

地下浅部構造によって励起される地震動

—弓ヶ浜半島の震度異常—

2004年1月

岡本 拓夫

目次

1. はじめに	1
1.1 本研究の概要	1
1.2 背景	1
1.3 研究目的と論文構成	3
2. 解析方法	7
2.1 Finite Difference Modeling (FDM)	7
2.1.1 FDM	7
2.1.2 兵庫県南部地震 (1995, M7.3) への適用	7
2.2 3-demensional Finite Difference Modeling (3DFDM)	8
2.2.1 3DFDM	8
2.2.2 長野県西部地震 (1984, M6.8)	9
2.2.2.1 長野県西部地震の概要	9
2.2.2.2 余震観測	10
2.2.2.3 余震波形の計算	12
2.3 まとめ	13
3. 鳥取県西部地震 (2000, M7.3)	32
3.1 鳥取県西部地震の概要	32
3.2 震度分布	32
3.3 余震分布	33
4. 弓ヶ浜半島の地下構造解析	38
4.1 アンケートによる震度調査	38
4.2 地震観測	38
4.3 鳥取県による地下構造探査	39
4.4 余震波形の計算	39
4.5 まとめ	41
5. 弓ヶ浜半島の地下構造と震度異常	49
5.1 波形のシミュレーション	49
5.2 まとめ	49
6. 弓ヶ浜半島の震度異常とその検証	57
6.1 震度異常域における波形の特徴	57
6.2 震度解析	57
6.3 基盤と表層との関係	58
6.4 まとめ	58
7. 結論	66
8. 謝辞	67

1 はじめに

1.1 本論文の概要

2000年10月6日に発生した鳥取県西部地震(M7.3)は、山陰地方においてこれまで発生した内陸地震としては最大級の規模の地震で、鳥取県西部・島根県東部に大きな被害をもたらした。余震活動は、鳥取県日野郡日野町より同西伯郡西伯町に集中し、震源断層の長さは約20kmで左横ずれ断層型である(梅田他、2001)。気象庁の震度分布によると、震度6強が震源断層直上の日野町と約30km離れた境港市で計測された。また以前より、内陸活断層による浅発大地震において、石の跳び上がる現象が各地で指摘されている(Umeda et al., 1987, Umeda et al., 1995)。これらの諸現象は記述や伝承があるだけで、メカニズム等の詳細な調査・研究は少ない(Umeda et al., 1987)。跳びという現象は、地表における地震動の加速度の鉛直成分が重力加速度を超えると解釈される。近年までこのような重力加速度を超える大きな加速度の観測例はほとんどなかった。最近、加速度計が港湾やダム等に整備され、重力加速度に近いデータが示されるようになった(京都大学防災研究所、1996)。

本論文は、近年発生した浅発大地震の強震動解析の結果を参考にしながら、地表面に出現する強震動が浅部地下構造によって励起されることを示した。特に強震動域の直下に注目し、基盤構造が地表面での地震動にどのような影響をもたらすのかについて考察したものである。従来の構造解析の結果に余震波形による解析を加えることで、深さ3km程度の基盤構造を精度よく求めることができた。特に、鳥取県西部地震の際に境港市で認められた局所的に震度が大きく計測された領域の浅部地下構造を解明した。これは、基盤構造と表層構造が地表の地震動に大きくかわり、震度異常を示すことを示したものであり、都市防災に対して新たな提言を投げかけるものである。さらに、防災計画の基礎となる沖積平野の地表震度分布を詳細に解析する必要性とその為の詳細な地下構造を解明する必要性があることを示した。

1.2 背景

鳥取県西部地震(2000、M7.3)では震央から北北西に約30km離れた境港市で、震度が周りの市町村よりも大きく計測される現象が気象庁より報告されている。さらに、境港市内で詳しい震度の調査を行うと、震度の特徴的な分布が認められた(西田他、2002)。この分布の特徴は、震央距離が境港市に比べ近い米子市やほぼ等しい松江市に対して、震度階級で1以上の大きな震度の観測値を示す東西3km程度、

南北数百 m のやや矩形状の分布を示す領域（震度異常域）が認められたことで、以下、この領域を震度異常域と称する。余震分布（片尾他、2001）を見ても、震源断層は境港市には到っていないと推測され、震度異常域の出現は、本震時の断層運動（震源過程）による直接的な影響による現象でない。境港市で認められた震度異常域の成因を明かにすることは、災害予測等の都市防災を考える上で重要な課題と考えられる。

他の強震動の現象として以前より、石、竹林等が跳び上がる等が指摘されている。例えば濃尾地震（1891、M8.0）においては、竹藪の跳び（愛知県西春日井郡西枇杷島町下小田井）が報告されている（Fig.1.1、市原信治、1978）。石の跳びや震度異常の発生が、震源過程、伝播経路、地盤特性等、どの過程で形成されたのかを明らかにすることは、防災上特に重要な課題である。

石の跳びが学術的に詳しく調査されたのは、長野県西部地震（1983、M6.8）である。地震直後における詳細な踏査の結果、震源が浅いにもかかわらず地表面に地震断層は認められず、しかも震央付近に石の跳びが発生する強震動域の出現が認められ、Umeda et al.（1987）は重力加速度を超える加速度が地表に働いたことを示唆した。また、強震動によって誘発された御嶽の山体崩壊も知られている。特に石の跳びが尾根付近で多かったが谷でも認められたこと、余震の分布が地表近くまで達していたこと（西上他、1988）や、余震波形が短い距離しか離れていない観測点大きく変化すること（岡本、1988）等の関係から、大加速度を伴う大震動の発生が地下構造及びその物性との関連で考えられた。長野県西部地震は、震源が浅いのに地震断層は認められず、しかも震央付近に石の跳びが発生するような強震動が認められ、震源過程を含めて（梅田、1988）石の跳びのメカニズムが研究された。しかし、この強震動域が出現するメカニズムの結論は得られていない。すなわち、地表面での強震動域の出現メカニズムの解明は、防災上重要な課題であると認識される。

兵庫県南部地震（1995、M7.3）では、震災の帯と言われる震度7地域の帯状分布が認められた（京都大学防災研究所、1996）。帯状の分布の成因として、潜在断層の運動説、地震波の波線が収束するレンズ効果、地震波が基盤の側面から入射するエッジ効果等が議論された。潜在断層説は、地割れが震災の帯域や延長域で認められたことにより推測されたが、現地調査や余震観測の結果、この考え方は否定された。レンズ効果も、推定された震源断層の位置や浅部の構造探査により、決定的な原因論とは認められなかった。A. Pitarka et al.（1996）は、震災の帯を縦断する測線での余震観測のデータを用い、Finite Difference Modeling（FDM）によ

って余震波形を計算し観測波形と比較することにより、震災の帯が直下の構造によるエッジ効果で説明できる事を示した。エッジ効果とは基盤構造の一面がエッジの様に切り立ち、そこより射出される地震波の屈折波と表層中の直達波との重合により増幅が認められる現象である。

長野県西部地震や兵庫県南部地震の強震動現象が震源断層の直上や近傍付近に発生しているのに対して、境港市で認められた震度異常域は、震央より離れた地域である。境港市の震度異常域の帯状分布を説明するためには、詳細な震度情報、活断層の分布、地殻構造、浅層構造、地質情報等広範囲な情報が必要である。当地域においては、地震直後から精力的に、それらの調査がなされた。西田他（2002）による詳細な震度分布情報を得る為の震度のアンケート調査、寺田他（2001）による地盤構造解析の為の重力調査、西田他（2000）の微動による地盤構造解析の為の観測・研究、吉川他（2002）によるレイトレーシング法による基盤構造の推定、鳥取県（2002）のバイプロサイズ等の物理探査による地下構造調査等が行われ、大局的な構造が求められてきた。

これらの結果を利用し、境港市の震度異常域直下の構造を詳細に求められれば、震度異常の帯の発生のメカニズムを明らかにする事ができると考えられる。本論文では、震度異常域での地震観測の結果や 3-dimensional Finite Difference Modeling (3DFDM) (A. Pitarka, 1999) の手法を用いて深さ数 km の基盤構造や数 100m の表層構造等の浅い地盤構造を推定し、震度異常域の発生メカニズムについて議論をする。

1.3 目的と構成

本論文は、過去の大地震の震央付近における大加速度域の詳細な解析に用いられた手法を活用し、鳥取県西部地震時に震央から離れた境港市で認められた震度異常域について、その発現メカニズムが直下 3 km 程度の地盤構造に起因することを明らかにする。震源断層から離れた地域に出現した震度異常の発生メカニズムの解明は、基盤の形状と構造の特徴によって強震動の発生があり得ることを指摘するもので、沖積平野に位置する都市の地震防災に役立つと考えられる。本論文の構成は、下記のようなになる。

第 1 章（はじめに）では、本研究の概要を述べ、研究に至った背景と目的及び論文の構成について示す。

第 2 章（方法）では、震央付近の強震動の詳細な解析方法の紹介として、兵庫県南部地震の概要と震災の帯の発生メカニズムを示す。次に、大加速度を伴った強震

動領域の解析例として、長野県西部地震の合同観測による解析と構造を示す。その中で、構造解析に用いた 3-dimensional Finite Difference Modeling (3DFDM) について紹介する（長野県西部地震の余震波形の計算）。

第 3 章（鳥取県西部地震）では、鳥取県西部地震の概要を示す。鳥取県西部地震の前駆的地震活動、本震の特徴、余震分布の特徴等を示す。特に、震度分布について詳細な解釈を行なう。

第 4 章（弓ヶ浜半島の地下構造解析）では、境港市での詳細な震度のアンケート調査、3DFDM を用いた構造解析の手法の導入と適用方法、余震の観測波形、余震の計算波形、地下浅層構造の推定を行う。

第 5 章（弓ヶ浜半島の地下構造と震度異常）では、決定された地下構造による波形のシミュレーションを行ない、地下構造による震度異常の出現を考察する。

第 6 章（弓ヶ浜半島の震度異常とその検証）では、現在実施中の地震観測によって得られた鳥取県西部地震の余震波形等、地震波形の特徴の考察、計測した震度異常の統計的な考察、地下構造で励起される波形の生成の考察を行ない、震度異常域の発生メカニズムを検証する。

第 7 章（結論）では、本研究の総括を行ない、あわせて都市周辺の地下構造探査の重要性を指摘する。さらに都市における地震防災について新たな提案を行い、今後の課題について述べる。

以上の構成で、本論文を展開する。

参考文献

- ・ Arben Pitarka, Kojiro Irikura, Tomotaka Iwata, and Takao Kagawa: Basin Structure Effects in the Kobe Area Inferred from the modeling of Ground Motions from Two Aftershocks of the January 17, 1995, Hyogo-ken Nanbu Earthquake, *J. Phys. Earth*, 44, 563-576, 1996.
- ・ Arben Pitarka: 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, *Bull. Seis. Sos. America*, Vol. 89, No.1, 54-68, 1999.
- ・ 市原信治: 濃尾地震と根尾谷断層, 教育出版文化協会, 1978.
- ・ 片尾浩, 吉井弘治: 鳥取県西部地震直後の緊急余震観測による震源分布, 京都大学防災研究所年報, 第 44 号 B-1, 283-292, 2001.
- ・ 京都大学防災研究所: 阪神・淡路大震災, 防災研究への取り組み, 1996.
- ・ 西上欽也, 飯尾能久, 渋谷拓郎, 平原和朗, 平野憲雄, 岡本拓夫: 震源域直上に

- おける極浅発地震の観測, (1) 震源分布, 月刊地球, Vol.10, No.11, 711-715, 1988.
- ・ 西田良平, 野口竜也, 岸本善雄, 吉川大智, 足立正夫: 常時微動による弓ヶ浜半島及び周辺部の地盤特性調査, 第 52 回土木学会中国支部研究発表会発表概要集, 93-94, 2000.
 - ・ 西田良平, 金本宏司, 野口竜也, 小山真紀, 太田裕: 2000 年鳥取県西部地震と境港市のアンケート調査, 東濃地震科学研究所報告, Seq. No.9, 73-84, 2002.
 - ・ 西田良平, 寺田一樹, 吉川大智, 野口竜也, 金本宏司, 岡本拓夫: 2000 年鳥取県西部地震と弓ヶ浜半島の地下構造, 物理探査, 第 55 巻第 6 号, 473-484, 2002.
 - ・ 岡本拓夫: 震源域直上における極浅発地震の観測, (4) 波形の特性, 月刊地球, Vol.10, No. 12, 727-730, 1988.
 - ・ 鳥取県: 鳥取県西部地震域の地下構造調査, 2002.
 - ・ 寺田一樹, 西田良平, 吉川大智, 宗藤航, 野口竜也: 弓ヶ浜地域の重力探査, 地球惑星科学関連学会, S049-P003, 2001.
 - ・ Y. UMEDA, A. KUROISO, K. ITO and I.MURAMATSU: High accelerations produced by the Western Nagano Prefecture, Japan, earthquake of 1984, Tectonophysics, 141, 335-343, 1987.
 - ・ 梅田康弘: 大破壊域の形成過程, 月刊地球, Vol.10, No.12, 753-758, 1988.
 - ・ Yasuhiro Umeda, Teruo Yamashita, Kiyoshi Ito, and Haruo Horikawa: The Bright Spot and Growth Process of the 1995 Hyougo-ken Nanbu Earthquake, J. Phys. Earth, 44, 519-527, 1996.
 - ・ 梅田康弘, 松村一男, 渋谷拓郎, 片尾浩, 大見士郎, 渡辺邦彦, 伊藤潔: 2000 年鳥取県西部地震, 京都大学防災研究所年報, 第 44 号, B-1, 2001.
 - ・ 吉川大智, 盛川仁, 赤松純平, 野口竜也, 西田良平: 余震, 微動, 重力を用いた弓ヶ浜半島における 2 次元基盤構造の推定, 地震, 第 2 輯, 第 55 巻, 61-73, 2002.

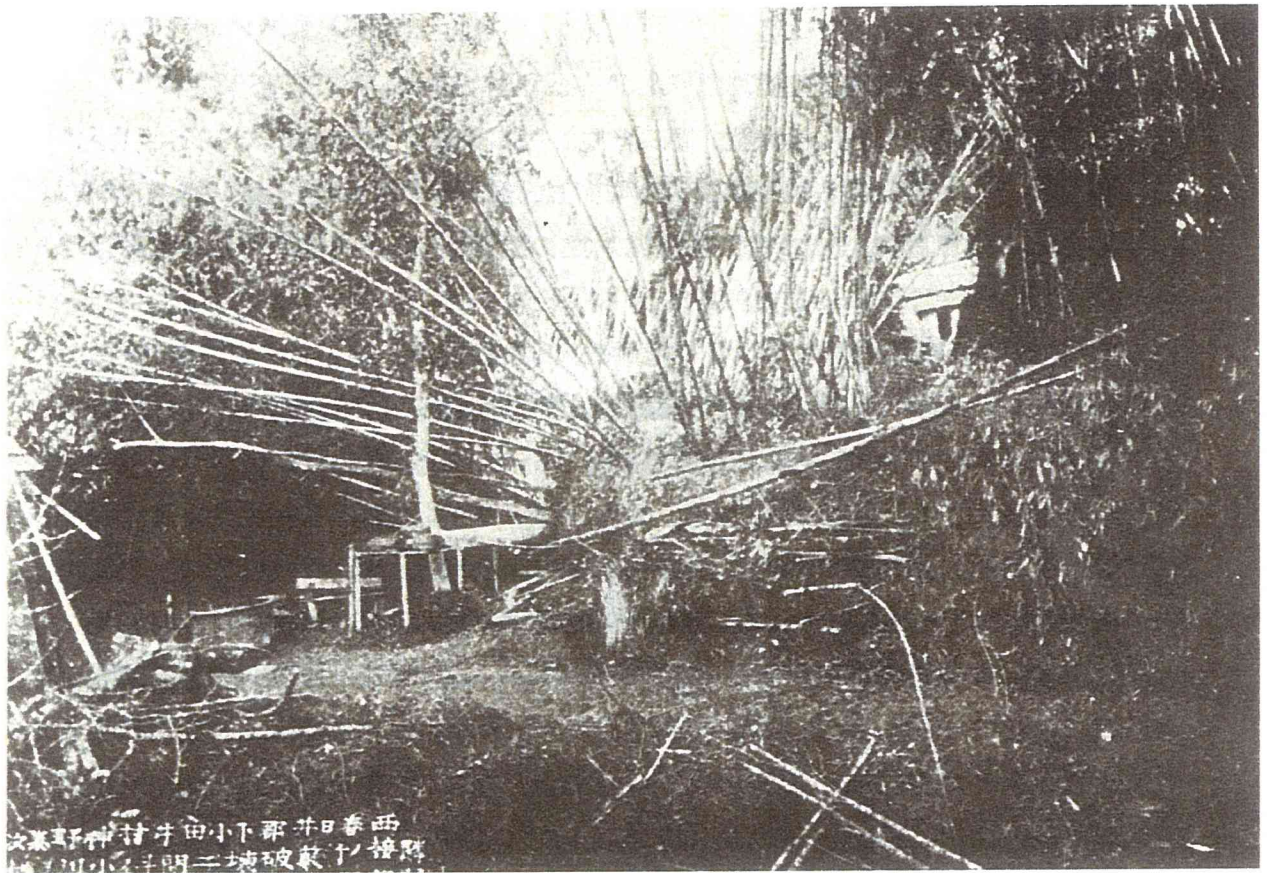


Fig. 1.1 竹藪の跳んだ写真(市原信治, 1978)

2 方法

2.1 Finite Difference Modeling (FDM)

2.1.1 FDM

近年、種々の方法によって地盤震動のシミュレーションがなされている。本論文では 3-dimensional Finite Difference Modeling (3DFDM) を用いたが、本節では、基となる Finite Difference Modeling (FDM) について述べる。弾性方程式は、3DFDM の節で示す。波形計算プログラムは、差分法によってソースプログラムとしてコード化されている。A. Pitarka et al. (1996b) は、FDM を用いて余震波形を計算し、地下構造を決定すると同時に余震波形の構造による増幅を指摘した。構造をモデル化する手法である。すなわち、物理探査等で得られた構造を基に構造を仮定し、構造によって得られた計算波形が観測波形に合うようにさらに構造を修正しながら、最終的な構造を決定する方法である。構造解析の手法としては、Boore (1972) を発展させた方法である。構造モデルは 2 次元で、構造による地震波の変化を計算する。震源が点震源として取り扱えると、震源過程における影響を考慮しなくてよく、構造に伴う波形の変化が指摘しやすくなる。ここでは A. Pitarka et al. (1996a) によって FDM の特徴について示された、波形のシミュレーションを紹介する。アレイとボアホール (Ashigara test site by Working Group on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion) のデータを用いて、計算波形の特徴を議論したものである。研究地域は小田原地方で、観測された強震波形について、震源情報と構造情報から計算波形を求め考察を行った。Fig2.1 に計算波形を示す。地表面での波形をシミュレーションしたもので、波形が測線に沿って変化している様子が分かり、特に振幅の変化が顕著であることが分かる。この方法を用いる事で、物理探査等で得られた構造を基に入力構造を仮定し、計算波形が観測波形に合うように構造を修正しながら、最終的な構造を決定することができる。すなわち、計算波形による観測波形の特徴を説明しながら、同時に構造を求める方法である事が理解できる。

2.1.2 兵庫県南部地震 (1995、M7.3) への適用

1995 年兵庫県南部地震 (1995、M7.3) は、1995 年 1 月 17 日 05:46 に明石海峡付近の直下を震源として発生した。震源域付近は地震予知連絡会の言う特定観測地域で、被害地震発生の可能性が指摘されていた (地震予知連絡会、1978)。藤

田 (1982) によれば、六甲山系は第三紀以降上昇が認められ、大阪湾の海底より比高が 1000m を超える活断層運動が指摘されている。本震時、淡路島では地震断層 (野島断層) が出現したが、神戸市付近では地震断層に相当するものは見いだされていない。被害調査の結果、震度 7 の領域が帯状に分布することが分かり、その形状から、「震災の帯」と呼ばれるようになった。震災の帯では、住宅の倒壊、高架高速道路の橋脚の破損等が顕著であった。震度 7 の領域を Fig. 2.2 に示す (京都大学防災研究所、1996)。震度の 7 の領域が、三ノ宮より芦屋まで帯状に広がっていることが分かる。この震災の帯の発生メカニズムとして、六甲断層帯の存在と本震直後の地表探査による地割れの指摘により、地表に至る断層の運動が成因とする説もあったが、現在では余震観測によって得られた余震波形の増幅の特徴から、基盤の形状と堆積層及び表層近傍の低速度層によると結論づけられている。A. Pitarka et al. (1996) は、震災の帯の直下で発生した余震を用い、地下構造を仮定して得られた計算波形と観測波形を比較し、構造を修正しながら、最終的に詳細構造を求めた。また、同時に余震の増幅メカニズムを構造によるものとした。Fig. 2.3 が観測波形と最適な構造による計算波形を同時に示したものである。波形の特徴 (震災の帯の FKI で S 波が大きくなり (波形右横の数字が波形の正規化の係数)、幅もやや広がる) が良く説明できている。波形の卓越周波数は 2Hz 前後で、体感震度に対応する周波数として、矛盾はない。Fig. 2.4 が仮定された地下構造モデルである。地下構造モデルの特徴は西側 (六甲山地) の基盤構造が、スキーやスケートのエッジのように切り立っていることである。エッジの部分から射出した地震波と表層の直達波の合成で、振幅が大きくなると考えられる。さらに、A. Pitarka et al. (1996) よれば、エッジ状の構造と表層の低速度層がより大きな増幅には必要だとしている。計算波形は、特に震災の帯内の観測点において一致性が良く、震災の帯が基盤と浅層の構造で説明されることを示した。

2.2 3-dimensional Finite Difference Modeling (3DFDM)

2.2.1 3DFDM

本論文の解析で用いた 3DFDM を紹介する。A. Pitarka (1999) によって、FDM が 3 次元に拡張されたものである。基本的には、下記の弾性方程式を解くことになる。

$$\begin{aligned}\partial_t v_x &= b(\partial_x \tau_{xx} + \partial_y \tau_{xy} + \partial_z \tau_{xz}) + f_x \\ \partial_t v_y &= b(\partial_x \tau_{xy} + \partial_y \tau_{yy} + \partial_z \tau_{yz}) + f_y \\ \partial_t v_z &= b(\partial_x \tau_{xz} + \partial_y \tau_{yz} + \partial_z \tau_{zz}) + f_z\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\partial_t \tau_{xx} &= (\lambda + 2\mu)\partial_x v_x + \lambda(\partial_y v_y + \partial_z v_z), \\ \partial_t \tau_{yy} &= (\lambda + 2\mu)\partial_y v_y + \lambda(\partial_x v_x + \partial_z v_z), \\ \partial_t \tau_{zz} &= (\lambda + 2\mu)\partial_z v_z + \lambda(\partial_x v_x + \partial_y v_y), \\ \partial_t \tau_{xy} &= \mu(\partial_y v_x + \partial_x v_y), \\ \partial_t \tau_{xz} &= \mu(\partial_z v_x + \partial_x v_z), \\ \partial_t \tau_{yz} &= \mu(\partial_z v_y + \partial_y v_z),\end{aligned}$$

v_x 、 v_y 、 v_z は速度の3成分、 τ_{xx} 、 τ_{yy} 、 τ_{zz} 、 τ_{xy} 、 τ_{xz} 、 τ_{yz} は応力の成分、 f_x 、 f_y 、 f_z は力の3成分、 b は浮力、 λ 、 μ はLameの定数である。入力パラメータは、グリッド上で与える。グリッド上のパラメータの配置は、Fig.2.5 (A. Pitarka, 1999) のようになる。

地下構造は3次元で与え、本論文の解析では3層構造で波形の計算を行なった。入力データは、1層～3層までのP波速度、S波速度、密度、Qs（減衰ファクター）である。また、境界層の位置データは、X-Zの断面データを変化させながらY方向に拡張していく方法で、3次元入力で行う。波源として扱う地震は、dynamic source（移動震源）でもpoint source（点震源）でも、どちらでも与えることができる。本論文ではM3クラス以下の余震を用いたので、震源断層の長さは400m以下と仮定できる（宇津、1977）。震源断層の長さは震源距離に比べて充分小さく、点震源過程で近似でき、double coupleモデルの波源と想定できる。計算において計算波形のサンプリング周波数は、現実には計算機の仕様（CPUのメモリー量とクロック数）、入力する構造（構造の大きさと波線計算の間隔）と計算する観測点数で決定される。本論文の場合、長野県西部地震の余震の計算波形が30Hz程度、鳥取県西部地震の余震の計算波形が15Hz程度になった（構造によって周波数は前後する場合がある）。結果は、3成分の速度波形として出力される。

2.2.2 長野県西部地震（1984、M6.8）

2.2.2.1 長野県西部地震の概要

長野県西部地震（1984、M6.8）は、1984年9月14日08:48に木曾御嶽の南東山麓で発生した。御嶽山は、1979年に有史以来初めての噴火が報告された。

青木（1987）によれば、以前より群発地震活動が続いていた領域で、近年、活動的になっていたところでの震が発生した（震源断層は走向 $N70^{\circ} E$ 、傾斜 90° 、長さ 12km で右横ずれ断層）。名古屋大学理学部（1985）よると震源（ $N35.82^{\circ}$ 、 $E137.56^{\circ}$ 、 $H=3.8\text{km}$ ）は浅く、地震動による誘発により山体の一部が崩壊した。崩壊に伴う土石流も発生した。一部地域では石の跳びの現象も認められた。震源が浅く、震央付近に石の跳び等の地変が出現したにもかかわらず、地震断層は認められなかった。地表調査の結果認められた石の跳び発生メカニズムを明らかにするために、詳細な余震分布や震源断層近傍の微細地下構造等の総合的な研究の必要性が指摘された。地震活動として見れば、長期群発活動の中で発生した本震—余震型の活動とすることができるが、余震活動の終息の判断は困難である。最大余震（15日、 $M6.2$ ）は余震域の西端で本震とは共役の方向に発生した。当地域での地震活動は、現在でも群発的に発生する活動が認められる。Fig. 2.6 に本震、最大余震を含む震央分布図（青木、1987）を示す。図は、群発活動が分かりやすくなるように描かれたもので、本震発生以前より群発的な地震活動が発生し、活発な地域であることが理解できる。

本震の直後から現地調査が行われ、Umeda et al.（1987）によれば、石の跳びの現象は概ね山頂や尾根付近で見つかったが、なかには谷の所でも見つかった。調査結果を Fig. 2.7（Umeda et al.、1987）に示す。点線で囲まれた地域に、石の跳びが認められた。特に色濃い部分が、多くの石の跳びの現象が確認された地域である。実線で示された範囲で、大きな加速度が地表に働いたと推定されている。石の跳びの調査において、梅田他（1986）は転石を石の跳びと誤認する可能性をさけるため 30° 以上の斜面で認められたものは除外しているので、水平方向の加速度だけで飛び出したものはないと考えられる。また、石の跳びが認められた近くで、尾根の麓の地盤上と尾根の地盤上において余震観測がなされた（梅田他、1986）。麓（Foot）と尾根（Top）での速度波形記録を Fig. 2.8 に示す。速度波形での比較であるが、尾根で振幅が大きくなっていることがわかる。基盤から入射した波が、速度の遅い山体で増幅されたと考えられる（梅田他、1986）。卓越周波数として、周波数を仮定すると加速度波形としても増幅していると理解できる。しかし、増幅の詳細なメカニズムは、明確に求められてはいなかった。

2.2.2.2 余震観測

震源域直上で高感度、高密度の合同地震観測がなされた（長野県西部地震合同地震観測—技術編—、1988）。グループ全体で行った基本観測の他、個別グループに

よる短期集中観測所が行なわれた。京大合同グループは、震央周辺の石の跳びが認められた領域で、高密度、高周波の地震観測を行った（西上他、1988）。観測期間は1986年9月15日～11月12日で、約2ヶ月間になる。センサーは、マークプロダクト社製（L-22D）で固有周期2.2Hzの速度型換震器である。測線は、二本の沢に沿って張られ観測点間は約1kmである。サンプリング周波数は1024Hzで、遅延メモリーを通してトリガー収録された。解析時のAD周波数は、1014Hzである。システム特性は、2.2Hzから300Hzまで速度に対してフラットである。Fig. 2.9に観測点配置を示す。期間中多くの極微小地震の記録が得られ、詳細な震源分布が求められた。S-P timeが1秒以内の地震も、収録することができた。特に、震源の深さが2km以浅という浅い余震が多数認められたことは特筆すべきであり、これらの余震分布から、断層面が浅部にまで及んでいることを確認できた。浅い余震が捉えられたことは、石の跳びが認められた領域の直下を波線が多く通過することになり、波形解析から直下の物性を推定できる。すなわちこれらの余震を用いることで浅層構造の解析が可能になり、増幅のメカニズム解明の手がかりになると考えられた。

Fig. 2.10に余震の速度波形例を示す（岡本、1988）。観測点で、明瞭に波形の違いが認められる。測線は沢に2つの沿って張られており、各々の沢グループ毎に波形が明らかに異なっている（st.1～3とst.4～7）。岡本（1988）によれば、これらの波形の違いは遠地の地震では認められず、特に浅部に発生した余震に顕著に認められることにより、原因として浅層地下構造によると結論づけられた。岡本（1988）は各観測点の波形の特性が各観測点固有のものなのか、到来方向依存性があるのかを明らかにするために、P波初動についてスペクトル（FFT）を求めた。波形の特徴を示す卓越周波数を、求められたスペクトルよりピーク周波数として読み取り（5Hz単位）、到来方向によって頻度別に表したものをFig. 2.11に示す（岡本、1988）。明瞭に到来方向によってピーク周波数の頻度が異なっていること分かる。特にどの観測点も、アレイの中心を通過する波線の余震の初動スペクトルに、低周波成分にピークを持つ傾向が見られる。このことは、観測網の中央部直下に波を減衰させる不均質構造が存在し、スペクトルの高周波側が落ちることを示唆している。

観測網直下における地下構造の不均質の存在を検証するため、同地域の地震波の減衰構造が求められた（Okamoto、2000）。地震波の振幅の減衰を示す指標として、Q値を使用した。方法は、P波について各余震の震源と観測点間の見かけのQ値（以下 Q_p と表現）を求めた。Forward modelとして、観測網直下を通過する

波線の Q_p 値が low Q 値であることを確認した。次に inversion 法によって、 Q_p 構造を求めた。震源特性と観測点の地盤特性を議論せずすむ (P 波と S 波の震源特性と地盤特性が一致していると仮定) ように、P 波と S 波のスペクトル比より求める方法を採用した (この場合、 Q_p/Q_s (以下 S 波の Q 値を Q_s と表現) を Anderson et al. (1965) に基づいて $9/4$ と仮定した)。求めた第一層の Q_p 構造と石の跳び及び推定震源断層を重ねたものを、Fig. 2.12 に示す。 Q_p 値の周波数領域は 10-30Hz で、その区間の Q_p 値は周波数によらず一定とした時の値である。石の跳びが認められた領域直下が、low Q 値 (この場合 Q_p が 50~200) であることがわかる。すなわち、直下の low Q 構造と石の跳び現象との間に、なんらかの関係がある可能性が認められた。

観測された余震波形の特徴として、一部の余震の S 波の前に、顕著な位相 (x-phase) が認められるものがあつたことが挙げられる。Fig. 2.13 に波形例を示す。図中 S 波の前に認められる?マークが、注目した位相である。位相が認められた全余震について P time、S time、x-time を読み取り、origin time (震源時間) に正規化して重ね合わせた走時の分布を Fig. 2.14 に示す。x-phase は、S 波と同じ傾きを示しており、かつ S-x-time が短いことから、観測点直下での S 波から P 波への変換波と考えられる。すなわち、観測網の直下浅部に変換波を励起するような不連続面の存在が示唆された。この不連続面 (以下変換面と称する) の形状を第一近似的に求めるために、変換点を求めた。変換点は、変換面で速度の差があまりないとして、震源から観測点まで破線について、S-P time と S-x-time の走時差で割り振ることにより計算したものである。求めた変換点 (48 個) をスプライン補完して、面として求めたものを Fig. 2.15 に示す。溝状の構造が直下に認められ、位置的には low Q 値の所と一致する。この構造は、爆破観測でも低速度の表層として確認されている (Ikami et al., 1992)。

2.2.2.3 余震波形の計算

この構造の存在を明らかにし、石の跳びとの関連性について言及するために、観測された余震波形に対して計算波形を求めた。方法は 2 章で紹介した 3DFDM による波形合わせ (A. Pitarka, 1999) である。ここでは結果のみについて言及する。構造の断面を、Fig. 2.16 (x-z 平面) に示す。断面の特徴としては、表層が深く入り込んだ溝状の切れ込みである。入力構造モデルは、y 方向に 1km ごと 8km まで断面を拡張した 2 層の 3D 構造である。表層は、 $V_p=3.2\text{km/s}$ 、 $V_s=2.8\text{km/s}$ 、 $\rho=1.8\text{g/cm}^3$ 、 $Q_s=300$ 、2 層は、 $V_p=5.5\text{km/s}$ 、 $V_s=3.2\text{km/s}$ 、 $\rho=2.2\text{g/cm}^3$ 、

$Q_s=500$ を採用した。各層の速度と密度は、平原 (1988) を参考にした。 Q 値については、Okamoto (2000) を参考にした。観測波形 (原記録) と計算波形 (30Hz まで) を Fig. 2.17a, b に示す。結果より、特に長周期 (10Hz 前後) の位相に着目すると、観測波形と計算波形が P 波、S 波とも良く似ていることがわかり、波形の特性が浅層の構造に起因していることがわかる (余震のマグニチュードの関係上、絶対振幅は議論していない)。また、得られた溝状の部分は周りの構造より low Q で P 波及び S 波とも速度が遅いことから、地震波の基盤側面からの射出と表層直達波の合成が考えられ、石の跳びの要因の一つになったと推定できる。

2.3 まとめ

長野県西部地震の震源域で高密度、高周波観測を行った。総合的な解析の結果、石の跳びが認められた領域の直下に、low V 、low Q 層が存在し、しかも溝状に続いていることが確認できた。その構造を入力モデルとして、余震波形の合成を試みた。結果、余震波形の卓越位相で観測波形と合成波形の形状の一致が確認できた。このことは、入力した構造モデルが確からしいことを示している。また構造モデルの溝状の部分が、low V 、low Q であることにより、エッジ効果に伴う増幅も推測され、大震動の要因の一つである可能性を示すことができた。

参考文献

- ・ Anderson, D.L., Ben-Menahem, A., and Archambeau, C. B. :Attenuation of Seismic Energy in the Upper Mantle., J. Geophys. Res., 70, 1441-1448, 1965.
- ・ 青木治三: 1984年長野県西部地震, 地震予知研究シンポジウム, 109-114, 1987.
- ・ Arben Pitarka, Daisuke Suetugu, and Hiroshi Takenaka: Elastic Finite-Difference Modeling of Strong Motion in Ashigara Valley for the 1990 Odawara, Japan, Earthquake, Bull. Seis. Sos. America, Vol.86, No.4, 981-990, 1996a
- ・ Arben Pitarka, Kojiro Irikura, Tomotaka Iwata, and Takao Kagawa: Basin Structure Effects in the Kobe Area Inferred from the modeling of Ground Motions from Two Aftershocks of the January 17, 1995, Hyogo-ken Nanbu Earthquake, J. Phys. Earth, 44, 563-576, 1996b.
- ・ Arben Pitarka: 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seis.

- Sos. America, Vol. 89, No.1, 54-68, 1999.
- ・ Boore, D. M. : Finite-difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials, in *Methods in Computational Physics*, ed. B. A. Bolt, Academic Press, New York, Vol. 11, 1972
 - ・ 藤田和夫: 日本列島砂山論, 小学館, 1982.
 - ・ 平原和朗: 震源域直上における極浅発地震の観測, (5) 3次元速度構造, 月刊地球, Vol.10, No.11, 731-734, 1988.
 - ・ Ikami A., S. Asano, K. Koketsu, T. Moriya, K. Ito, T. Tanada, K. Yoshida, T. Yabuki, N. Hirata: A Shallow Crustal Structure as Derived from an Explosion Seismic Experiment, *J. Phys. Earth*, 40, 361-377, 1992.
 - ・ 京都大学防災研究所: 阪神・淡路大震災, 防災研究への取り組み, 1996.
 - ・ 長野県西部地震合同地震観測, -技術編-, 1988.
 - ・ 名古屋大学理学部: 地震予知連絡会報, 第33巻, 123-134, 1985.
 - ・ 西上欽也, 飯尾能久, 渋谷拓郎, 平原和朗, 平野憲雄, 岡本拓夫: 震源域直上における極浅発地震の観測, (1) 震源分布, 月刊地球, Vol.10, No.11, 711-715, 1988.
 - ・ 岡本拓夫: 震源域直上における極浅発地震の観測, (4) 波形の特性, 月刊地球, Vol. 10, No. 12, 727-730, 1988.
 - ・ T. Okamoto : Attenuation Structure around the Focal Fault -The 1984 Western Nagano Prefecture Earthquake-, 福井工業高等専門学校 研究紀要 自然科学・工学, 第34号, 113-128, 2000.
 - ・ 梅田康弘, 黒磯章夫, 伊藤潔, 飯尾能久, 佐伯龍男: 1984年長野県西部地震による震央付近の大加速度, 地震, 第2輯、第39巻, 217-228, 1986.
 - ・ Y. UMEDA, A. KUROISO, K. ITO and I.MURAMATSU: High accelerations produced by the Western Nagano Prefecture, Japan, earthquake of 1984, *Tectonophysics*, 141, 335-343, 1987.
 - ・ 宇津徳治: 地震学, 共立全書, 1977.
 - ・ 地震予知連絡会: 特定観測地域と観測強化地域, 1978年8月改定.

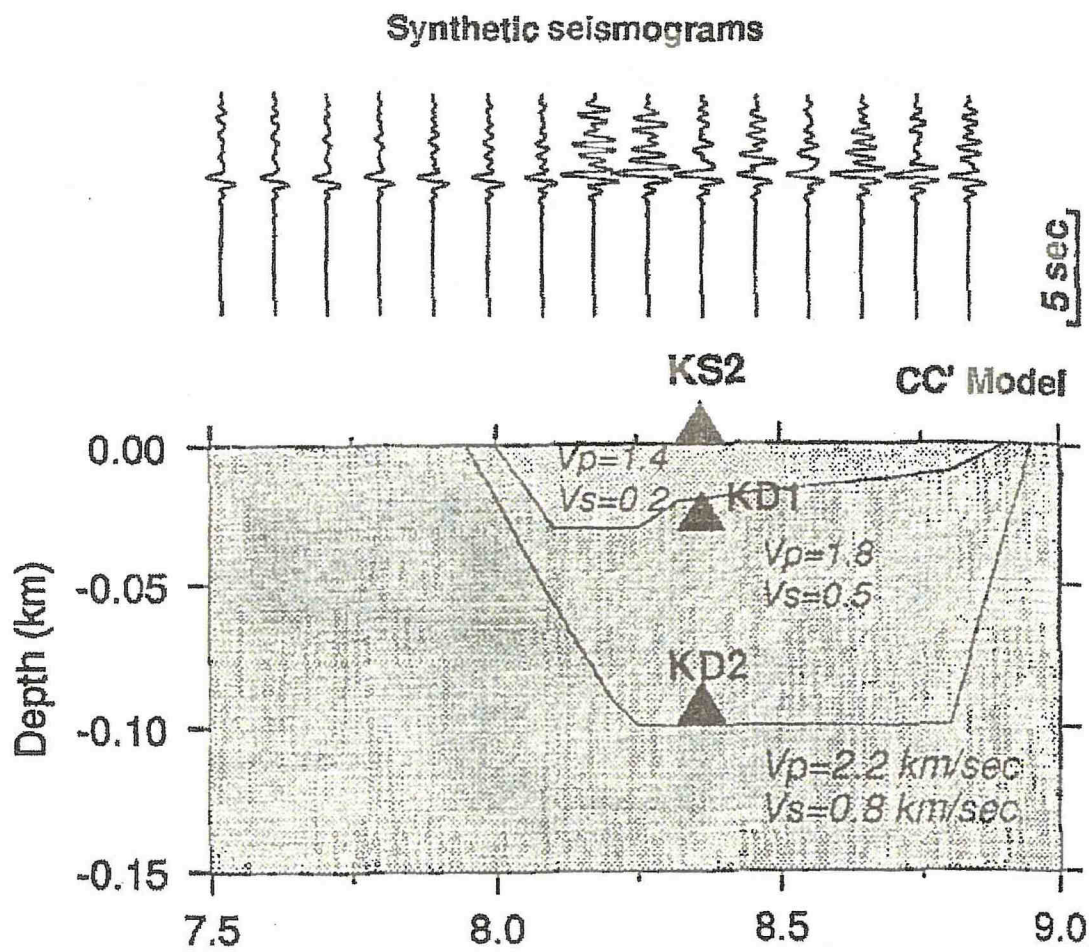


Fig. 2.1 足柄テストサイトで推定された余震波形のシミュレーション(A. Pitarka et al., 1996a)

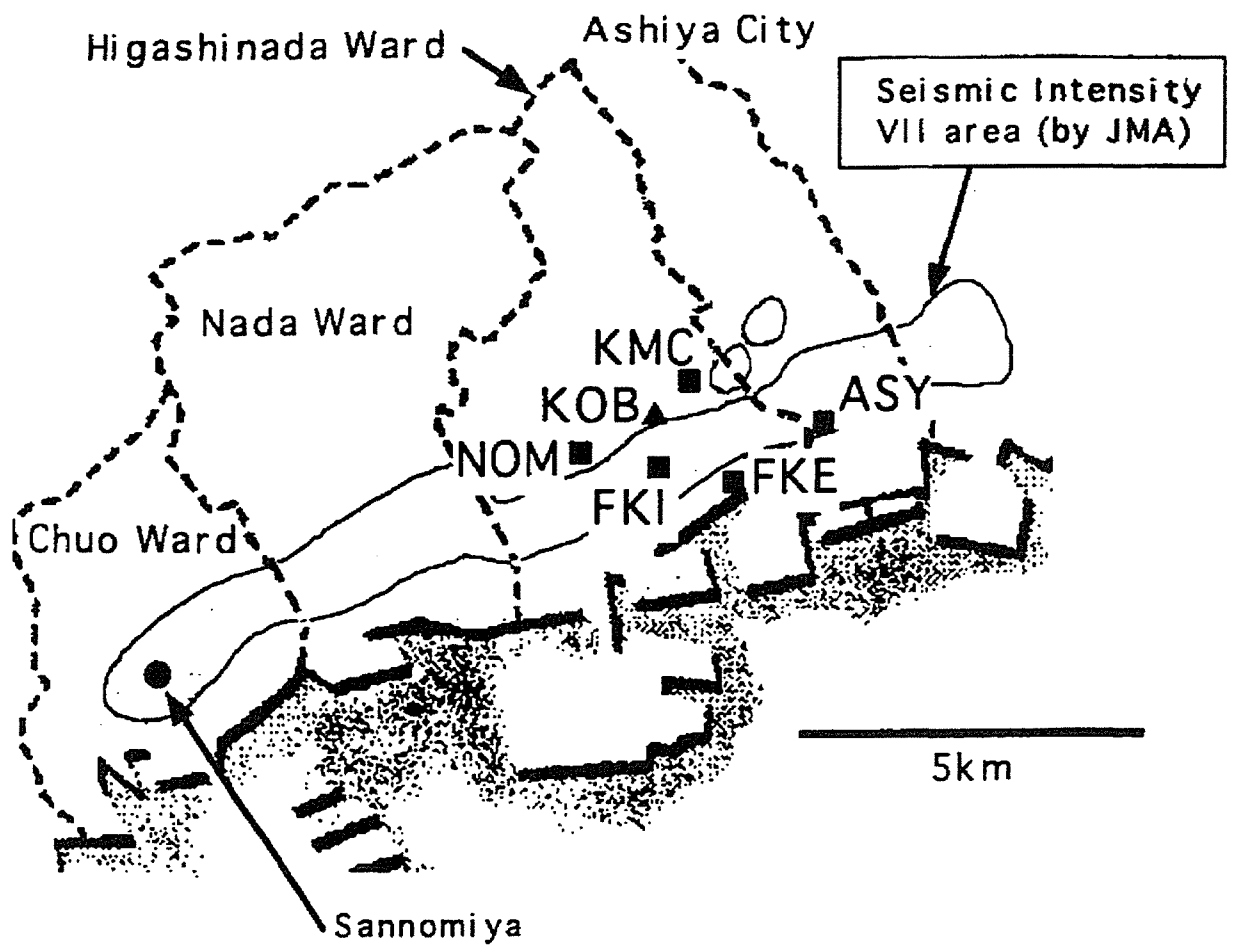
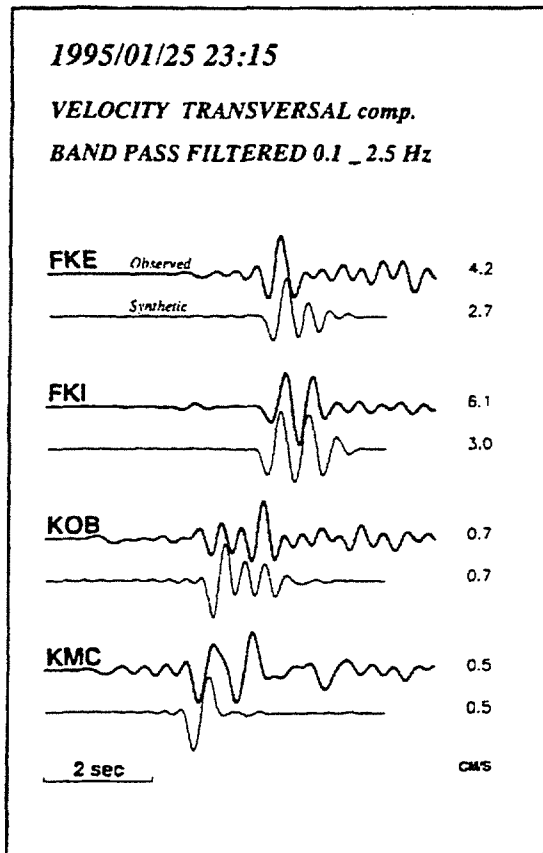
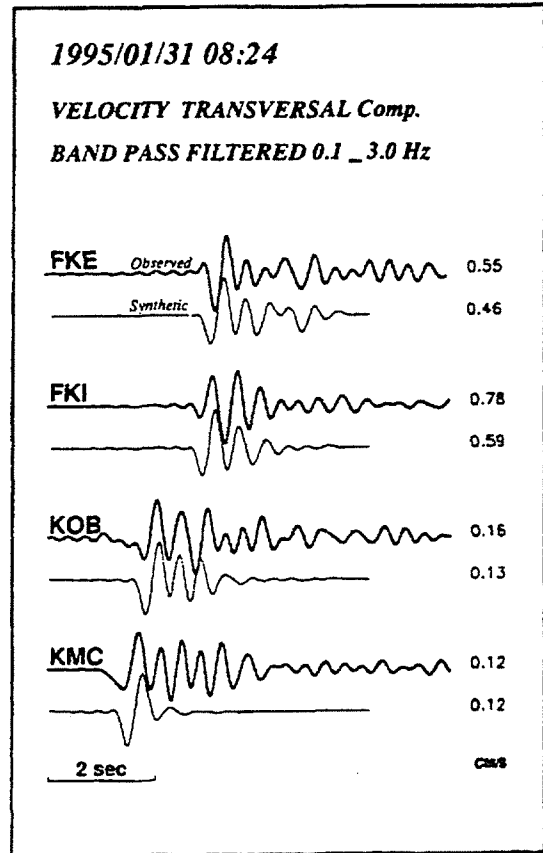


Fig. 2.2 阪神・淡路大震災で認められた震災の帯の領域
 (京都大学防災研究所, 1996)



(a)



(b)

Fig. 2.3 余震の観測波形と計算波形の比較;右数値が最大速度を示す (A. Pitarka et al., 1996b)

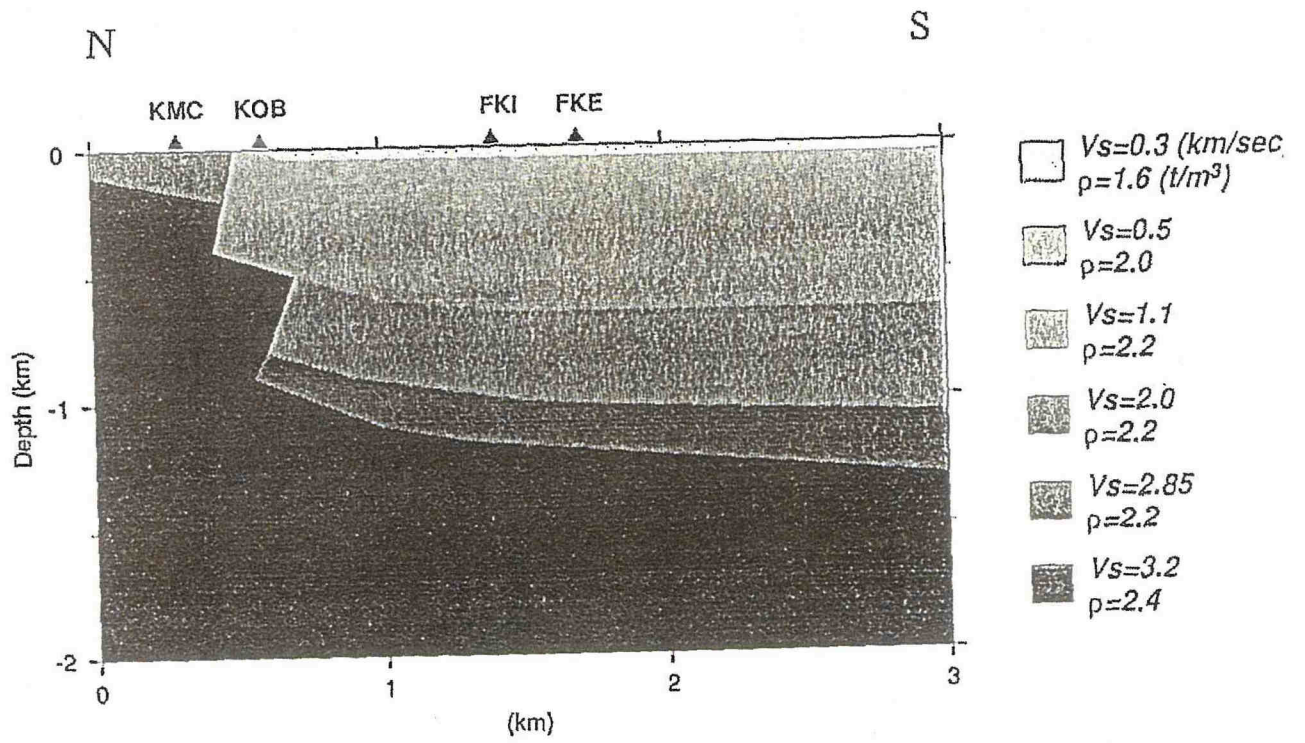


Fig. 2.4 求められた地下構造 (A. Pitarka et al., 1996b)

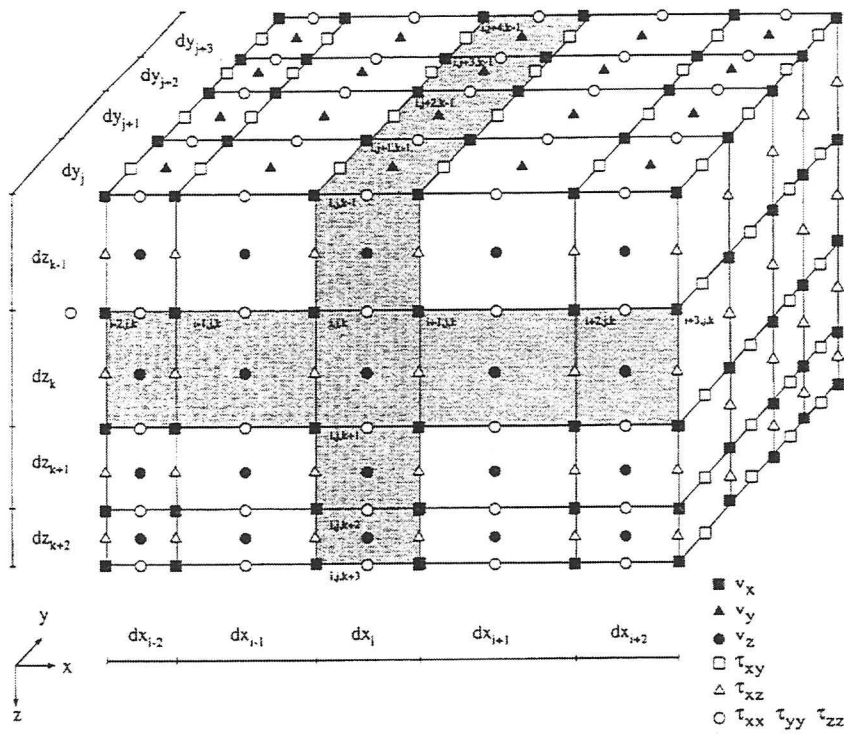


Fig. 2.5 入力パラメータの分布(A. Pitarka, 1999)

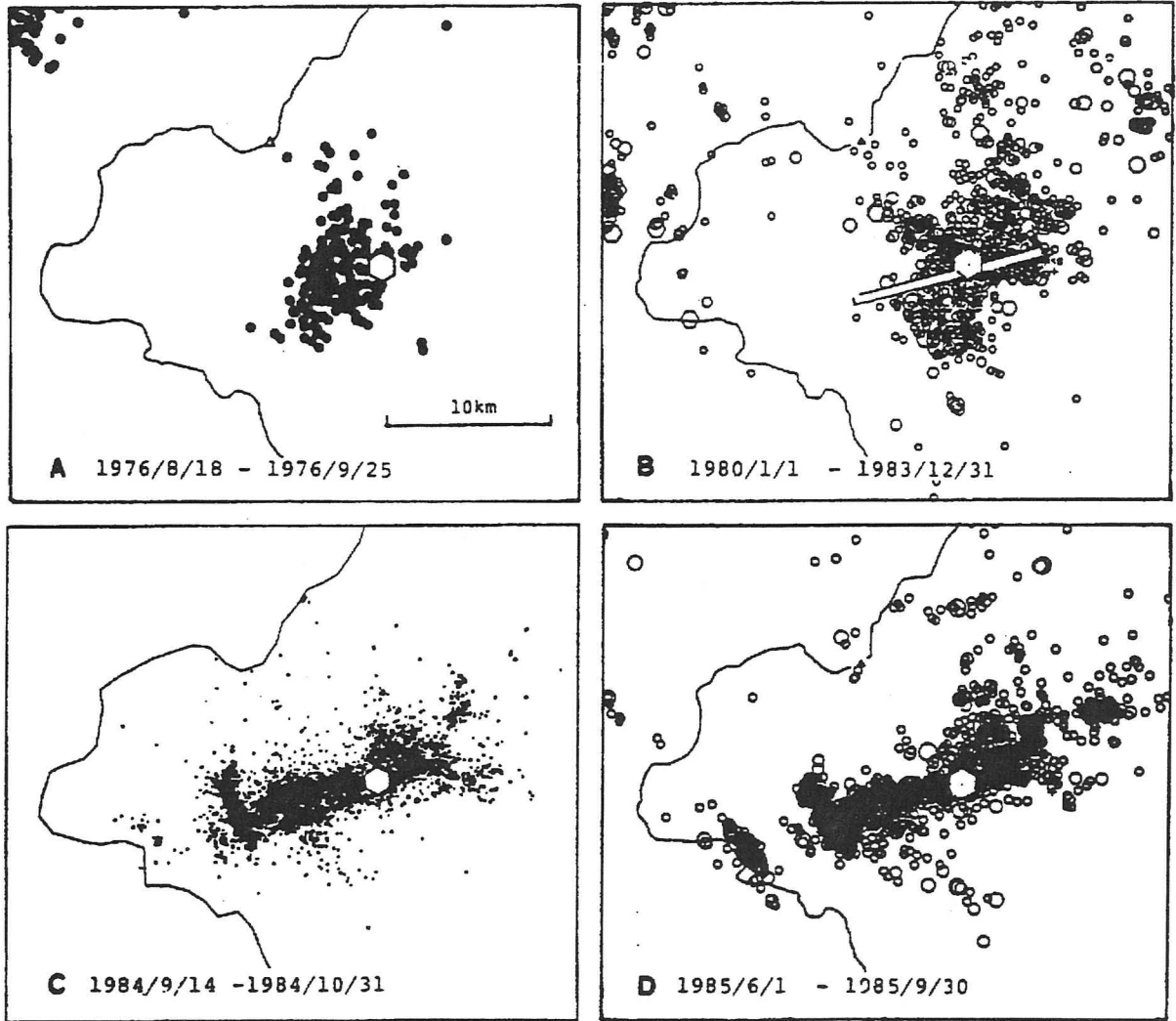


Fig. 2.6 長野県西部地震の前震活動. 本震(白丸), 推定断層(白長方形)
余震活動(青木、1987)

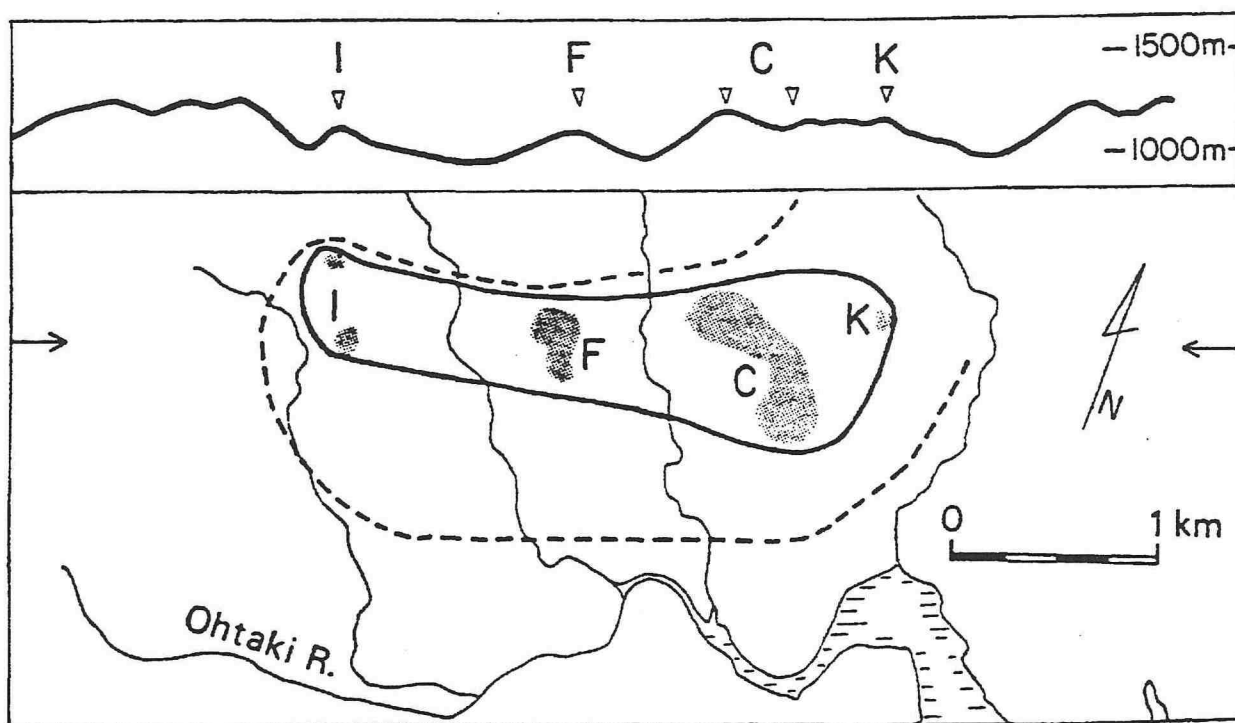


Fig. 2.7 石の跳びの踏査. 点線は石の跳びが認められた地域.
 実線は大加速度が働いた領域. 色の濃い部分は特に
 石の跳びの多く認められた所. (Umeda et al., 1987)

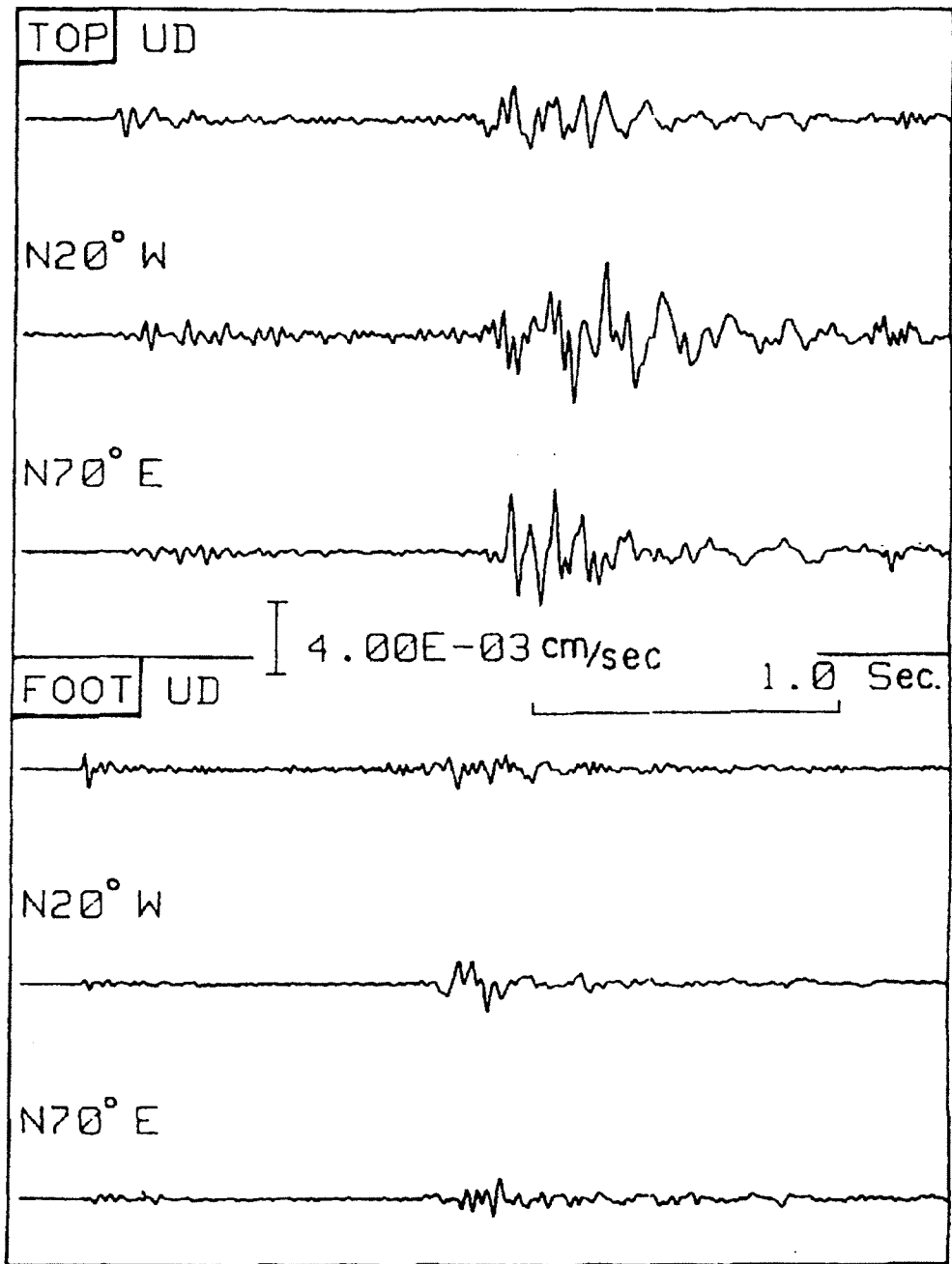


Fig. 2.8 基盤と山頂での速度波形の違い(梅田他, 1986)

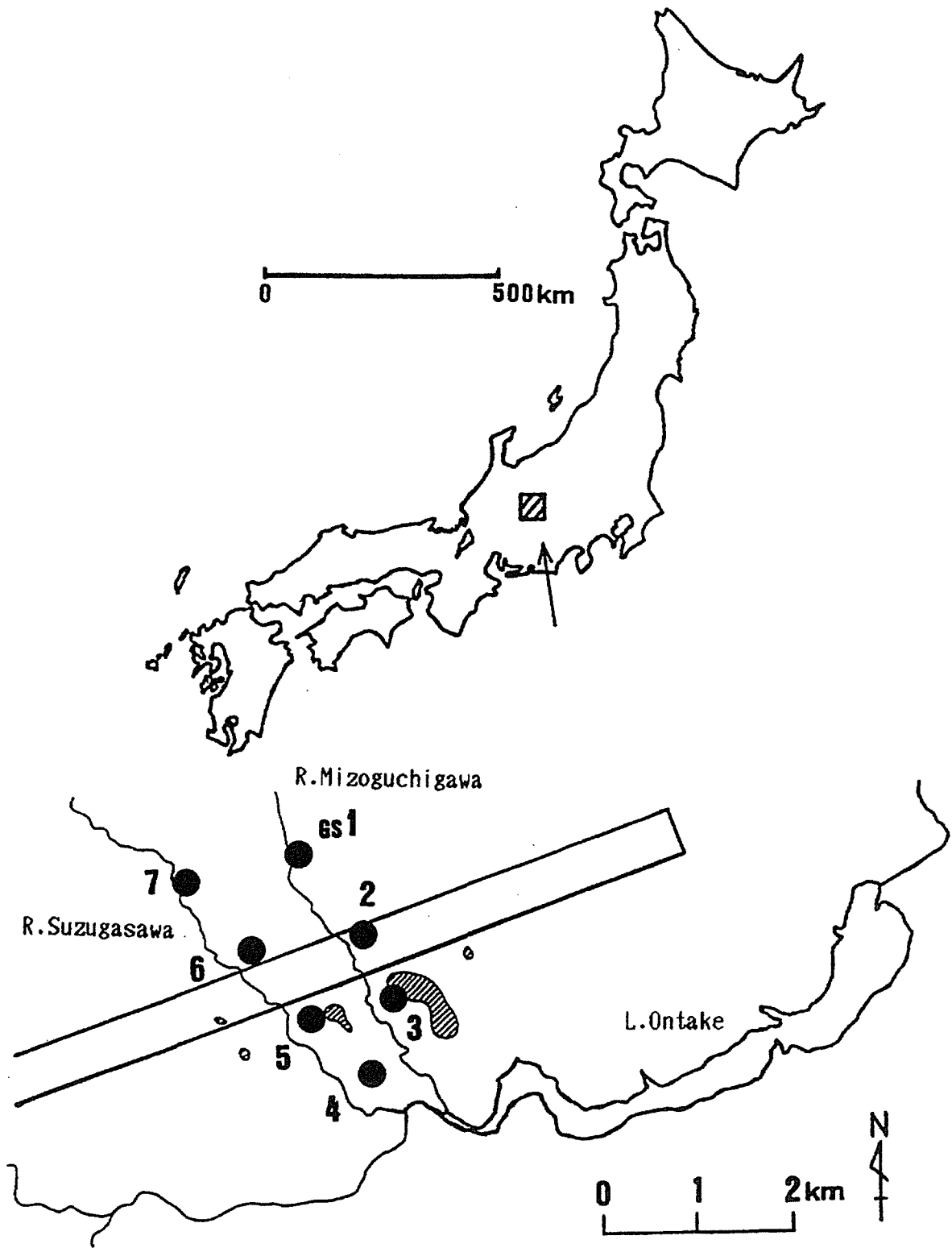


Fig. 2.9 観測点の分布 (西上他, 1988に加筆)

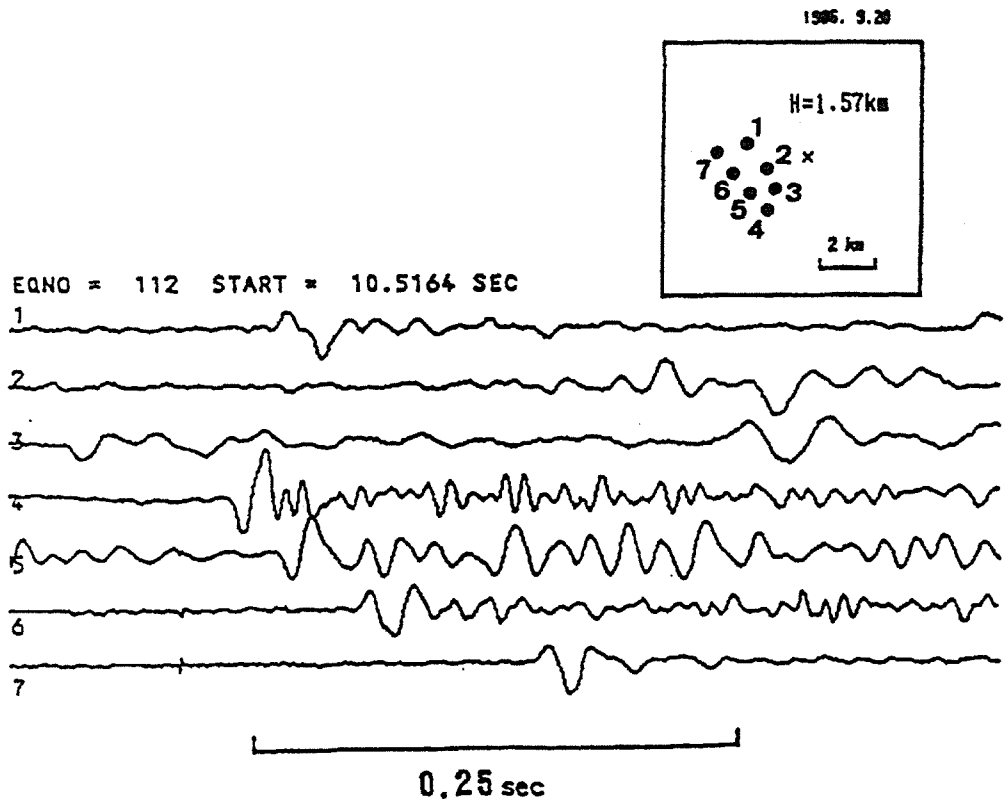


Fig. 2.10 余震の観測波形(岡本, 1988)

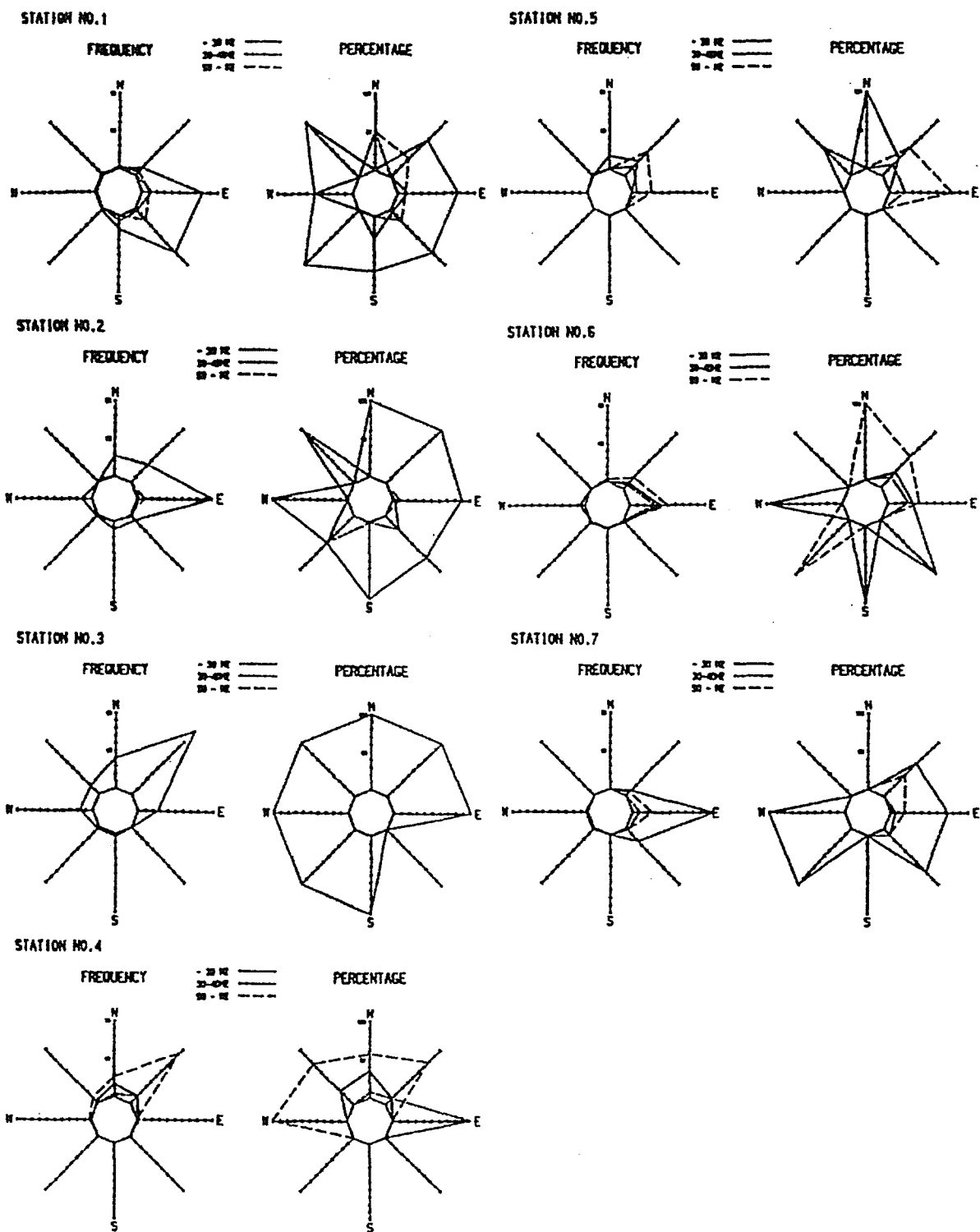


Fig. 2.11 余震の卓越周波数の到来方向別頻度分布(岡本, 1988)

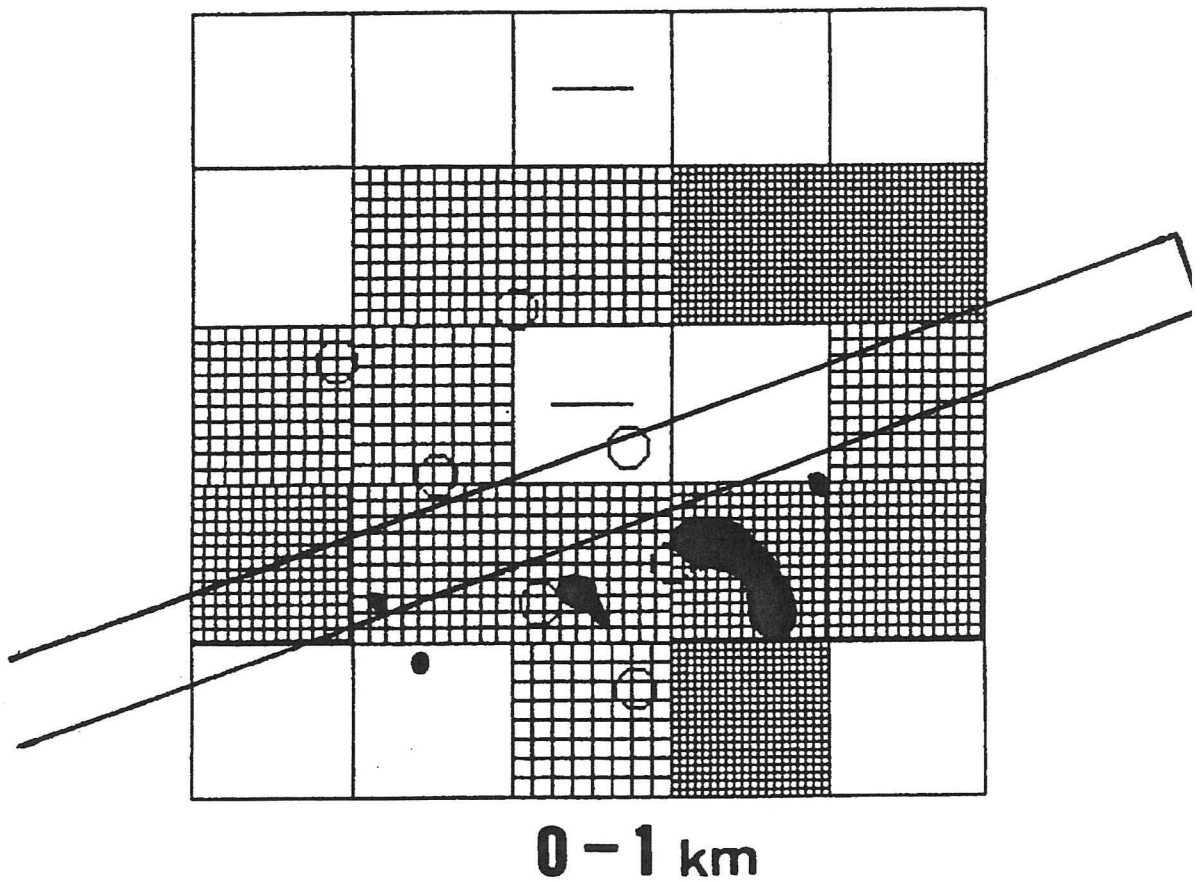


Fig. 2. 12 深さ0-1kmにおける10-30Hzの減衰(Q_p)構造と石の跳びの領域との関係(Okamoto, 2000).
メッシュの濃いものほどLowQ値を示す.

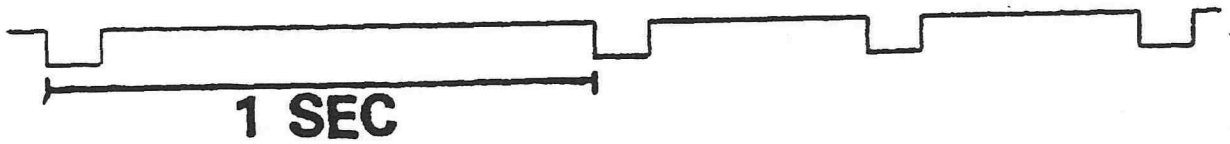
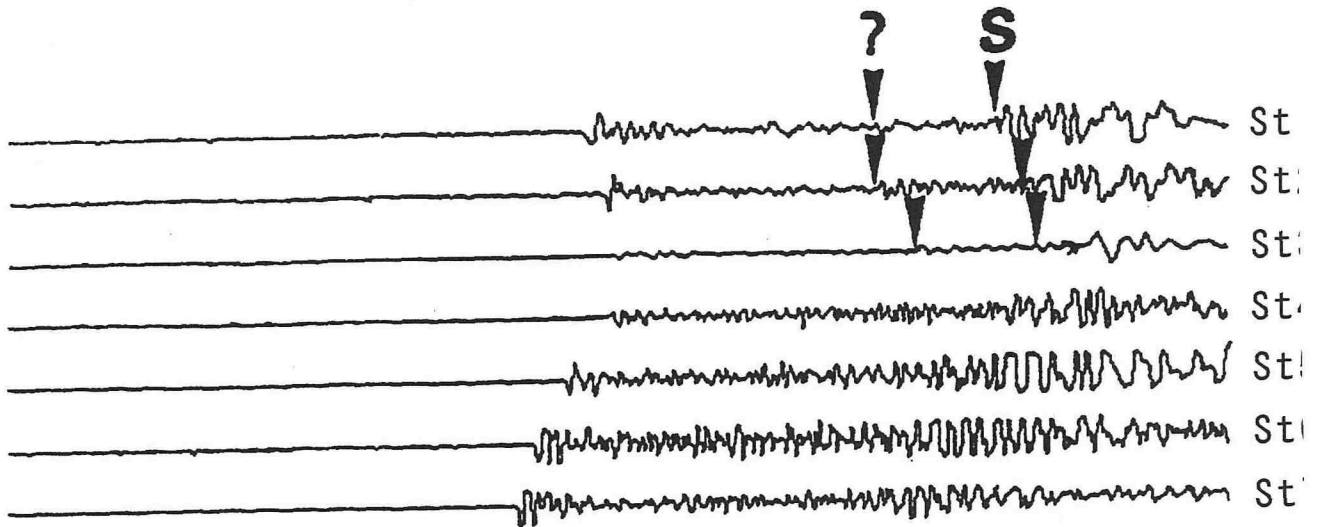


Fig. 2.13 S波の前に認められる顕著な位相の例

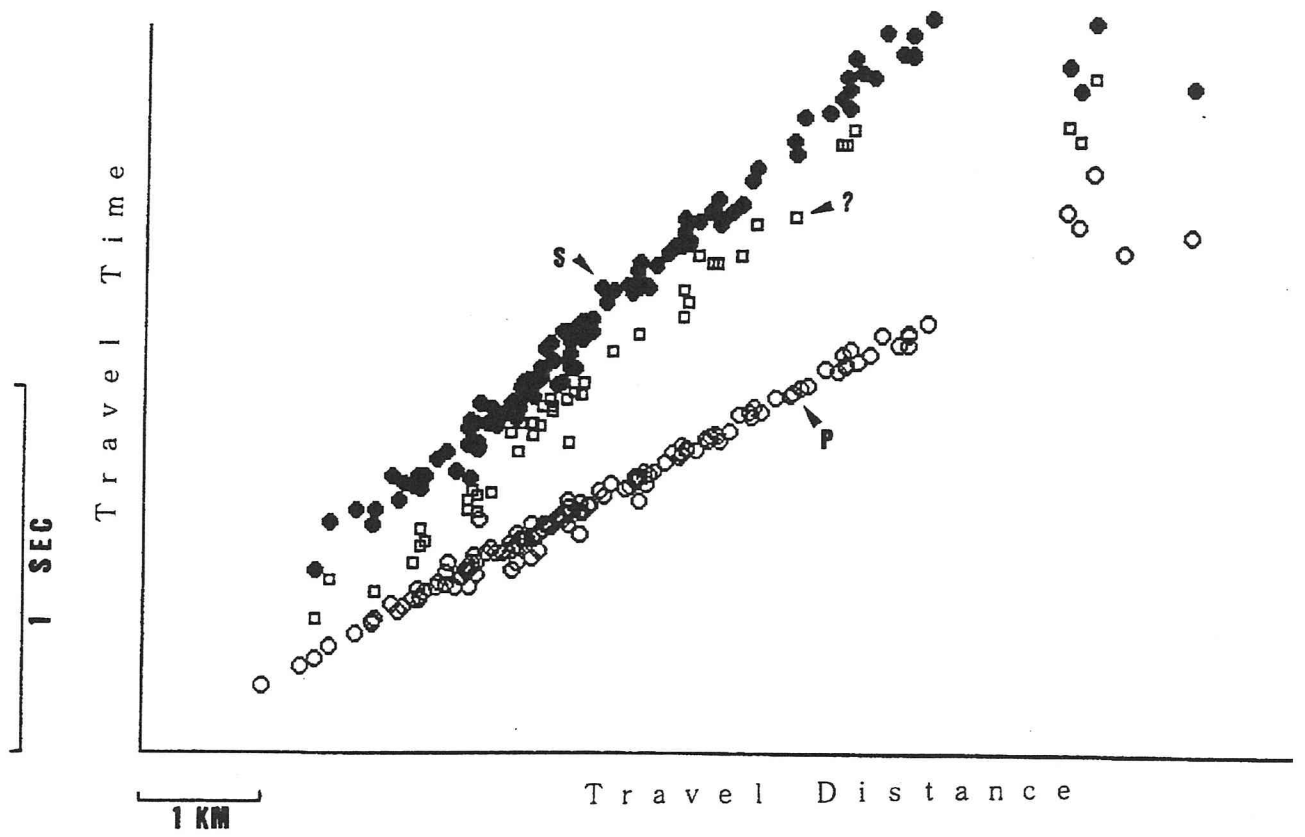


Fig. 2.14 重ね合わせによって求められた走時曲線.

origin_dat_3_md

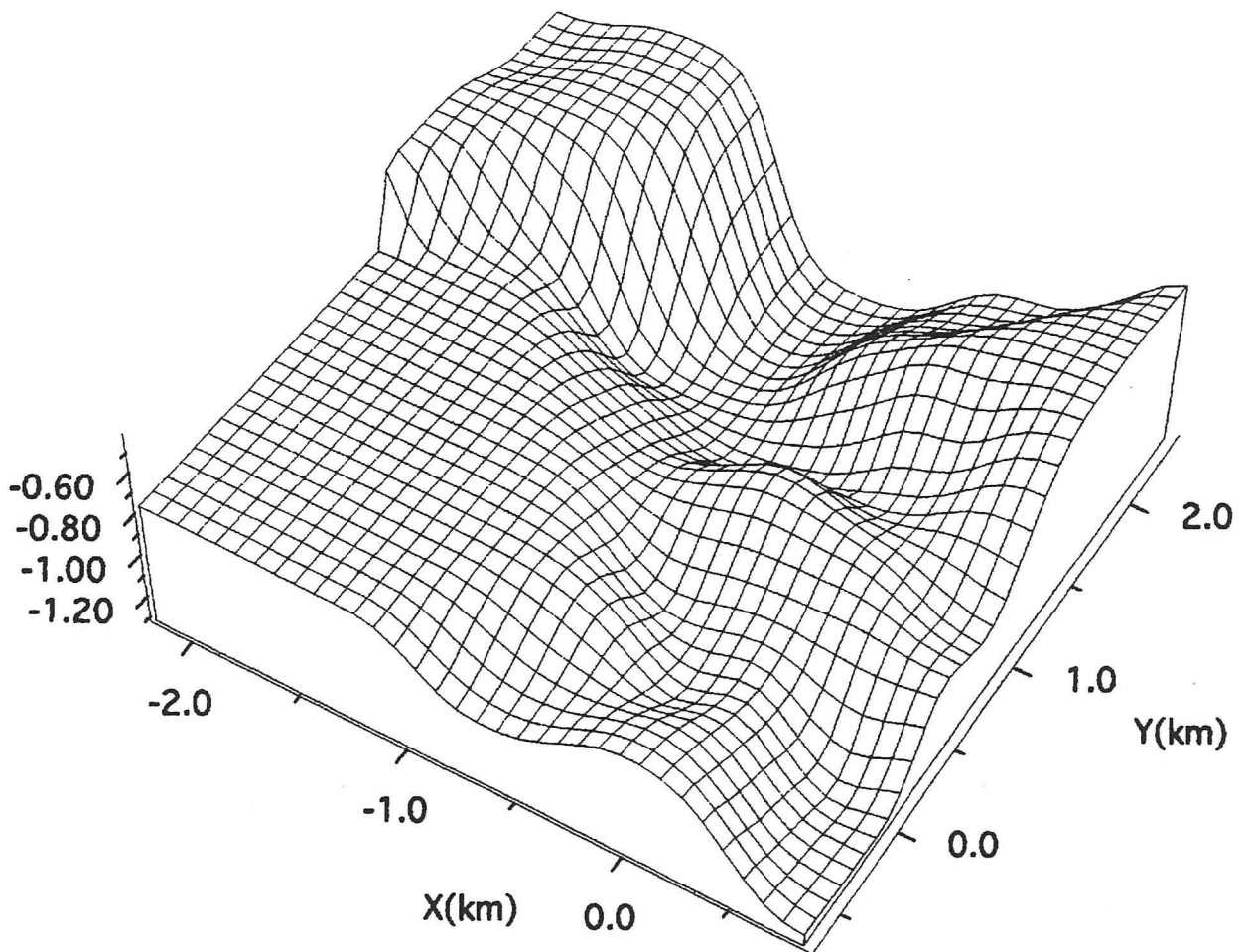


Fig. 2.15 スプライン補間による変換面の形状.
(0, 0, 0)がst. 3の位置.

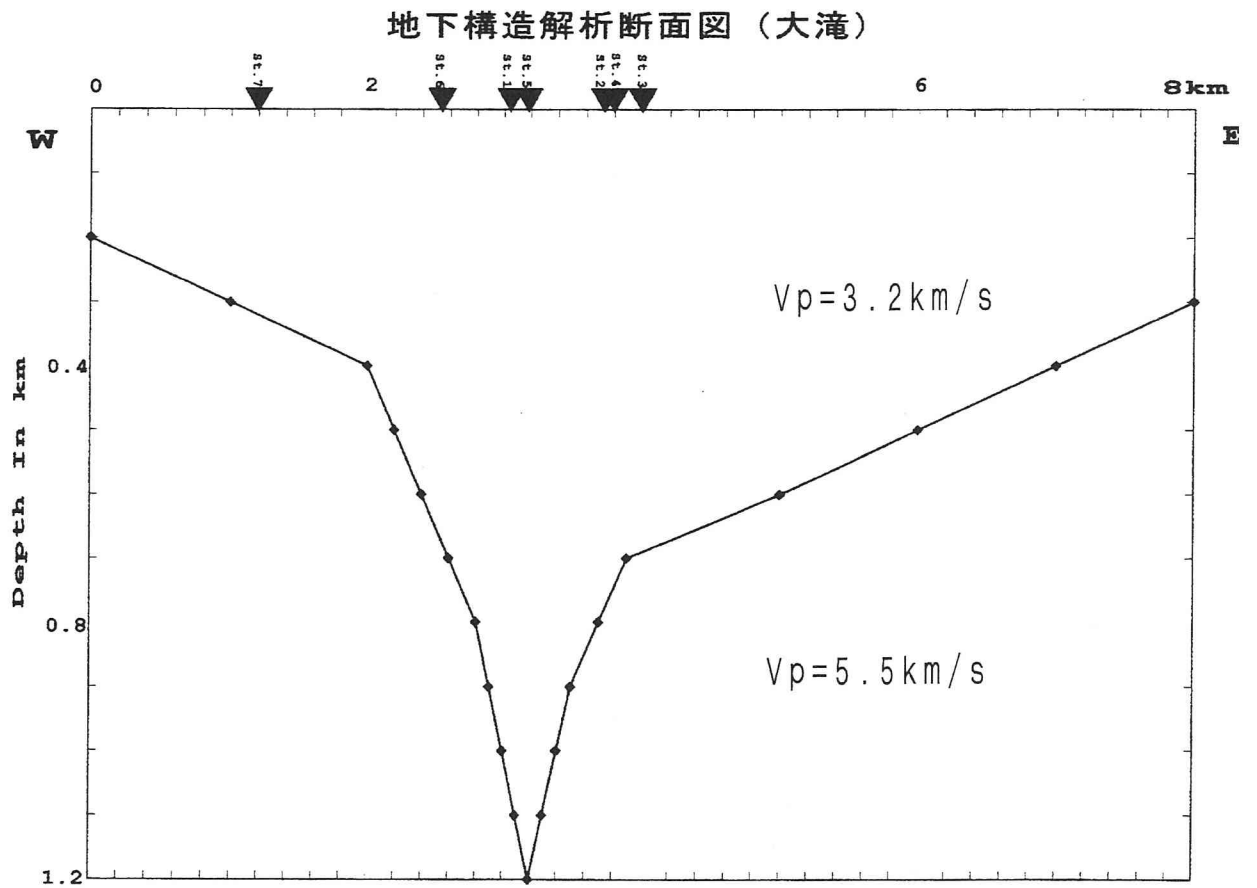


Fig.2.16 余震を良く説明できた構造の東西断面と観測点.
grid icrementは,0.045とした.

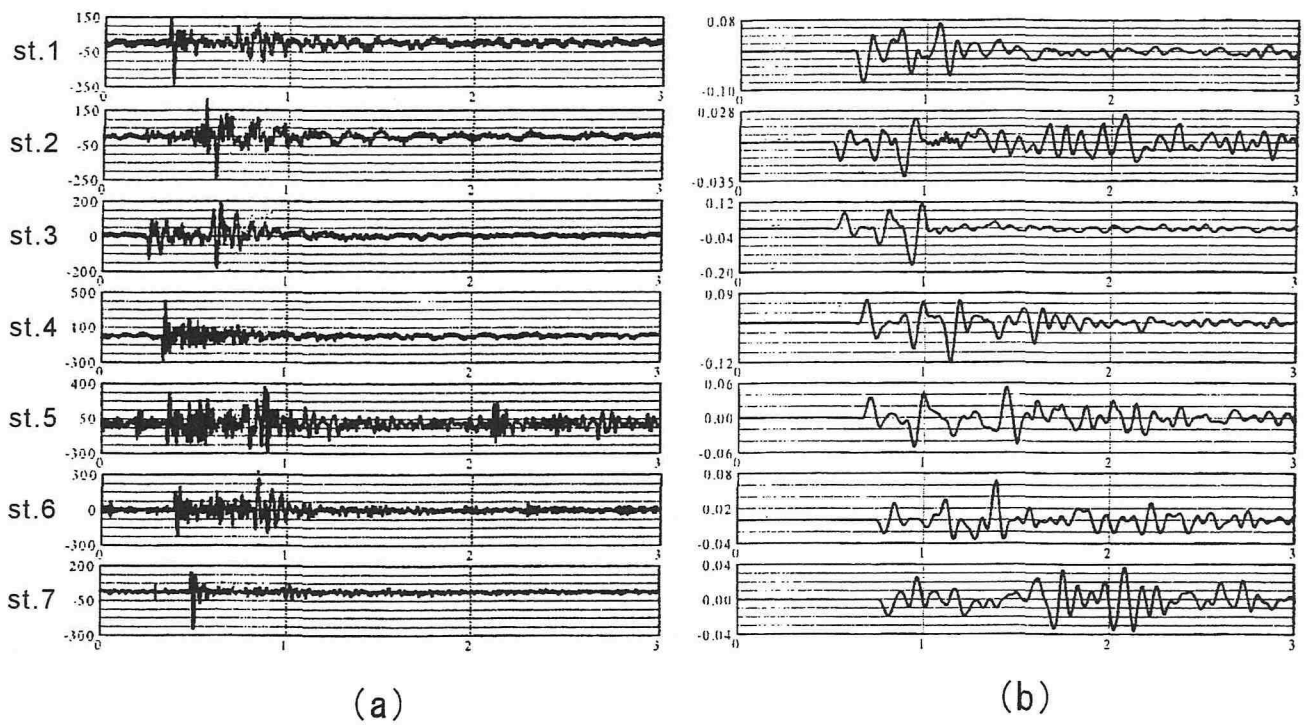


Fig. 2.17 観測波形(右(a))と計算波形(左(b))の比較. 余震のメカニズム, マグニチュードが不明なため, 正規化して示している.

3 鳥取県西部地震 (2000, M7.3)

3.1 鳥取県西部地震の概要

鳥取県西部地震 (2000, M7.3) は、2000 年 10 月 6 日 13:30 に、鳥取県と島根県の県境近くの鳥取県西伯郡西伯町 (震源: N35.3°、E133.4°、深さ 13km、気象庁) に発生した。当地域は、地震予知連絡会の特定観測地域 (地震予知連絡会、1978) に含まれ、1989 年より活発な群発活動が報告されている (京都大学防災研究所、鳥取大学工学部、2001)。1991 年の M5.9 を最大とする 7 回の M5 以上の地震の発生に伴い、1989 年、1990 年、1991 年、1992 年、1993 年、1997 年、1999 年に群発地震活動が報告されている。特に 1989 年、1990 年、1997 年の群発地震活動は、鳥取県西部地震の震源域付近に近づきながら発生した。群発地震活動が継続していた場所に大地震が発生したのは、長野県西部地震の場合と同じである。鳥取県西部地震の本震のメカニズム解と余震分布を示す (Fig. 3.1、Fig. 3.2)。メカニズムの特徴として東西圧縮の横ずれ断層タイプとされる。余震分布は特徴として日野郡日南町より米子市に向かって伸びており、震源断層は北西-南東方向である。地表には、余震分布に対応する地震断層は報告されていない。余震活動は、南側よりも北側で活発に認められる。岩田他 (2000) による震源過程によれば、震源断層の変位は南側で大きく、北側では小さい (Fig. 3.3 に示す)。

3.2 震度分布

最大震度は、震央付近の日野町と離れた境港市で計測された 6 強である。特に、米子市での震度は 5 強であったにもかかわらず、より震央距離の遠い境港市で震度 6 強が計測された。Fig. 3.4 に震度分布図を示す。震度分布の特徴としては、震央距離の遠い境港市で辺りの市町村より大きい震度 6 強を計測したこと、及び岡山県の方に震度 5 弱が伸びていることである。震度異常の生じる原因は、震源過程の特性、伝播経路の特性のどちらか (どちらも) が、非等方的な性質をもっている為と考えられる。特に境港市の場合は震央距離が約 30km と離れており、しかも震央からの方位が同じにもかかわらず、震央により近い米子市よりも大きい震度を計測している。その原因として、地下構造の不均質性が推定される。震源域の南側に震度の大きい領域が伸びている現象は、岩田他 (2000) による南側で断層の滑り量が大きいという震源過程によって説明可能である。これに対して北側では、震源過程だけでは特定の地点で震度が大きくなるような現象は説明し難い。震度は、震源における波動の射出特性、伝播経路の特性、観測点の特性の相乗効果によって決まる。

境港市は砂層の弓ヶ浜半島の先端部にあり、地形や表面の効果によって震度異常が発生するとは考えに難く、震源過程や地表以外の原因を考察する必要がある。

3.3 余震分布

余震活動については片尾・吉井（2001）により、緊急余震観測のデータを用いた結果が、詳しく紹介されている。特徴としては、余震活動の深さ分布は約 15km までで、南側の方がやや浅めである。余震の広がり、南側が線状であるに対して北側では帯状に広がっている。南側の線状配列は、震源断層に対応すると考えられる。余震分布としては、境港市までは至っていない。さらに余震の分布は、北側に多く南側には少ない。大見他（2001）は 余震分布が震源過程で断層の変位量が小さいところに多い、と指摘している。北側で帯状に分布しているのが特徴的であるが、詳細な理由は得られていない。以上の余震の分布から、本震時に境港市で震度異常を発生させるような断層運動や境港市直下での誘発地震の発生もなかったと結論できる。すなわち、境港市で震度が大きかったのは、震度異常を示した領域直下の浅層構造による影響であると推定できる。

参考文献

- ・岩田知孝，関口春子，松元康広，三宅弘恵，入倉孝次郎：2000 年鳥取県西部地震の震源過程と震源域近傍の強震動，地震学会 2000 年度秋季大会，T06，2000.
- ・片尾浩，吉井弘治：鳥取県西部地震直後の緊急余震観測による震源分布，京都大学防災研究所年報，第 44 号，B-1，283-292，2001.
- ・京都大学防災研究所，鳥取大学工学部：鳥取県西部地震（2000 年 10 月 6 日，M7.3）に先行して発生した 1989 年，1990 年および 1997 年の群発地震活動，地震予知連絡会報，65，525-535，2001.
- ・大見士郎，渡辺邦彦，渋谷拓郎，中尾節郎，平野憲雄，中尾愛子，竹内晴子，竹内文朗，三和佐知栄，志藤あずさ，金亜伊，Bogdan ENESCU：平成 12 年鳥取県西部地震－微小地震 定常観測網による本震と余震活動－，京都大学防災研究所年報，第 44 号，B-1，273-282，2001.
- ・梅田康弘，松村一男，渋谷拓郎，片尾浩，大見士郎，渡辺邦彦，伊藤潔：2000 年鳥取県西部地震，京都大学防災研究所年報，第 44 号，B-1，2001.
- ・地震予知連絡会：特定観測地域と観測強化地域，1978 年 8 月改定.

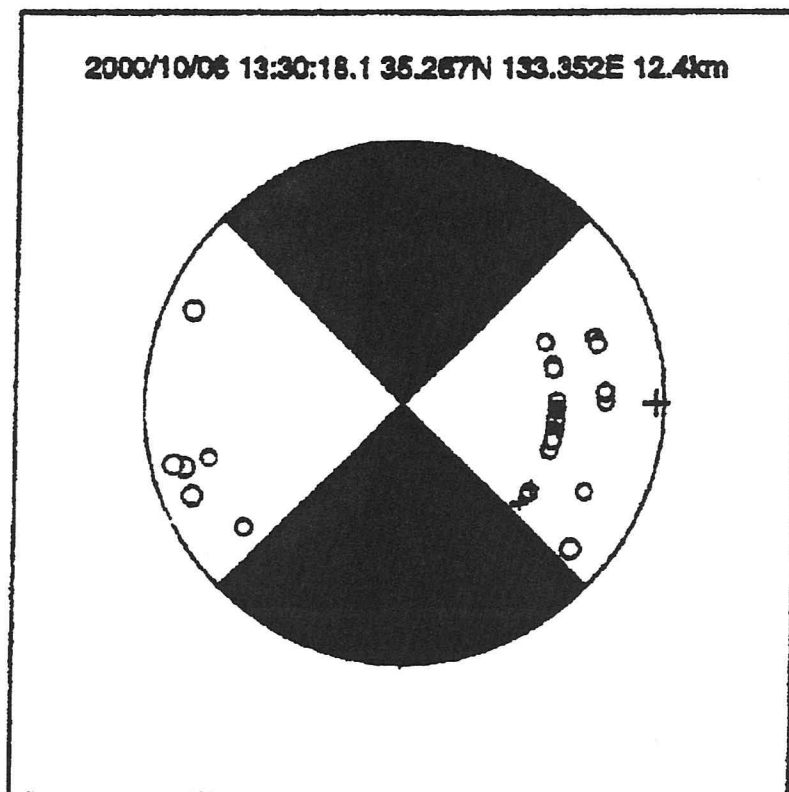


Fig. 3.1 本震のメカニズム(梅田他, 2001)

The Urgent Aftershock Observation (This Study)

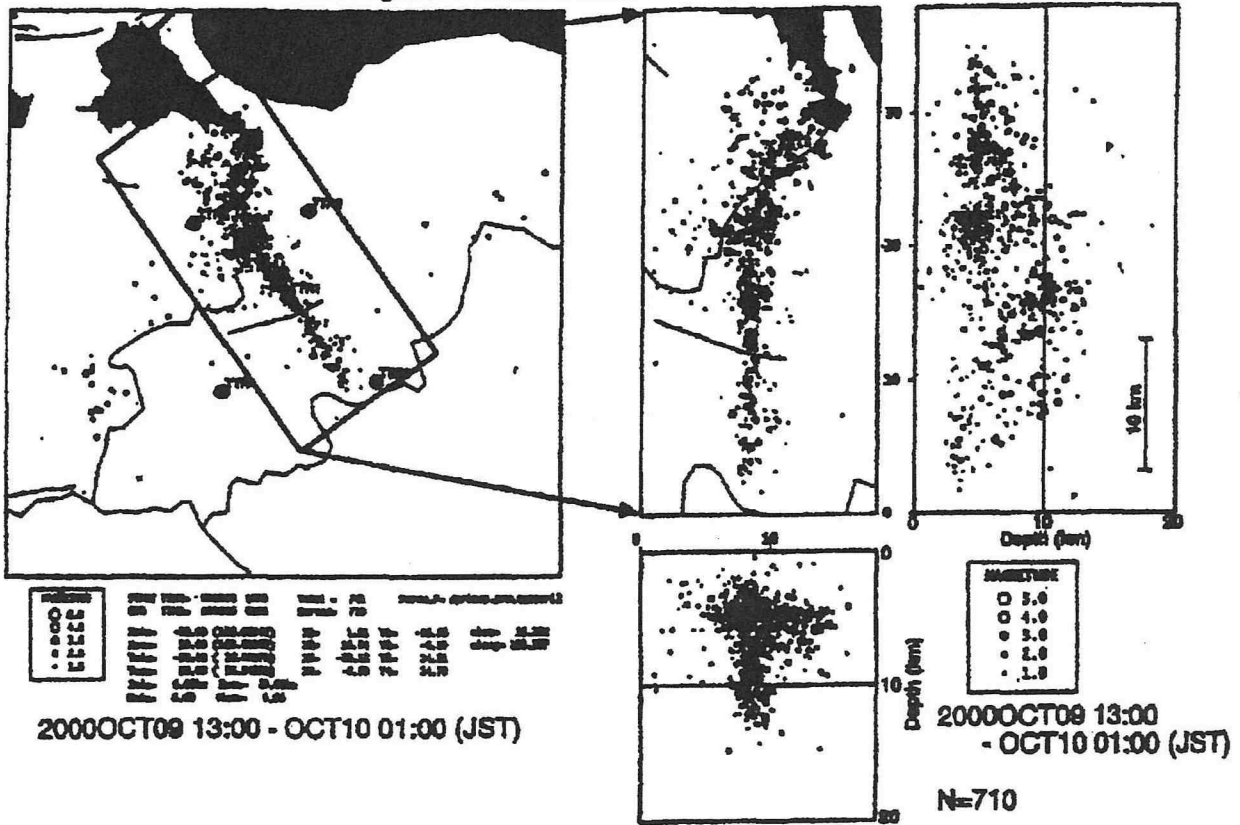


Fig. 3.2 余震分布(梅田他, 2001)

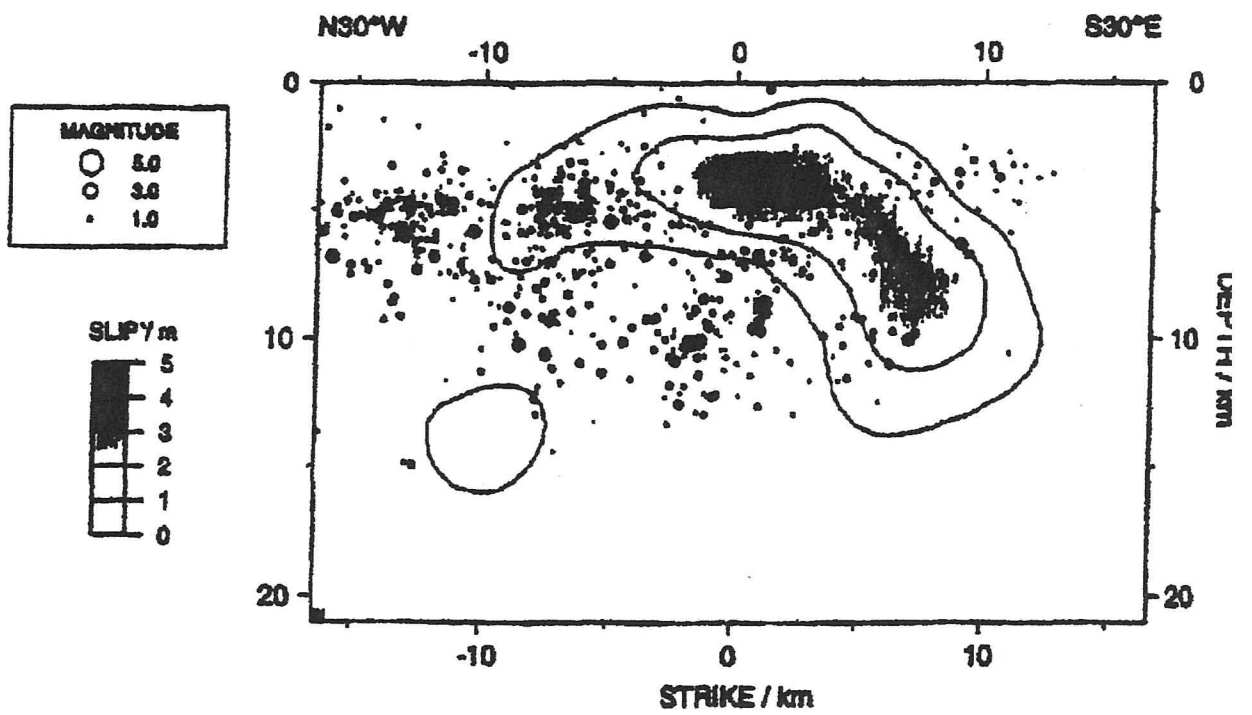


Fig. 3.3 本震の震源過程と余震分布(岩田他, 2000
に梅田他, 2001が加筆)

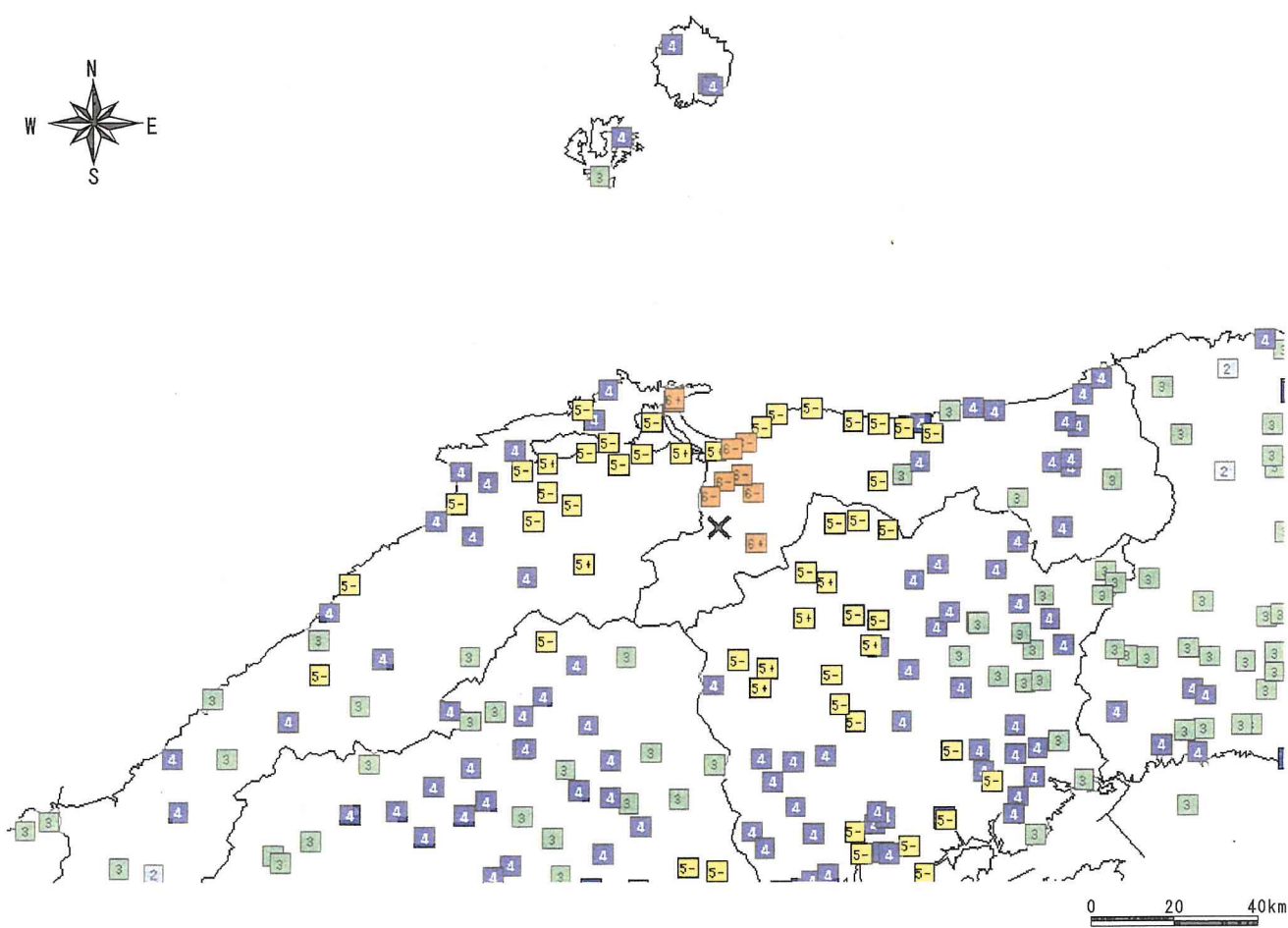


Fig. 3.4 本震の震度分布(気象庁データより作成)

4 弓ヶ浜半島での地下構造解析

4.1 アンケートによる震度調査

本震時に、境港市では付近の震度計測点よりも大きな震度が計測され、液状化等の被害も多数発生した。本震直後の境港市の自己申告による家屋被害分布が偏った分布をしていたため、震度の詳細を把握する目的で、震度のアンケート調査がなされた（西田他、2002、西田他、2002）。アンケート調査は、建物・人的被害調査と震度算出調査である。回収率は 20%である。震度は、震度算出法（小山他、2002）にのっとり算出された。アンケートは地区ごとに集計され、地区の震度として表示されている。アンケート調査の結果を、Fig. 4.1 に示す。特徴的なことは、境港市の境水道に沿って東西に伸びる震度が 5.5 以上の領域が存在していることである（震度異常域）。領域は中心部分で最大震度を示し、南北方向に震度が小さくなっている。震度の大きい領域が、帯状に認識される。帯の幅は数 100m で、東西に約 3km 続いているように認識される。また、境港市と米子市の境にある米子空港付近でも、震度の大きい領域が存在している。境港市の震度異常域と米子空港に挟まれた領域の震度が小さく、この辺りの震度が米子市の計測震度に近く、境港市の震度異常帯域の震度が大きくなっていることが認識できる。弓ヶ浜一帯では、地表面における地形、地質に大きな差はなく、地形効果による成因は少ない。地下構造に原因を求めたとしても、帯の幅を考えると、地下の基盤構造の変化のスケールを、地震波の卓越周波数に対する波長と帯の幅に対応する長さ考えることはかなり無理があり、表層の地下構造と関連づけて考える必要性が理解できる。

4.2 地震観測

本震発生直後、弓ヶ浜半島の構造を探るために余震観測が行われた（吉川他、2002）。観測点は、松江消防署美保出張所（MHO）、境水産高校（SSH）、自衛隊美保基地（AFC）、境港消防所弓ヶ浜出張所（YGH）の 4 点である。記録装置としてそれぞれ、Kinematics Altus K2（MHO）、Katusjima SD-203・TEAC SA-55（SSH）、Kinematics Altus K2（AFC）、TEAC BBN-510・TEAC SA-55（YGH）が使用されている。記録は、デジタル化して保管され、モニター用として、速度波形が記録紙上に出力されている。観測の目的は弓ヶ浜半島の大局的な地下構造を知る事にあり、境港市での震度異常域を明らかにする為の観測点は置かれていなかった。2003 年 8 月より、震度異常域の特徴を明らかにする為、アンケート調査の結果に基づいて震度の大きかった所に 2 箇所（本巖寺：HGJ、境測候所：SWS）、

その帯を挟む様に 2 箇所（北側に水木しげるロード郵便局：MRU、南側に境水産高校：SSH）の地震観測点を設置した。地震計は、なるべく以前の余震観測点と南北に直線状に分布するように配置した（Fig. 4.2）。境水産高校（SSH）には、直後の余震観測でも地震計を設置した観測点である。観測装置は、MRU、HGJ、SSH についてはアカシ GPL-6A3P、境測候所については Kinematics Altus K2 で、加速度波形として収録される。震度異常域の住民の方の情報では、「本巖寺での揺れ具合が、南へ 500m 程度離れた葬祭場では殆ど認められなかった」とのことであった。このことは、ゆれ具合が狭い距離の範囲で大きく変化していることを示しており、境港市における震度異常域出現の研究の重要性は、都市防災に関わる問題であることが認識させられる。

4.3 鳥取県による地下構造探査

鳥取県では、鳥取県や大学等の研究機関によって、地下の構造探査が精力的になされている（吉川他、2002、野口他、2003）。特に弓ヶ浜半島については、鳥取県西部地震直後より防災上の重要性から、鳥取県によって構造探査が行われた（2002）。弾性波探査（ダイナマイト 3 点による人工地震探査、パイプロサイス）と地下の比抵抗構造を求めるための電磁気探査（MT 調査）である。弾性波探査測線は、日野郡日南町より弓ヶ浜半島を経て島根半島までである。弓ヶ浜半島部分の探査の結果を見ると、測線の関係より島根半島直下の探査精度にやや難点があるものの、地下構造の P 波速度、反射層、基盤深度等の情報が得られている。それらを基に弓ヶ浜半島の南北断面構造図が作成された（Fig.4.3）。特徴としては、花崗岩と推定される基盤（ $V_p=5\text{km/s}$ ）が米子方面から境港市にかけて徐々に深くなり、明瞭ではないが島根半島にかけて急激に浅くなっている。また、堆積層の部分においても、貫入や散乱体の存在が指摘されている。しかし、地表面付近の地盤構造は堆積構造を示し、水平方向に大きな構造変化の指摘はない。

4.4 余震波形の計算

鳥取県の調査結果を参考にした弓ヶ浜半島の地下構造モデルから推定される、余震波形（震度異常を発生した領域の新設点については、期待される波形）の計算を試みた。比較の対象とした余震は、2000 年 11 月 03 日 35.45345° N 、 133.2552° E 、 $H=10.158\text{km}$ 、 $M3.6$ （京都大学防災研究所地震予知研究センター）である。この余震は、解析対象とする構造に対して震源断層は小さいと考えられ、点震源過程として扱った。余震のメカニズム解は、本震のメカニズム解を採用した。解析構

造の初期モデルとして、鳥取県が調査で求めた地下構造の基盤データに基づく初期 2 層モデルを採用した。基盤構造が、北方の島根半島下で急に浅くなるものである。このモデルでは、MHO の余震の計算波形と観測波形との間に位相と振幅にずれが発生するため、地下構造モデルの見直しを次に行なった。MHO 観測点設置時の情報を元に、MHO 直下の基盤を浅くする修正を行ない、散乱層を境港市の堆積層に一部加えた構造で余震波形を計算した。結果としては、MHO と SSH の観測波形の S 波の位相との対応がかなり良く計算できたが、逆に震度異常域の仮想点(HGJ)の理論波形の振幅が、MHO、MRU に比べて震度異常を引き起こすほど大きくはならなかった。この構造モデルに表層地盤の効果を加える修正を行い、地下構造モデルを決定した(岡本他、2003)。

もっとも良く観測波形を説明する構造の南北断面(X-Z)を示す(Fig.4.4)。実際の構造モデルは、この断面が Y 軸方向に 6 km 続く 3 次元構造である。表層は、 $V_p=1.5\text{km/s}$ 、 $V_s=0.75\text{km/s}$ 、 $\rho=1.73\text{g/cm}^3$ 、 $Q_s=100$ 、第 2 層は、 $V_p=3\text{km/s}$ 、 $V_s=1.73\text{km/s}$ 、 $\rho=1.9\text{g/cm}^3$ 、 $Q_s=300$ 、第 3 層は、 $V_p=5\text{km/s}$ 、 $V_s=2.89\text{km/s}$ 、 $\rho=2.5\text{g/cm}^3$ 、 $Q_s=1000$ である。速度情報は鳥取県の構造探査より、密度情報は吉川他(2002)による重力測定の結果より、Q 値は表層の一般値として妥当と考えられる値(例えば Okamoto、2000)を用いた。地下構造モデルの特徴としては、境港市へ向けて徐々に深くなり境水道で急激に浅くなる基盤構造と、震度異常の領域の南側近傍で急に浅くなる表層構造である。余震波形の計算には 3DFDM を用いた。波形の計算に用いた地下構造モデルは、Fig. 4.4 が東西に 6km 広がった 3 次元で、(X、Y) が各々 1 km のグリッド上に深さ情報が与えられている。直後に観測された余震の速度波形(MRU と HGJ はない)と計算された速度波形を示す(Fig.4.5)。観測波形(上段)と計算波形(下段)がそれぞれ対応している。計算波形の S 波に注目すると、観測波形の長周期成分を良く説明していると考えられる(計算波形のサンプリング周波数は、計算機と構造の都合上 15Hz である)。震度異常を示した領域の HGJ と震度の小さい MRU の推定波形を比べると、500m 程度しか離れていないのに、S 波の振幅が HGJ で圧倒的に大きく、震度異常を起こした波形の特徴を説明している。

以上により、求められた構造は、境港市の震度異常域の存在を良く表現している、と結論づけられる。3 DFDM の関係上、3 層構造と散乱層が融合した構造での計算はできなかったが、震度異常域付近の浅くなった表層の直下に一部散乱層を加える構造が、真実により近いことが推定される。この表層の構造は、他の研究(新井・Neison、2003)の浅部地盤構造と整合性が認められ、本論文で得られた構造が正

しいことが分かる。

4.5 まとめ

鳥取県が行った構造探査のデータを初期モデルとして採用し、構造を変えながら余震波形の計算を行ない、観測波形と良い対応が認められる構造を求めた。最も良く観測波形を説明する構造は、島根半島に向かって徐々に深くなり、境水道で急に浅くなる基盤構造と、震度異常域（帯状）の南側近傍で浅くなる表層の存在である。

この地下構造で、震度異常の観測点での推定波形が他の観測点より大きくなることが確認できた。すなわち、境港市における震度異常の領域の発現を説明できるような構造が得られた。

参考文献

- ・ 新井洋, neison PLUIDIO: 地震動特性に与えた影響, 土木学会地震工学論文集, Vol.27, 330, December, 2003.
- ・ 小山真紀, 太田裕, 西田良平, 清野純史: 2000 年鳥取県西部地震における境港市高密度アンケート調査, 東濃地震科学研究所報告, 9, 41-72, 2002.
- ・ 西田良平, 金本宏司, 野口竜也, 小山真紀, 太田裕: 2000 年鳥取県西部地震と境港市のアンケート調査, 東濃地震科学研究所報告, Seq. No.9, 73-84, 2002.
- ・ 西田良平, 寺田一樹, 吉川大智, 野口竜也, 金本宏司, 岡本拓夫: 2000 年鳥取県西部地震と弓ヶ浜半島の地下構造, 物理探査, 第 55 巻第 6 号, 473-484, 2002.
- ・ 野口竜也, 西田良平, 岡本拓夫, 平澤孝規: 人工地震・微動・重力観測による鳥取平野の地盤構造の推定, 土木学会地震工学論文集, Vol.27, 197, December, 2003.
- ・ Takuo OKMOTO: Attenuation Structure around the Focal Fault –The1984 Western Nagano Prefecture Earthquake–, 福井工業高等専門学校 研究紀要 自然科学・工学, 第 34 号, 113-128, 2000.
- ・ 岡本拓夫, 西田良平, 野口竜也: 鳥取県西部地震 (2000, M7.3) 時に認められた境港市の異常震域に関する一考察, 土木学会地震工学論文集, Vol.27, 213, December, 2003.
- ・ 鳥取県: 鳥取県地下構造調査, 2002.
- ・ 吉川大智, 盛川仁, 赤松純平, 野口竜也, 西田良平: 余震, 微動, 重力を用いた弓ヶ浜半島における 2 次元基盤構造の推定, 地震, 第 2 輯, 第 55 巻, 61-73, 2002.

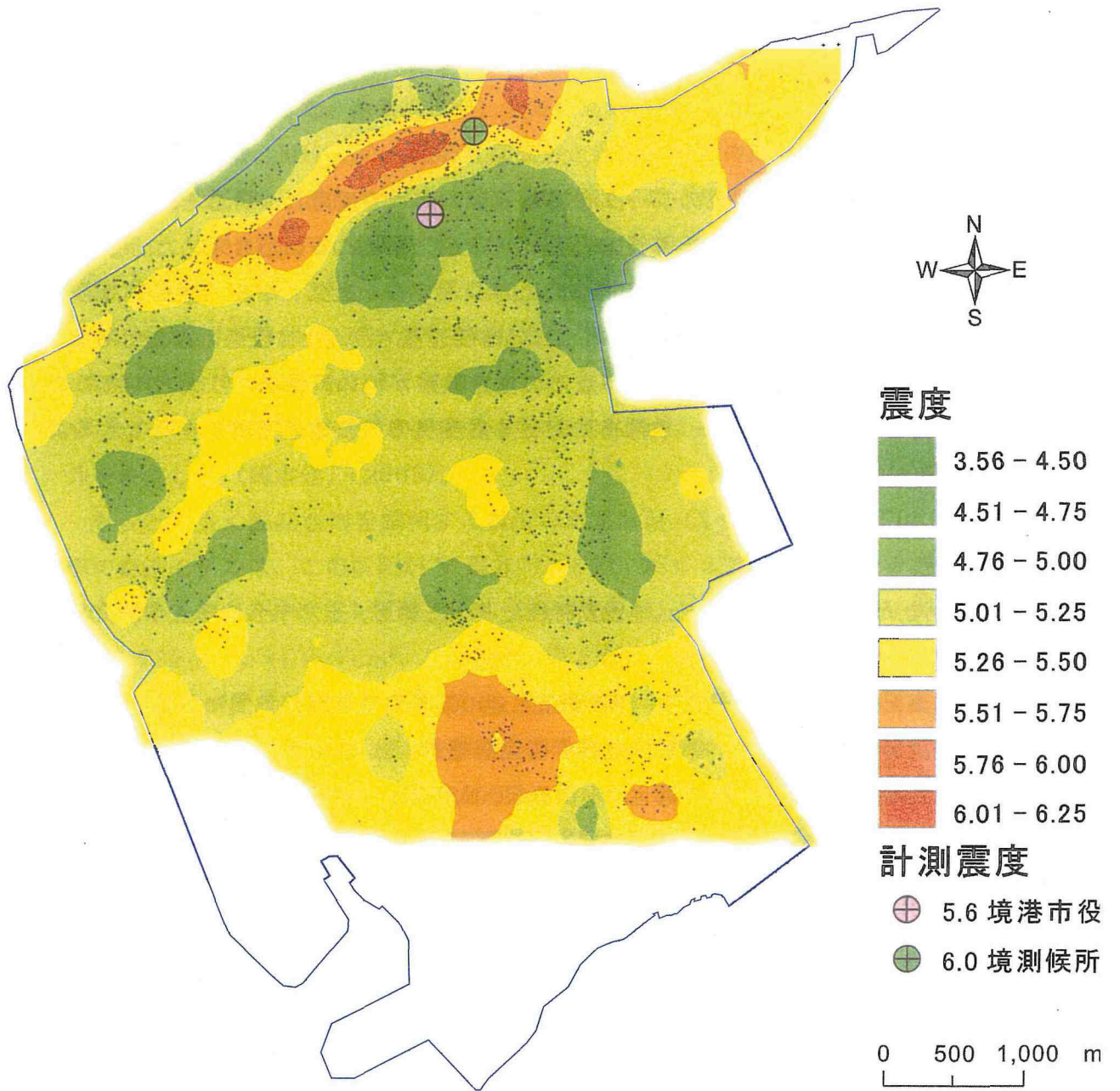


Fig. 4.1 アンケートによる震度調査 (西田他, 2002)

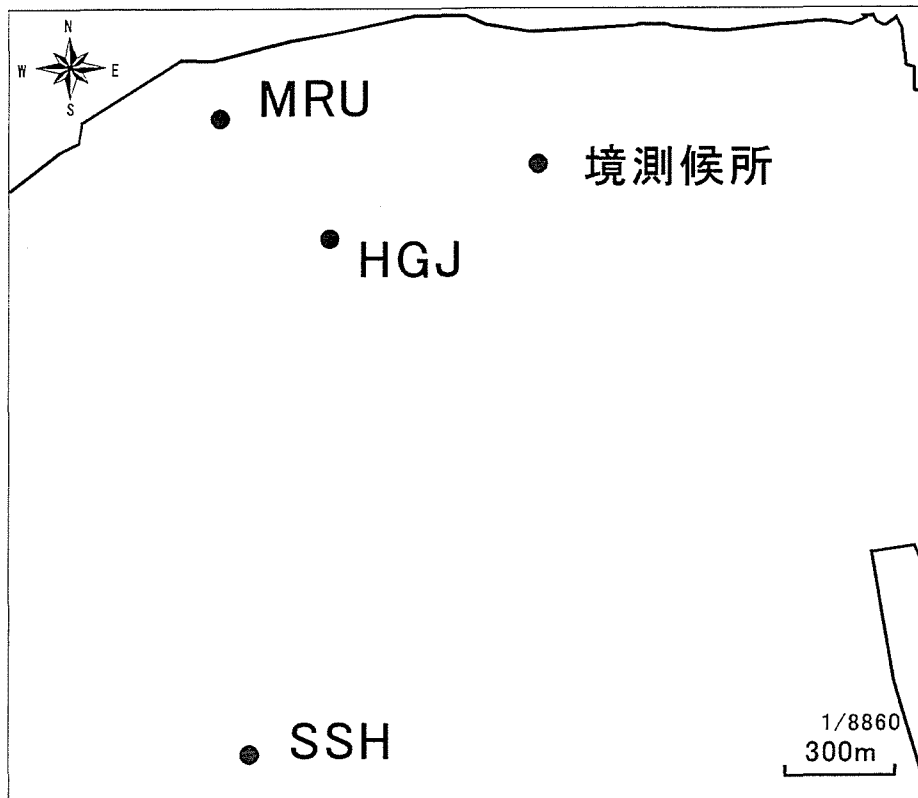
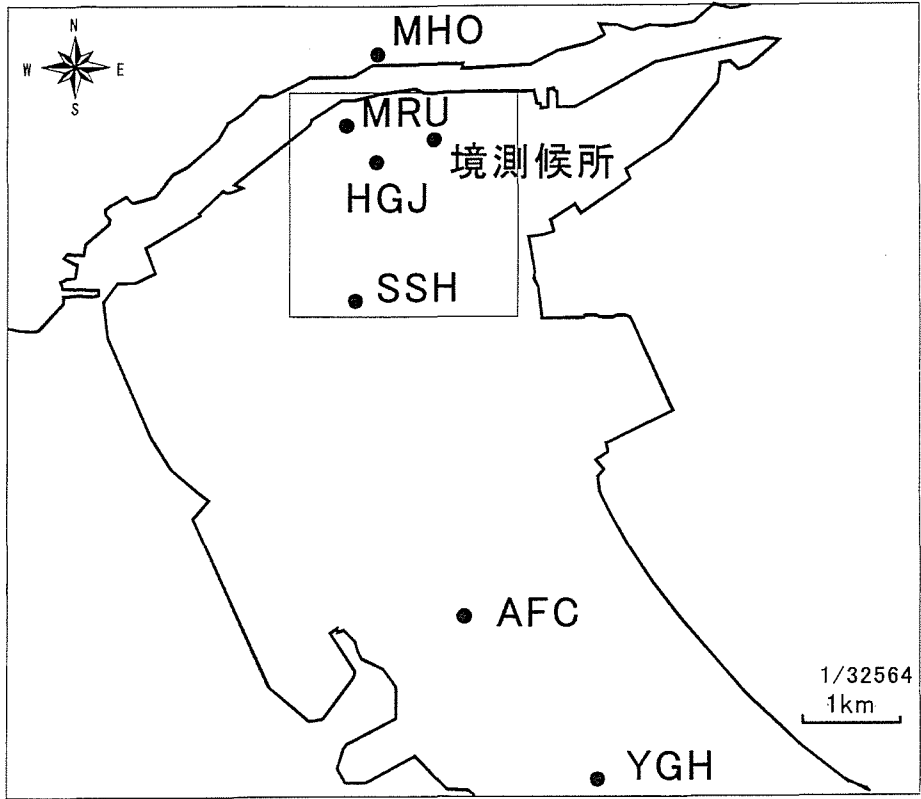


Fig. 4.2 観測点の配置. MRU, HGJが新設の観測点.
MRU, HGJ, SSHで観測.

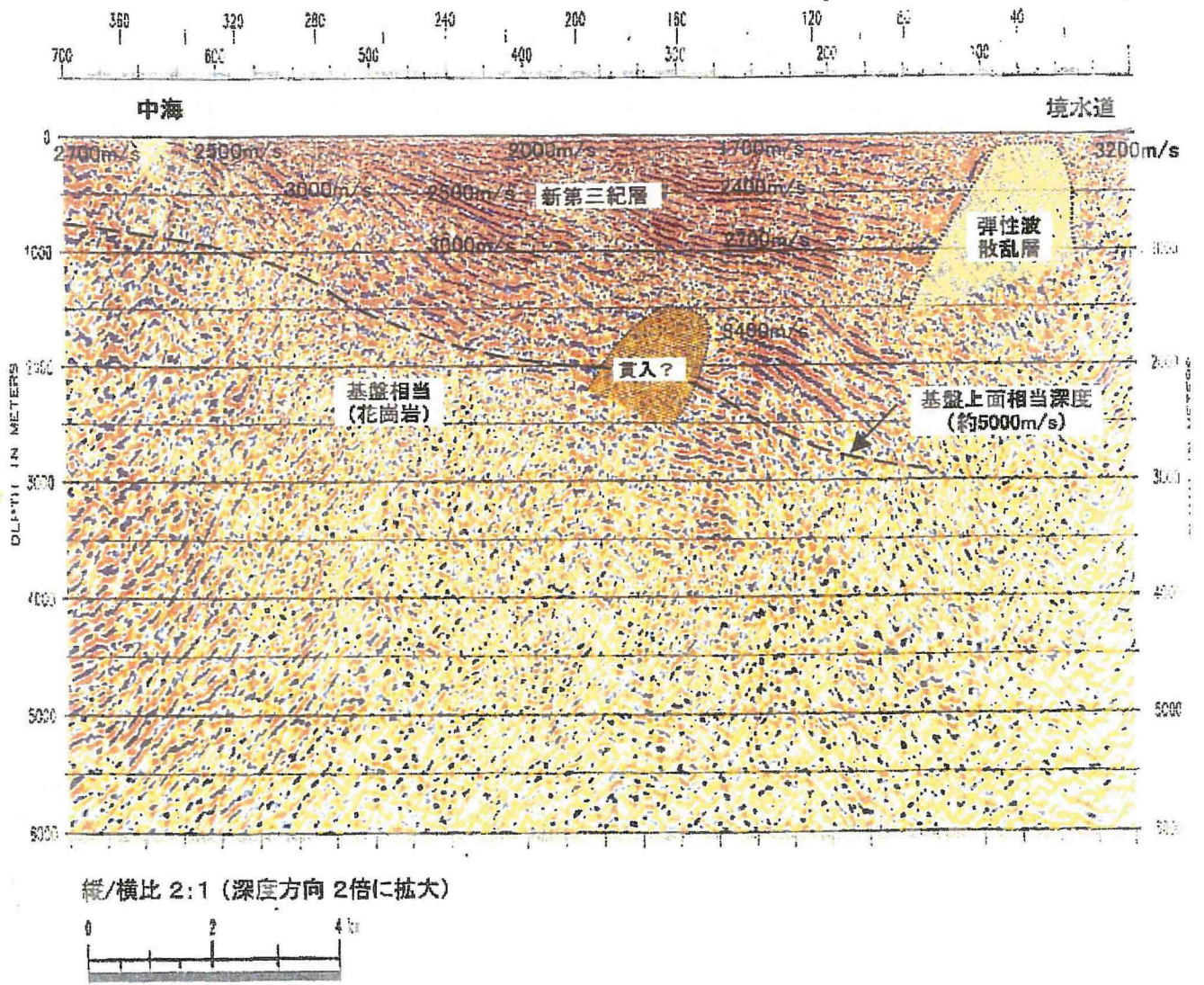


Fig. 4.3 鳥取県による構造探査(鳥取県, 2002)

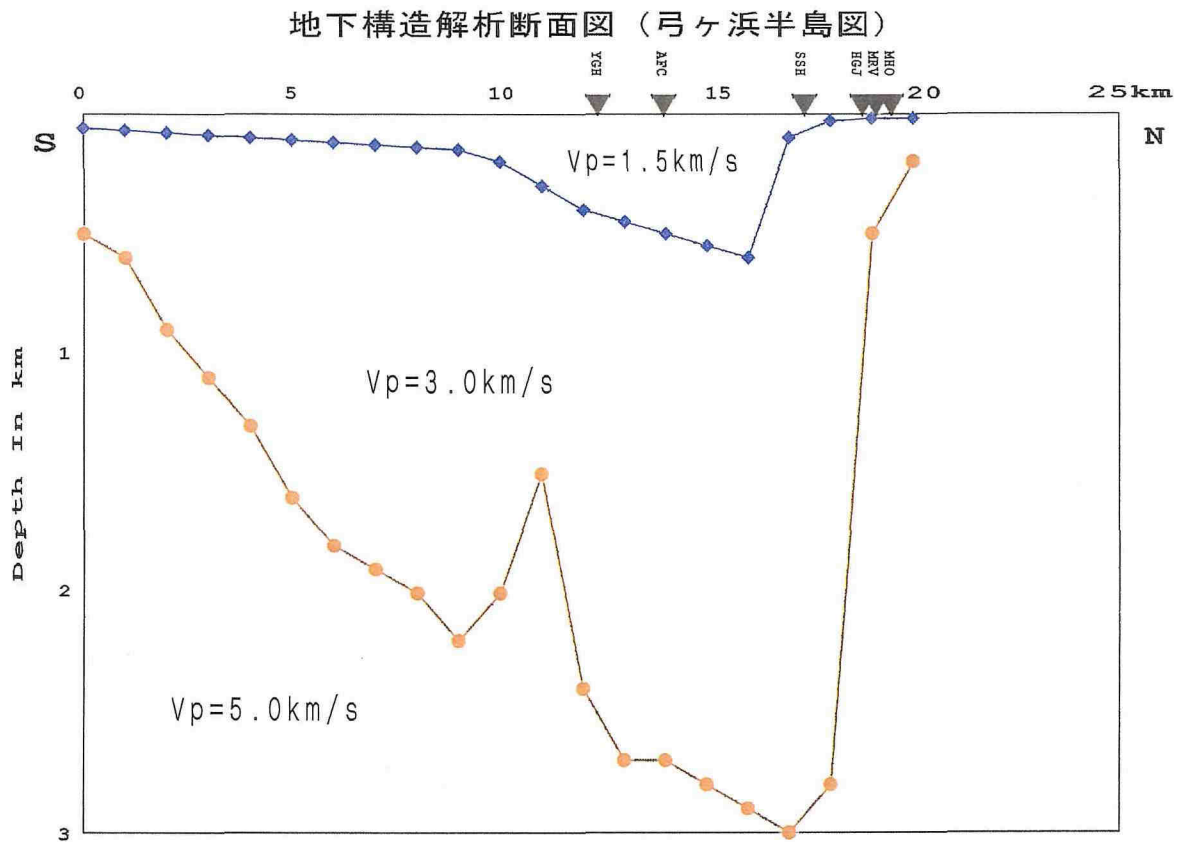


Fig.4.4 観測波形,推定波形を計算した構造の南北断面と観測点.
 表層 ; $V_p=1.5\text{km/s}$, $V_s=0.75\text{km/s}$, $\rho=1.73\text{g/cm}^3$, $Q_s=100$
 2層 ; $V_p=3\text{km/s}$, $V_s=1.73\text{km/s}$, $\rho=1.9\text{g/cm}^3$, $Q_s=300$
 3層 ; $V_p=5\text{km/s}$, $V_s=2.89\text{km/s}$, $\rho=2.5\text{g/cm}^3$, $Q_s=1000$
 grid incrementは, 0.115とした.

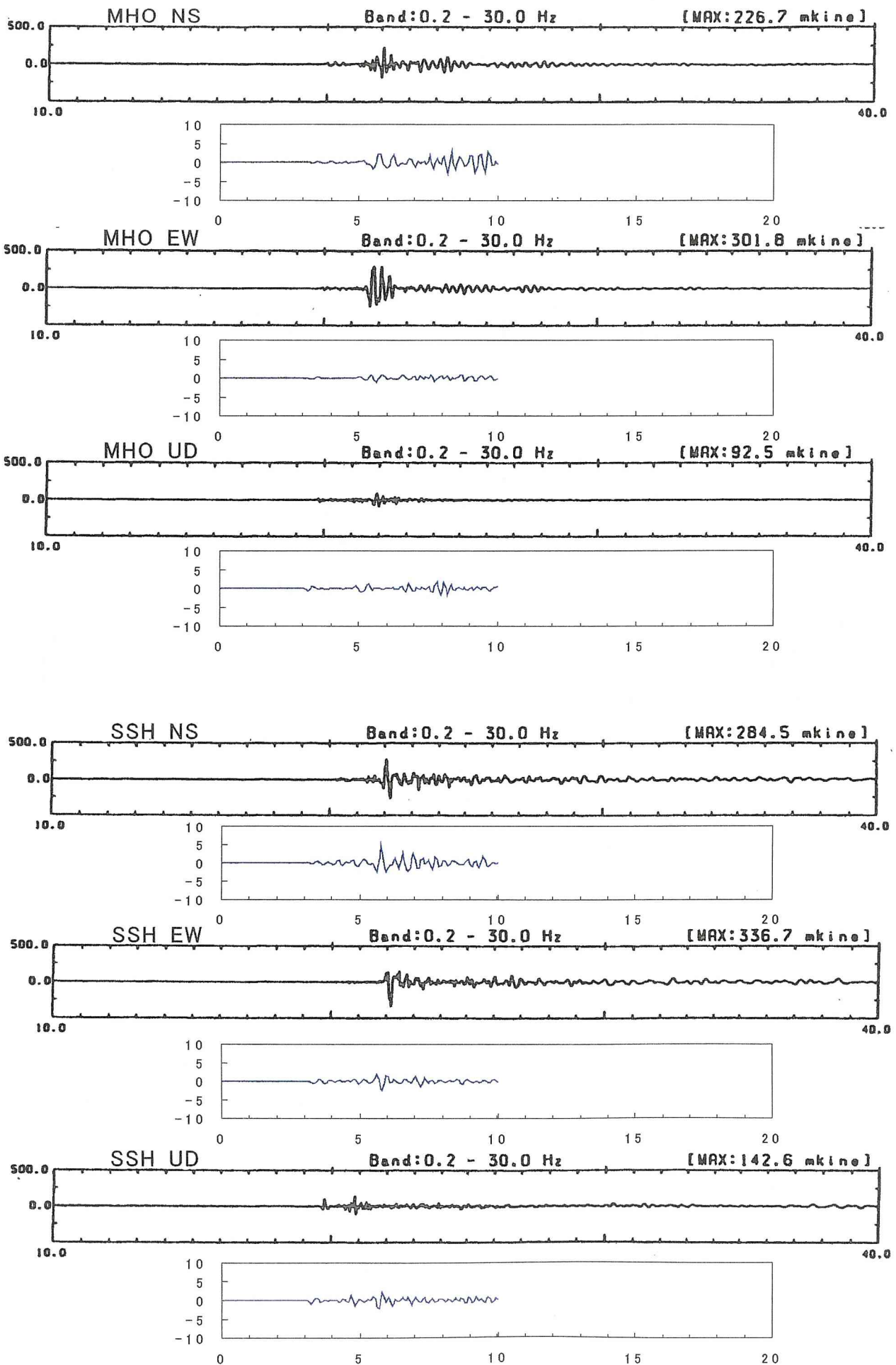


Fig. 4.5 速度の観測波形と計算波形 (MHOとSSH)

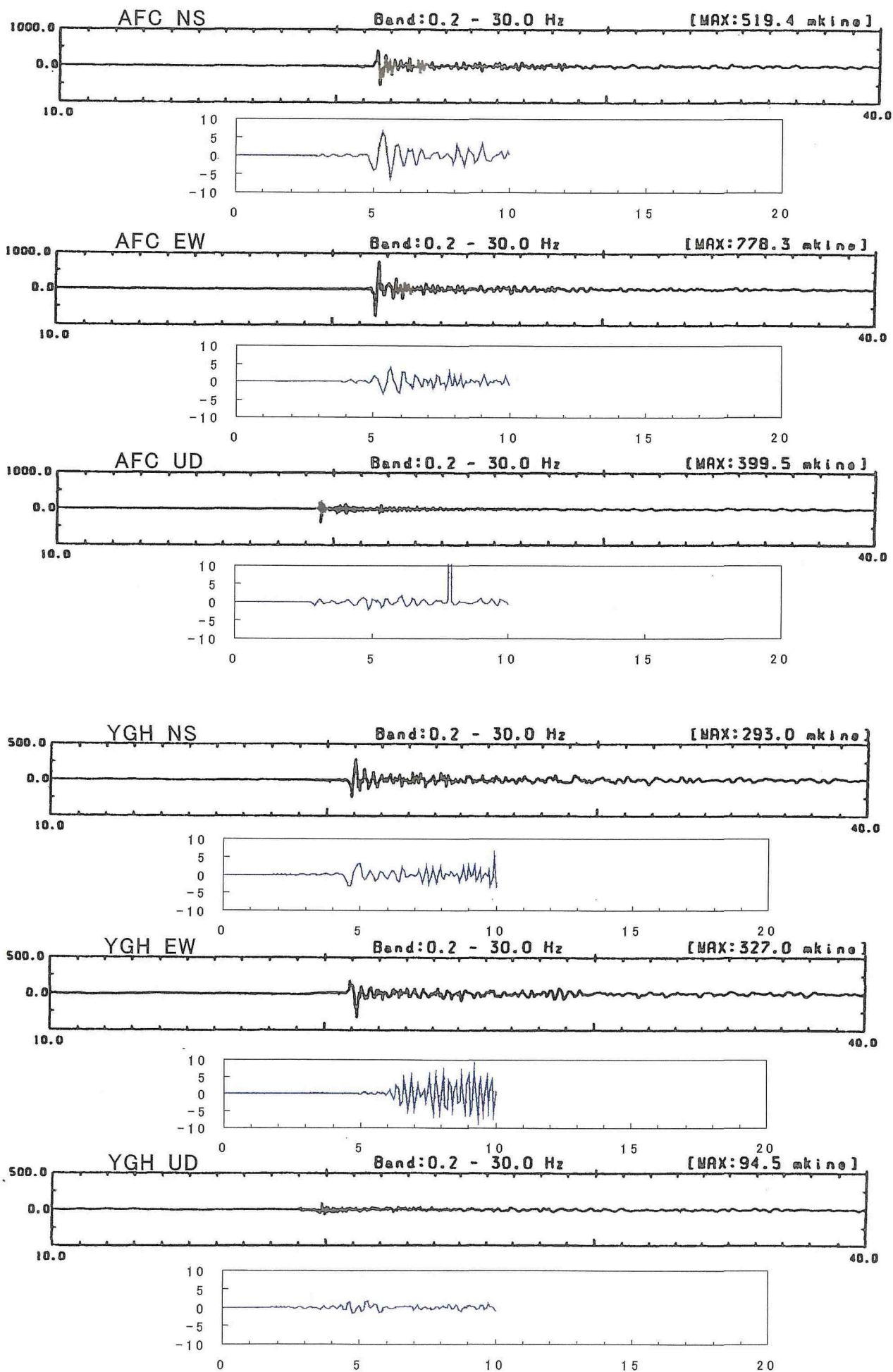


Fig. 4.5 速度の観測波形と計算波形 (AFCとYGH)

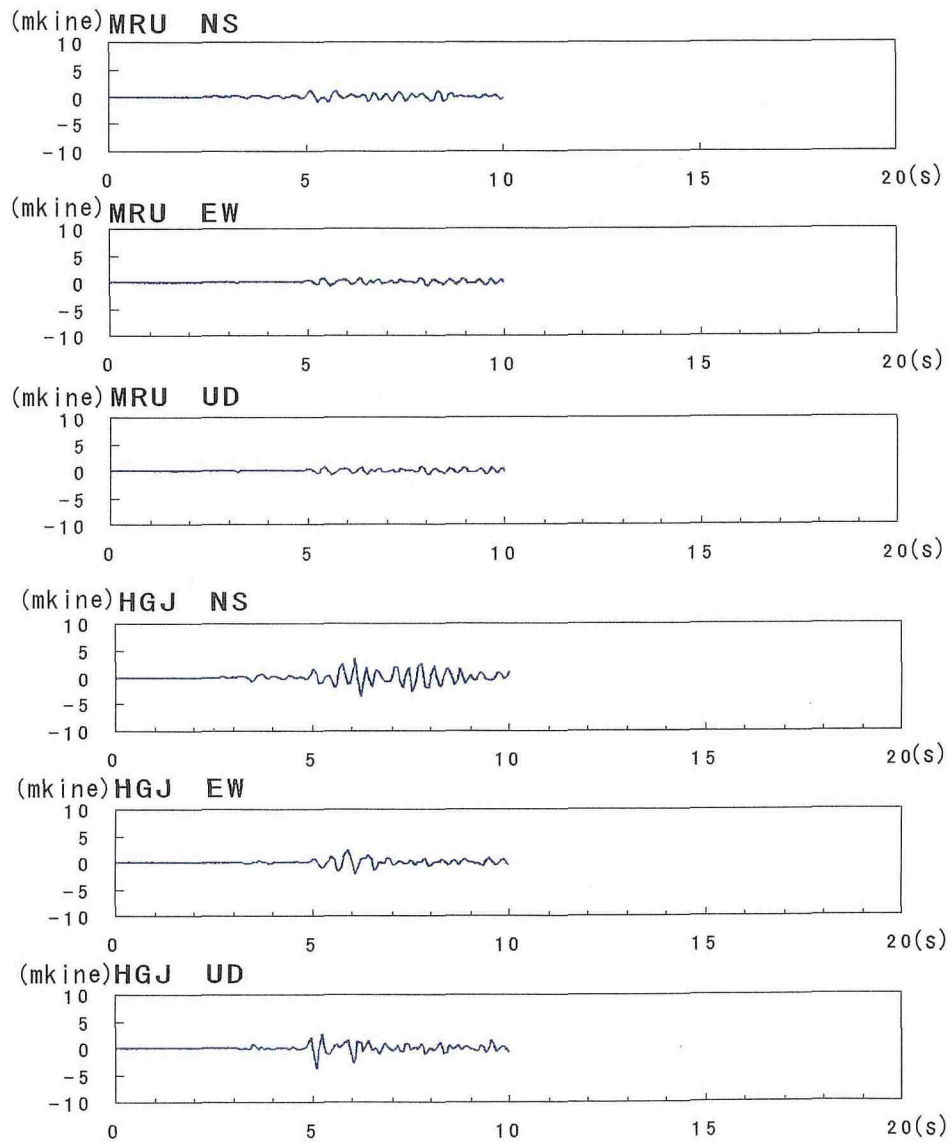


Fig. 4.5 速度の観測波形と計算波形 (MRUとHGJ; 計算波形のみ)

5 弓ヶ浜半島の地下構造と震度異常

5.1 波形のシミュレーション

4 章では、推定された構造をもとにして計算波形を求め、鳥取県西部地震直後に観測された余震波形の S 波の位相と振幅を良く説明できることを示した。しかし、震度異常域に観測点がなく、今回設置した観測点の推定余震波形を示すのにとどまった。この章では、地下構造と地震波形の関係をより明確化する為に、地震波形のシミュレーションを行ない、震度異常を示す領域に期待される余震波形を細かく求めた。余震波形のシミュレーション計算は、測線（南北）上に 0.5km~4km 間隔で並んだ仮想観測点を想定し行なった。仮想測線の東西の位置は、設置された観測点の平均的な位置になるようにした。想定した余震は、余震波形の計算に用いたのと同じものである。地下構造モデルは、本論文で得られた構造である。計算結果（速度波形）を、Fig.5.1a、b、c に示す。波形の縦軸スケール（速度振幅）と時間軸（秒）は、同じにとっている。観測点の距離は、Fig.4.4 に示した構造の、南北方向の位置と対応する。震度異常の帯は、18km~18.5km 前後の位置に相当する。波形は、3 成分で各成分ごとに並べてある。通常、地震波形の振幅は、震央距離と共に小さくなっていくが、地下構造の影響により測線上で振幅の大小が存在する。3 成分とも S 波の速度振幅が 18km~18.5km 付近で極大を示していることである。また、S 波の波形がパルス的なことも特徴的である。極大値は辺りよりも 2 倍以上大きく、卓越周波数を考慮すると、加速度波形としても 2 倍程度ことなることを意味する。これは、18km~18.5km に震度異常域の存在を、計算波形上でも示せたことになる。また、14km~16km 付近でも波形の振幅が大きくなるが、この付近でも震度が大きくなる地域があることは、震度のアンケート調査の結果とも一致している（西田他、2002）。8km より南の観測点では、特徴的な位相（S 波のパルス的な波形）の増幅は認められず、振幅が震央より離れると小さくなる。この現象も自衛隊美保基地（AFC）と境港消防署弓ヶ浜出張所（YGI）の波形の観測事実と一致する（吉川他、2000）。成分で注目すると震度異常域付近では NS 成分の振幅が大きく出ているが、この現象は現在求められる構造が南北方向の議論であり、東西方向は同じ構造が続く 2.5 次元的なためと考えられる。この節では、得られた構造によって震度異常域が計算波形上においても再現できる事が分かった。震度として、人間は数 Hz の波に対して敏感であることにより、得られた構造が震度異常域を出現させた強震動を励起したと結論づけられる。

5.2 まとめ

弓ヶ浜半島を縦断するように測線を想定し、余震波形のシミュレーションを行なった。計算波形は、震度異常域で2倍以上振幅が大きくなることが分かった。波形の卓越周波数を考慮すると、人間が感じやすい周波数が卓越周波数付近になり、震度異常を良く再現できている。ただ、得られた構造が南北断面を東西に拡張したものであるため、東西方向の構造の情報を増やし、将来、3次元浅層地下構造モデルとして求める予定である。

参考文献

- ・ 西田良平, 金本宏司, 野口竜也, 小山真紀, 太田裕: 2000年鳥取県西部地震と境港市のアンケート調査, 東濃地震科学研究所報告, Seq. No.9, 73-84, 2002.
- ・ 吉川大智, 盛川仁, 赤松純平, 野口竜也, 西田良平: 余震, 微動, 重力を用いた弓ヶ浜半島における2次元基盤構造の推定, 地震, 第2輯, 第55巻, 61-73, 2002.

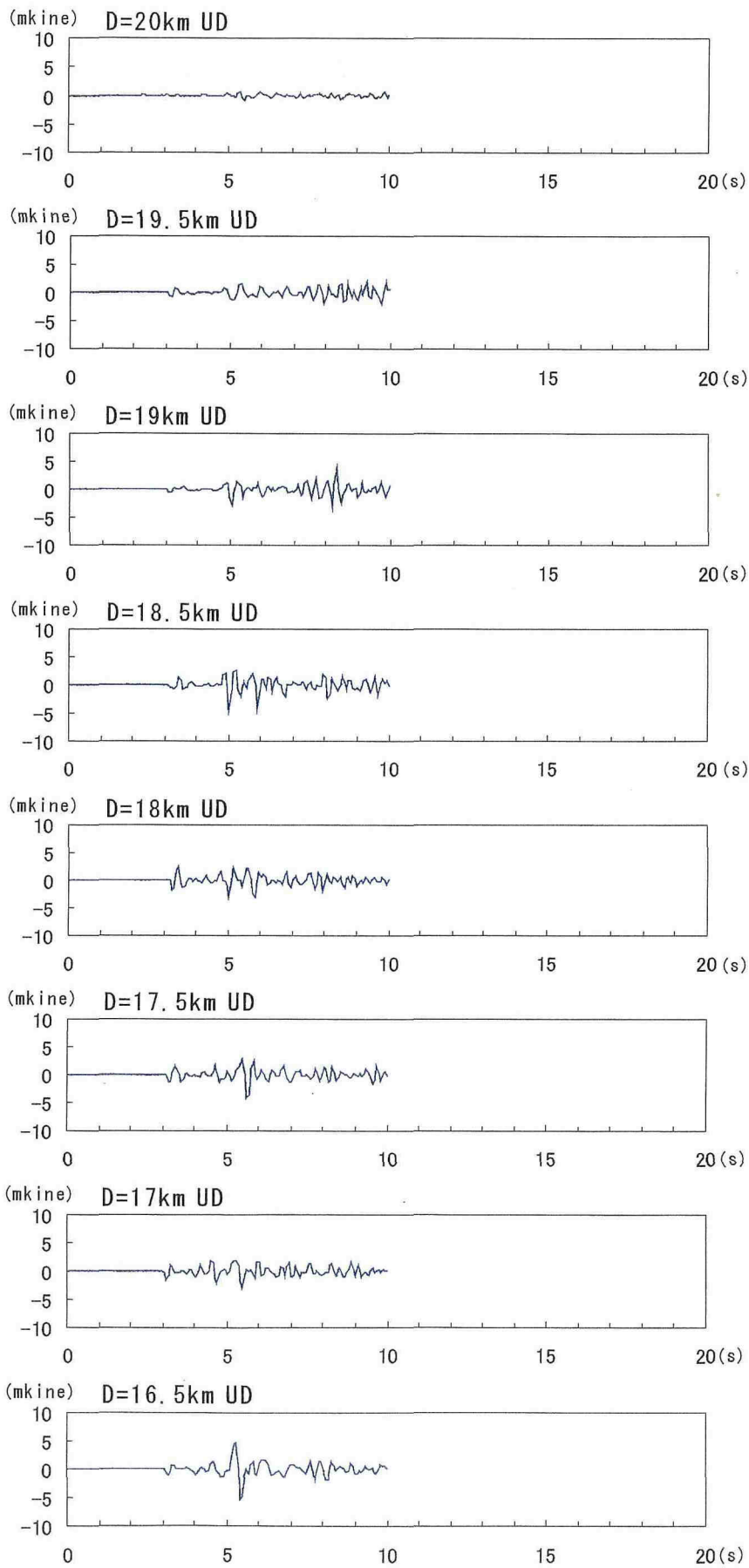


Fig. 5.1a 余震波形のシミュレーション. 上下成分の結果. 各波形のタイトルはFig. 4の南北座標に対応する. 震央距離; 16.5~20km

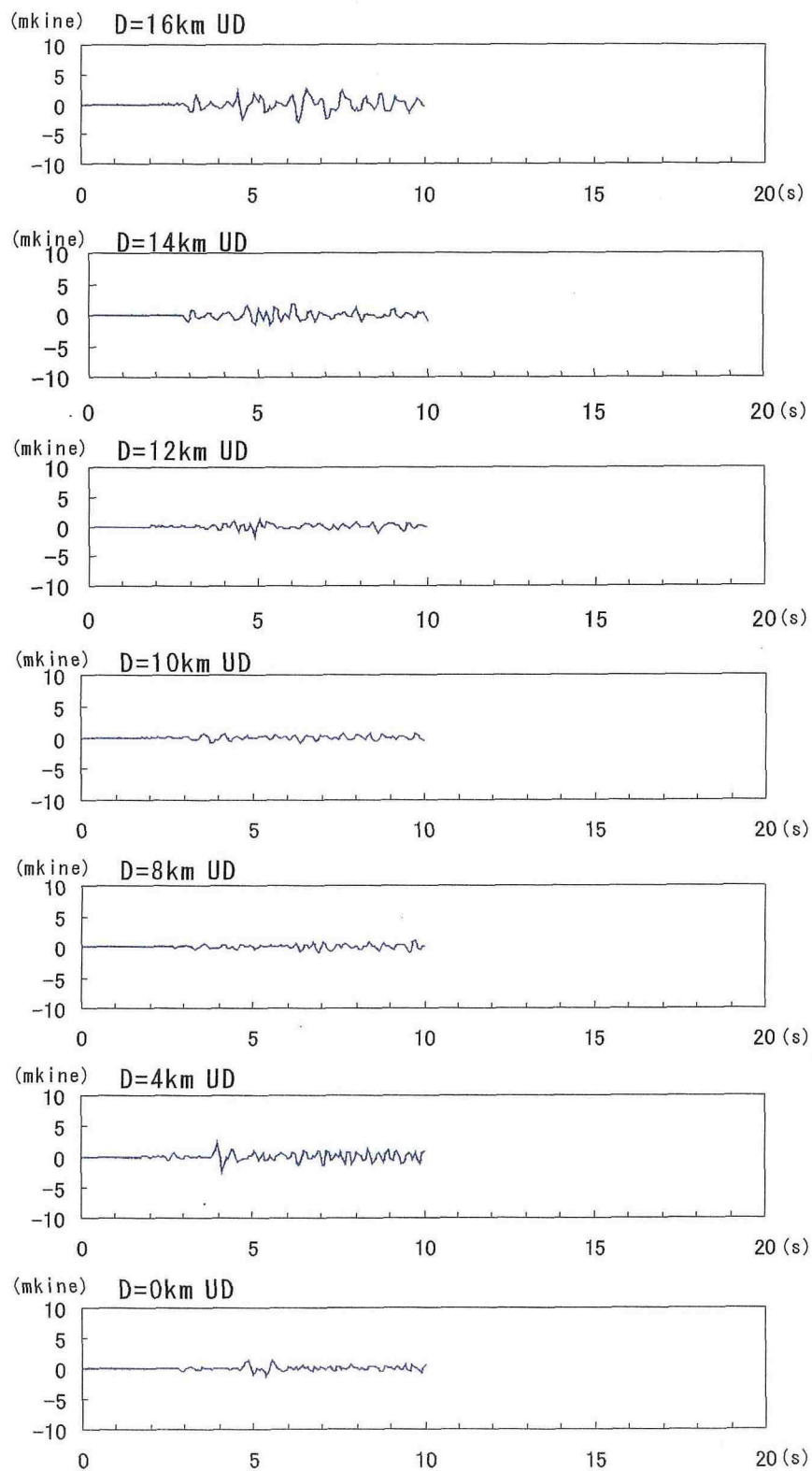


Fig. 5.1a 余震波形のシミュレーション. 上下成分の結果. 各波形のタイトルはFig. 4の南北座標に対応する. 震央距離; 0~16km

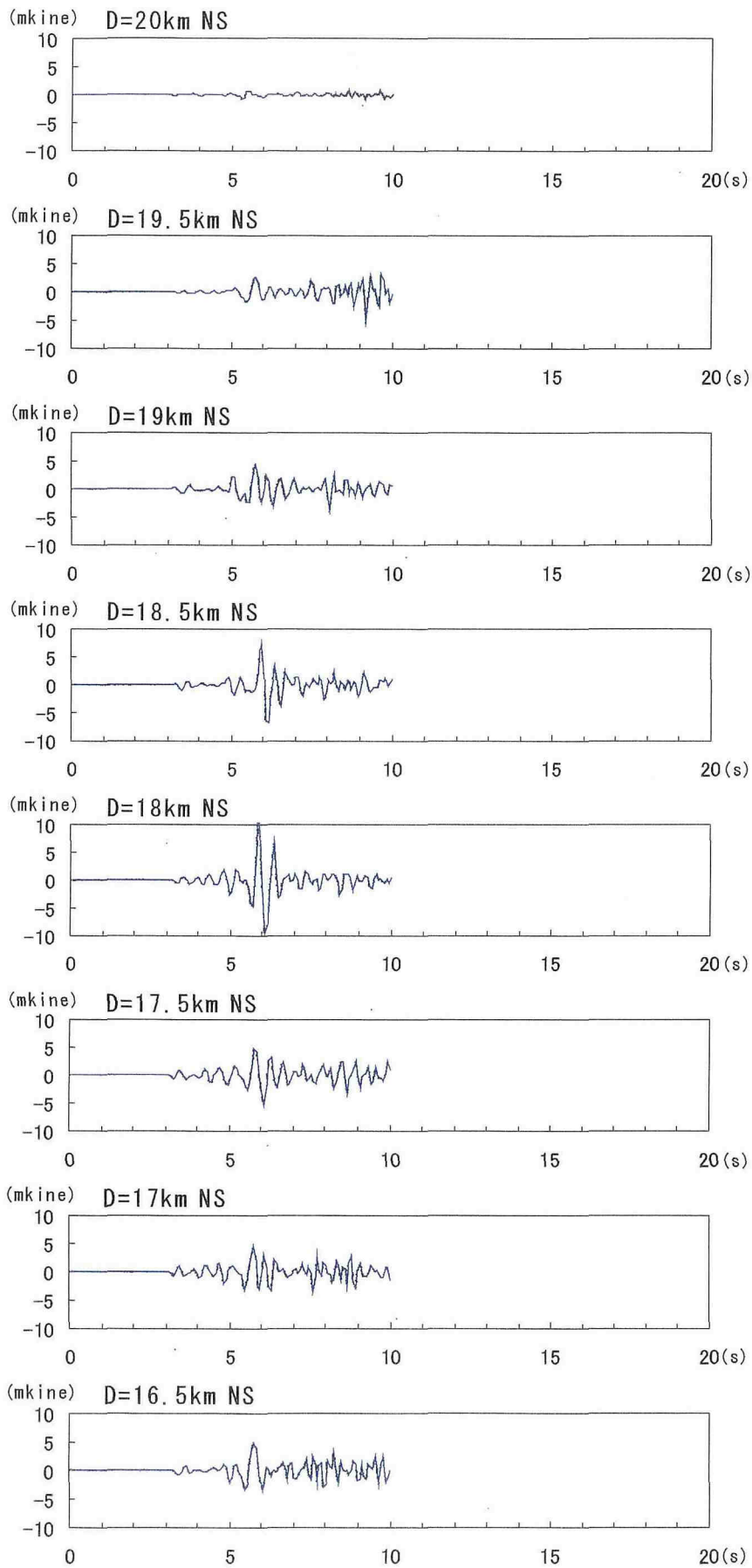


Fig. 5. 1b 余震波形のシミュレーション. 南北成分の結果. 各波形のタイトルはFig. 4の南北座標に対応する. 震央距離; 16.5~20km

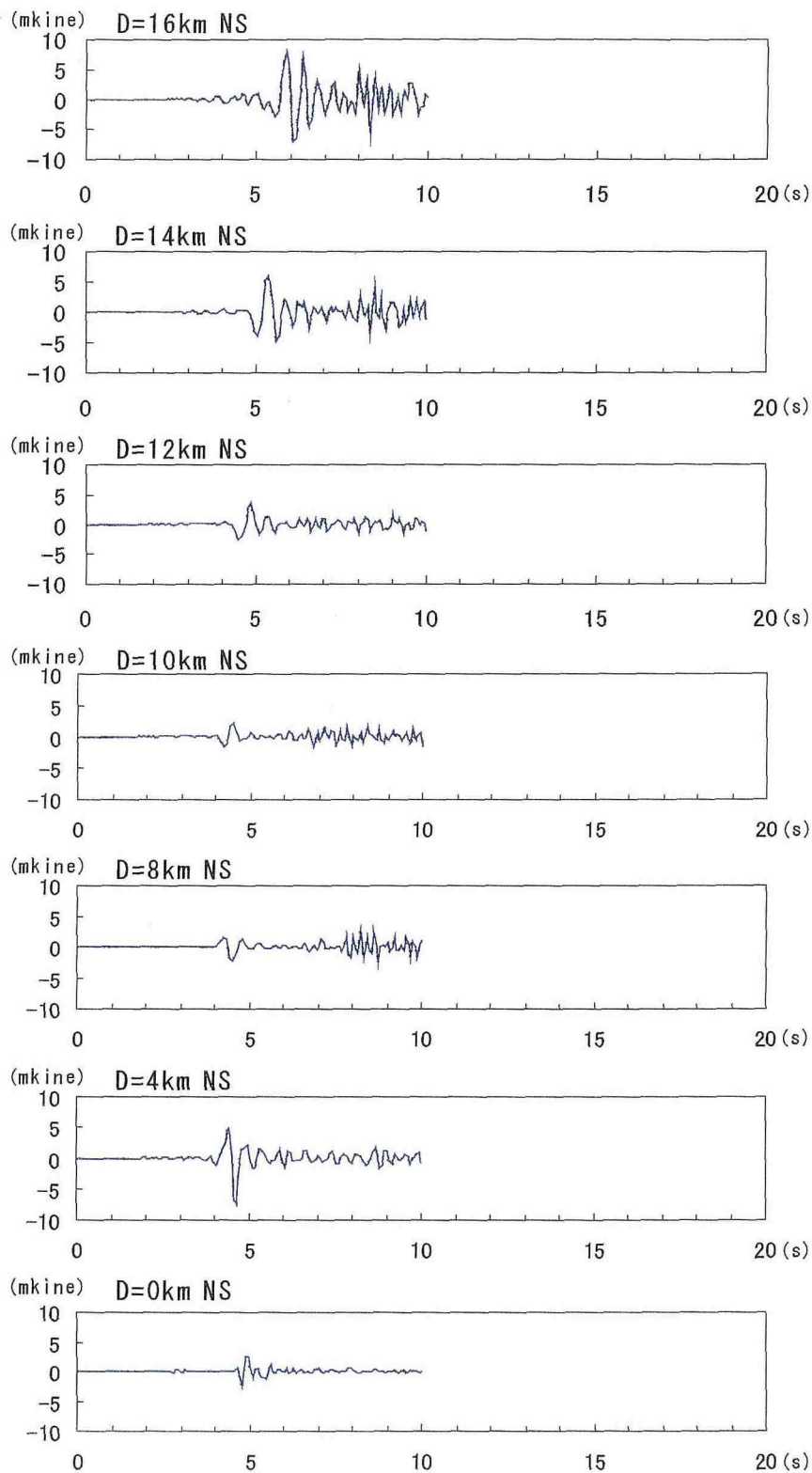


Fig. 5. 1b 余震波形のシミュレーション. 南北成分の結果. 各波形のタイトルはFig4. 4の南北座標に対応する. 震央距離; 0~16km

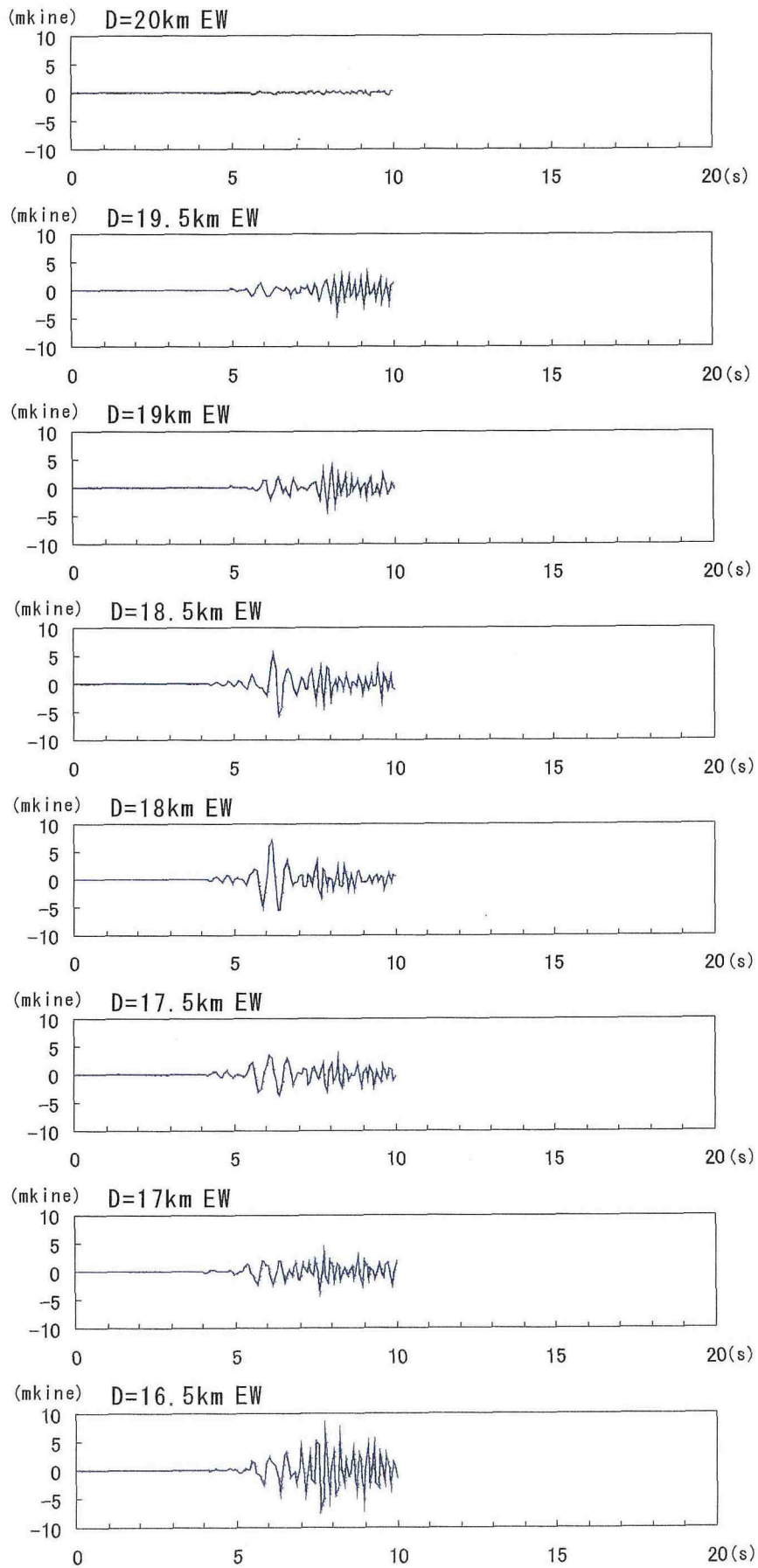


Fig. 5. 1c 余震波形のシミュレーション. 東西成分の結果. 各波形のタイトルはFig4. 4の南北座標に対応する. 震央距離; 16. 5~20km

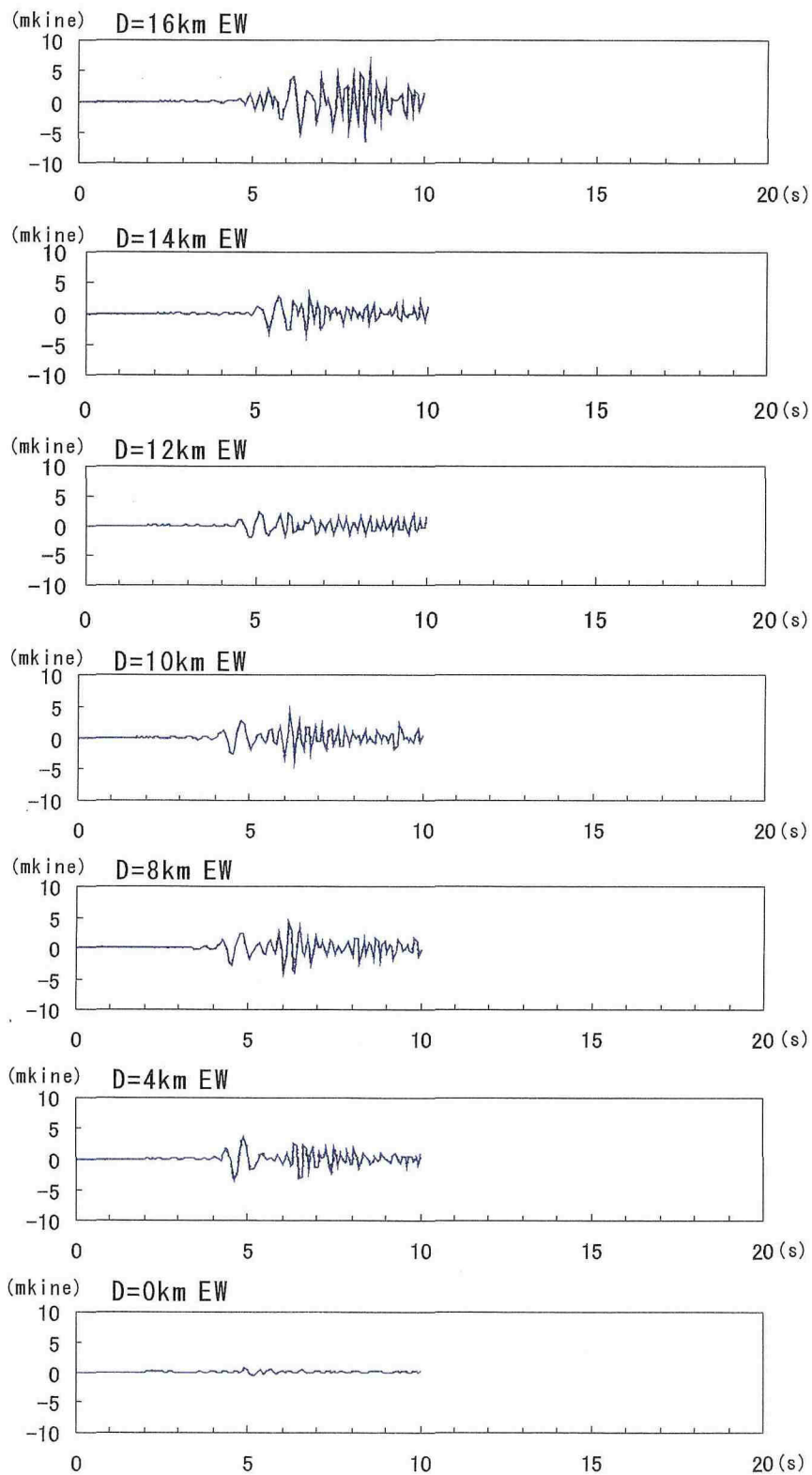


Fig. 5. 1c 余震波形のシミュレーション. 東西成分の結果. 各波形のタイトルはFig4. 4の南北座標に対応する. 震央距離; 0~16km

6 弓ヶ浜半島の震度異常とその検証

6.1 震度異常域における波形の特徴

震度異常域での観測点の配置や観測システムは4章で述べたが、この節では観測システムの特徴をもとに観測された波形について特徴を述べる。観測システムは出力が加速度波形に対応しているため、低周波の部分の感度について特性が下がると考えられる。また、都市にある観測点なので、ノイズ等観測条件も厳しい面が認められる。これらの条件の悪さはあるものの、震度の異常域の特性が明らかにできるのではないかと考え観測を行なった。観測期間中、鳥取県西部地震の余震や瀬戸内海で発生した地震を記録することが出来た。Fig. 6.1a, b に観測波形例を示す。鳥取県西部地震の余震域に発生した地震 (a: 2003年12月13日22h07m43.7s, $35^{\circ}13.4'N$, $133^{\circ}18.4'E$, 深さ11km, M3.8) と、播磨灘の地震 (b: 2003年12月13日12h32m33.9s, $34^{\circ}33.3'N$, $134^{\circ}18.0'E$, 深さ15km, M4.6) の加速度波形である。両地震とも本巖寺 (HGJ) の観測波形が他の2観測点の観測波形よりすべての波形で大きく、さらにS波の振幅が特に大きいことが理解できる。S波の波形は大きなパルス的な波形を示し、5章で示した計算波形の特徴と同じである。ただ両地震とも、EW成分が他の2成分より大きく観測されている。4章で示した計算波形には、そのような大差は認められない。鳥取県西部地震の本震波形について、港湾技術研究所の境港の波形もEW成分が大きくでいるとの報告もある。水木しげるロード郵便局 (MRU) と境水産高校 (SSH) の観測波形では、3成分ともほぼ同じ位相と振幅の特徴を示している。4章で示した計算波形でも、同じ特徴が認められた。観測波形の特徴を整理すると、震度異常が認められた観測点 (HGJ) において、振幅が全般的に大きくなり、S波の波形が大きくパルス状を示すことが確認できた。これらの特徴は、計算波形のS波のパルス的な特徴と一致し、本論文で求めた地下構造がより正確なものであることを支持する結果となった。また、観測波形の特徴が5章で述べた増幅の特徴、すなわち震度異常域の計算波形が2倍以上大きくなり、S波がパルス的になるということと一致し、増幅特性を支持する結果だと考えられる。

6.2 震度解析

境港市は、周りの市町村に比べて震度が大きくなるとの指摘があり、境測候所における計測震度の解析によって比較検討を行なった。境測候所は鳥取県西部地震の際に、周辺地域より大きな震度が記録されたという、震度異常を示した地域にあり、

震度異常と関係する現象であるか確認できると考えられる。方法は、境港市にある2箇所の震度計測点、東本町（境測候所：震度異常の地点）と上道町（市役所：震度異常とは認められない地点）で、同時に震度が計測された地震の計測震度の大きさと回数を積算する手法である。Fig.6.2 に結果を示す。東本町の方がより大きな震度の計測数が多く、震度が大きくなっていることが分かる。東本町の計測点が、震度異常域にあることから、鳥取県西部地震時の震度異常と矛盾しない。特に、境港市に比較的近くしかも南に位置する地震に関して、両地点の震度差が顕著に認められる傾向を示すことが分かった。このことは、計測震度差がある程度の短波長の地震波（卓越周波数が数 Hz）に対応して発生していると考えたと説明が可能であり、震度異常域の発生メカニズムが震度差を生じさせていることが分かる。

6.4 基盤と表層との関係

解析の結果、観測波形を良く説明できる構造（Fig.5.4）を求めることが出来、震度のアンケート調査で認められる震度異常域も説明できた。この構造の特徴は、基盤の形状によって観測波形の全体の特徴が説明でき、表層の存在によって震度異常域の出現が説明できることである。すなわち、基盤構造によるエッジ効果と表層による多重反射の相乗効果が震度異常を生じさせていると考えられる。もし、地下構造によるとするならば、増幅される地震の波長は特定の周波数範囲に限られる。事実震度解析を行うと、特定の方向でしかも近地の地震に対して増幅の感度は高くなる。このことは、構造による増幅特性の異方性と波長による増幅特性の違いで説明できる。すなわち、エッジ効果は南方向よりの地震波に効果的で、波長が数百 m 以内の地震波（卓越周波数が数 Hz 前後）で現れやすくなる現象だと判断される。よってこれらの観測事実は、得られた地下構造の信頼性をより高めるものである。

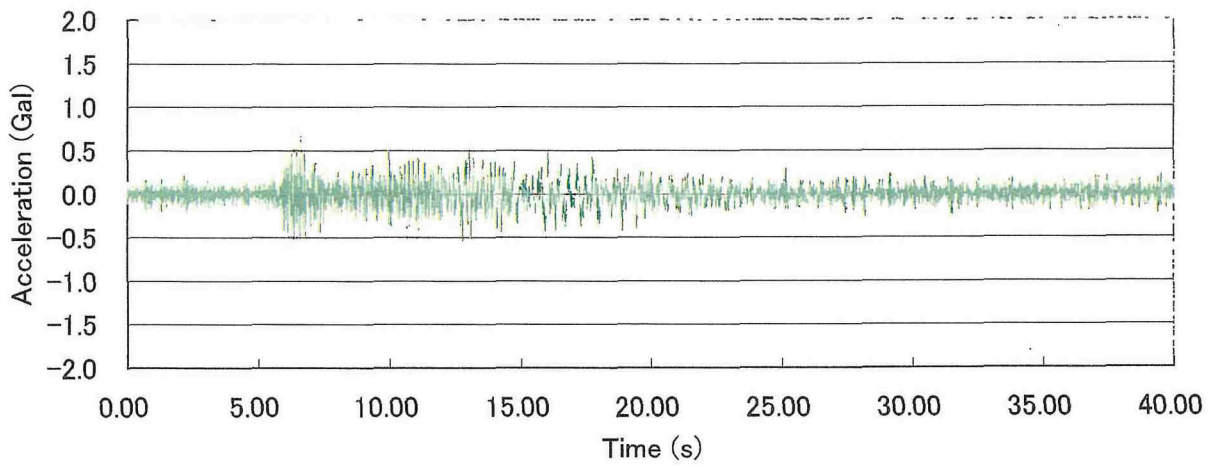
6.5 まとめ

余震波形の計算と地震観測による波形解析の結果、震度異常域の成因が基盤構造によるエッジ効果と表層構造による相乗効果である事が分かった。この構造によって、震度異常の震央に対する異方特性や、震央距離に対応しない異常な増幅特性についても説明できる。

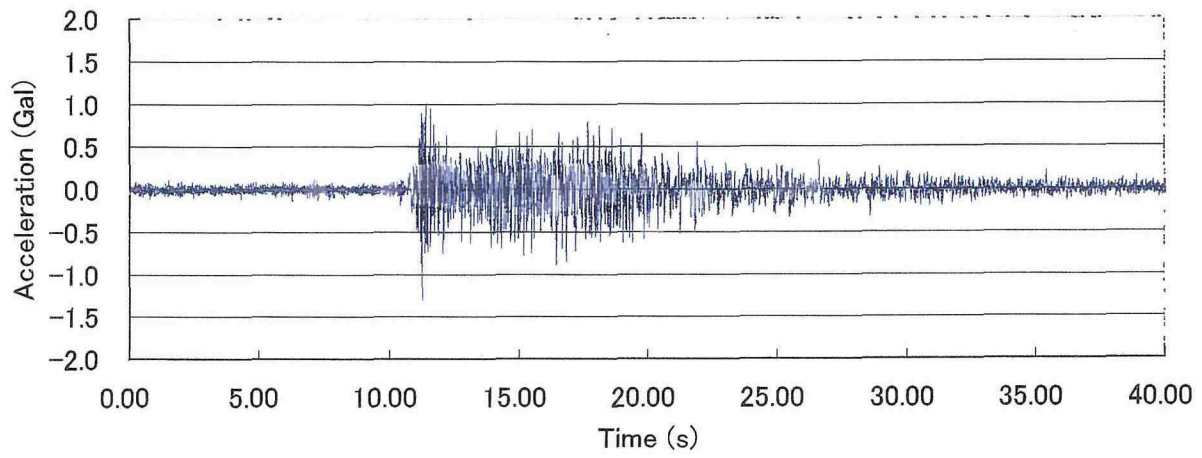
参考文献

- ・気象庁：気象庁震度報告書、2003。

MRU U-D 03/12/13 22:07:56



HGJ U-D 03/12/13 22:07:51



SSH U-D 03/12/13 22:07:50

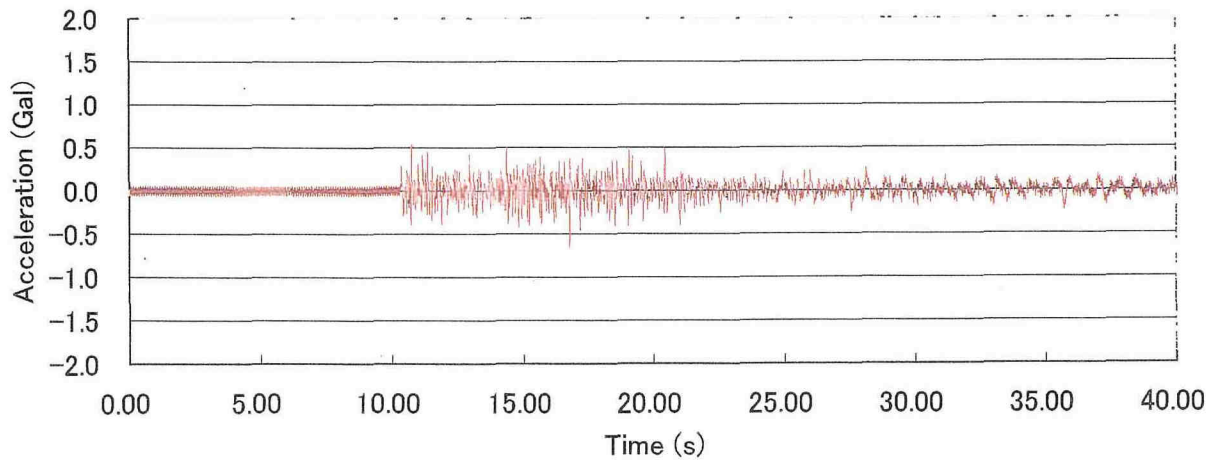
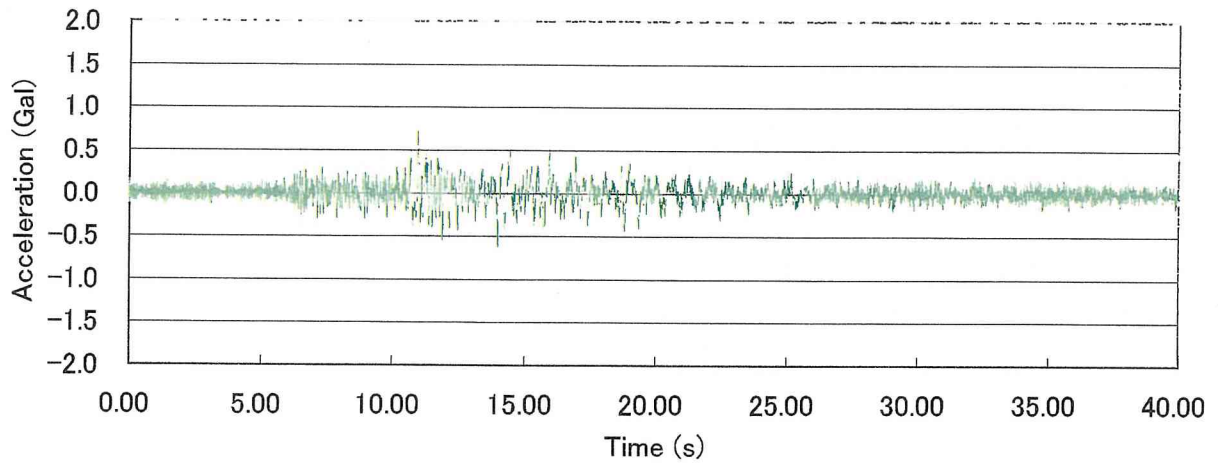
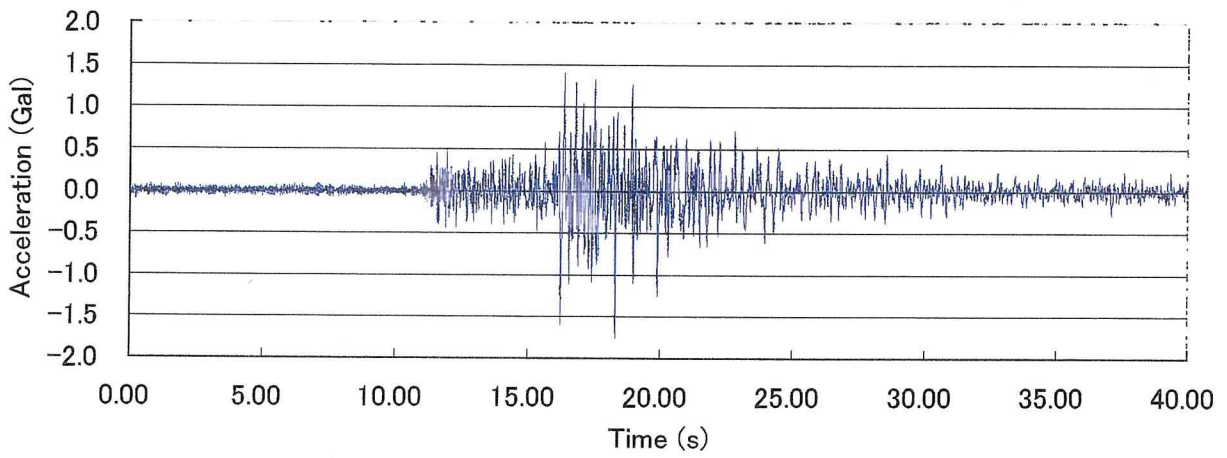


Fig.6.1a 観測波形(加速度記録). 2003/12/13 22:07発生. 上下成分.

MRU N-S 03/12/13 22:07:56



HGJ N-S 03/12/13 22:07:51



SSH N-S 03/12/13 22:07:50

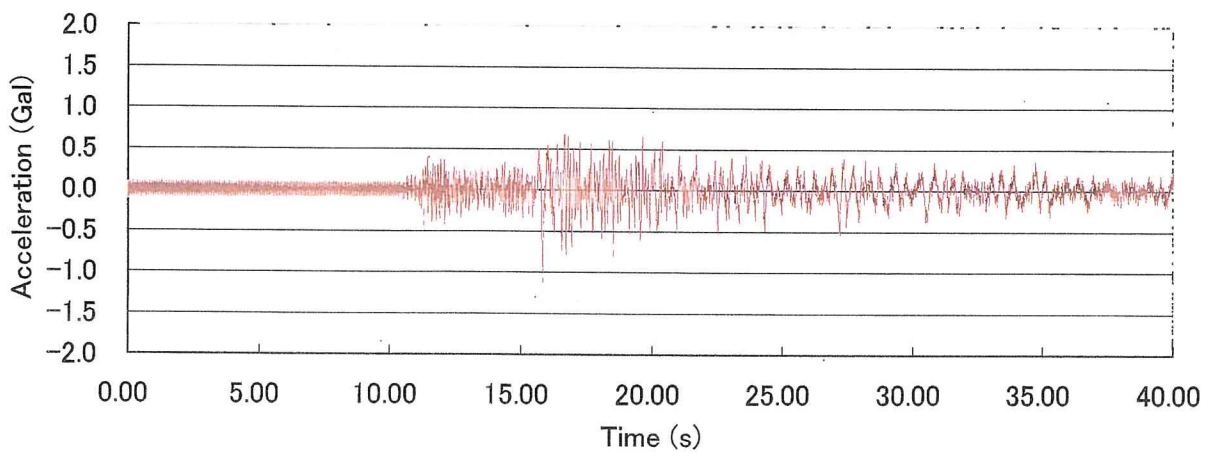


Fig.6.1a 観測波形(加速度記録). 2003/12/13 22:07発生. 南北成分.

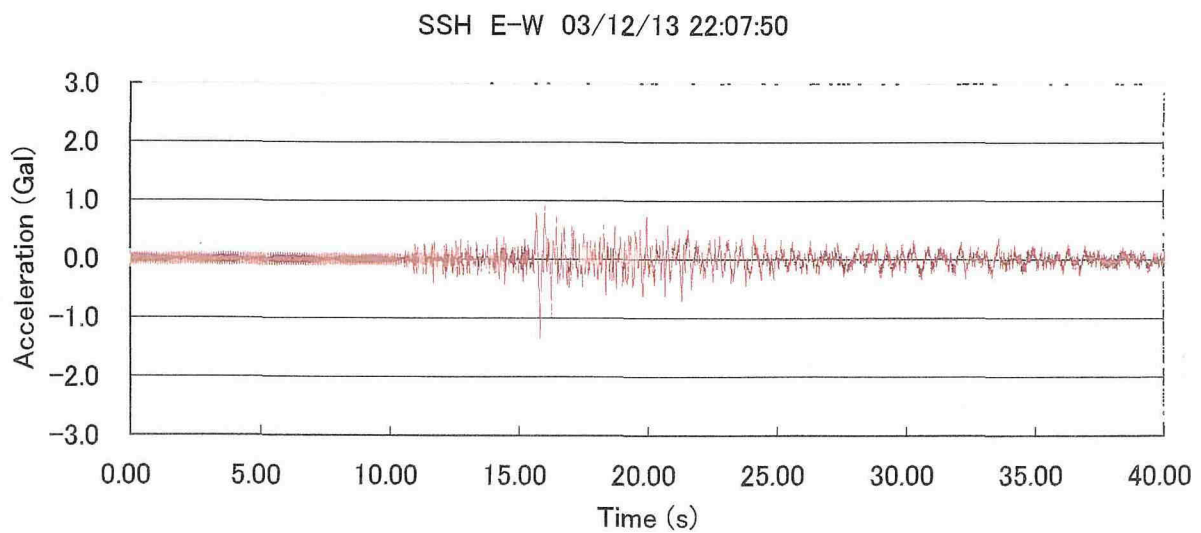
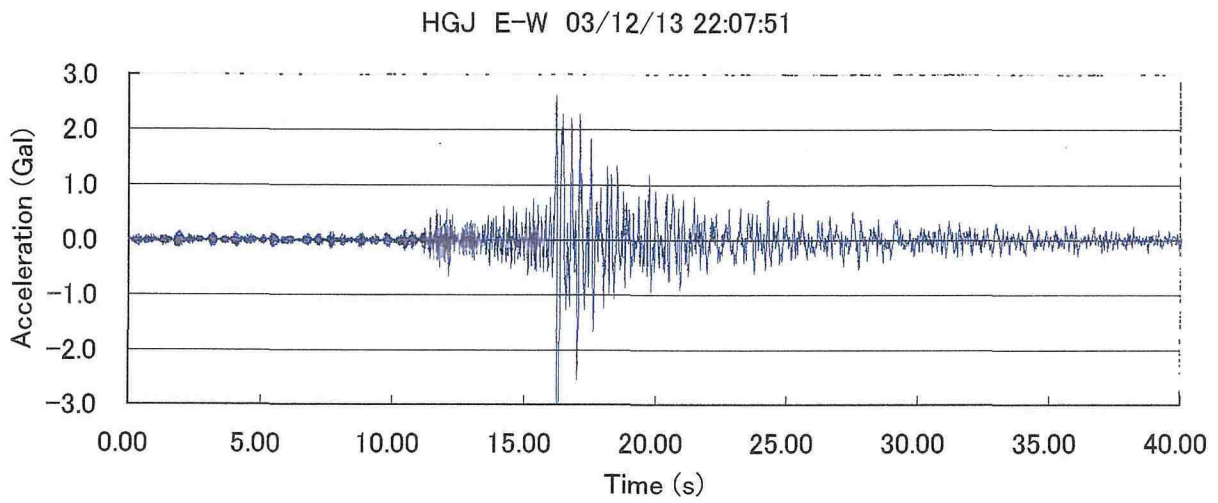
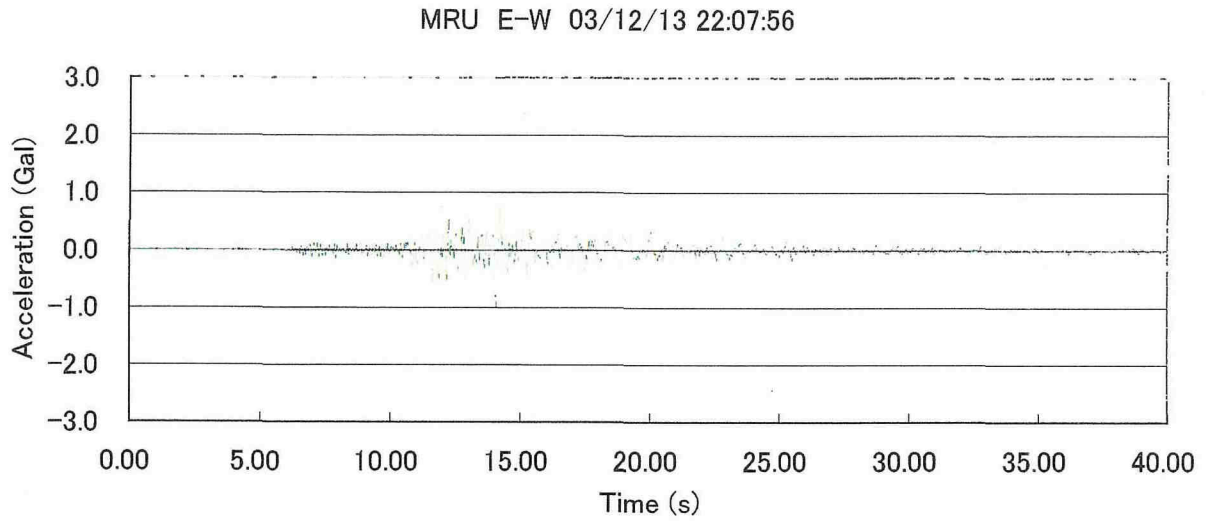
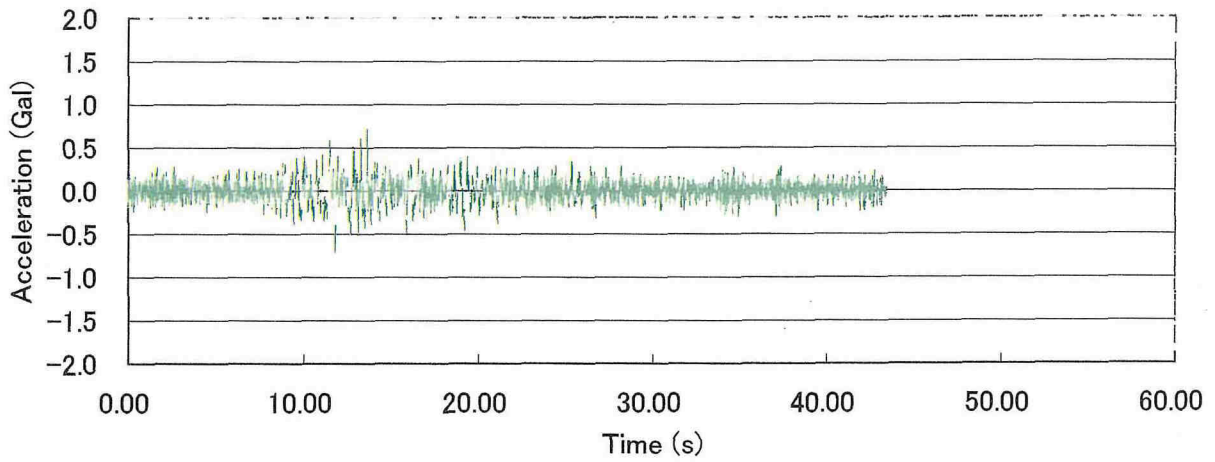
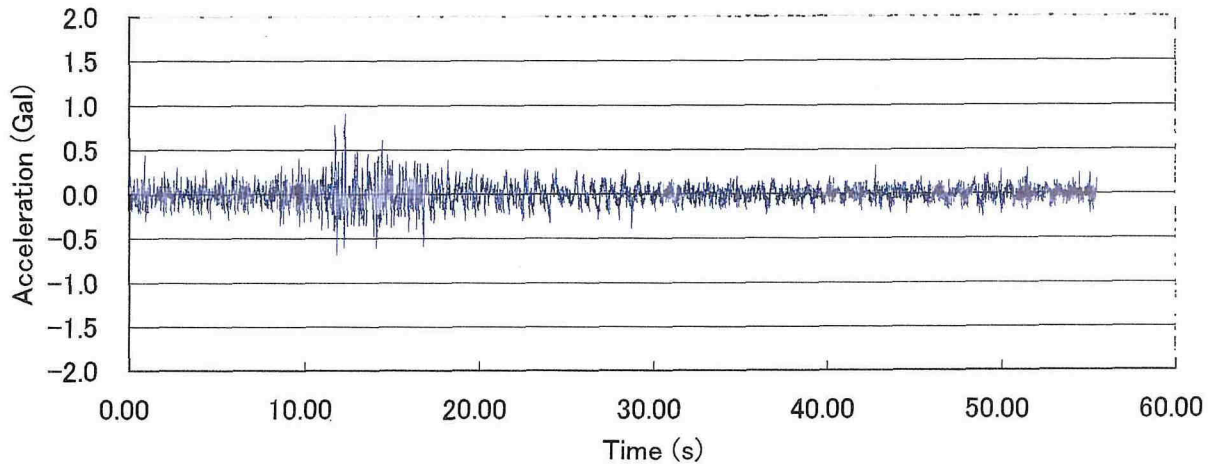


Fig.6.1a 観測波形(加速度記録). 2003/12/13 22:07発生. 東西成分.

MRU U-D 03/12/13 12:33:19



HGJ U-D 03/12/13 12:33:17



SSH U-D 03/12/13 12:33:00

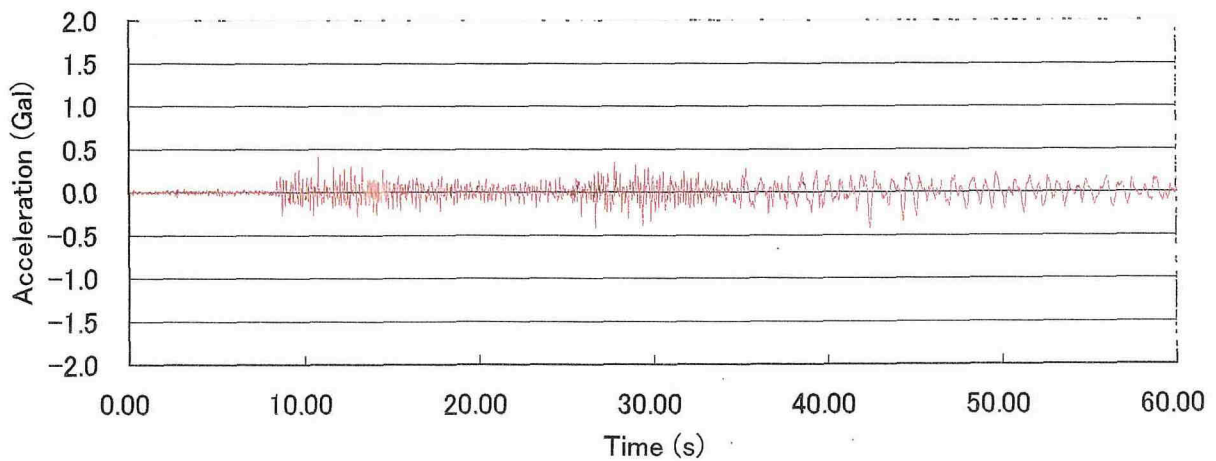
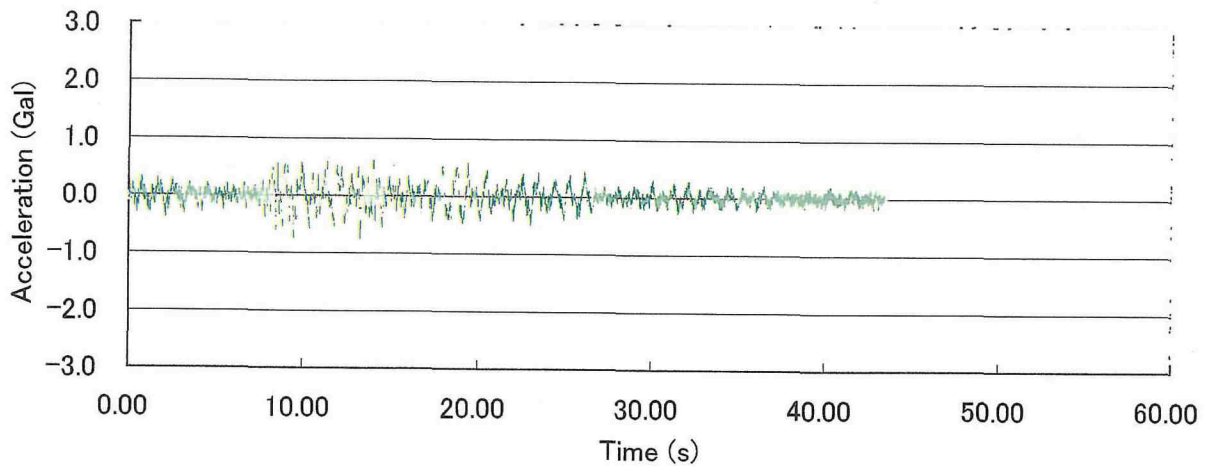
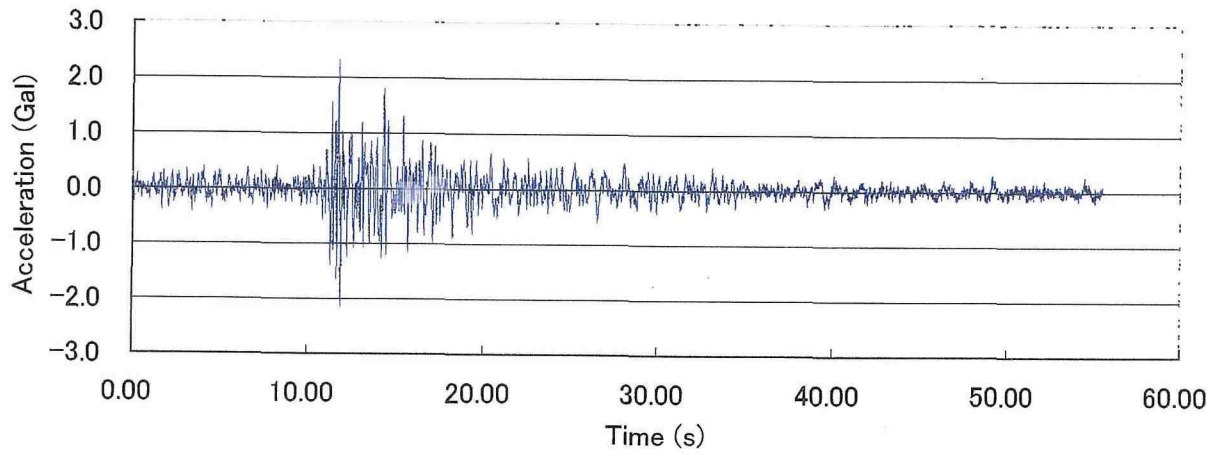


Fig.6.1b 観測波形(加速度記録). 2003/12/13 12:33発生. 上下成分.

MRU N-S 03/12/13 12:33:19



HGJ N-S 03/12/13 12:13:17



SSH N-S 03/12/13 12:33:17

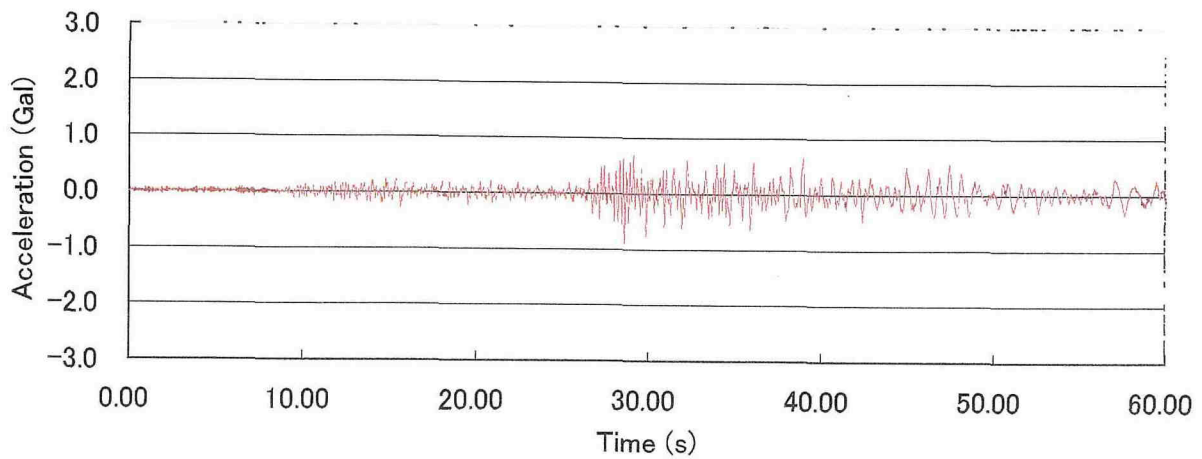
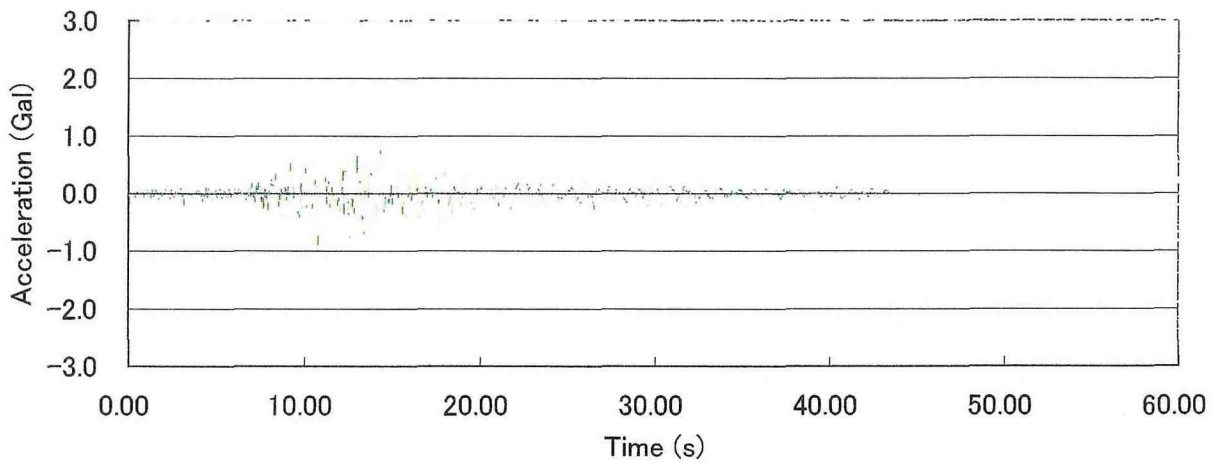
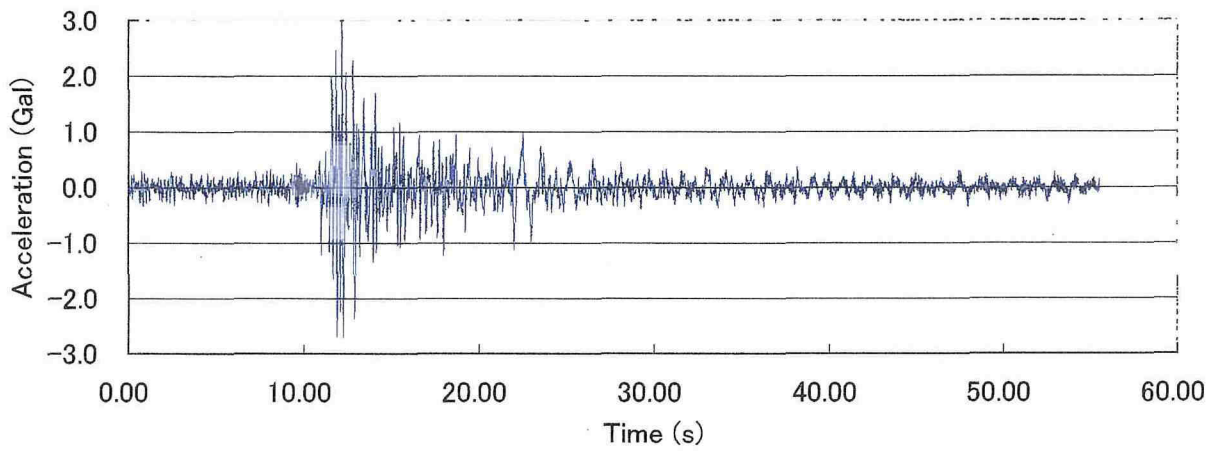


Fig.6.1b 観測波形(加速度記録). 2003/12/13 12:33発生. 南北成分.

MRU E-W 03/12/13 12:33:19



HGJ E-W 03/12/13 12:33:17



SSH E-W 03/12/13 12:33:00

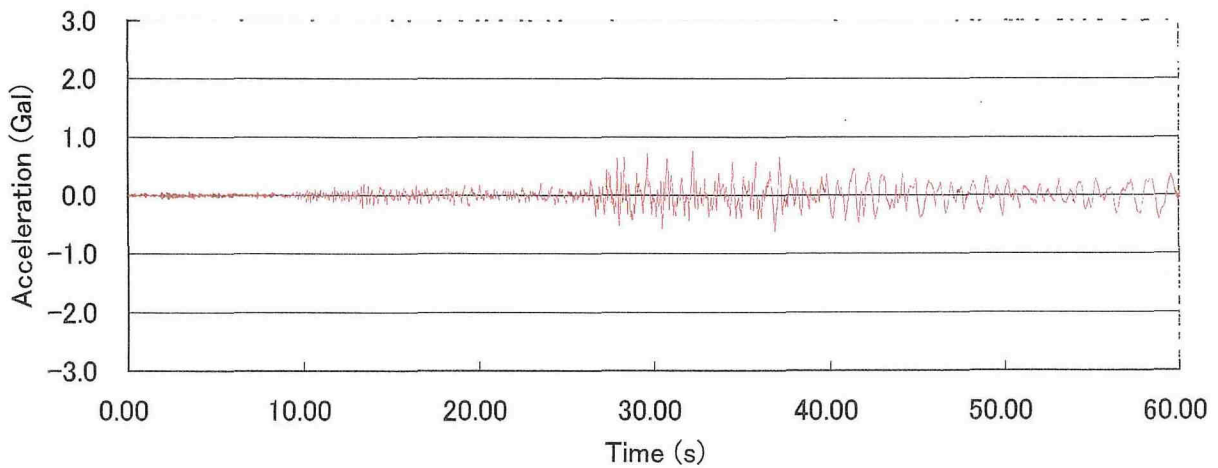


Fig.6.1b 観測波形(加速度記録). 2003/12/13 12:33発生. 東西成分.

2点同時に観測された震度の個数

	境港市東本町	境港市上道町
震度1	3	36
震度2	35	24
震度3	24	8
震度4	7	1
震度5弱	0	0
震度5強	0	0
震度6弱	0	1
震度6強	1	0

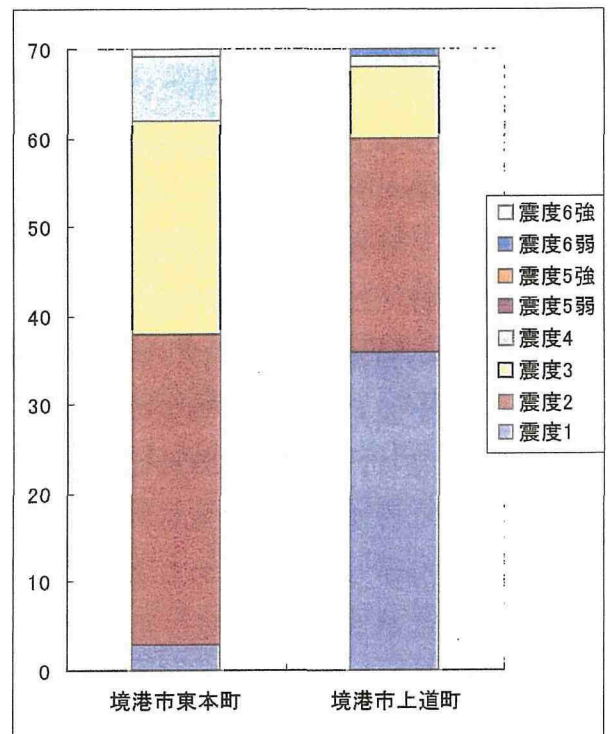


Fig. 6.2 東本町と上道町の震度比較

7 結論

鳥取県西部地震では、鳥取県西部、島根県東部地域に大きな被害が発生した。本震時には、震央より約 30km 離れた境港市で震度 6 強が計測され、震度異常域が出現した。震度異常域の出現について近年の内陸地震でも、震央付近で石の跳びや震災の帯等の強震動として報告されている。これらを総合的に研究した結果、強震動が発生した領域の直下に、Low V で Low Q 構造が存在することが分かった。

境港市の場合、震度異常域が認められた直下の地下構造を求めるため、地震観測や構造探査等がなされた。余震波形を良く説明できる地下構造モデルを構築し、それについて解析・検証することによって、震度異常域の発生を説明できる地下構造を求めることができた。この構造の特徴は、米子市より境港市に向かって徐々に深くなり境水道で急激に浅くなる基盤構造と、震度異常域の南側で震度異常域に向かって浅くなる表層の存在である。この地下構造モデルによって、震央より離れた地域でも強震動が発生し、震度異常が引き起こされる現象が説明できた。また、アンケート調査による、震度の数百 m 単位での不均質性も説明できた。地震観測によって得られた震度異常域における波形の特徴、及び震度解析によって示された境測候所の計測震度の特徴も、本論文で得られた地下構造モデルによって説明できることが分かった。すなわち本論文で得られた構造が、境港市での本震の震度 6 強、東西に広がる震度異常域の発生を良く説明している。

都市防災と本論文との関係として、研究の対象とした地表での小さなスケールでの震動特性の違いは、特に都市における地震防災で重要な観点となる。本論文の結論である地下浅部構造による強震動の励起は、震度予測等において重要な考え方になる。防災計画における震度想定は地震想定と浅い地盤構造で議論されているが、地震波が地下構造により増幅される現象が神戸の震災の帯で議論され、境港市の場合で明確になり、地表面の震度想定方法の見直しが必要である。すなわち、都市における防災上の観点が、表層地盤のみに視点が注がれる点に警鐘をならす結果だと判断できる。基盤構造まで含めた詳細な地下構造調査が、都市防災には必要不可欠である。

8 謝辞

鳥取大学工学部土木工学科西田良平教授には、本研究を進めるにあたり終始ご指導を頂きました。鳥取大学工学部土木工学科榎明潔教授、塩崎一郎助教授、京都大学防災研究所 21 世紀 COE 研究員野口竜也博士には、貴重なコメントを頂きました。明石市役所吉川大智氏、東京工業大学盛川仁助教授、京都大学防災研究所赤松純平助教授には、余震観測の波形を使わせて頂きました。京都大学名誉教授岸本北方博士、同三雲健博士、京都大学尾池和夫教授、京都大学防災研究所入倉孝次郎教授、名古屋大学地震噴火予知観測センター安藤雅孝教授、京都大学防災研究所渡辺邦彦助教授、竹内文朗助教授、松村一男助教授、平野憲雄技術室長、和田博夫班長、矢部征主任には、学生時代より通して、励まして頂きました。Arben Pitarka 博士、防災科学技術研究所関口涉次博士、京都大学防災研究所西上欽也助教授、渋谷拓郎博士には、解析プログラムの面でお世話になりました。境測候所を含む境港市の関係諸方には、観測でお世話になりました。福井工業高等専門学校物理教室前澤廣道技術専門員には、終始、多岐にわたりご支援を頂きました。最後に、鳥取大学工学部土木工学科地圏環境工学研究室の小野悠樹氏をはじめとする学生諸氏や福井工業高等専門学校地球物理学研究会の学生諸兄に協力を頂きました。以上の方々に、記して感謝致します。

END