

レシーバ関数を用いた鳥取平野における 基盤面深度の評価

石田 勇介¹・野口 竜也²・香川 敬生³

¹学生会員 工修 鳥取大学大学院工学研究科大学院生 (〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4丁目101番地)
E-mail: ishida06005@cv.tottori-u.ac.jp

²正会員 工博 鳥取大学工学部土木工学科助教 (〒680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南4丁目101番地)
E-mail: noguchit@cv.tottori-u.ac.jp

³正会員 理博 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丁目101番地)
E-mail: Kagawa@cv.tottori-u.ac.jp

本研究は、K-NET観測点であるTTR002(鳥取)およびKiK-net観測点であるTTRH06(河原)における地震基盤深度について検討した。地震記録を見るとP波到達直後に基盤面で生成されたと考えられるPS変換波が見られる。これらの波の到達時間差は、各観測点直下の基盤深度に対応していると考えられる。そこで、深部地盤におけるS波速度構造を推定する上で有力な基礎データとなり得ると考え、中小地震記録を用いてレシーバ関数を求め、PS-P時間を推定した。また、PS-P時間をもとにTTR002での層境界深度を推定した。

Key Words : Receiver function method, P-to-S converted wave, bedrock depth, Tottori plain

1. はじめに

近年では、3次元有限差分法や有限要素法を用いた詳細な地震動シミュレーションがごく一般的におこなわれる状況にある(例えば^{1),2)}。地表で観測される地震動は、震源特性、伝播経路特性、サイト特性を掛け合わせるにより表現される。したがって、理論数値計算により地震動をシミュレーションする際には、震源モデルおよび地下構造モデルを与える必要がある。そのため、震源モデルも然ることながら、地下構造モデル、特にS波速度構造モデルの精度がシミュレーション結果の有意性を決定付ける大きな要因となる³⁾。2003年の十勝沖地震を端に発して、一般建築物のみならず石油タンクや超高層ビルをはじめとする長周期構造物の耐震性を検討することの重要性が広く認知された。長周期地震動を適切に評価するためには、深部地盤から表層地盤までの地下構造を精度よくモデル化することが望まれる。

鳥取平野では、これまでに常時微動探査および重力探査が精力的に実施されてきた^{4),5)}。その結果として近年になり地盤調査データの蓄積によって平野の地下構造の3次元的な形状が明らかになってきた⁶⁾。しかし、深部地盤構造に関しては、地盤調査により得られている情報量が平野の面積に対して十分でなく、詳細な検討がおこなえているとは言い難い状況にある。

S波速度構造を推定する実用的な手法として微動アレー探査が一般的に用いられている。解析により推定

される構造の推定可能範囲は、一般に、アレー内の最大の観測点間隔(=アレーサイズ)に依存する。したがって、アレーサイズが大きいほどより長波長を捉えることができ、結果として、より深部の地盤構造を推定することができると考えられている。しかし、アレーサイズを大きく取り過ぎると、アレー内でコヒーレントな波を観測することが困難となり、解析精度の低下を招く危険性がある。また、一般的に構造解析の際に置かれる「水平成層構造」の仮定が大きく崩れてしまうことも危惧される。したがって、アレーサイズは、実施環境や探査目標深度等の各制約を満足する範囲で決定する必要があるため、地震基盤上面付近までの深部地盤情報を得ることは容易ではない。そうした問題を解決するために近年、長・他^{7),8)}によりCCA法が提案されている。この手法では、比較的小さいアレーサイズで観測をおこない、解析手法の工夫によりSN比を向上させ、従来の解析手法であるSPAC法^{9),10),11)}よりもずっと長い波長帯域までレーリー波の位相速度を同定することが可能となる。すでに実用事例も多く(例えば¹²⁾)、画期的かつ実用的な手法ではあるが、未だ地震基盤上面までの堆積層構造を推定した例は少ない。

そこで本研究では、地震基盤面で生成されたPS変換波と直達P波の到達時間差(以下、PS-P時間と称す)が深部地盤におけるS波速度構造を推定する上で有力な基礎データとなり得ると考え¹³⁾、中小地震記録を用いてPS-P時間を推定し、その情報をもとに層境界深度を推定することを試みた。

2. 鳥取平野の地質構造

鳥取平野は周りを山地に囲まれた約 18km 四方の中規模の平野である。平野の中心には、第一級河川に指定される千代川が中国山地から日本海に向けて流れている。

平野の大局的な地質構造は、表層を第四紀層、中間層を新第三紀層、基盤岩層を古第三紀、白亜紀層として説明される。砂丘堆積層および沖積層が第四紀層として堆積している。海岸線に沿うように東西に砂丘堆積層が細長く带状に分布しているほか、平野の中央部で沖積層が広く分布している。新第三紀層は、火砕岩や堆積岩で構成される安山岩類または貫入岩類を主としている。鳥取平野では、新第三紀中新世に堆積した地層群分類を一括して一般的に鳥取層群と称される。基盤岩層は、花崗岩、流紋岩または角閃安山岩溶岩により構成される。

既存の調査資料¹⁴⁾によると、新第三紀の地層に属する鳥取層群は平野部において最深で約 1000m に達しており、また、平野周辺部において広範囲に分布している。これらの地質学的背景から、新第三紀以前に地殻変動等の影響を受け盆地が形成されたと推測されている⁴⁾。常時微動探査および重力探査の結果をもとに作成された 3 次元地盤構造モデルもまた全体的に地質的検討の結果ときわめて調和的であった⁶⁾。またこれまでに P 波反射法地震探査が千代川に沿って測線が敷かれ実施されている。この調査結果では最深部で約 500m となっており、堆積層内に 3 つの層境界が見受けられた。しかし、平野全体を考えると詳細な基盤深度分布についてはまだ不明な点が多い。

3. レシーバ関数

本研究ではレシーバ関数を算出するために、鳥取平野内にある防災科学技術研究所の K-NET 観測点である TTR002 (鳥取) および KiK-net 観測点である TTRH06 (河原) で観測された地表の地震記録を用いた。解析対象は、1996 年 1 月から 2013 年 9 月までに観測されている地震記録のうち、震源深さが 50km 以浅であり、マグニチュードが 6 までに限定した。

解析は、基本的には小林・他¹³⁾の手法に倣っておこなった。選択された加速度波形の水平 2 成分を Radial 成分と Transverse 成分に変換し、Radial 成分と上下成分の P 波部を解析に用いた。ただし、本研究では解析対象区間を P 波初動の 0.5 秒前から 5 秒間とした。そのため、PS-P 時間は 5 秒まで推定可能となる。計算にはフーリエ変換を用いることから、実際には切り出した 5 秒間にオフセット補正およびテーパ処理を施し、後続を 0

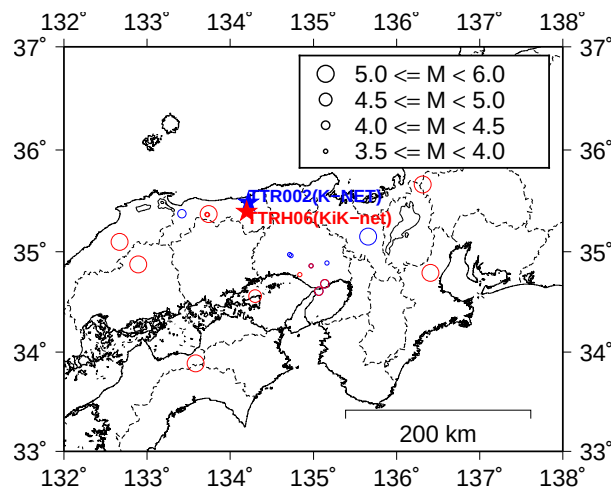


図-1 地震観測点および震央位置

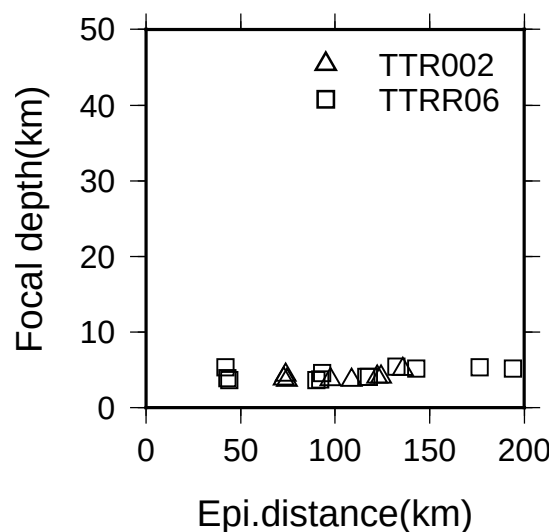


図-2 震央距離と震源深さの関係

として 5.12 秒の波形とした。そして、Radial 成分および上下成分それぞれに 0.2~10Hz のバンドパスフィルターを施した。その後、上下成分に対する Radial 成分の複素フーリエスペクトル比 R/V を計算し、それを逆フーリエ変換することによってレシーバ関数を求めた。

図-1 に観測点と解析に用いた地震の震央位置を示す。TTR002 で観測された 8 個の地震を白抜ききの青丸、TTRH06 で観測された 13 個の地震を白抜ききの赤丸で表示している。丸印の大きさは、マグニチュードの大きさを表している。図-2 は、用いた記録の震央距離 Δ と震源深さ H の関係を図示している。全ての地震が、震源深さ 10km 以下であり、震央距離は約 50~200km の範囲に収まっている。図-3 には、両観測点それぞれでの PS 検層結果を示している。TTR002 は、S 波速度が 220m/s で深さ 20m まで得られている。一方、TTRH06 は、鳥取層群（新第三紀層）と考えられる地層上面までの速度構造が得られている。両観測点とも PS 検層で推定されている範囲では、際立ってコントラストの大きい層境界は見受けられない。したがって、PS 検層で推定されている範囲よりも深い位置に存在する層境界

で PS 変換波が生成されると推測される。

図-4 には、例として両観測点で共通して観測された 2008 年 4 月 17 日の地震記録 ($M_j = 4.1$, $H = 10\text{km}$, $\Delta = 117\text{km}$) の解析区間対象とした P 波部分の水平 2 成分, radial 成分および上下成分の加速度波形を示す。TTR002 では, Radial 成分に P 波到達の直後に明瞭な PS 変換波が検出されている。一方, TTRH06 では, 目視により PS 変換波が確認できるものの, TTR002 に見られるほど明瞭ではない。

そこで, 本研究では, 各地震記録から求められたレシーバ関数を重ねた結果から各観測地点での最終的な PS-P 時間を推定することとした。TTR002 は 8 地震, TTRH06 では 13 地震で得られたレシーバ関数を重ねた結果を図-5 に示す。重ねたことにより, 各地震記録に対するレシーバ関数の不安定な性状は相殺され, TTR002 では約 0.361 秒, TTRH06 では約 0.26 秒付近に最大値を示す特徴的な位相が明瞭に出現していることがわかる。

4. PS-P 時間から推測される層境界

地震基盤面を生成位置とする PS 変換波の PS-P 時間は, 堆積地盤における S 波と P 波の片道走時の差とほぼ等価であることから PS-P 時間を用いて観測点直下の層境界の推定をおこなう。平野中央から縦断する形で実施された P 波反射法地震探査により得られた地質解釈図および表層 P 波速度分布から, $V_P = 3400\text{m/s}$ 層までの堆積層を 3 分割するような成層構造であることがわかった。最上部層は, 礫・砂および粘土といった沖積層および一部, 鮮新世に堆積した安山岩等の地層で構成され, P 波速度は平均 1600m/s 程度であり, 調査測線全体にわたって深度 100m 程度まで存在する。中間層は, 火山砕屑岩および溶岩流といった鳥取層群 ($V_P = 2400 \sim 3000\text{m/s}$) に相当する。鳥取層群以深の地盤構造に関しては測線範囲内で盆地形状を呈している。地表面から基盤岩までは, 最深で 500m 程度で達している。野口・他⁵⁾ が重力異常から鳥取平野の基盤構造を推定している。その結果と P 波反射法地震探査で得られた基盤深度は, 調査測線全体にわたってよい対応を示している。

PS 検層の結果では, TTR002 の地盤構造は深さ 20m までしか推定されていないため, 本研究では TTR002 観測点に最も隣接する地点での P 波反射法地震探査結果を参考に深部地盤構造を付け加えて表-1 のように与えた。また, ここでは単純 2 層地盤 (堆積層+基盤岩層) を仮定し, 推定された PS-P 時間を満足するモデルを推定する。2 層地盤モデルは, PS 検層により推定されている地盤構造 (ただし, TTR002 に関しては表-1 で示

表-1 TTR002 の修正地盤構造モデル

	Thickness (m)	Depth (m)	S-wave vel. (m/s)	P-wave vel. (m/s)
1st layer	3	3	93	200
2nd layer	5	8	220	1390
3rd layer	12	20	390	1390
4th layer	80	100	1000	2400
5th layer	300	400	1540	3000

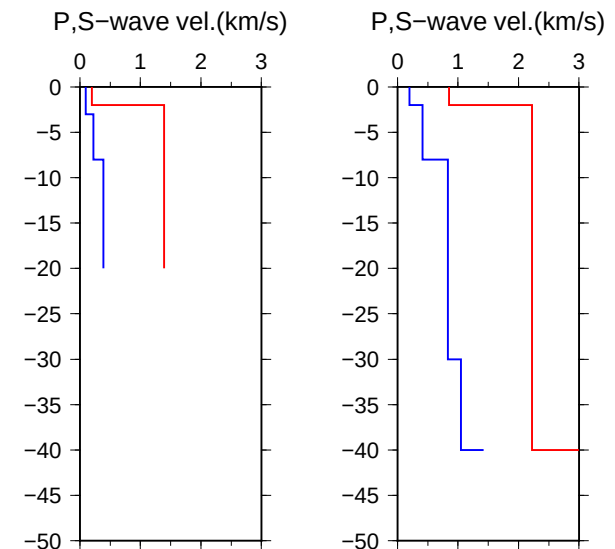


図-3 PS 検層結果 (左: TTR002 (鳥取), 右: TTRH06 (河原)) (赤線: V_P , 青線: V_S)

した修正モデル) を上から順に下部層を加えていき, 表層の S 波速度は層厚で重み付け平均した値とした。図-6 には, 深度と V_S の関係を示している。図中の三角と四角のシンボルは, 各観測点での多層地盤構造を 2 層地盤構造に変換した際の表層の下面深度 (= 層厚) と S 波速度の対応を表している。図-6 によると, TTR002 に関して, 堆積層の S 波速度を 1370m/s , PS-S 時間を 0.36 秒と仮定して表層厚を計算した場合, 地盤調査結果を踏まえた地盤構造モデルとおおよそ整合的な結果となる。両者の深度に関して誤差が生じる最も大きな原因は, 多層地盤を単純な 2 層地盤に置き換えているためであると考えられる。一方, TTRH06 に関しては, 現状推定されている地盤構造情報が $V_S = 1050\text{m/s}$ までしかないため, $V_S = 1370\text{m/s}$ が層境界であるかを判断することは難しい。周辺の既往情報を付加して, TTR002 の結果から得られる $V_S = 1370\text{m/s}$ との整合性について検討を進めたい。

5. まとめ

K-NET 観測点である TTR002 (鳥取) および KiK-net 観測点である TTRH06 (河原) において, 中小地震記録を用いて算出したレシーバ関数から PS-P 時間を推

2008/04/17-00:58:00 34.6080N 135.0650E 10km M4.1

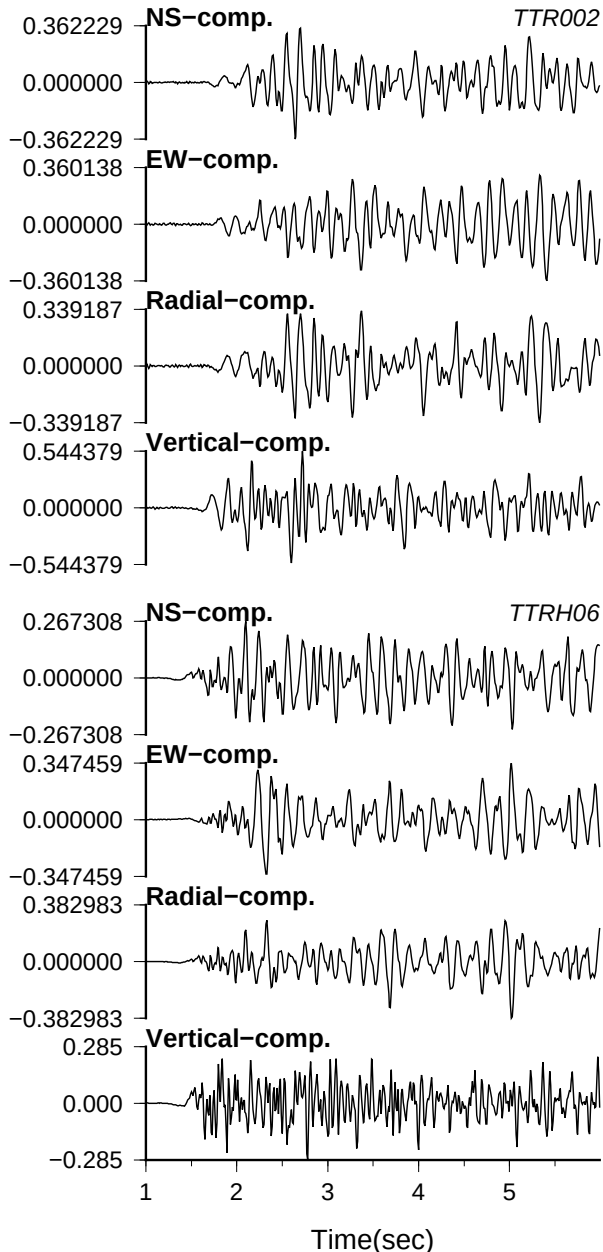


図-4 観測された加速度波形の一例 (上：TTR002 (鳥取)，下：TTRH06 (河原))

定した。その結果、TTR002では約0.36秒、TTRH06では約0.26秒であることがわかった。また、TTR002地点において、単純2層地盤モデルを仮定した上で表層のS波速度を約1370m/s、PS-P時間を0.36秒として表層厚を計算した場合、地盤調査結果を踏まえた地盤構造モデルとおおよそ整合的な層境界深度となることがわかった。

今後は、 $V_S = 1370\text{m/s}$ が層境界であるのかどうか、微動観測など他の調査結果との整合性について精査していく必要があると考えている。

謝辞：本研究では、防災科学技術研究所のK-NETおよびKiK-netの強震記録・地盤情報を用いました。一部

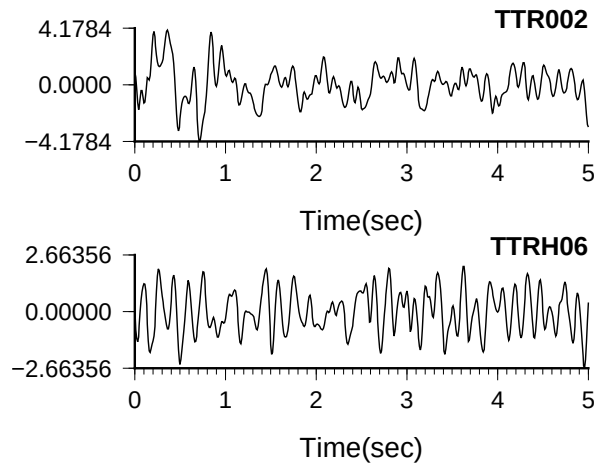


図-5 レシーバ関数の重ね合わせ結果 (上：TTR002 (鳥取)，下：TTRH06 (河原))

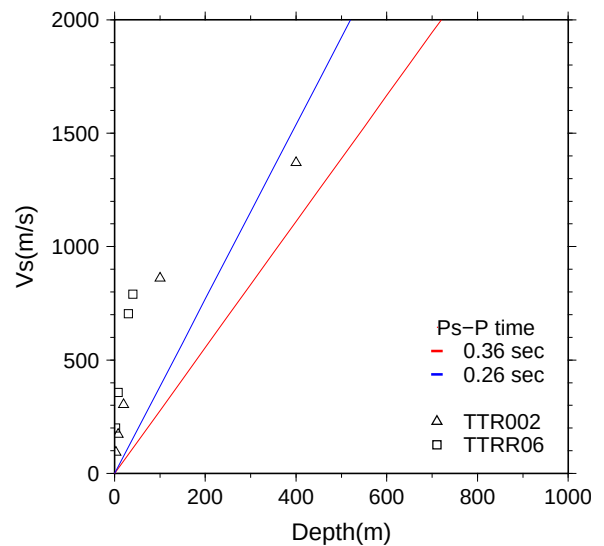


図-6 深度と V_S の関係

の図の作成には、GMT¹⁵⁾を使用しました。ここに記して感謝致します。

参考文献

- 1) 山中浩明, 山田伸之: 強震動評価のための関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, 物理探査, Vol. 59, No. 6, pp.549-560, 2006.
- 2) Hisada, Y., Aki, K. and Teng, T. L.: 3-D simulations of surface wave propagation in the Kanto sedimentary basin, Japan. Part 2: Application of the surface wave BEM, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 83, pp.1700-1720, 1993.
- 3) 早川崇, 吉村智昭, 長野正行: 地下構造モデルの差が関東平野の長周期地震動計算に及ぼす影響, 日本建築学会技術報告書, Vol. 17, No. 35, pp. 73-78, 2011.
- 4) 野口竜也, 西田良平: 微動による鳥取平野の地盤構造推定, 土木学会論文集 A1, Vol. 2002, No. 710, pp. 473-478, 2002.
- 5) 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, 地震工学研究発表会講演概要, Vol.27, pp. 92, 2003.
- 6) 石田勇介, 野口竜也, 香川敬生: 鳥取平野における地震動評価のための3次元地盤構造モデルの構築, 土木学会論文集 A1, Vol. 69, No. 4, pp. 821-828, 2013.

- 7) Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki: A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms, *Geophysics*, Vol. 69, pp. 1535-1551, 2004.
- 8) Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki: Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. Geophys. Res.*, Vol. 111, B09315, doi:10.1029/2005JB004235., 2006.
- 9) Aki, K.: Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 35, pp. 415-456, 1957.
- 10) 松島健, 岡田廣: 微動探査法 (2) -長周期微動に含まれるラブ波を識別する試み-, 物理探査学会第 82 回 学術講演会講演論文集, pp. 5-8, 1990.
- 11) Okada, H.: A new method of underground structure estimation using microtremors, *Lecture note for Beijing Graduate School, China Institute of Mining and Technology*, 1992.
- 12) 吉見雅行: 大規模堆積盆地の微動アレイ探査における CCA 法, nc-CCA 法, V 法の適用性の検討 - 大阪南部地域での探査データを用いて -, 土木学会論文集 A1, Vol. 68, No. 4, pp. 220-226, 2012.
- 13) 小林喜久二, 植竹富一, 真下貢, 小林啓美: 深い地盤構造評価のためにお PS 変換波の検出方法に関する検討, 日本建築学会構造系論文集, No. 505, pp. 45-52, 1998.
- 14) 中国四国農政局計画部資源課編集 (赤木三郎・岡田昭明調査): 鳥取県水理地質図, 2013.
- 15) Wessel, P. and Smith, W. H. F.: Free software helps map and display data, *EOS Trans., Amer. Geophys. U.*, Vol. 72, No. 41, p. 441, 1991.

EVALUATION BEDROCK DEPTH IN TOTTORI PLAIN USING RECEIVER FUNCTION METHOD

Yusuke ISHIDA, Tatsuya NOGUCHI and Takao KAGAWA

In this study, we estimate bedrock depths in the Tottori plain, TTR002(K-NET station) and TTRH06(KiK-net station). We analyze P-to-S converted waves produced at the boundary between bedrock and sediments in observed records of natural earthquakes using receiver function method. Derived arrival time interval (PS-P time) corresponds to bedrock depth in each observation site. Through the analysis, we also estimate average S wave velocity of sedimentary structure.