

シリーズ「新・強震動地震学基礎講座」

(第18回) 強震動予測と速度・減衰構造モデル

強震動委員会 山中浩明 (東京工業大学)

1. 必要なパラメータ

地表の強震動は、震源と地下構造の影響を受けており、その予測には地震発生層から地表までの地下構造のモデルが必要となる。広域を対象とした強震動予測や長周期地震動予測では、対象地点直下だけでなく、地下構造の3次元的な広がりの影響も考慮しなければならない。強震動評価で用いる地層のモデルパラメータは、P波・S波速度、密度、減衰定数 (Q_p と Q_s) の3次元的な分布である。実際の地下構造は、3次元的に不均質であるが、多くの場合には、3次元的に不規則な境界面を持つ均質な複数の地層でモデル化されている。

強震動特性に影響を及ぼす地下構造は、図1のように、地震発生層を含む地殻・マントルと地震発生層より上の堆積地盤とに分けて考える場合が多い。地殻・マントルにおいても反射波などの波動伝播による増幅効果などもあるが、伝播経路と称して単純な距離による減衰のみを考えることも多い。一方、堆積地盤は、深部地盤と浅部地盤に分けてモデル化されている。浅部地盤は、S波速度 300–700 m/s の工学的基盤よりも浅い地盤である。一方、深部地盤は、地殻のうちでS波速度 3 km/s 程度を持つ地震基盤から工学的基盤までの地層であるとされている。これらの伝播経路、深部地盤、浅部地盤の概念を使えば、それぞれの地下構造の影響を分けて評価することもできる (日本建築学会, 2016)。しかし、こうした取り扱い、強震動計算のための便宜的なものであり、本来はすべての地下構造を一体として用いることが望ましいと考えられる。

2. 強震動評価のための地下構造探査

地下構造をモデル化するための基礎的な情報は、様々な

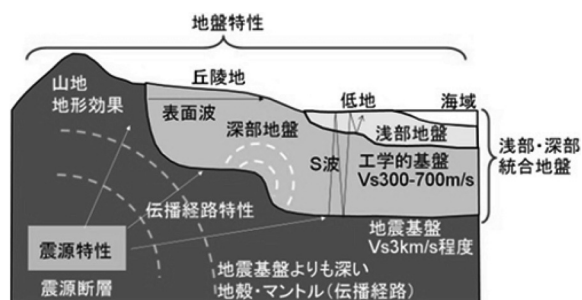


図1 地盤のモデル化の概念

目的で実施された物理探査、ボーリング調査、土質調査、地質調査などによるものである (日本建築学会, 2004)。強震動予測では、堆積平野部の弾性波速度、とくに、S波速度の分布が最も重要となるので、弾性波探査や速度検層は、強震動評価のための探査として実施されることも多い。反射法地震探査は、深部地盤のP波およびS波速度の境界面の探査として実績が高い。また、屈折法地震探査も広域の地震基盤のP波速度やその形状を知ることができる。空間的に地下構造情報が得られる探査としては重力探査が有力であり、日本ではデータの蓄積も多く、3次元モデル作成の際には重要なデータとなる。強震動分野においてS波探査として最も実績があるのは、微動探査であり、微動のアレイ観測から深部地盤や浅部地盤の1次元S波速度構造モデルを推定できる。さらに、微動の連続記録に対して地震波干渉法に基づく処理を行い、2地点間の相互相関関数から表面波成分を抽出することもできる。この方法には、海域などの探査が容易でない地域でのS波速度構造のモデル化への期待がある。ボーリング孔を用いた探査には速度検層やVSPなどがあり、精度の高い速度構造モデルが得られる。さらに、これらの探査で得られる人工地震波を用いて減衰定数の評価も行われている。しかし、人工

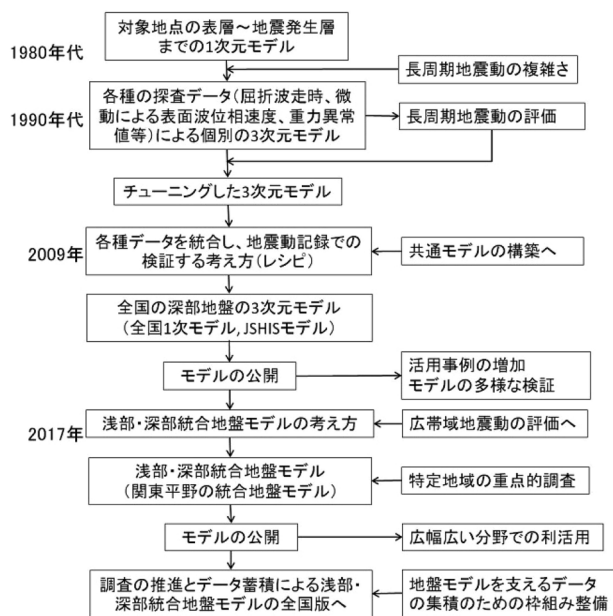


図2 堆積平野の地下構造モデルの変遷

加振による記録には高周波数成分（概ね 10 Hz 以上）が卓越しており、強震動評価に重要な周波数帯域の減衰定数を直接得ることができない。そこで、より低い周波数帯域の減衰定数は、ボーリング孔での鉛直アレイでの地震観測記録を用いて評価されている。そのほかにも、レシーバー関数や拡散波動場に基づく水平上下スペクトル比などを用いた地震記録、及び微動記録の分析による地下構造の推定も行われている。これらの方法がより広く物理探査として活用されるためには、データ処理方法などを標準的な手順として確立していく必要がある。

3. 地下構造モデル作成法のレシピ

1990 年代より、上述のように個々の探査情報（屈折波走時、微動アレイ観測による表面波位相速度、重力異常値等）に基づいて、いくつかの堆積平野地域で 3 次元モデルが提案され、長周期地震動の評価に用いられてきた。図 2 には、その変遷がまとめられている。当時は、地下構造データが限られており、観測された強震動の特徴が十分に説明できるものではなかった。そのために、強震動シミュレーションで修正された 3 次元モデルも提案された。これらは、個別の研究者や機関が作成したモデルであり、一般的な使用を想定しているものではなかった。そのために、個々のモデルの違いやその強震動予測結果への影響などを十分に検討はできていなかった。

1995 年に発足した地震調査研究推進本部（地震本部）で継続的に行われている、全国地震動予測地図の作成の中で、各種の地下構造データを取りまとめて、強震動予測に用いる地下構造のモデル作成の標準的な考え方が検討され、地震本部による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（レシピ）」の第 2 章としてまとめられた（地震調査研究推進本部，2009）。この地下構造モデル作成に関するレシピには、1 次元地下構造情報や空間的な物理探査データから 3 次元地下構造モデルを作成し、地震記録（例えば、水平上下スペクトル比など）との比較によってモデルを修正する手順が示されている。さらに、モデルの地震動説明能力を中小地震による強震動の 3 次元シミュレーションで確認することも地下構造のモデル化の重要な手順として含まれている。この考え方に基づいて、工学的基盤での強震動を評価するための全国の地下構造モデルが構築され（Koketsu *et al.*, 2009；藤原・他，2009）、地震本部の「全国 1 次地下構造モデル」や防災科研の「J-SHIS 深部地盤モデル」として公開されている。これらによって日本全国の工学的基盤よりも深い地下構造の 3 次元モデルを簡単に入手できるようになった意義は大きい。しかし、これらは、広域を対象として工学的基盤での強震動を解析的手法もしくはハイブリッド法によって評価するためのモデ

ルであり、周期 3～4 秒以上の強震動予測に使われることを前提として作成されたものであることには注意が必要である。

近年の計算機能力の向上に伴い、広域を対象とした解析的手法によって、周期 1 秒以下の強震動の計算も可能となってきた。従来より、短周期地震動の増幅は、浅部地盤での増幅効果が主体であり、深部地盤の影響は長周期地震動に顕著であると考えられてきた。しかし、浅部地盤が数十 m と厚い地域では、浅部地盤も 1 秒以上の周期帯域の地震動に影響を及ぼすと考えられる。そこで、浅部地盤と深部地盤を接続して、地表から地震基盤までの切れ目のない地盤構造モデル（浅部・深部統合地盤モデル）を構築する試みが行われている（先名・他，2013）。それに伴い、上述の地下構造モデル作成法も修正へ向けての試みが行われ、浅部・深部統合地盤モデルを念頭に置いた「地下構造モデル作成の考え方」が提案されている（地震調査研究推進本部，2017）。この考え方では、地殻・マントルや深部地盤のモデル化については、基本的に 2009 年のレシピでの考え方を踏襲し、浅部地盤のモデル化の部分が追加されている。浅部地盤に対しては、多量のボーリング調査や微動探査の結果に地質学や地形学的な知見を考慮した 3 次元モデル化も含まれている。さらに、浅部地盤と深部地盤の間の人工的な不連続を生じないような操作も行われ、両者が統合化される。すでに、関東地方では、浅部・深部地盤統合モデルが提案され、過去のモデルに比べて観測された地震動の特徴がよりよく再現されることが確認されている。この関東地方の統合地盤モデルのうち S 波速度 350 m/s を工学的基盤とした深部地盤モデルは、「関東地方の浅部・深部統合地盤構造モデル」として公開されている。このモデルは、強震動予測のために作られたものであるが、モデルが公開されたことによってその利活用分野が大きく広がると期待される。

4. まとめと今後の課題

強震動特性や地盤構造に関する数多くの研究成果の集大成として、日本全国の 3 次元地下構造モデルが構築され、強震動予測及び評価に活用されている。こうしたモデルは、作成段階で強震観測網の地震記録を利用した、地震記録の再現等によって「地震動説明能力」がある程度確認されているが、精緻な利用においては今後ともモデルの研鑽が必要である。また、強震動評価で着目すべき周波数帯域の減衰定数のモデル化は、調査方法も十分に確立できていない。さらには、海域や山地などの難探査地域や断層近傍の複雑な地域での地盤のモデル化にも今後の課題が残されている。

今後の更なる信頼性の高い地下構造モデルの構築には、

モデルの検証と更新のプロセスが不可欠である。とくに、地下構造のモデル化の基礎になる地盤構造情報や探査データの収集を継続しなければならない。そのためにも、国レベルで地下構造データを整備していく枠組みが必要である。地震記録の蓄積、地下構造探査の推進、地下構造情報の集積によって強震動予測のための信頼性の高い地下構造モデルの構築への確実な道が開けると考えられる。

謝辞

編集担当の岩田知孝氏、松島信一氏には、原稿について有益なコメントを頂きました。記して感謝いたします。

参考文献

- 藤原・他, 2009, 防災科学技術研究所研究資料, No. 336.
地震調査研究推進本部, 2009, 全国地震動予測地図, 付録3震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」).
地震調査研究推進本部, 2017, 地下構造モデル作成の考え方.
Koketsu *et al.*, 2009, *Tectonophysics*, **472**, 290-300.
日本建築学会, 2004, 地盤震動一現象と理論一, 223-230.
日本建築学会, 2016, 地盤震動と強震動予測—基本を学ぶための重要項目一, 100-101.
先名・他, 2013, 防災科学技術研究所研究資料, No. 370.

(第19回) 微動の活用

強震動委員会 長 郁夫 (産業技術総合研究所)

1. はじめに

微動 (常時微動) は、風や波浪、産業活動など不特定の振動源によって励起される、人体には感じない程度の地面の小さな揺れである。波動論的には、P波やS波 (実体波) 及びレーリー波やラブ波 (表面波) の重ね合わせである。実体波は幾何減衰が大きいので、直近に振動源がなければ、微動の波動場は主として四方八方から到来する無数の表面波で構成される。そこで、微動を観測して表面波特性を抽出し、表面波特性と速度構造との関係を介して、観測点直下の地盤を評価することが良く行われている (微動探査)。微動は簡単な機材でいつでも観測でき、S波速度構造の評価に優れる。人工震源を用いないという観点で、地震基盤までの深部地盤の速度構造探査も比較的容易である。本稿では、現時点で最も良く用いられている微動の活用法として、微動単点観測によるH/V (Horizontal to Vertical) スペクトルの利用及び微動アレイ観測によるレーリー波位相速度の利用に焦点をあててその内容を概説する。

2. 微動単点観測によるH/V スペクトルの利用

微動のH/V スペクトルは、微動水平動成分と鉛直動成分のスペクトル比である。3成分地震計が1台あればデータが得られる。レーリー波の水平動成分と鉛直動成分の振幅比 (楕円率) と解釈され (例えば、野越・五十嵐, 1971)、そのピーク周波数が速度構造推定の補助情報として利用されることが多い。水平動成分にはレーリー波だけでなくラブ波の影響が含まれるものの、前者は後者よりも急峻な周波数変化を示す傾向があり、したがってピーク付近では特にレーリー波楕円率の影響が強いため、近似的にそう解釈される。経験的には、ラブ波のピーク周波数もレーリー波

のそれに近いことが多く、さらに、S波増幅率のピーク周波数すなわち地盤の共振周波数も同程度の値をとる傾向がある。したがって、H/V スペクトルのピーク周波数を地盤の共振周波数と解釈することも一般に良く行われている (図1)。

軟弱地盤のH/V スペクトルには、一般に、1 Hz あるいはそれ以下の周波数帯域に顕著なピークが見られる。地盤が固くなるにつれてピーク値は低くなり、ピーク周波数は高周波数側に移動する。地震基盤と呼ばれるような岩盤ではピークが消えてスペクトルはほぼ平坦となる。このように、H/V スペクトルはピーク周波数だけでなくスペクトルの形状そのものが地盤情報となり得る。実際、H/V スペクトル全体の情報を用いて速度構造を推定する試み (Arai and Tokimatsu, 2004) や拡散波動場理論によるスペクトルの新しい解釈の提唱 (Sánchez-Sesma *et al.*, 2011) などがある。いずれにしても、H/V スペクトルは観測が容易なので、地盤のゾーニングを目的とする面評価の際は最初に用いられる有効なツールとなっている。

3. 微動アレイ観測によるレーリー波位相速度の利用

微動アレイ探査は、基本的に微動上下動をアレイ観測 (複数台の地震計による同時観測) してレーリー波位相速度の周波数特性 (分散曲線) を同定し、それを逆解析して地下のS波速度構造を推定する手法である (図1)。1990年代後半に適用手順がまとめられ (Okada, 2003)、国や自治体による地下構造調査に用いられるようになった。

位相速度の同定法には大きく分けてFK法 (Frequency-Wavenumber (k) 法; Capon, 1969) と空間自己相関法 (Spatial Autocorrelation 法, SPAC 法; Aki, 1957) があ

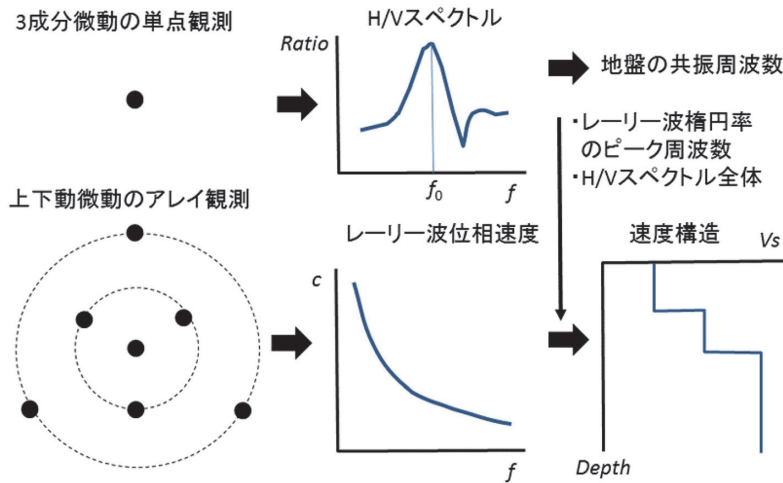


図 1 微動探査の概要.

る。これらの手法は、微動の波動場に対する適用性が互いに相補的である。単純化すると、単一方向から波が到来する場合は FK 法、すべての方向から同じ強度の波が到来する場合（等方場）は SPAC 法という図式となる。SPAC 法は円の円周上と中心点に地震計を配置する円形アレイを用いるという制約がある一方、FK 法は任意形状のアレイを適用可能である。ただし、実際問題としては、SPAC 法では円周上に等間隔に 3 台のセンサーを配置することで「円形アレイ」とみなせるし、FK 法は SPAC 法と比べて多くの地震計を必要とすることなどが分かっている。そこで、実務では、両手法とも適用できるように、中心点に 1 台、2 重円あるいは 3 重円の円周上にそれぞれ 3 台ずつ等間隔に地震計を配置する地震計アレイ（図 1）が良く用いられている。以下、これらの手法の内容を詳述する。

FK 法 FK 法は、微動アレイデータから推定される FK スペクトルを用いて位相速度を推定する方法である。FK スペクトルは、時間、空間領域で観測される微動波形をフーリエ変換して周波数、波数領域に変換したものである。より正確には、更に平方、平均、正規化して得られる統計量（パワースペクトル密度）である。周波数ごとに FK スペクトルの波数断面を観察し、ピークの位置からアレイに到来する波の速さと方向を分析する（図 2）。

波が単一方向から到来する場合、FK 法の精度に問題は生じない。しかし、複数方向から到来する場合、精度は後述するアレイレスポンスに基づく波の分解能に依存してしまう。説明のため図 3a を見て頂きたい。同図縦線のように、波数平面上の k_A , k_B 点に波のパワーが集中していたとしても、アレイを通して見ると、度の強い眼鏡をかけたように、周辺にパワーが染み出してしまう（同図点線）。この染み出しはアレイレスポンス（波数領域の応答関数）と呼

ばれる。例えば、半径 r の円の内部に密に地震計が配置されたアレイでは、そのレスポンスは $[2J_1(2\pi r|k|)/2\pi r|k|]^2$ ($J_1(\cdot)$ は第 1 種 1 次ベッセル関数、 k は波数ベクトル) となる（例えば、Woods and Lintz, 1973）。この場合、2 つの波数ベクトルの距離が $|k_A - k_B| < 0.5/r$ となると、それらは一つのピークとしてしか認識されない（図 3b の細線）。波数の絶対値が等しく到来方向の異なる 2 つの波の分解が不十分であれば、ピークはそれらの中間地点に形成されるので、 $|k|$ は過小評価され、したがって位相速度 c ($= f/|k|$; f は周波数) は一般に過大評価されることになる。これを防ぐためには、分解能を維持すべく r を大きくする必要がある。さらに、ここでは説明を省略したが、FK スペクトルには地震計間隔に係る波数領域の周期性（空間エイリアシング）の問題もあるので、それを避けつつ広い波数帯域を解析対象とするには、多数の地震計でアレイを構成する必要がある。

Capon (1979) は微動データを空間領域から波数領域に変換する際、データに最尤フィルターを施すことを提案した。原理的には、このフィルターは、インコヒーレントノイズ 0 の極限で染み出しを完全に除去できる。しかし、現実には、安定化のためフィルター係数の計算時にインコヒーレントノイズを加えるのと等価な処理がなされる。したがってこの方法を用いてもある程度の染み出しが生じることは避けられないが、それを差し引いても Capon の方法は非常に有効であり、広く用いられている。

SPAC 法 SPAC 法は FK 法とはまったく異なるアプローチの位相速度解析法である。この方法では、微動の波動場の情報は方位平均空間自己相関係数（SPAC 係数）と呼ばれる唯一つの指標に統合される。SPAC 係数は、具体的には、円の中心点の記録と円周上の記録の複素コヒーレンス

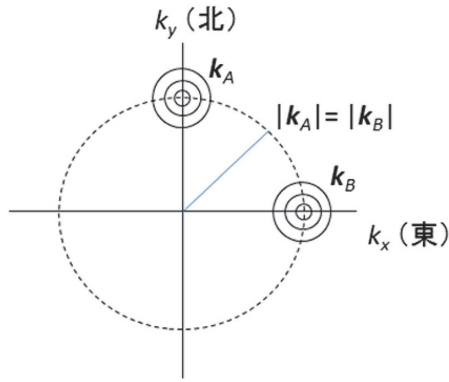


図 2 FK スペクトルのイメージ。東、北からそれぞれ波数 k_A , k_B の波が到来する様子。

の実部を全方位にわたり平均した量である。SPAC 法で「円形アレイ」が必要なのはこの量を得るためである。

SPAC 係数 ρ は、 $\rho = J_0(r|k|)$ ($J_0(\cdot)$ は第 1 種 0 次ベッセル関数) とモデル化される。したがって、円形アレイ観測から ρ を得れば、アレイ半径 r は既知なので波数 $|k|$ そして位相速度 c が得られる。個々の波のパワーや到来方向など、波数の絶対値（位相速度）以外の情報は ρ を計算する過程で消去され、いろいろな方向からいろいろな強度で波が到来していてもまったく問題がない。むしろ、等方場では円形アレイを用いて方位平均する必要がなくなる（つまり地震計 2 個で構成されるアレイを利用可能）ので、SPAC 法にとって都合が良い。

経験的に微動の波動場は等方場に近いことが分かっている。結果として、SPAC 法は FK 法と比べて少数の地震計で広い波長帯域を解析できる傾向がある。実務では前述の「円形アレイ」が用いられているが、研究的には地震計 2 個で構成されるアレイの適用例も多数報告されている。Aki 自身、1957 年の論文で地震計 2 個のアレイによるデータ解析例を示している。その中間タイプのアレイとして、不規則形状のアレイによる適用例（拡張 SPAC 法）も報告されている。

速度構造の解析 微動アレイ探査の最終成果物は、レーリー波位相速度分散曲線を説明する数層から成る 1 次元 S 波速度構造モデルである。高周波数帯域は浅部、低周波数帯域は深部の情報を有するから、広い周波数帯域の分散曲線を説明することにより、浅部から深部までの速度構造をモデル化できる。具体的には、地震基盤までの深部地盤の速度構造をモデル化する場合、通常は半径数 10m から数 1,000m のアレイを組み合わせる微動を数時間観測して得られる周波数 0.1 ないし 0.2 Hz から 10 Hz 程度のレーリー波位相速度が用いられる。なお、レーリー波の位相速度は P 波速度、密度にも依存するが、これらは S 波速度と比べ

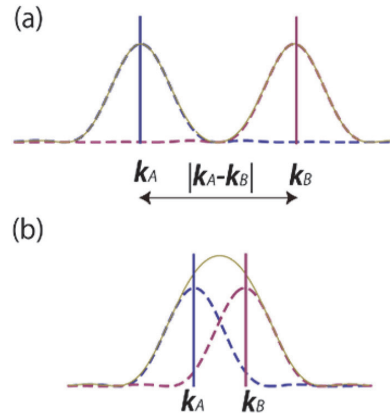


図 3 FK スペクトルと分解能。

て影響が小さいので、S 波速度から経験式を介して与えられることが多い。

一般に、ある分散曲線を説明できるような速度構造モデルは複数存在する。すなわち、分散曲線と速度構造モデルは一对多の対応である。したがって、付近にボーリング柱状図等の探査結果があればその層構造を参照したり、レーリー波位相速度だけでなく H/V スペクトル等の異種データを同時に説明することにより、モデルの妥当性を担保する必要がある（図 1）。

4. 終わりに

本稿では、微動の活用法として、現在最も良く用いられている手法にターゲットを絞って概説した。ここで紹介しきれなかった近年の動向としては、地震計 2 台でレーリー波やラブ波群速度を解析する方法（地震波干渉法）の検証、半径 1m 内外の極小アレイの利活用などが上げられる。それ以外にもラブ波の位相速度解析法の開発や水平方向の回転成分検出など多様な研究がある。さらに、こうした手法的な発展だけでなく、観測機材の発展も目覚ましい。このように、近年は従来よりもさらに簡易に多種類の高品質データが得られるようになってきている。微動の活用という観点で、このような発展によって微動探査の精度がどの程度向上したかを評価したり、膨大なデータを共有・利活用するための方法を考えたりすべき状況になってきているように思われる。これらは別の機会に議論することとした。

編集担当の岩田知孝委員、松島信一委員から本稿の改善のために非常に有用なご意見をいただきました。記して謝意を表します。

参考文献

Aki, 1957, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, **35**, 415-457.

- Arai and Tokimatsu, 2004, Bull. Seismol. Soc. Am., **94**, 53-63.
- Capon, 1969, Proc. IEEE, **57**, 1408-1418.
- 野越・五十嵐, 1971, 地震 2, **2**, 26-40.
- Okada, 2003, The microtremor survey method, Geophysical Monograph Series (Vol. 12), Tulsa, OK, Society of Exploration Geophysicists.
- Sánchez-Sesma *et al.*, 2011, Geophys. J. Int., **186**, 221-225.
- Woods and Lintz, 1973, Geophysics, **38**, 1023-1041.