境港市の震度異常域における 2次元表層地盤構造の推定

野口竜也[1]・西田良平[2]・林宏一[3]

[1]鳥取大学工学部土木工学科助手　（〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4-101）
E-mail: noguchit@cv.tottori-u.ac.jp
[2]鳥取大学工学部土木工学科教授　（〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4-101）
E-mail: nishidar@cv.tottori-u.ac.jp
[3]応用地質株式会社　つくば技術開発センター探査工学センター開発部
（〒305-0841茨城県つくば市御幸が丘43）
E-mail: hayashi-kouichi@oyonet.oyo.co.jp

鳥取県境港市では2000年鳥取県西部地震において，近接した(約700m)震度観測点で震度に違いがみられ，アンケート震度の分布によれば揺れの大きい地域が帯状にみられた．この地域における4地点での強震動観測では，帯状の強震域上の2点では他の2点に比べ 2地震について振幅差は約4倍であった．そこで，本研究ではこのような地震動特性の原因を考えるために，境港市で表面波探査を実施し，表層地盤の速度構造断面の推定を試みた．その結果，表層15mまでのS波速度構造が得られ，断面内で特に深さ5mまでの速度構造に明瞭な違いがみられた．また，震度特性との比較では，低速度層の領域では比較的震度が大きく，高速度層の領域では震度が小さいという関係がみられた．

Key Words : *2000 Tottori-West Earthquake, Sakaiminato City, surface wave, 2D subsurface structure*

１．はじめに

鳥取県境港市では2000年鳥取県西部地震において，近接した（約700m）2箇所の震度観測点で震度に違いがみられた．これまでの計測震度を調べると，その差がほぼ1であった[1)]．また，この地域では鳥取県西部地震のアンケート調査が実施され，図1に示すような震度分布図が得られている[2)]．図1をみると震度の大きい領域が東西方向に帯状に分布していることが分かる．さらに，4地点の強震動観測による加速度記録[1)]から，帯状の強震域に位置する2点では他の2点に比べ 2地震について振幅差は約4倍，スペクトルは2～10Hzの周波数帯で増大していた．

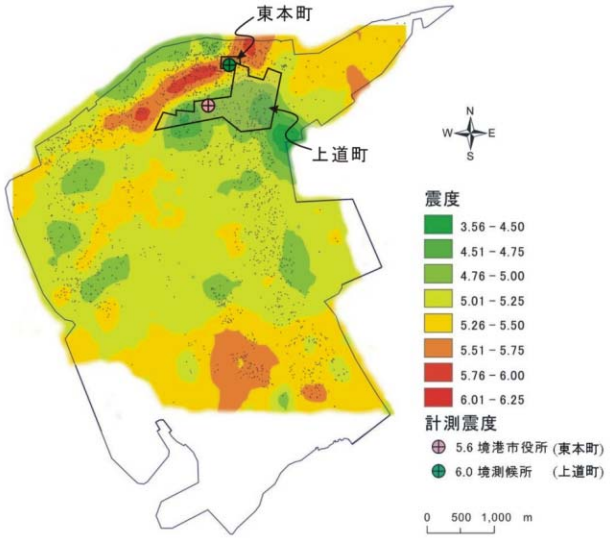

図１ 鳥取県西部地震のアンケート震度分布図

このような局所的な地震動の差異の原因を追究すべく，この地域では人工地震，微動，重力探査などにより深部地盤構造の推定がされている[3) 4)]．これらの結果をもとに，さらに詳細な微動観測から得られた基盤構造モデルを用いた数値計算では，深部地盤構造の2次元応答の影響は少ないという結果が得られている[5)]．これに対し，反射法の推定を用いた基盤構造モデルの数値計算から，強震波形を説明できるとする報告もある[6)]．ただし両者とも，ごく表層部の地盤構造は考慮に入れていないため，その検討が必要であると考えられる．そこで，本研究では境港市で表面波探査を実施し，深さ15mまでの表層地盤についてS波速度構造断面の推定を試みた．

２．地震動特性

(1) 震度特性

震度データは1926年～2003年9月の震度情報データベースを利用した．

表 1 観測された地震の諸元

発生日時	発生場所	震央		M(JMA)	震源深さ (km)
		緯度(度)	経度 (度)		
2003/12/13 12:32	播磨灘	34.56	134.30	4.6	15
2003/12/13 22:07	鳥取県西部	35.22	133.31	3.8	11

表 2　観測記録の最大加速度

	播磨灘　M4.6　Depth:15km　Amax (Gal)		
	U-D	N-S	E-W
MRU	0.78	0.88	0.91
SWS	0.63	2.73	3.96
HGJ	0.91	2.32	3.05
SSH	0.44	0.93	0.77

	鳥取県西部　M3.8 Depth:11km Amax (Gal)		
	U-D	N-S	E-W
MRU	0.88	0.85	0.99
SWS	1.08	1.46	4.11
HGJ	1.30	1.76	4.39
SSH	0.69	1.34	1.38

境港市内の近接する境測候所（東本町）と境港市役所（上道町）の比較を行った．2点同時に計測された70個の地震のデータを用いて震度階級・計測震度の比較を行った結果，計測震度の差‘境測候所－境港市役所’の平均は0.91であった．計測震度の差と震央位置の関係をみると，震央距離が近い地震で震度差が大きく，遠い地震では小さいかあるいは同程度になることがわかった．また，鳥取県西部地震のアンケート震度[2)]では，境測候所のある東本町が震度の大きい地域内に位置し，境港市役所のある上道町はその地域外であった．

(2) 強震動記録

鳥取県西部地震のアンケート震度の分布図[2)]で震度が大きい地域を横断する測線上で，2003年8月～2004年3月の期間，帯状の強震度域に2点（HGJ，SWS）それ以外の地域に2点（MRU，SSH）計4点で強震動観測を行った．なお，SWSは境測候所である．地震計はHGJ・MRU・SSHがアカシ製のGPL-6A3P，SWSはキネメトリック製のアルタスK2を用いた．全観測点で同時に観測された地震は表1に示す2個であった．EW成分の加速度波形を図2に，それぞれのS波部分5秒間のフーリエスペクトルを図3に示す．なお，平滑化はHanningウィンドウを10回施している．加速度波形はいずれも水平動についてはSWS・HGJの振幅がMRU・SSHより大きく，特にEW成分でその差が顕著であった．最大加速度でみるとUD成分はほぼ同じで，NS成分は約3倍，EW成分は約4倍であった．フーリエスペクトルでは水平（NS，EW）成分が2Hz～10Hzの周波数帯で大きくなっている．

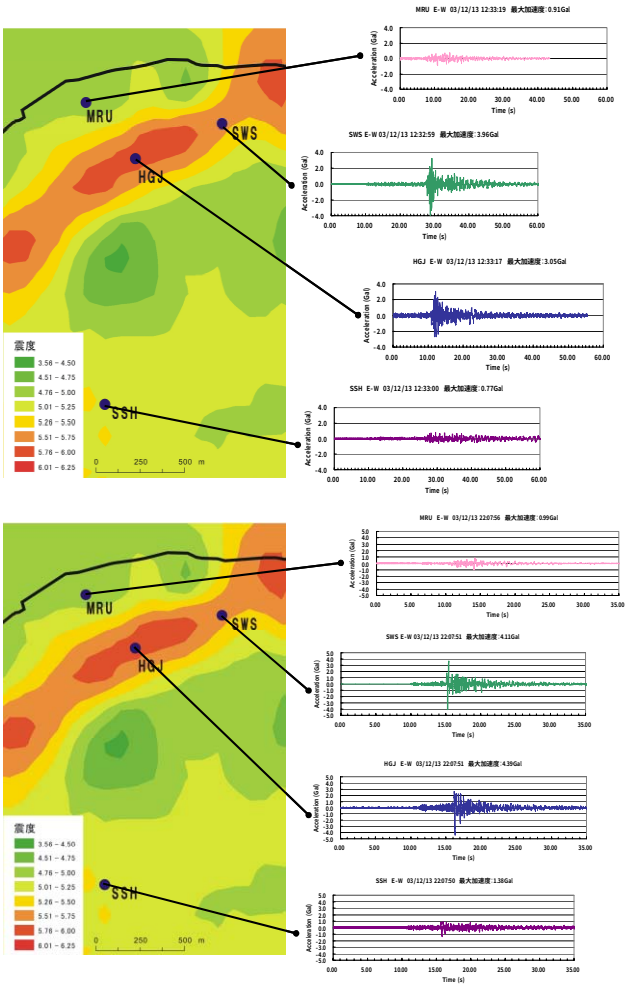

図 2　アンケート震度分布，強震観測点と加速度波形；EW 成分，播磨灘（上），鳥取県西部の地震（下）

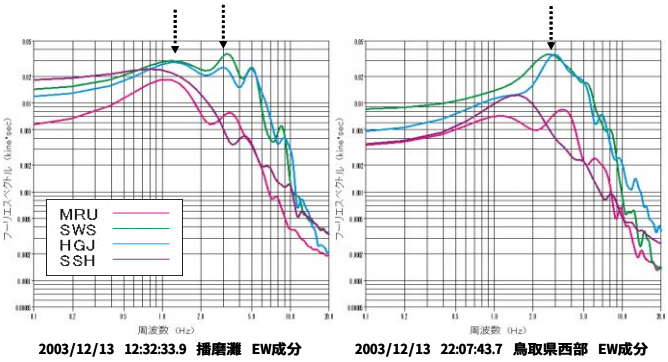

図 3　観測記録のフーリエスペクトル；EW 成分，播磨灘（左），鳥取県西部（右）

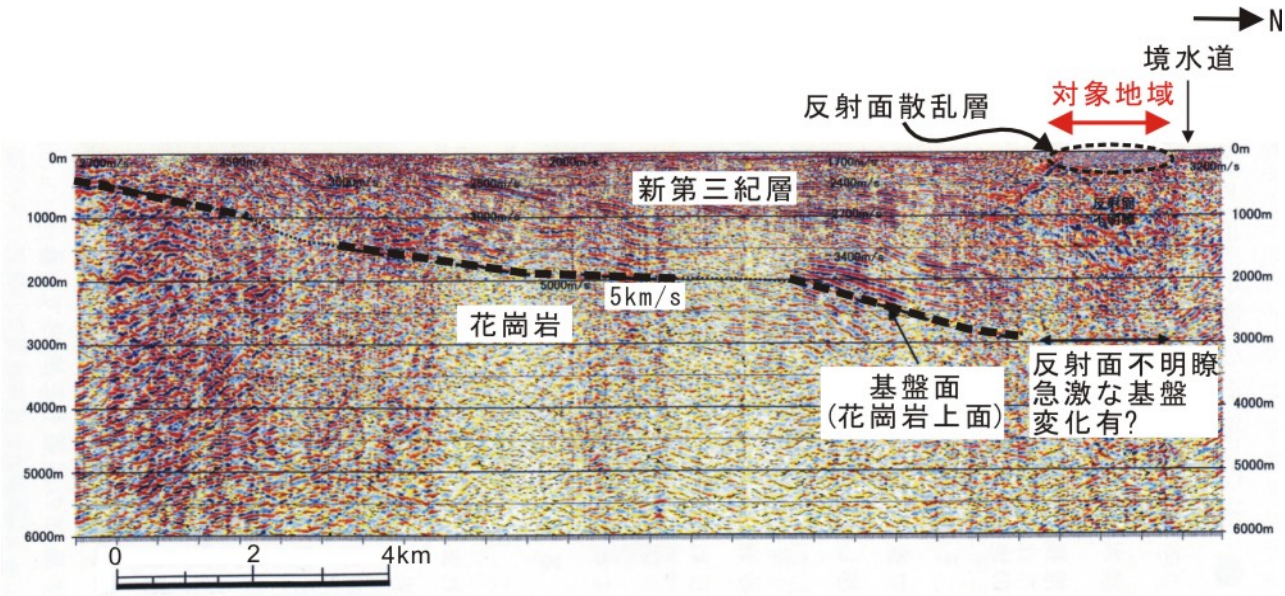

図 4　バイブロサイスを用いた反射法探査による深部地盤構造断面(P 波速度構造)

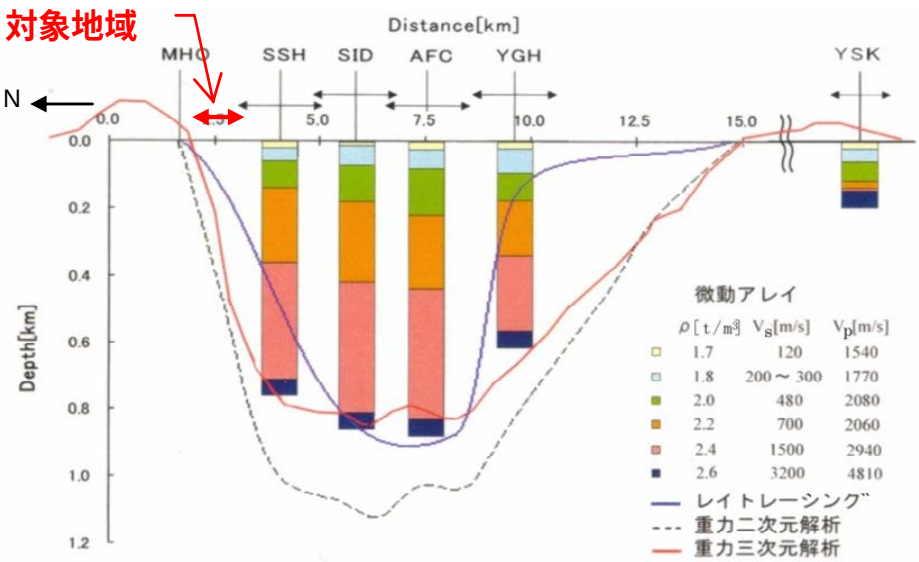

図 5　微動および重力探査による深部地盤構造断面(S 波速度構造，密度構造)

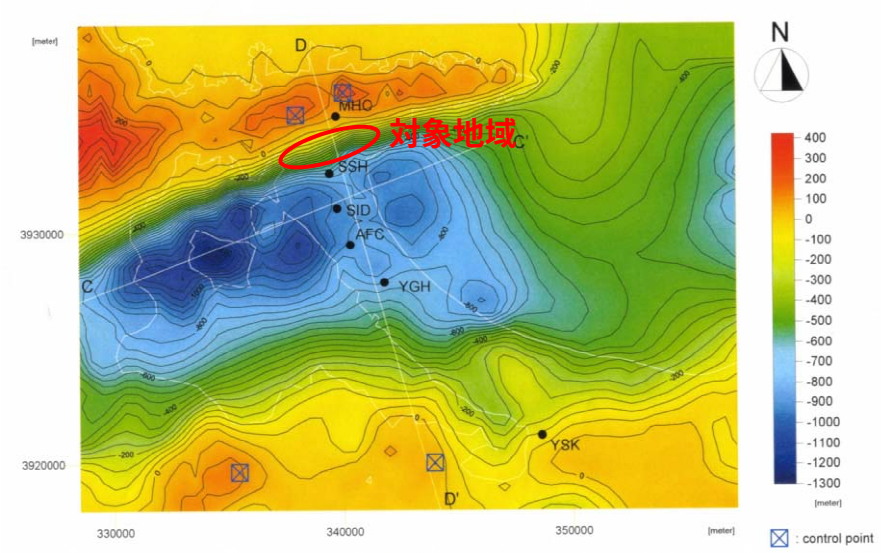

図 6　重力探査による三次元深部地盤構造（密度構造）

３．深部地盤構造の推定結果

この地域では微動，重力，地震探査が実施されている[3) 4)]．境港市を含む弓ヶ浜半島の深部構造の概略を示すために，図4にバイブロサイスによる反射法探査の推定構造断面[3)]（右側が北），図5に微動および重力探査で得られた地盤構造[4)]（左側が北），図6に重力探査による3次元基盤構造[4)]を示す．表面波探査を実施した地域は，図4では境水道から1kmほど南側では地下約100mに散乱層が存在し基盤面が不明瞭であるが，この領域では基盤面が急変していると予想される．図5ではSSHからMHOにかけてのエリアにあたり，基盤面が傾斜している．図6ではその基盤の傾斜が東西方向に平行に分布することが分かる．新井・N,PULIDO [5)]によれば微動観測などの実施により，基盤の傾斜角度は20～30°であると推定されている．

４．表面波探査 による表層地盤構造の推定

(1)観測方法

表面波観測は図7に示すように，アンケート震度分布図をもとに，震度の大小の地域を横断するように総延長約1kmの測線（A-Line，B-Line）を設定した．観測機器は応用地質製のMcSEIS-SXW，CDP切り替え装置，固有周期4.5Hzの上下動のジオフォンを用いた．観測は2m間隔でジオフォン（受信点）を設置，その中心点をかけやで起振させ，24チャンネルで受信する方法で行った．起振点は4mおきに移動させ，常に24チャンネル（測線長48m）で受信できるようCDPスイッチの切り替え，受信点の移設を繰り返していった．記録はサンプリング周波数1kHzで収録した．

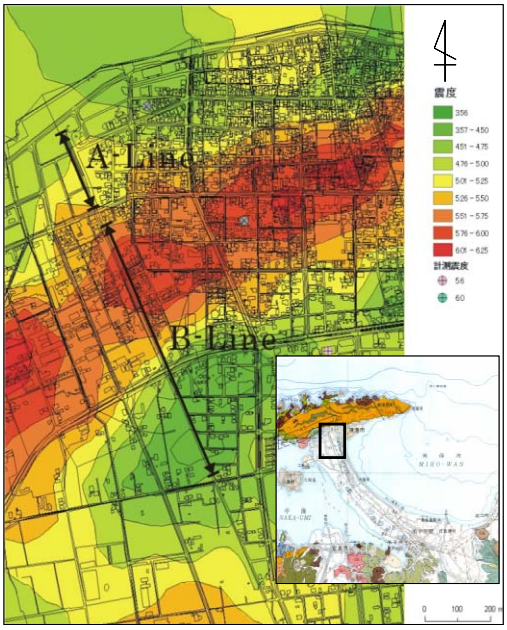

図７　表面波探査位置

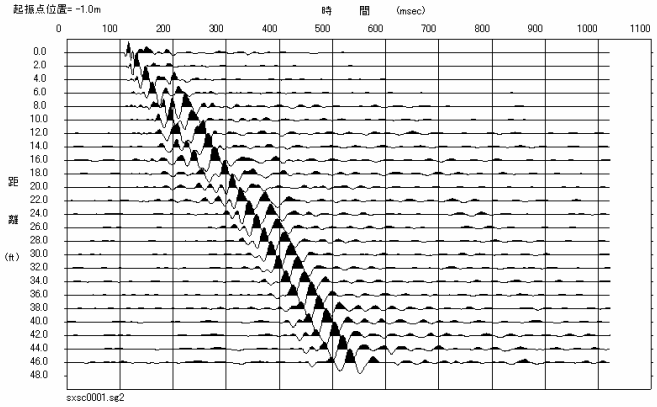

図８　表面波探査による観測記録例

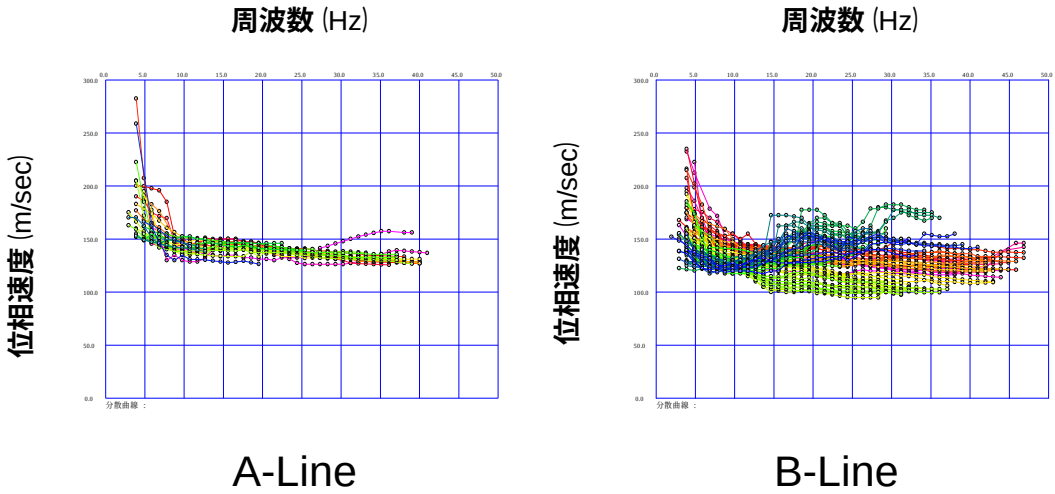

図９　表面波探査による位相分散曲線

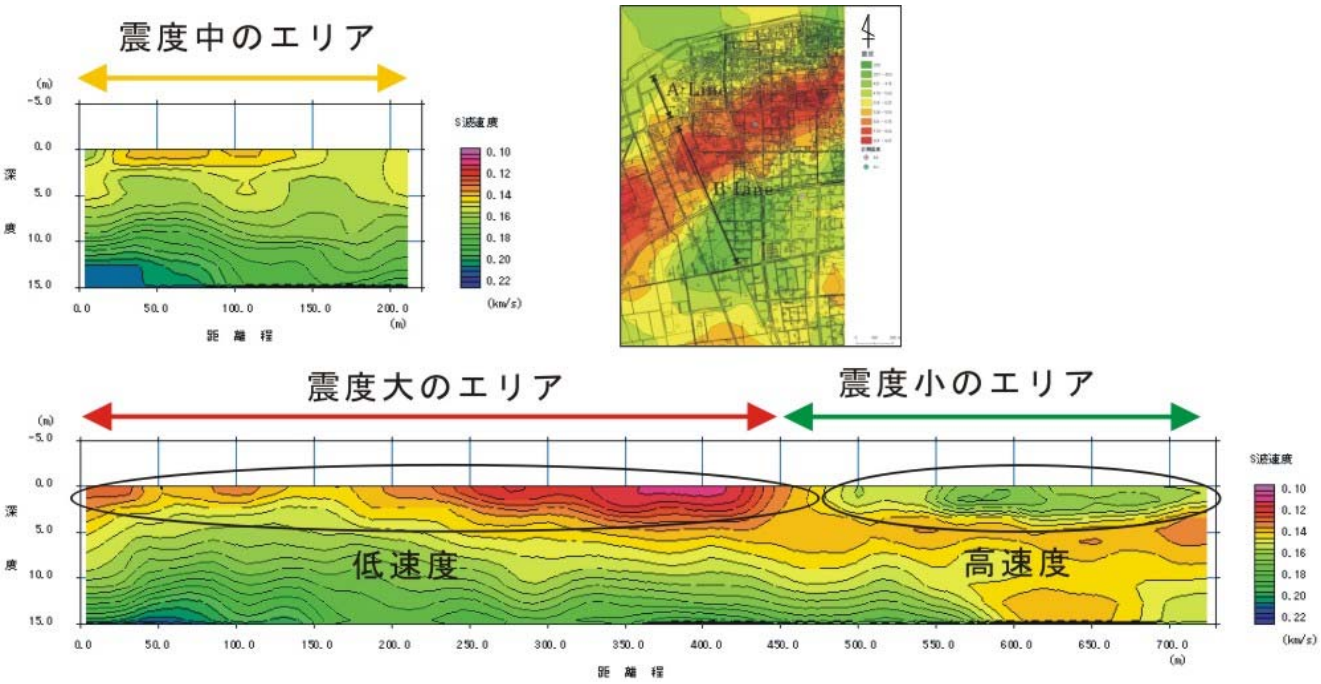

図 10　表面波探査による S 波速度構造断面とアンケート震度分布の関係

(2) 解析方法

観測記録の解析方法には表面波多チャンネル解析[7]を発展させたCommon Mid Point（CMP）解析[8]を用いた．これは全ての起振点記録から中心位置が共通となるトレースを集めて処理し，多チャンネル解析により位相速度を求める方法である．解析の流れとしては，まず考えられる全ての2本のトレースに対してcross-correlationを計算し，同じ受信点間隔のもの，受信点間隔が異なるが中心位置が等しいものについて重合処理をする．このように重合処理された共通起振点記録に対して表面波多チャンネル解析を適用し位相速度を求める．手順の詳細はHayashi and Suzuki[8]を参照のこと．

観測記録の例を図8に示す．また，A-Line26区間，B-Line90区間の位相速度分散曲線を図9に示す．なお，この分散曲線は24chの受信記録からCMP解析で得られたものである．図9をみると，A-Lineでは小さいため2次元的な構造変化が少なく，B-Lineではばらつきが大きいことから，構造変化が大きいことが推測される．

(3) S波速度構造断面の推定

得られた位相速度の分散曲線から，インバージョンにより得られたS波速度構造断面を図10に示す（左側が北）．図10をみると．A-Lineでは2次元的な変化はみられず，表層Vs=150m/sから最下層Vs=200m/sまで漸増する速度構造である．B-Lineでは2次元的な変化がみられ，450mを境に断面の様子が異なる．北側0～450m程度までは表層から深さ5mまでがVs=120m/s前後の低速度であり，南側450m～終点までは逆にVs=170m/s前後の高速度となっている．また，南側では高速度の下に低速度の層がみられる．弓ヶ浜半島が砂州であることから，本研究の対象地域の表層部は砂・シルト地盤であると考えられ，今回の探査深度15mまでがVs=120m/s～200m/sというのは妥当な値であると考えられる．

ここで，アンケート震度分布と速度構造断面の位置関係をみると，深さ5mまでのごく表層部について，B-Lineの低速度である領域では比較的震度が大きく，A-Line，B-Lineの高速度である領域では震度が小さくなる傾向がみられる．

また，得られた結果から震央距離と近接2地点の震度差の関係について考えてみる．図3の強震記録のスペクトル特性から，2～10Hzでの増幅差が震度差に影響していると考えられる．5mまでの地盤構造の違いは，この増幅差の生じる周波数帯域に影響を及ぼすと考えられる．震央距離による震度差の大小については，震央が近いと2～10Hzの高周波成分が卓越するため，さらに増幅差が顕著になると考えられる．したがって，本研究で判明した表層地盤の違いが，震度差の相違に影響しているといえる．

5．まとめ

本研究では鳥取県境港市の震度異常域において，約1km測線で表面波探査を実施し，深さ15mまでのS波速度構造断面を推定した．その結果，深さ5mまでのごく表層部分の速度構造に明瞭な相違がみられた．また，アンケート震度分布との比較から，この速度構造の違いが地震動に影響を及ぼした可能性が示唆された．

謝辞：震度データベースは鳥取地方気象台より提供を受けました．ここに記して感謝致します．

参考文献

1) 野口竜也，西田良平，岡本拓夫，小野悠樹：境港市における震度特性と強震動観測，土木学会第59回年次学術講演概要集，1-770，2004.
2) 小山真紀，太田裕，西田良平，金本宏司，野口竜也：2000年鳥取県西部地震被災域－境港市－における高密度アンケート調査(1)－調査内容と基礎解析－，地球惑星科学関連学会予稿集，2001.
3) 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，Vol.55，No.6, pp.437-484，2002.
4) 吉川大智，盛川仁，赤松純平，野口竜也，寺田一樹，西田良平：重力および微動データを用いた弓ヶ浜半島の３次元基盤構造の推定，第 11 回日本地震工学シンポジュウム論文集，2002.
5) 新井洋，N,PULIDO：2000年鳥取県西部地震時に境港の深部地盤構造が地震動特性に与えた影響，土木学会地震工学論文集，2003.
6) 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，2003.
7) Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J.: a, Multimodal analysis of high frequency surface waves: Proceedings of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems '99, pp.115-121, 1999.
8) Hayashi,K, Suzuki,H.: CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data, Exploration Geophysics, 35, pp.7-13, 2004.

(2005. 3. 15 受付)

DETERMINATION OF 2D SUBSURFACE STRUCTURE OF SAKAIMINATO CITY IN TOTTORI PREFECTURE, JAPAN

Tatsuya NOGUCHI, Ryohei NISHIDA and Koichie HAYASHI

Sakaiminato City, Tottori Prefecture, Japan. Explorations using surface-wave and microtremor were carried out in the same area to investigate a cause of the appearance of strong seismic intensity. We observed the surface-wave at 2 lines (A-Line and B-Line), about 1km length. S-wave velocity structure cross-sections of 2 lines were obtained by CMP analysis and 2D inversion.

The 2D S-wave velocity structures to the depth of 15m were as follows. A-Line is a gradual increase from surface layer Vs=150m/s to bottom layer Vs=200m/s. B-Line is 2-patern structures. A surface layer is low velocity, about 120m/s, at North area and high velocity, about 170m/s, at South area. The strong seismic intensity zone consists in the low velocity area.