and surface-faulting potential, In Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region – An earth-science perspective (edited by Ziony, J. I.), *U.S. Geological Survey Professional Paper* **1360**, 1985, pp43-92.
- 32) Yeats, R.S. and Huftile, G.J.: The Oak Ridge fault system and the 1994 Northridge earthquake, *NATURE*, **373**, 1995, pp418-420.
- 33) Catchings, R.D., Goldman, M.R., Lee, W.H.K., Rymer, M.J. and Ponti, D.J.: Faulting apparently related to the 1994 Northridge, California, earthquake and possible co-seismic origin of surface cracks in Potrero Canyon, Los Angeles County, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 1998, pp1379-1391.
- 34) Rymer, M.J., Fumal, T.E., Schwartz D.P., Powers, T.J., and Cinti, F.R.: Distribution and recurrence of surface fractures in Petrero Canyon associated with the 1994 Northridge, California, earthquake, in The Northridge, California, Earthquake of 17 January 1994, Mary C. Woods and W. Ray Seiple (Editors), *Calif. Div. Mines Geol. Spec. Publ.* **116**, 1995, 133-146.
- 35) 菊地正幸：2000年10月6日鳥取県西部の地震(M7.3)、E.I.C.地震学ノート、No.93、2000.
- 36) 相澤泰隆, 小林健太, 梅津健吾, 山本亮：2000年鳥取県西部地震震源域における地質構造、2003年地球惑星科学関連学会合同大会、2003、J063-P002.
- 37) 阿部信太郎、宮腰勝義、井上大榮：2000年鳥取県西部地震震源域における反射法地震探査、地球惑星科学関連学会合同大会、2001、S3-P013.
- 38) 青柳恭平、阿部信太郎、宮腰勝義、井上大榮、小田義也、津村紀子、西田良平：稠密余震観測により推定した鳥取県西部地震直後の断層形状と地殻構造、日本地震学会講演予稿集、2001、P056.
- 39) 上田圭一、宮腰勝義、井上大榮：2000年鳥取県西部地震に伴う導水路トンネルの左横ずれ変位、地震、第2輯、**54**、2002、pp547-556.
- 40) Dalguer, L. A., K. Irikura, and J. D. Riera: Simulation of tensile crack generation by three-dimensional dynamic shear rupture propagation during an earthquake, *J. Geophys. Res.*, **108**, 10.1029/2001JB001738,

- 2003.
- 41) Dalguer, L. A., K. Irikura, W. Zhang, and J. D. Riera: Distribution of dynamic and static stress changes during 2000 Tottori (Japan) earthquake: Brief interpretation of the earthquake sequences; foreshocks, mainshock and aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL014333, 2002.
 - 42) Lee, W.H.K., C.E. Johnson, T.L. Henyey, and R.F. Yerkes: A Preliminary study of the Santa Barbara, California, earthquake of August 13, 1978 and its major aftershocks, *U.S. Geol. Surv. Circular* 797, 1978, 11pp.
 - 43) Corbett, E.J. and Johnson, C.E.: The Santa Barbara, California, earthquake of 13 August 1978, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1982, pp2201-2226.
 - 44) Yeats, R.S. and Olson, D.J.: Alternate fault model for the Santa Barbara, California, earthquake of 13 August 1978, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1984, 1545-1553.
 - 45) Yerkes, R.F.: Geologic and seismologic setting, In Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region – An earth-science perspective (edited by Ziony, J. I.), *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1360, 1985, pp25-42.
 - 46) Oppenheimer, D.H., Bakun, W.H. and Lindh, A.G.: Slip partitioning of the Calaveras fault, California, and prospects for future earthquakes, *Jour. Geophys. Res.* **95**, 1990, pp8483-8498.
 - 47) Kelson K.I., Simpson, G.D., Lettis, W.R. and Haraden, C.C. : Holocene slip rate and earthquake recurrence of the northern Calaveras fault at Leyden Creek, northern California, *Jour. Geophys. Res.*, **101**, 1996, pp5961-5975.
 - 48) Vickery, F.F.: The interpretation of the physiography of the Los Angeles coastal belt, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **11**, 1927, 417-424.
 - 49) Shaw, J.H., Plesch, A., Dolan, J.F., Pratt, T.L. and Fiore, P.: Puente Hills blind thrust system, Los Angeles, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2002, pp2946-2960.
 - 50) Hauksson, E.: The 1991 Sierra Madre earthquake sequence in southern California: Seismological and tectonic analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1994, pp1058-1074.
 - 51) 山科健一郎、松田時彦、有山智雄：1984年長野県西部地震による地変、地震研究所彙報、**60**、1985、pp249-280.
 - 52) 小林啓美、大町達夫、翠川三郎：長野県西部地震1984の断層について、地震学会講演予稿集、春季、1985、15.
 - 53) Fumal, F.E., J.F. Gibbs, and E.F. Roth: Near-surface geology and seismic-wave velocities at six strong motion stations near Girloy, California, *U.S. Geological Survey Bulletin* 1639, 1987, pp81-88.
 - 54) Kinoshita, S : Kyoshin Net (K-NET), *Seismol. Res. Let.*, **69**, No.4, 1998, pp309-332.
 - 55) (社)日本電気協会・電気技術基準調査委員会：原子力発電所耐震設計技術指針、JEAG 4601、1987.
 - 56) 国土交通省建築研究所編著：改正建築基準法の構造関係規定の技術的背景、ぎょうせい、2001.
 - 57) Nishimura, I., S. Noda, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe: Response spectra for design purpose of stiff structures on rock sites, *Transactions of SMiRT 16, Paper #1133*, 2001, pp1-8.
 - 58) 宇津徳治：日本付近のM6.0以上の地震および被害の地震の表（1885年～1980年）、地震研究所彙報、**57**、1982、pp401-463.
 - 59) 宇津徳治：日本付近のM6.0以上の地震および被害の地震の表（1885年～1980年）－訂正と追加、地震研究所彙報、**60**、1985、pp639-642.
 - 60) 気象庁：改訂日本付近の主要地震の表（1926年～1960年）、地震月報別冊第6号、1982、p.109.
 - 61) 気象庁：地震年報、平成13年.
 - 62) Moriya, T.: Collision of forearcs and overlapped deep seismic zone in the transitional zone between the northern Honshu and Kurile arcs, *J. Phys. Earth*, **34**, suppl., 1986, ppS175-S192.

- 63) 中村正夫：微小地震観測の研究成果からみた南海道地震、歴史地震、12、1996、pp131-140.
- 64) 地震調査委員会：日本の地震活動－被害地震から見た地域別の特徴－、1997、p391.
- 65) 宇佐美龍夫：最新版日本被害地震総覧[416]-2001、2003、東京大学出版会.
- 66) 松野久也：若柳地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）、地質調査所、1967.
- 67) 大沢穠、大口健志、高安泰助：浅舞地域の地質、地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）、地質調査所、1979.
- 68) 小田切聡子、島崎邦彦：歴史地震と起震断層との対応、地震、第2輯、**54**、2001、pp47-61.
- 69) Japan Commission on Large Dams: Acceleration records on dams and foundations, No.2, 2002, p73.
- 70) Abrahamson, N. D. and W. J. Silva: Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes, *Seism. Res. Let.* **68**, 1997, pp94-127.
- 71) Yoshida, S. and K. Koketsu: Simultaneous inversion of waveform and geodetic data for rupture process of the 1984 Naganoken-Seibu, Japan, earthquake, *Geophys.J.Int.*,**103**, 1990, pp355-362.
- 72) Somerville, P. G., N. F. Smith, R. W. Graves, and N. A. Abrahamson: Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, *Seism. Res. Let.*, **68**, 1997, 199-222.
- 73) 大野晋, 武村雅之, 小林義尚: 観測記録から求めた震源近傍における強震動の方向性, 第10回日本地震工学シンポジウム, 1998, 133-138.

(原稿受理日：2003年7月2日)

(採用決定日：2004年7月9日)

付表 1-1 地表地震断層が出現した国内の地震に対する文献調査(1/2)

地震名	発生年	Mj	文献に示されている活断層の長さ	文献による地質状況等
濃尾	1891	8.0	温見断層 (I):39km 根尾谷断層 (I):37km 梅原断層 (I):19km (活断層研究会, 1991) ^{A1)}	トレンチ調査により、繰り返し活動していることが確認されている (例えば、岡田, 1986) ^{A2)} 。
陸羽	1896	7.2	駒ヶ岳西麓断層群 (I~II):10km 白岩六郷断層群 (I):26km (活断層研究会, 1991) ^{A1)}	トレンチ調査等により、繰り返し活動していることが確認されている (例えば、千屋断層研究グループ, 1986) ^{A3)} 。
北丹後	1927	7.3	郷村断層 (I):13km 山田断層 (I):約20km (活断層研究会, 1991) ^{A1)}	北方延長は海域に連続している。地震前後の三角点の変動データも、海岸部で最大隆起量を示している (Tsuboi, 1930) ^{A4)} 。
北伊豆	1930	7.3	北伊豆活断層系 (I):約30km (活断層研究会, 1991) ^{A1)}	トレンチ調査等により、繰り返し活動していることが確認されている (丹那断層発掘調査研究グループ, 1983) ^{A5)} 。
男鹿	1939	6.8	申川断層 (I):5.5km (活断層研究会, 1991) ^{A1)}	地震前後の測量結果、余震分布、津波の解析から男鹿半島西縁に沿う震源断層が想定されている (吉岡, 1974) ^{A6)} 。段丘面の傾動も地震時の変動と調和している (今泉, 1977) ^{A7)} 。今泉(1977) ^{A7)} は、段丘面の傾動から男鹿半島西部に断層を想定している。男鹿半島は第四紀を通して地震性地殻変動域 (波長20km±) にあって、さらにより広域な隆起 (変動) を受けているとしている。男鹿半島は東西25km、南北20km程度の大きさをもつ島状の地塊であるとしている。
鳥取	1943	7.2	鹿野断層 (I):8km (活断層研究会, 1991) ¹⁾	地震前後の測量結果から求めた三角点の変位は、両断層の近くを通り、長さ30km程度ほぼ東西に延びる震源断層の存在を示している (Sato, 1973) ^{A8)} 。黒川 (1983) ^{A9)} 、西田・他(1991) ^{A10)} によると、吉岡断層が鳥取平野西縁部まで伸びていたとされる。ボーリングデータによると、鳥取平野下における震源断層推定位置を境に第四系及び基盤上面に高度差が認められる。金田・岡田(2002) ^{A11)} によると鹿野—吉岡断層系の長さは鳥取平野の東方対岸まで延長したとして、約20kmとされている。
三河	1945	6.8	深溝断層 (II) >3km 津平断層 (I):4km (活断層研究会, 1991) ¹⁾	上田・他(1998) ^{A12)} により繰り返し活動していることが確認されている。田山(1949) ^{A13)} 、小川・他(1991) ^{A14)} により、約6km間海域に連続することが確認されている。
福井	1948	7.1	細呂木断層 (II):12km 篠岡断層 (II):2km 松岡断層 (II):8km (活断層研究会, 1991) ¹⁾	福井県(1999) ^{A15)} によると福井地震断層に沿うリニアメントは認められないものの、第四系の一部に累積的な変形を及ぼしていることが確認されている。一方、丘陵部あるいは丘陵と平野との境界部に連続するリニアメントが認められるとされ、既往文献においても細呂木断層、福井東側断層、松岡断層が約27km区間に示されている。竹内(1989) ^{A16)} は、福井地震断層位置付近に地形の段差がみられるとし、岡本・他(1989) ^{A17)} はボーリング調査による地層の変形量から約3000年間隔で活動しているとしている。
伊豆半島沖	1974	6.9	石廊崎断層 (I):8km (活断層研究会, 1991) ¹⁾	松田(1975) ^{A18)} は約8km間に石廊崎断層を示し、右横ずれを示唆する屈曲が認められ、屈曲量と谷の長さとの関係から活動度をB級と推定している。地表地震断層の南東端は海域に連続しており、測地学的断層モデル(多田, 1976) ^{A19)} では長さ15kmとしている。
伊豆大島近海	1978	7.0	根木の田断層 (II):4km (活断層研究会, 1991) ¹⁾	活断層研究会 (1991) ^{A1)} によると、長さ4kmの確実度IIが示され、東端は海域に連続している可能性がある。測地学的断層モデル(岡田, 1978) ^{A20)} 、余震分布などからも海域の断層が活動したことが示唆される。

強震観測以後

付表 1-1 地表地震断層が出現した国内の地震に対する文献調査(2/2)

地震名	発生年	Mj	文献に示されている活断層の長さ	文献による地質状況等
兵庫県南部	1995	7.3	六甲-淡路断層帯:60km 松田 (1996) ^{A21)}	地震時に、野島断層の北東延長海域において、明石大橋の橋脚間に変位が生じており、既存の断層も知られている。神戸側では、地表地震断層は認められないものの、活断層として六甲断層帯等の存在が知られている。活断層研究会 (1991) ^{A1)} によると、淡路島北半は六甲山地の延長的性質を示しているとしている。
岩手県北部	1998	6.2	西根断層群 (I ~ II) :16km (活断層研究会, 1991) ^{A1)}	宮内ほか(1998) ^{A22)} によると、山地と平野との境界に西根従属断層を示し、篠崎地震断層の南端は同断層に収斂することから、篠崎地震断層は地下では西根従属断層と同じであるとされている。

[付表 1-1 の参考文献]

- A1) 活断層研究会：新編日本の活断層，東京大学出版会，1991.
- A2) 岡田篤正：1981年濃尾活断層系梅原断層(高田地区)トレンチ調査，活断層研究，**3**，1986，pp28-32.
- A3) 千屋断層研究グループ：1982年千屋断層(小森地区)のトレンチ調査，活断層研究，**3**，1986，pp 65-73.
- A4) Tuboi, C.: Investigation on the Deformation of the Earth's Crust in the Tango District connected with the Tango earthquake of 1927 (Part I), *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **8**, 1930, pp153-221.
- A5) 丹那断層発掘調査研究グループ：丹那断層(北伊豆・名倉地区)の発掘調査，地震研彙報，**58**，1983，pp797-830.
- A6) 吉岡直人：地震の発生機構と地殻変動及び津波，東京大学大学院理学系研究科修士論文，1974.
- A7) 今泉俊文：男鹿半島の地殻変動と地震，東北地理，**29**，1，1977，pp35-44.
- A8) Sato, H.: A study of horizontal movement of the earth crust associated with destructive earthquakes in Japan, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **19**, 1973, pp89-130.
- A9) 黒川泰：吉岡・鹿野断層と最近の地震活動について，鳥取大学卒業論文，1983.
- A10) 西田良平・他：地震活動と鹿野・吉岡断層(鳥取地震)，地震学会講演予稿集，1991，p19.
- A11) 金田平太郎・岡田篤正：1943年鳥取地震の地表地震断層－既存資料の整理とその変動地形学的解釈－，活断層研究，**21**，2002，73-91.
- A12) 上田圭一・他：深溝断層，蒲郡市一色町におけるトレンチ調査(演旨)，日本地震学会講演予稿集秋季大会，1998，p114.
- A13) 田山利三郎：渥美湾海底変化の地形学的地質学的吟味，水路要報，**12**，1949，pp39-46.
- A14) 小川光明・他：三河湾における深溝断層延長部と中央構造線の音波探査，活断層研究，**9**，1991，pp41-52.
- A15) 福井県：平成10年度地震関係基礎調査交付金，福井平野東縁断層帯に関する調査概要報告書，1999.
- A16) 竹内文朗：福井地震の繰り返しの総合的解釈，月刊地球，**11**，1，1989，pp31-35.
- A17) 岡本拓夫・他：福井地震断層周辺でのボーリング調査，月刊地球，**11**，1，1989，pp26-30.
- A18) 松田時彦：活断層としての石廊崎断層系の評価，1974年伊豆半島沖地震災害調査研究報告，1975，pp121-125.
- A19) 多田堯：1974年伊豆半島沖地震による地殻変動と断層モデル，地震**2**，**29**，1976，pp117-126.
- A20) 岡田義光：地殻歪から見た1978年伊豆大島近海地震，東京大学地震研究所彙報，**53**，1978，pp823-840.
- A21) 松田時彦：「要注意断層」の再検討，活断層研究，**14**，1996，pp1-8.
- A22) 宮内崇裕・他：雫石盆地西縁断層帯(西根断層群)の詳細位置と第四紀後期の活動性，活断層研究，**17**，1998，pp26-30.

付表 1-2 地表地震断層が出現したカリフォルニア州の地震に対する文献調査

地震名	発生年	Mw	文献に示されている活断層の長さ	文献による地質状況等
Imperial Valley	1940	7.0	60km : Imperial断層 (Fuis <i>et al.</i> , 1982 ^{B11} ; Yeats <i>et al.</i> , 1997 ^{B2})	Imperial断層の北部区間は、断層変位地形(断層崖)が顕著(Buwalda & Richter, 1941 ^{B3} ; Yeats <i>et al.</i> , 1997 ^{B2})。Imperial断層においては繰り返し中規模地震が発生。クリープ変位も認められる(Hill <i>et al.</i> , 1990 ^{B4} ; Jennings, 1994 ^{B5})。物理探査により断層の存在が示される(Biehler, <i>et al.</i> , 1964 ^{B6})。Imperial断層はサンアンドレアス断層の南方延長部のトランスファーム断層(Fuis <i>et al.</i> , 1982 ^{B11} ; Yeats <i>et al.</i> , 1997 ^{B2})。
	1979	6.5		
Kern County	1952	7.5	総延長 : 73km ・ 45km : White Wolf断層 (平野下の伏在区間19kmを含む) ・ 26km : Wheeler Ridge断層 (活断層) ・ 37km : Pleito断層 (活断層) (Oakeshott, 1954 ^{B7} ; Smith, 1964 ^{B8} ; Jennings, 1994 ^{B5})	White Wolf断層は山地と平野の境界(山麓急斜面の脚部)に位置し1906年以前から地質図に図示(Oakeshott, 1954 ^{B7})。White Wolf断層の伏在区間のボーリングデータより、第四紀後期の同断層の平均変位速度(上下変位成分)は3~9mm/年(Stein & Thatcher, 1981 ^{B9})。
Parkfield	1966	6.2	37km : サンアンドレアス断層 (Slack Canyon~Cholame 区間) (Wesnousky, 1986 ^{B10})	明瞭な断層変位地形(Brown, 1970 ^{B11})。Parkfieldにおけるサンアンドレアス断層は1857年以降、6回のイベント時に変位(Bakun & McEvilly, 1984 ^{B12})。Parkfieldにおけるサンアンドレアス断層のクリープ変位速度は13mm/年(Burford & Harsh, 1980 ^{B13})。
San Fernando	1971	6.6	17km : San Fernando断層 38km : Santa Susana断層 8km : Mission Hills断層 17km : Sierra Madre (B) : 21km : Verdugo断層 (Wesnousky, 1986 ^{B10})	San Fernando断層の中部~東部区間は山地と平野の境界に位置し、地震前から山地前縁の明瞭な崖として認識(Miller, 1928 ^{B14} ; 1934 ^{B15})。San Fernando断層の西部は平野部に位置するが、地震前に撮影された空中写真の判読により、急斜面を示す地形(崖)が認められる(USGS Staff, 1971 ^{B16})。地震後のトレンチ調査により、同断層系の1回前のイベント年代は100~300年前(Bonilla, 1973 ^{B17})。
Supperstition Hills	1987	6.6	総延長 : 36km ・ 22km : Supperstition Hills断層 ・ Wienert断層 (Wesnousky, 1986 ^{B10} ; Sharp <i>et al.</i> , 1989 ^{B18} ; Jennings, 1994 ^{B5})	Supperstition Hills断層は横ずれ変位地形が明瞭で、累積変位量の計測、トレンチ調査により、1987年以前の複数のイベントが推定されている(Hudnut & Sieh, 1989 ^{B19} ; Lindvall <i>et al.</i> , 1989 ^{B20})。Supperstition Hills断層に沿って地震活動域。クリープ変位も認められる(Doser & Kanamori, 1986 ^{B21} ; Sharp <i>et al.</i> , 1989 ^{B18})。Wesnousky(1986) ^{B10} は、Supperstition Hills断層(長さ22km)を震源とする地震の規模を事前にM _L =6.4と見積もっていた。
Landers	1992	7.3	総延長 : 約90km Camp Rock断層~Homestead Valley断層~Johanson Valley断層 (Hart <i>et al.</i> , 1993 ^{B22} ; Jennings, 1994 ^{B5})	Johnson Valley断層, Homestead Valley断層, Emerson断層, Camp Rock断層は変位地形が明瞭で、本地震前に活断層として図示されていた(Allen <i>et al.</i> , 1965 ^{B23} ; Wesnousky, 1986 ^{B10} ; Hart <i>et al.</i> , 1993 ^{B22})。
Hecter Mine	1999	7.1	総延長約57km Pisgah断層~Bullion断層 (Hart <i>et al.</i> , 1993 ^{B22}) 総延長 : 約91km Pisgah断層~Bullion断層~Mesquite Lake断層 (Hart <i>et al.</i> , 1993 ^{B22})	Bullion断層, Lavic Lake断層の南部は変位地形が明瞭で、本地震前に活断層として図示(Allen <i>et al.</i> , 1965 ^{B23} ; Wesnousky, 1986 ^{B10} ; Hart <i>et al.</i> , 1993 ^{B22})。Lavic Lake断層の北部も地震後の空中写真判読、現地調査、トレンチ調査により、地表地震断層沿いに1999年の地震以前に形成された変位地形、イベントが認められた(Treiman <i>et al.</i> , 2002 ^{B24} ; Rymer <i>et al.</i> , 2002 ^{B25})。

[付表 1-2 の参考文献]

- B1) Fuis, G.S., Mooney, W.D., Healey, J.H., McMechan, G.A., and Lutter, W.J.: Crustal structure in the Imperial Valley region, in The Imperial Valley, California, earthquake of October 15, 1979, *U.S. Geological Survey Professional Paper 1254*, 1982, pp25-49.
- B2) Yeats, R.S., Sieh, K. and Allen, C.R.: The Geology of Earthquake, *Oxford University Press*, 1997, p568.
- B3) Buwalda, J.P. and Richter C.F.: Imperial Valley earthquake of May 18, 1940, (Abstract), *Bull. Geol. Soc. Am.* **52**, 1941.
- B4) Hill, D.P., Eaton, J.P., and Jones, L.M.: Seismicity, 1980-86, in The San Andreas Fault System, *California, U.S. Geological Survey Professional Paper 1515*, 1990, pp115-152.
- B5) Jennings, Charles W. : Fault Activity Map of California and Adjacent Areas with Location and Ages of Recent Volcanic Eruptions, *California Geologic Data Map Series, Map No. 6. California Division of Mines and Geology*, 1994.
- B6) Biehler, S., Kovach, R.L. and Allen C.R.: Geophysical framework of northern and of Gulf of California structural province, *Am. Assoc. Petroleum Geologist Memoir*, **3**, 1964, pp126-296.
- B7) Oakeshott, G.B.: Geologic setting and effects of Kern County earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **44**, 1954, pp326-337.
- B8) Smith A.R.: Geologic map of California "Bakersfield sheet", Scale 1:250,000, *Division of Mines and Geology*, 1964.
- B9) Stein, R. S., and W. Thatcher: Seismic and aseismic deformation associated with the 1952 Kern County, California, earthquake and relationship to the Quaternary history of the White Wolf fault, *J. Geophys. Res.*, **86**, 1981, pp4913-4928.
- B10) Wesnousky, S.G.: Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazards in southern California, *J. Geophys. Res.*, **19**, No. B12, 1986, pp12587-12631.
- B11) Brown, R.D., Jr.: Map showing recently active breaks along the San Andreas and related faults between the northern Gabilan Range and Cholome Valley, California, scale 1:62,500, *U.S. Geol. Surv. Misc. geol. Invest. Map.*, I-575, 1970.
- B12) Bakun, W.H. and McEvilly, T.V.: Recurrence models and Parkfield, California, earthquake, *J. Geophys. Es.*, **89**, 1984, pp3051-3058.
- B13) Burford, R.O., and Harsh, P.W.: Slip on the San Andreas fault in central California from alinement array surveys, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1980, pp1233-1261.
- B14) Miller, W.J.: Geomorphology of the southwestern San Gabriel Mountains of California, *Calif. Univ. Pubs. Geol. Sci.*, **17**, 1928, pp193-240.
- B15) Miller, W.J.: Geology of the western San Gabriel Mountains of California, *Calif. Univ. Los Angeles Pubs. Math and Physical Sci.*, **1**, 1934, pp1-114.
- B16) U.S. Geological Survey Staff: Surface faulting, in The San Fernando, California, Earthquake of February 9, 1971, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* **733**, 1971, pp55-76.
- B17) Bonilla, M.G.: Trench exposures across surface fault ruptures associated with San Fernando earthquake in San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971, *U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.*, vol. 3, 1973, pp173-182.
- B18) Sharp, R., Budding, K., Boatwright, J., Ader, M., Bonilla, M., Clark, M., Fumal, T., Harms, K., Lienkaemper, J., Morton, D., O'Neill, B., Ostergren, C., Ponti, D., Rymer, M., Saxton, J., and Sims, J.: Surface faulting along the Superstition Hills fault zone and nearby faults associated with the earthquakes of 24 November 1987, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1989, pp252-281.
- B19) Hudnut, K.W., and Sieh, K.E.: Behavior of the Superstition Hills Fault during the Past 330 Years, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1989, pp304-329.
- B20) Lindvall, S.C., Rockwell, T.K., and Hudnut, K.W.: Evidence for prehistoric earthquakes on the Superstition Hills fault from offset geomorphic features, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1989, pp342-361.
- B21) Doser, D. I. and H. Kanamori: Spatial and temporal variations in seismicity in the Imperial valley (1902-1984), *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**, 1986, pp421-438.
- B22) Hart, E.W., Bryant, W.A. and Treiman, J.A.: Surface faulting associated with the June 1992 Landers earthquake, California, *California Geology*, **46**, (1), 1993, pp10-16.
- B23) Allen, C.R., Amand, P.St., Richter, C.F. and Nordquist, J.M.: Relationship between seismicity and geologic structure in the southern California region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **55**, 1965, pp753-797.
- B24) Treiman, J.A., Kendrick, K.J., Bryant, W.A., and Rockwell, T.K. and McGill, S.F.: Primary surface rupture associated with the Mw 7.1 16 October 1999 Hector Mine earthquake, San Bernardino County, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2002, pp1171-1191.
- B25) Rymer, M.J., Seitz, G.G., Weaver, K.D., Orgil, A., Faneros, G., Hamilton, J.C. and Goetz, C.: Geologic and paleoseismic study of the Lavic Lake fault at Lavic Lake pLaya, Mojave Desert, south California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2002, pp1577-1591.

付表2 強震観測開始以前に発生した地震に対する活断層調査結果

地震名	発生年月	M	深さ(km)	断層モデル メカニズム解	余震分布, 被害分布, 微小地震分布との対応	文献に示されている活断層	総括
庄内	1894 /10	7.0	vs	なし	被害は庄内平野東縁断層帯に沿う(宇佐美, 2003) ^(C2)	観音寺断層 確実度: I~II 長さ: 21km (活断層研究会, 1991) ^(C3)	・地震被害域の東縁に沿って活断層群が示されており, 本地震は観音寺断層等の活動によるものとされている(鈴木・他, 1989) ^(C4) 。
						庄内平野東縁断層帯 活断層 長さ: 40km (中田・今泉, 2002) ^(C5)	
ごうのう江濃 (姉川)	1909 /8	6.8	vs	なし	被害は鍛冶屋断層及び醍醐断層に沿う(宇佐美, 2003) ^(C2)	鍛冶屋断層 醍醐断層 確実度: I~II 長さ: 16km (活断層研究会, 1991) ^(C3)	・地震被害域の北東縁に沿って鍛冶屋断層などの活断層群が示されている(活断層研究会, 1991) ^(C3) 。
						活断層, 一部推定 長さ: 20km (中田・今泉, 2002) ^(C5)	
北但馬	1925 /5	6.8	vs	なし	微小地震分布は顕著ではない	田結地震断層 確実度: - 長さ: 2km (活断層研究, 1991) ^(C3)	・L _c ランクのリニアメントが数km程度判読できる。 ・海域延長においても海底面に高度差が認められるが, 活動時期が不明のため, 第四紀後期の活動を否定できない。
西埼玉	1931/ 9	6.9	0	N74W/80S 長さ20km 幅10km 上端1km 北側隆起 左横ずれ1m (Abe, 1974) ^(C1)	余震は櫛挽断層付近に分布する(気象庁データから作成)	櫛挽断層ほか 確実度: I 長さ: 20km (活断層研究会, 1991) ^(C3) 平井-櫛挽断層帯 活断層 長さ: 約30km (中田・今泉, 2002) ^(C5)	・震源近傍には平井-櫛挽断層帯などがある(活断層研究会, 1991) ^(C3) 。 ・断層の方向は, 断層モデル(Abe, 1974) ^(C1) , 余震分布と調和している。

[付表2の参考文献] C1) Abe, K.: Seismic Displacement and ground motion near a fault: The Saitama earthquake of September 21, 1931, *J. Geophys. Res.*, **79**, 1974, pp4393-4399. C2) 宇佐美龍夫: 最新版日本被害地震総覧[416]-2001、2003、東京大学出版会. C3) 活断層研究会: 新編日本の活断層、東京大学出版会、1991. C4) 鈴木康弘、池田安隆、渡辺満久、須貝俊彦、米倉伸之: 庄内平野東縁における完新世の断層活動と1894年(明治27年)庄内地震、地震、**42**、1989. C5) 中田高、今泉俊文 [編]: 活断層詳細デジタルマップ、東京大学出版会、2002. pp151-159.

Earthquake Ground Motions by Blind Faults in the Upper Crust
- Categorization of Earthquakes Based on Geological Survey and Examination of the Upper Level from Strong Motion Records -

KATO Kenichi¹⁾, MIYAKOSHI Katsuyoshi²⁾, TAKEMURA Masayuki³⁾
INOUE Daiei⁴⁾, UETA Keiichi⁵⁾, Dan Kazuo⁶⁾

- 1) Member, Deputy Senior Manager, Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Dr. Eng.
- 2) Senior Research Geologist, Central Research Institute of Electric Power Industry
- 3) Member, Deputy Director, Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Dr. Sci.
- 4) Associate Vice President, Central Research Institute of Electric Power Industry, Dr. Sci.
- 5) Research Geologist, Central Research Institute of Electric Power Industry
- 6) Member, General Manager, Ohsaki Research Institute, Inc., Dr. Eng.

ABSTRACT

Upper level of seismic ground motions caused by blind faults in the upper crust is examined on the basis of near-source strong motion records observed on rock sites in Japan and California. In this paper, the blind fault is defined as the fault that cannot be identified in advance by the detailed geological surveys such as the lineament analysis from aerial photographs, field investigation, and so on. We investigate 41 earthquakes that occurred in the upper crust with a moment magnitude (M_w) from 5.6 to 7.5, and use 30 strong motion records observed at 15 stations on rock sites from 11 earthquakes to determine the upper strong motion level for blind faults. The estimated upper level is as follows: the peak ground acceleration is 450 cm/s/s, the flat level of the acceleration response spectra is 1200 cm/s/s, and the flat level of the velocity response spectra is 100 cm/s on rock sites with shear wave velocity of about 700 m/s.

Key Words: Upper Level, Strong Motion Records, Blind Fault, Geological Survey, Near-source