深い地盤構造評価のための PS 変換波の検出方法に関する検討

AN INVESTIGATION ON DETECTION METHOD OF P TO S CONVERTED WAVES
FOR ESTIMATING DEEP UNDERGROUND STRUCTURES

小林 喜久二*, 植竹 富一**, 真下 貢***, 小林 啓美****
Kikuji KOBAYASHI, Tomiichi UETAKE, Mitsugu MASHIMO
and Hiroyoshi KOBAYASHI

P to S converted waves generated at the surface of seismic bedrock are useful for estimating deep underground structures, because the difference in arrival time between P to S converted waves and direct P waves, that is, PS-P time depends only on velocity structures of sedimentary layers overlying the seismic bedrock. This paper investigates the applicability of receiver function method proposed by Langston to detect PS-P time from observed records of medium or small earthquakes. The receiver function is obtained by Fourier inverse transform of spectral ratio function of horizontal to vertical component in the P-wave part. By analyzing records observed at three sites, it is confirmed that the receiver function can detect PS-P time accurately, and is applicable to seismograms which do not have any noticeable phase of P to S converted waves. It is indicated that PS-P time has good correlation with periods of fundamental mode of S- and surface waves.

Keywords : P to S converted wave, seismic bedrock, PS-P time, receiver function, sedimentary layer, period of fundamental mode

PS変換波, 地震基盤, PS-P時間, レシーバーファンクション, 堆積層,
基本モードの周期

序

地震動の特性は表層地盤だけでなく深い地盤の影響も強く受けていることが明らかにされており¹⁾, その評価にあたっては地殻の最上層(地震基盤)に至る堆積層の構造を把握し考慮することが重要である。そのため、反射法や屈折法などの地震探査法を利用した深部地下探査が首都圏や大阪地域などで実施されるようになり²⁾, P波速度構造に関しては知見が蓄積されつつある。しかし、地震動評価でより重要となるS波速度構造に関しては探査が難しいため、最近はやや長周期微動の位相速度を逆解析して、S波速度構造を推定する試み³⁾も行われている。

一方、座間⁴⁾は東京湾岸とその周辺の地震観測記録を検討し、堆積層に起因するPS変換波の存在を指摘している。それは、地震基盤面に入射したP波がP波として透過するだけでなく、S波に変換して地表に到達し、P波初動付近の水平成分においてその位相が出現するというものである。したがって、PS変換波と直達P波の到達時間差(以下、PS-P時間と呼ぶ)は地震基盤以浅の速度構造にのみ関係する確実な量であり、しかもS波速度に関する情報を含んでいる。そのため、PS-P時間はS波速度構造の解明が課題となっている現状において貴重なデータとなり、次のような利用法が考えられる。すなわち、P波の速度構造や地質断面しか判明してい

ない場合にこれをS波速度構造に変換する指標として利用できること、また表面波の位相速度などの逆解析時に拘束条件としても利用できることである。必要とする記録は発生頻度の高い中小地震の地表1点の記録でよく、これまでに多地点で蓄積されている記録も活用できるなど、遂行上の制約が少ないというのも大きな利点となる。

ところで、PS-P時間の利用を一般化するためには、それを精度よく検出することが重要である。ここで注目されるのが、Langston⁵⁾によって提案されているレシーバーファンクション(receiver function)である。レシーバーファンクションは、遠地地震の長周期P波から地殻やマントル上部の層境界で生じるPS変換や多重反射の時系列を抽出する方法として考案されたものであり、水平成分(Radial 成分)を上下成分でデコンボリューション処理することによって求められる。地震学の分野では地殻やマントル上部のS波速度構造を推定するために、レシーバーファンクションの逆解析も行われている(例えばOwens et al.⁶⁾やBesana et al.⁷⁾)。

そこで本研究では、堆積地盤のPS-P時間を検出するための方法としてレシーバーファンクションに着目し、その適用性について検討を行った。本研究の特徴は、地震学の分野ではこれまでに扱われていない近地震の短周期P波に対して適用性を検討した点、また、地震基盤までの速度構造が詳細に判明している地点の記録を解

* 俣竹中工務店技術研究所 主任研究員・工博

** 東京電力(株)電力技術研究所 主任研究員・理修

*** 東電設計(株) 次長・工修

**** 東京工業大学 名誉教授・工博

Chief Researcher, Research & Development Institute, Takenaka Corporation, Dr. Eng.

Researcher, Power Engineering Research & Development Center, Tokyo Electric Power Company, M. Sci.

Assistant Manager, Tokyo Electric Power Services Company, M. Eng.

Prof. Emeritus, Tokyo Institute of Technology, Dr. Eng.

析し、検出精度についても検討した点にある。レシーバー関数の求め方は Gurrola et al.⁸⁾ によって改良が試みられているが、本研究では、水平成分と上下成分の複素フーリエ振幅比（以下、水平/上下スペクトル振幅比関数と呼ぶ）をフーリエ逆変換する基本的な方法によった。一方、P S-P時間は前述したような利用法が考えられるが、本研究ではP S-P時間による堆積地盤の基本モードの周期の推定可能性についても検討を行った。

本研究は日本建築学会大会で発表した文献 9)～14) に基づいている。

1. レシーバー関数の特性および計算手順

1.1 P S変換波のシミュレーション

まず、地盤モデルに基づく解析的検討により堆積層におけるP S変換波の出現状況を確認した。検討に用いた地盤モデルを図1に示す。表層地盤には東京都江東区南砂の旧竹中技研敷地のP S検層モデルを、深部地盤には当敷地に近接する夢の島の発破実験モデル¹⁵⁾を採用した。仮定したP波の入力波形と地表面における水平成分および上下成分の応答波形の計算結果を図2に示す。入力波はP S変換波の出現状況が確認しやすいようにパルスの波とし、入射角を 60° として地震基盤に相当する $V_p=5.6\text{ km/s}$ 層に入射した。水平応答波形の結果に着目すると、振幅の大きい特徴的な位相が時刻 $t=3$ 秒付近に出現している。その特徴は第一に、その位相の出現時刻が明らかに上下応答波形にみられる顕著な位相（P波初動）より遅れていること、第二に、その位相が現れる時間帯では上下応答波形の振幅が非常に小さいことである。これらの特徴により、水平応答波形に出現する位相はS波と推察でき、その生成原因はP波入射を仮定した解析であることから、当然、層の境界面におけるP波からS波への変換に求めることができる。

そこで以上の推察を確認するために、検討に用いた地盤モデルからP S変換波とP波の走時を計算し、理論的なP S-P時間を求めてみた。 $V_p=5.6\text{ km/s}$ 層上面、すなわち地震基盤面をP S変換波の生成位置と仮定した場合、P S-P時間は1.98秒となる。図2の水平応答波形で振幅が顕著に大きい位相を第2フェーズと表示したが、その位相のP波初動からの到達遅れ時間はまさにこのP S-P時間と一致している。また、第2フェーズにやや先行して振幅の小さな位相が存在し、それを第1フェーズと表示したが、同様の検討から、この位相は $V_p=5.6\text{ km/s}$ 層の1層上の $V_p=2.8\text{ km/s}$ 層上面を生成位置とするP S変換波に対応することがわかった。

P S変換波は理論的に層の各境界面で生成されるが、上層部では入射角が小さくなるため、そこで生成されるP S変換波の振幅は一般的に小さく、地震基盤面で生成されるものが振幅的に最も大きくなることが以上の結果から推察される。

1.2 レシーバー関数の特性

多層成層構造における理論的なレシーバー関数は、P波入射を仮定して計算される水平方向の伝達関数を上下方向の伝達関数で除したものをフーリエ逆変換して求められるインパルス応答で表現される。すなわち、レシーバー関数は建物の伝達関数のインパルス応答からも類推されるように、物理的には上下成分が時刻 $t=0$ で単位インパルスとなる時の水平成分の応答を表現する。一方、P波入射時の水平成分の応答は前述したようにP S変換

図1 検討に用いた地盤モデル

図2 P S変換波のシミュレーション例

(a) 原波形 (b) フィルター処理した波形

図3 レシーバー関数の計算例

波に大きく支配されている。したがって、レシーバー関数はP波初動到達時を原点とした場合のP S変換波の出現状況と密接に関係することが期待され、P S-P時間の検出に利用できる可能性があるわけである。

このことを確認するために、図1に示した地盤モデルからレシーバー関数を計算し、その性状を検討した。計算例としてP波入射角を 40° 、 50° 、 60° とした場合のレシーバー関数を図3(a)に示す。これによると、レシーバー関数には大振幅を示す顕著な位相が入射角によらず出現しており、このことからこの位相が地震基盤面を生成位置とするP S変換波に対応して

いると考えられる。そこで、地盤モデルから計算される地震基盤面を生成位置とするPS変換波のPS-P時間とレシーバー関クションの最大値発生時刻との関係を調べた。その結果を図4に示すが、両者は入射角によらず一致する。したがって、レシーバー関クションによれば、原理的には、地震基盤面を生成位置とするPS変換波のPS-P時間が直接的に検出できることがわかる。

なお、実観測記録にはノイズや散乱の影響が含まれており、特に高振動数成分では散乱の影響が強いと考えられる。そのため、実観測記録の解析ではそのような影響が極力少なくなるようにフィルター処理を行う必要があり、その場合、レシーバー関クションの最大値発生時刻への影響が気になるところである。そこでその影響を確認するため、いくつかの通過帯域を設定してバンドパスフィルター処理を行ったが、数値実験上はほとんど影響のないことを確認した。一例として、1~5Hzを通過帯域（フィルター形状は後述の図5参照）として求めたレシーバー関クションを図3(b)に示す。この場合の最大値発生時刻をフィルター処理しないで求めた図3(a)の結果と比較すると、その差は大きくても0.01秒（本解析のサンプリング時間）に収まっている。

1.3 レシーバー関クションの計算手順

実観測記録からレシーバー関クションを求めるフローを図5に整理して示す。フローは5つのステップからなる。

本解析では初期微動部のRadial成分とUD成分が解析成分となる。Radial方向は本来伝播方向とすべきであるが、伝播方向の特定は容易ではないため、ステップ1では震源方向を伝播方向と仮定してRadial成分を設定する。

ステップ2は初期微動部における解析区間の設定であり、時刻歴ウィンドウ処理によってそれを行う。時刻歴ウィンドウの形状は図に示すように、P波初動到達時刻を起点として t_e 時間まではフラットで終端部に1秒のcosineテーパを施すことにした。 t_e の設定は必ずしも初期微動部全体をカバーする必要はなく、PS変換波の出現位置がカバーされていればよい。言うまでもなくPS変換波の出現時刻は未知であるが、地震基盤面を生成位置とするPS変換波のPS-P時間は堆積層が厚い関東平野でも2秒程度であることが確認されている⁴⁾。したがって、 t_e は3秒ないし4秒程度に固定しても検出上大きな支障にはならない。

ステップ3は水平/上下スペクトル振幅比関数の算出であり、Radial成分とUD成分に対してそれぞれフーリエ変換を行い、Radial/UDの複素フーリエ係数比を求める。

ステップ4は水平/上下スペクトル振幅比関数のフィルター処理であり、先述したように散乱等の影響を極力回避するために実施するものである。周波数フィルターの形状は図に示すようなバンドパスフィルターであり、両端にはcosineテーパを施すことにした。後述するように $f_1=1\text{Hz}$ 、 $f_2=5$ ないし 10Hz として実観測記録から十分な精度で検出結果が得られている。

ステップ5はインパルス応答の算出であり、先述したように水平/上下スペクトル振幅比関数をフーリエ逆変換し求める。ここで、放射方向およびUp方向を波形の正の極性としてインパルス応答を求めた場合は、正の振幅を持つ位相が有意な位相となる。なお、実観測記録から求められるインパルス応答は散乱等の影響を完全に回避できないこともあって不安定になる場合もある。そのため、通常

図4 レシーバー関クションの最大値発生時刻とPS-P時間の理論値との関係

図5 レシーバー関クションの計算フロー

は複数の地震記録を解析して複数のインパルス応答を求め、それらを重畳処理することが望ましい。後述するように、これによって個々のインパルス応答の不安定な性状は相殺され、安定したインパルス応答を求めることができる。

2. 実観測記録の解析

レーシーパーファクションの実観測記録に対する適用性を確認するために、東京都江東区南砂、福島県富岡およびいわきの3地点で観測された記録を解析した。富岡およびいわきは地震基盤までの速度構造がP S 検層により詳細に求められており¹⁶⁾、この2地点では検出精度の検討も行った。

2.1 東京都江東区南砂記録の解析

当記録は旧竹中技術研究所敷地内の2階建建物の1階床で観測されたもの(サンプリング=100Hz)である。検討にはP波初動が記録されている21地震記録を選定した(各地震の諸元は付表1参照)。多くは茨城県ないし千葉県下で発生した地震である。レーシーパーファクション計算時の解析区間は初期微動部全体とし、バンドパスフィルター帯域は1~5Hzとした。

2地震の記録の解析例を図6に示す。上段および中段は初期微動部のRadial成分およびUD成分の波形を示し、下段が両成分から計算されたレーシーパーファクションを示す。No. 27地震の記録はP波初動到達から約2秒後にP S変換波と推定される明瞭な位相が目視でも確認できる例である。一方、No. 33地震の記録はP波初動の立ち上がりが明瞭でなく、P S変換波の位相が目視では確認しにくい例である。2例は以上のように対照的な記録であるが、レーシーパーファクションにはいずれの場合も1.8秒付近に最大値を示す特徴的な位相が存在し、その基本的な性状は当地点の地盤モデルから計算されたレーシーパーファクションの性状(図3(b)参照)とも類似している。そこで図中に示すように、P波初動到達時を原点として、レーシーパーファクションの最大値発生時刻をRadial成分の波形上にプロットしてみた。判断しやすいNo. 27地震の結果に着目すると、その位置はP S変換波と推定される位相の立ち上がり部を確実に指示していることがわかる。すなわち、レーシーパーファクションにより、P S-P時間が精度よく検出できることがこの例から確認できる。

全21地震記録から求められたレーシーパーファクションの波形は省略するが、その性状は次の2つのグループに大別された。第1のグループは上述の例のように1.8秒付近に最大値を示す位相が明瞭に認められるものであり、第2のグループは1.8秒付近に位相が認められてもそれが第1のグループのように最大値とはならないものである。第1のグループに属するものは11記録あり、P S変換波と推定される位相がRadial成分の波形から目視でもほぼ特定できる記録は6地震あったが、それらはすべて第1のグループに属している。このグループの最大値発生時刻の平均値は1.78秒で、標準偏差は0.01秒となり、安定した結果が得られた。当地点の地盤モデルから計算される理論的なP S-P時間は先述したように1.9秒強になる(図4参照)。レーシーパーファクションによる検出値はこの理論値とやや異なるが、当地点の深い地盤モデルにはまだ検討の余地があることを考慮すると、検出値は地震基盤面を生成位置とするP S変換波に対応するものであると推察できる結果である。

レーシーパーファクションの性状は上述のように2つのグループに大別されたが、その理由については以下のような考察ができる。第1のグループは相対的に震央距離が大きく、後者は小さい地震にほぼ分類された。P S変換波は一般的に入射角が大きいほど出現しやすいことを考えると、このことは、入射角との関連性を推測させ

図6 南砂観測点の観測波形とレーシーパーファクションの対比例

図7 南砂観測点におけるP S-P時間の検出結果と見掛けの入射角との関係

る。そこで、震央距離 Δ と震源深さ H から見掛けの入射角($\tan^{-1} \Delta/H$)を計算し、それとの関係を調べた結果を図7に示す。これによると、第1のグループの見掛けの入射角は 30° ないし 40° 以上で、第2のグループのそれより明らかに大きく、上述の推測を裏付ける結果になっている。このような性状については地域性のあることが予想されるが、以上のことから、観測記録が多数ある地点では入射角がある程度大きな記録を検討に用いた方が有利であることは指摘できる。

2.2 福島県富岡およびいわき記録の解析

富岡地点は新第三紀地盤に、いわき地点は古第三紀地盤に位置し、先述したように両地点とも地震基盤までの速度構造が求められてい

る¹⁶⁾。地震基盤深さはそれぞれ GL-900m、GL-300m に確認されており、両地点とも地震基盤に至る鉛直アレー観測（サンプリング=200Hz）が実施されている。本解析では地表の観測記録を用い、1982年～1990年に観測された記録の中から富岡地点では28地震記録を、またいわき地点では18地震記録を選定した（各地震の諸元は付表2および付表3参照）。選定の基準はP波初動が記録され、かつS/N比が比較的良好なものとした。福島県沖で発生したものが多く、見掛けの入射角は数地震を除いてすべて 30° 以上になる。

波形は省略するが、初期微動部の性状を概括すると、両地点ともほとんどの記録はP波初動の立ち上がりが鋭くなく、またRadial成分の振幅レベルはP波初動到達直後から大きく、その後も持続する傾向にある。そのため、両地点ではP-S変換波の位相を目視で確認できる記録がほとんどない。

このような性状を持つ記録から求められたレーシーパーファンクションの例として、富岡の10地震記録の結果を図8に示す。レーシーパーファンクション計算時の解析区間は初期微動部全体とし、バンドパスフィルター帯域は1～5Hzとした。これによると、レーシーパーファンクションの全体的な性状は地震によって異なる場合が多くみうけられ、地震個々の結果から、前述の南砂のようにP-S-P時間を示唆する位相を特定するのが容易ではない。この場合、No.3～10地震の見掛けの入射角は 40° 以上と大きいため、不安定な性状は入射角以外の要因によって主に生じたと考えられる。このようなことからここでは、各レーシーパーファンクションを重ね処理し、その効果を調べた。その重ね波形の結果は同図の最下段に示されている。これによると、個々のレーシーパーファンクションの不安定な性状は相殺され、0.5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。

富岡およびいわきのデータに対して求めたレーシーパーファンクションの重ね結果をまとめて図9および図10に示す。富岡では28地震のデータを3分割してそれぞれ解析した場合と全データを解析した場合、いわきでは18地震のデータを2分割してそれぞれ解析した場合と全データを解析した場合を示した。なお、いわきの場合、帯域1～5Hzのバンドパスフィルターによる解析結果で0.1秒付近に有意な位相の存在が確認されたため、ここでは検出精度を上げるためにバンドパスフィルターの帯域を1～10Hzに変更した。

図9 富岡観測点のレーシーパーファンクションの重ね結果

図8 富岡観測点のレーシーパーファンクション例

図10 いわき観測点のレーシーパーファンクションの重ね結果

これによると、分割したデータおよび全データによる重合波形はほぼ相似であり、重合処理の有効性がよく把握できる。さらに、それぞれの最大値発生時刻は図中に示すように、富岡で 0.555 ないし 0.560 秒、いわきで 0.120 ないし 0.125 秒と、解析母集団にほとんど依存せず、重合処理で浮き出た位相も安定している。重合数は一般的に多いほどよいと考えられるが、以上の結果から 10 地震程度でも十分であることが推察される。

上述の検出値の精度を確認するために、両地点の地盤モデルから地震基盤面を生成位置とする PS 変換波の PS-P 時間理論値を計算し、両者を比較した結果を図 11 に示す。観測地震波の地震基盤面における入射角は P 波初動の見掛けの伝播速度を 7~8km/s と仮定し推定した。PS-P 時間の検出値は両地点とも理論値とよい一致を示している。したがって、レーシーバーファンクションは地震基盤面を生成位置とする PS 変換波の PS-P 時間を高精度に検出する手段として有効であることが確認されたと考えられる。

図 12 には、レーシーバーファンクションを計算する際の解析区間とバンドパスフィルター帯域が検出値に及ぼす影響度合について検討した一例を示す。解析区間 t_e (図 5 参照) はこの例では富岡の場合 P 波初動から 2 秒後、いわきの場合 1 秒後までと地震によらず短く固定し、バンドパスフィルターの帯域は 1~5, 10, 15Hz と 3 種類変化させた。両地点とも No. 1~10 地震の重合結果が示されている。上述の解析と同じフィルター帯域の場合の最大値発生時刻は上述の結果とよく一致しており、解析区間による影響はほとんどみられない。一方、フィルター帯域による影響は若干認められ、富岡で 1~15Hz と帯域を拡げた場合に検出精度がやや悪くなっている。したがって、フィルター帯域については留意が必要であるが、本論で検討した地盤条件の異なる 3 地点の結果から推察すると、1~5 ないし 10Hz をフィルターの基本帯域にしてもよいと考えられる。

3. PS-P 時間と堆積地盤の周期との関係

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、また P 波速度は S 波速度と相関のあることから、PS-P 時間により堆積地盤の基本モードの周期を推定できる可能性がある。地盤は必ずしも基本モードで最大の増幅度を示すわけではないが、その周期は石油タンク等の長周期構造物の防災対策上重要な基礎データになると考えられる。そこで、既存の堆積地盤モデルに基づいて、PS-P 時間と基本モードの周期の関係を検討した。

検討には既往の研究で推定されている 19 地点の堆積地盤モデルを使用した。そのリストを引用文献と併せて表 1 に示す。各地点における地下探査法を概括すると、PS 検層による地点が 4 地点 (No. 1~4)、爆破実験による地点が 9 地点 (No. 5~13)、長周期微動の位相速度による地点が 5 地点 (No. 14~18)、地盤資料と地震観測記録による地点が 1 地点 (No. 19) である。一方、地震基盤の深さで概括すると、最も浅い地点は No. 18 の北海道上伏古で GL-160m、最も深い地点は No. 12 の静岡県大須賀で GL-4300m であり、他の 17 地点はこの範囲のなかに比較的均等に分布している。検討は SH 波、Love 波および Rayleigh 波について行い、上述したように基本モードの周期を対象とした。周期の読み取りは SH 波の場合入射角 0° と 30° に対する増幅特性に基づき、表面波の場合は Medium Response¹⁷⁾

図 11 富岡及びいわき観測点における PS-P 時間の検出値と理論値の比較

図 12 解析条件を変えた場合のレーシーバーファンクション

表 1 検討に用いた地盤モデルの引用地点

No	地点名	引用文献
1	千葉県下総	太田裕・他(1978), 地震, 第2巻, 第31巻, 299-308
2	東京都府中	山水史生・他(1981), 地震, 第2巻, 第34巻, 465-479
3	福島県宮岡	表俊一郎・他(1983), 建築学会大会学術講演梗概集, 639-640
4	福島県いわき	同上
5	東京都砂の島	嶋悦三・他(1976), 地震研究所集報, 第51号, 45-61
6	東京都南砂	小林亨久二・他(1992), 建築学会大会学術講演梗概集, 311-312
7	埼玉県吉川	嶋悦三・他(1976), 地震研究所集報, 第51号, 45-61
8	宮城県八戸	大沢〔研究代表者〕(1972), 文部省科学研究費(特定)「構造物災害に対する地震動特性の研究」
9	静岡県御前崎	小林啓美・他(1980), 第17回自然災害科学総合シンポジウム, 609-612
10	静岡県浜岡	同上
11	静岡県大須賀	同上
12	静岡県竜洋	同上
13	静岡県浜松	同上
14	北海道中士幌	松島健・岡田広(1990), 物理探査, 第43巻, 第1号, 21-33
15	北海道下音更	同上
16	北海道樽井	同上
17	北海道上伏古	同上
18	北海道札幌	同上
19	福島県大熊	阿部康彦・他(1991), 建築学会大会学術講演梗概集, 403-404

を波数で除した表現による振幅特性に基づた。Medium Response を波数で除した表現は 2 次元成層地盤の地表面を単位加振した時の地表面における表面波の変位振幅に相当する¹⁸⁾。図 13 に表面波の振幅特性の計算例として富岡およびいわきの結果を示す。富岡の例では Love 波に 2 つのピークが存在するが、このような場合には周期の長い方を選択した。また Rayleigh 波の周期は上下成分の振幅特性から読み取った。富岡およびいわきを含む No. 1~4 の地点ではい

図 13 表面波の振幅特性の計算例

ずれも地震基盤に至る鉛直アレー観測の記録により地盤モデルの妥当性が確認されている^{19), 20)} ことから、これら4地点の地盤モデルから計算された周期は観測値に相当するものと考えてよい。なお、先に検討した南砂ではS波の基本モードの周期が確認できるような記録は観測されていないが、1984年長野県西部地震の際に周期1ないし2秒以上の長周期領域で明瞭な分散性を示す表面波の卓越する記録が得られている²¹⁾。その記録のTransverse、Radial およびUD成分のフーリエスペクトルを図14に示す。Love波に対応するTransverse成分は6.9秒、Rayleigh波に対応するUD成分は3.7秒で卓越し、これらの周期は首都圏の地盤構造から予想される周期と符合している。そこでこの結果も含めて検討することにした。

SH波に対する結果を図15に、また表面波に対する結果を図16に示す。これによると、PS-P時間と堆積地盤の周期との間には予想通りかなり高い相関のあることがわかる。ここに○および□で示すものはややばつづく傾向にあるが、これらの地点は地盤モデルが爆破実験や長周期微動によって大局的に推定されている地点である。またこれらの地点では2地点を除いて表層地盤は考慮されていない。したがって、そのばつづきの一因として地盤モデルの精度も関係している可能性がある。例えばここに表層地盤が考慮された場合を想定してみると、その影響によってPS-P時間はより大きくなる。その増加分は表層地盤が厚い場合で0.2~0.3秒程度と予想される。一方、ここで対象にしている周期は表層地盤の影響をほとんど受けないと考えてよい。すなわち、○および□はの場合最大で0.2~0.3秒程度右に移動し、地震観測によって地盤モデルの妥当性が確認されている●と■、また南砂観測値の分布に近づくことになる。ちなみに○および□で表層が考慮されている2地点はこのような推測を支持するような分布にある。図中の実線および一点鎖線は以上のことを勘案して引いた暫定的な関係式である。今後信頼できるデータを増やしてこれらの関係式を見直す必要はあるが、PS-P時間が堆積地盤の基本モードの周期の推定に利用できることは以上のことから十分に推察できる。

結 論

地震基盤面を生成位置とするPS変換波と直達P波の到達時間差(PS-P時間)は地震動評価に重要な深部地下のS波速度構造を推定する上で有力な基礎データとなるため、PS-P時間を検出する方法として地震学分野で提案されているレシーバーファンクション(水平/上下スペクトル振幅比関数のインパルス応答)に着目し、その適用性について検討した。その結果、レシーバーファンクショ

図 14 南砂観測点で観測された1984年長野県西部地震記録(GL-153m)のフーリエスペクトル

図 15 PS-P時間とSH波基本モードの周期との関係

図 16 PS-P時間と表面波基本モードの周期との関係

ンはP S変換波の位相が目視では確認できないような記録にも適用性があり、10 地震程度の記録を解析して重合処理すれば、地震基盤面を生成位置とするP S-P時間を高精度に検出できることを示した。今後、既存の記録も利用して多地点のP S-P時間を検出しておくことが望ましいが、レシーバーファンクションはその際有効な手段になるものと考えられる。

また、既存の堆積地盤モデルに基づいて、P S-P時間と堆積地盤の基本モードの周期との関係について検討し、両者の間に高い相関があることを確認した。P S-P時間は以上に述べた方法によって容易に検出できるため、今後、精度の高い地盤モデルのデータを増やして両者の関係式を見直せば、堆積地盤の基本モードの周期を簡便に推定することが可能であると考えられる。

謝辞

東京工業大学翠川三郎教授には本研究を通じ貴重なご意見を頂きました。また2名の査読者には有益なご指摘を頂きました。記して感謝の意を表します。なお、本研究で用いた福島県富岡およびいわきの地震記録は10 電力共通研究「地震観測にもとづく基準地震動評価手法の研究」によって得られたものである。

参考文献

- 例えば、座間信作：やや長周期の地震動，地震2，Vol.46，pp.329-342，1993
- 例えば、縦横一起：基盤構造の探査，地震2，Vol.46，pp.351-370，1993
- 例えば、堀家正則：微動の研究について，地震2，Vol.46，pp.343-350，1993
- 座間信作：東京湾岸及びその周辺で観測されるP波初動付近の位相について，消防研究所報告，第69号，1-8，1990
- Langston, C.A. : Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, J.Geophys. Res., 84, 4749-4762, 1979
- Owens, T.J., G. Zandt and S.R. Taylor : Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee : A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, J.Geophys. Res., 89, pp.7783-7795, 1984
- Besana, G.M., T. Shibutani, N. Hirano and M. Ando : The shear wave velocity structure of the crust and uppermost mantle beneath Tagayay, Philippines inferred from receiver function analysis, Geophys. Res. Lett., 22, pp.3143-3146, 1995
- Gurrola, H.G., G.E. Baker and J.B. Minster : Simultaneous time domain deconvolution with application to receiver functions, Geophys. J. Int., 120, pp.537-543, 1995
- 小林喜久二，阿部康彦，植竹富一，中村亮一，小林啓美：地震基盤面を変換位置とするP S変換波の検出法の考案と適用その1，日本建築学会大会学術講演梗概集，B構造I，311-312，1992
- 小田嶋衣子，小林喜久二，天池文男，大島豊，小林啓美：地震基盤面を変換位置とするP S変換波の検出法の考案と適用その2，日本建築学会大会学術講演梗概集，B構造I，313-314，1992
- 阿部康彦，小林喜久二，菅原良次，真下貢，小林啓美：地震基盤面を変換位置とするP S変換波の検出法の考案と適用その3，日本建築学会大会学術講演梗概集，B構造I，315-316，1992
- 植竹富一，小林喜久二，阿部康彦，中村亮一，小林啓美：地震基盤面を変換位置とするP S変換波の検出法の考案と適用その4，日本建築学会大会学術講演梗概集，B構造I，185-186，1993
- 田中英朗，小林喜久二，天池文男，志村衣子，小林啓美：地震基盤面を変換位置とするP S変換波の検出法の考案と適用その5，日本建築学会大会学術講演梗概集，B構造I，187-188，1993
- 小林喜久二，阿部康彦，植竹富一，真下貢，小林啓美：地震基盤面を変換位置とするP S変換波の検出法の考案と適用その6，日本建

築学会大会学術講演梗概集，B構造I，189-190，1993

- 嶋悦三，柳沢馬住，工藤一嘉，瀬尾和大，山崎謙介：東京の基盤構造その2，地震研究所彙報，第51号，pp.45-61，1976
- 表俊一郎，吉川宗治，太田外気晴，足立憲彦，高橋克也，石田寛：鉛直アレー地震観測による地震動特性に関する研究その2，日本建築学会大会学術講演梗概集，構造系，639-640，1983
- Harkrider, D.G. and D.L. Anderson : Surface wave energy from point sources in plane layered earth models, J.Geophys. Res., 71, pp.2967-2980, 1966
- 久田嘉章：堆積盆地の地震動特性に関する研究，早稲田大学学位論文，1991
- 木下繁夫：深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性，国立防災科学技術センター研究報告，第38号，pp.25-145，1986
- 武村雅之，池浦友則，高橋克也，石田寛，大島豊：堆積地盤における地震波減衰特性と地震動評価，日本建築学会構造系論文報告集，第446号，pp.1-12，1993
- 小林喜久二，阿部康彦，慈道順一：地震動やや長周期成分に見られる地震規模及び震源見込み角の影響，第7回日本地震工学シンポジウム，pp.367-372，1986

付表1 南砂観測点で検討に用いた地震の諸元

No	震央地名	発震年月日	時刻	東経	北緯	M	深さ(km)	震央距離(km)
27	茨城県南西部	1983/01/08	03:18	139.90	36.09	4.9	52	47
28	千葉県中部	1983/01/10	03:36	140.17	35.62	4.6	69	31
33	茨城県南部	1983/02/27	21:14	140.16	35.94	6.0	72	42
37	茨城県南西部	1983/05/04	10:05	139.89	36.08	4.3	55	46
38	千葉県東方沖	1983/05/21	19:46	140.41	35.29	5.0	49	68
45	神奈川・山梨県境	1983/08/08	12:47	139.03	35.52	6.0	22	74
51	茨城県南西部	1983/10/28	10:50	140.02	36.20	5.1	60	62
61	茨城県南西部	1984/02/21	20:51	140.13	36.13	5.0	79	59
89	茨城県南西部	1984/07/26	13:52	140.06	36.18	4.8	61	61
96	東京都北部	1984/11/02	17:45	139.97	35.69	4.2	58	14
103	千葉県中部	1984/12/17	23:49	140.06	35.60	4.9	78	23
111	千葉県中部	1985/04/13	01:12	140.12	35.61	4.5	72	27
116	千葉県中部	1985/06/08	01:29	140.25	35.54	4.8	64	41
125	茨城・千葉県境	1985/10/04	21:25	140.16	35.87	6.1	78	38
126	千葉県境	1985/10/11	22:39	140.12	35.83	4.4	77	33
129	埼玉・千葉県境	1985/10/17	22:06	139.88	35.87	4.5	67	23
131	千葉県中部	1985/11/06	00:30	140.24	35.36	5.0	63	51
132	茨城県南西部	1985/11/22	13:17	139.98	36.03	4.9	52	43
136	房総半島南東沖	1986/06/24	11:53	140.72	34.82	6.5	73	124
142	茨城県沖	1986/11/29	07:29	141.18	36.39	5.8	42	146
155	茨城県南西部	1987/04/10	19:59	139.88	36.12	4.9	61	51

付表2 富岡観測点で検討に用いた地震の諸元

No	震央地名	発震年月日	時刻	東経	北緯	M	深さ(km)	震央距離(km)
1	福島県沖	1982/08/28	21:12	141.13	37.07	4.9	60	32
2	福島県沖	1982/09/14	03:03	141.43	37.50	5.0	60	43
3	福島県沖	1983/07/02	07:03	141.19	36.91	5.8	54	50
4	福島県沖	1983/07/18	14:11	141.67	37.33	5.2	35	60
5	茨城県沖	1983/09/02	12:05	141.02	36.67	5.2	49	74
6	福島県沖	1984/03/26	03:59	141.68	37.32	5.2	42	60
7	福島県沖	1984/05/01	10:15	141.63	37.49	5.2	46	59
8	福島県沖	1984/10/25	15:57	141.67	37.28	5.2	53	60
9	福島県沖	1984/12/19	04:35	141.57	37.14	5.3	44	55
10	福島県沖	1985/05/11	19:40	141.59	37.10	5.3	45	59
11	福島県東部	1985/07/29	04:33	140.69	37.31	5.5	90	28
12	福島県沖	1985/08/12	12:49	141.90	37.70	6.4	52	89
13	房総半島南東沖	1986/06/24	11:53	140.72	34.82	6.5	73	280
14	福島県沖	1986/10/14	06:17	141.22	37.07	5.7	53	36
15	福島県沖	1987/02/06	21:23	141.94	36.94	6.4	30	94
16	福島県沖	1987/02/06	22:16	141.90	36.96	6.7	35	90
17	福島県沖	1987/04/07	09:40	141.87	37.30	6.6	44	77
18	福島県沖	1987/04/20	19:09	141.67	37.48	4.9	49	62
19	福島県沖	1987/04/23	05:13	141.63	37.09	6.5	47	62
20	福島県沖	1987/04/24	13:32	141.55	37.16	4.6	52	53
21	福島県沖	1987/04/30	22:46	141.50	37.16	5.0	50	48
22	茨城県沖	1987/09/24	13:55	141.32	36.63	5.8	41	83
23	福島県沖	1987/10/04	19:27	141.74	37.30	5.8	42	65
24	福島県沖	1988/01/26	05:20	141.70	37.29	5.6	34	62
25	福島県沖	1988/01/26	05:35	141.74	37.29	4.7	39	66
26	福島県沖	1988/03/03	16:36	141.54	37.24	4.5	48	49
27	福島県沖	1989/04/28	00:26	141.52	37.50	4.9	52	49
28	福島県沖	1990/12/27	11:01	141.45	37.18	4.0	52	43

付表3 いわき観測点で検討に用いた地震の諸元

No	震央地名	発震年月日	時刻	東経	北緯	M	深さ(km)	震央距離(km)
1	茨城県沖	1982/07/23	23:23	141.95	36.18	7.0	30	138
2	福島県沖	1982/08/28	21:21	141.13	37.07	4.9	60	22
3	福島県沖	1983/07/02	07:03	141.19	36.91	5.8	54	34
4	茨城県沖	1983/09/02	12:05	141.02	36.67	5.2	49	48
5	福島県沖	1984/02/25	13:58	141.22	37.07	4.6	54	30
6	福島県沖	1984/02/25	16:31	141.20	37.08	4.5	55	28
7	福島県沖	1984/12/19	04:35	141.57	37.14	5.3	44	61
8	福島県沖	1985/05/11	19:40	141.59	37.10	5.3	45	63
9	福島県東部	1985/07/29	04:33	140.69	37.31	5.5	90	30
10	福島県沖	1986/10/14	06:17	141.22	37.07	5.7	53	30
11	福島県沖	1987/02/06	21:23	141.94	36.94	6.4	30	95
12	福島県沖	1987/02/06	22:16	141.90	36.96	6.7	35	91
13	茨城県沖	1987/02/13	19:01	141.06	36.62	5.2	48	54
14	福島県沖	1987/04/07	09:40	141.87	37.30	6.6	44	91
15	福島県沖	1987/04/23	05:13	141.63	37.09	6.5	47	66
16	福島県沖	1987/04/23	05:34	141.68	37.23	4.6	48	72
17	福島県沖	1987/10/04	19:27	141.74	37.30	5.8	42	79
18	茨城県沖	1989/12/09	02:23	141.08	36.60	5.6	46	57

(1997年4月7日原稿受理，1997年10月13日採用決定)