

地球シミュレータで覗く地球の内部

原 辰彦¹

1. 地球シミュレータで地震波を解析する

地球シミュレータは理論性能40TFlopsの超並列ベクトル計算機であり、本稿執筆時点(2003年7月)で世界最速のスーパーコンピュータである(<http://www.top500.org/>)。この計算機資源を利用して、これまでは実行不可能だった大規模シミュレーションを実施する試みが多数なされている。順問題の規模を大きくできるなら、逆問題の規模も大きくできるはずである。本稿では、私がこれまで開発してきた高精度理論地震波形計算法のコードを地球シミュレータに移植し、地球内部構造の推定に応用した試みを紹介する。

2. 地震波を使った地球内部構造の推定

観測された地震波を解析して地球内部の地震波速度や密度の3次元分布を推定する「地震波トモグラフィ」は80年代、90年代に飛躍的に発展した分野である(例えば、[1], [2])。推定された地震波速度分布はマントル対流シミュレーションやマントル物質を使った超高压実験に対する制約を与えると共に、その検証に活用できる。また、過去数億年の変動の記録として解釈できるので、大陸の衝突過程のようなグローバルスケールの地質学に対する制約・検証材料となる。

図1に推定の流れの一例を示す。現在、高性能地

震計が設置された定常観測点が全世界に百数十点展開されていて、IRIS (The Incorporated Research Institutions for Seismology) データセンターなどからダウンロードすることができる。取得した波形データに適当な補正(地震計の特性の除去など)を加えた後、インバージョン解析することによって、地球内部の地震波速度構造モデルを得ることができる。解析方法には波形データから到着時刻などの二次的なデータを抽出し、それを解析する方法と波形データを直接解析する方法がある。本稿では表面波の波形データを直接解析する研究について紹介する。

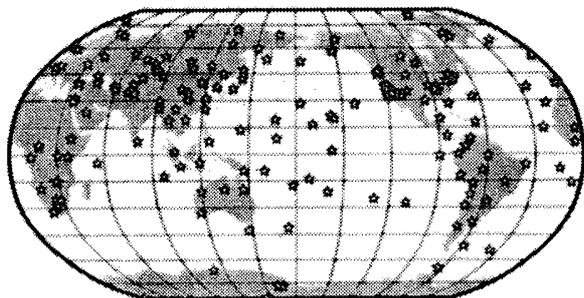
3次元構造を表現する際、水平方向の依存性を球面調和関数展開で表現する場合が多い。長周期(100~400秒程度)の表面波を解析して全球的なモデルを推定する研究では、80年代半ばには震源・観測点ペア数が1000程度のデータセットを解析して、球面調和関数の最大次数8程度(水平波長にして約5000km)のモデルを求めたのに対して(例えば、[3])、最近ではデータの蓄積に伴い100000以上の記録を使って最大次数40(水平波長にして約1000km)のモデルを得ることが可能になってきた(例えば、<http://www.gps.caltech.edu/~jeroen/research.html>)。

3. 理論地震波形の並列計算

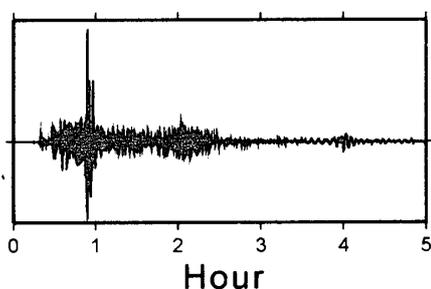
最小二乗法的な推定手法で地球内部構造の波形インバージョン解析を行う場合、観測波形と比較する理論波形と内部構造の摂動に対する理論波形の摂動(偏微分係数)が必要となる。従来、幾何光学的近

¹ 建築研究所国際地震工学センター

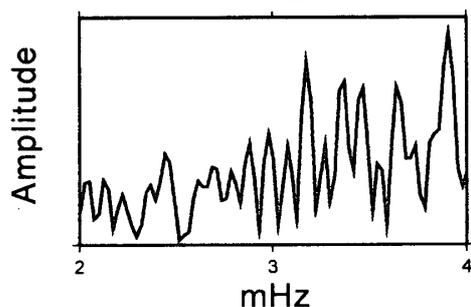
グローバル地震観測網



波形データを取得



スペクトルを計算



波形インバージョン解析



3次元地球モデル

図1 地震波形データを使った地球内部構造推定の流れの一例。一番上の図の☆は観測点。

似を用いた理論計算が主に用いられてきたが、地球モデルの解像度を上げると内部構造の波長と解析する波の波長が近づき、そのため近似の精度が落ちることが予想される。従って、モデルの解像度を上げる場合は理論計算の精度も上げることが望ましい。

私はこれまで共同研究者と共に、高精度理論波形計算手法 Direct Solution 法 (DSM. [4], [5]) を波形インバージョン解析に応用するための研究を進めてきた。試験的な解析や数値実験を行い、DSMの応用により地球モデルの精度を改善できることを示してきたが [6], 実際に高解像度モデルを求めようとすると計算量が大きくなり、実現が困難であった。そこで、DSMのコードを並列化し、地球シミュレータ上で走らせることによって、計算の大規模化・地球モデルの高解像化を図った。

図2に DSMによる波形インバージョンの計算手順を示す。観測地震波形と理論地震波形の残差は地球内部構造モデルパラメタの緩やかな非線形関数であり、逐次線形化インバージョン解析によって内部構造モデルパラメタを推定することができる。

DSMは周波数領域の弾性運動方程式を解く一手法であり、図2の2番目の箱にある do ループで運動方程式を解いている。周波数ごとの運動方程式はそれぞれ独立であるので、各プロセッサに割り当てることで容易に並列化することができる。運動方程式を解いて得た理論波形(スペクトル)と観測データを比較し、得られた残差がインバージョンのデータとなる。

次に図2の4番目の箱にある do ループで内部構造モデルパラメタに対する理論波形の偏微分係数を計算している。各パラメタに対する計算はそれぞれ独立であるので、各プロセッサに割り当てることで容易に並列化できる。実際の解析ではほとんどの計算時間はこの偏微分係数の計算に費やされる。偏微分係数は震源・観測点ペア、各周波数ポイント、推定するモデルパラメタ毎に計算する必要があるため、インバージョン実施に必要な計算量はこれらの数の積

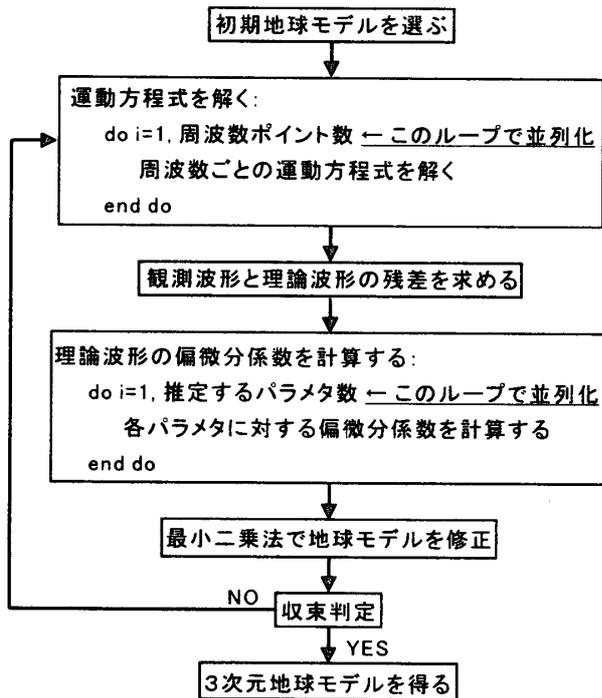


図2 DSMによる波形インバージョンの計算手順。

にはほぼ比例することになる。

Hara (2003) [7] は上記の並列化方法によって DSM コードを共有メモリ型ベクトル計算機(国土地理院の NEC SX4/8) 及び分散メモリ型並列ベクトル計算機(理化学研究所の VPP700E/160) に移植した。前者の場合は並列化指示行を、後者の場合は VPP Fortran あるいは MPI を用いて並列化し、高い性能が得られることを示すと共に、球面調和関数の最大次数 16 のモデルを求めた。

4. 地球シミュレータを使う

地球シミュレータを使った計算例を紹介する。地球シミュレータは 8 プロセッサを 1 ノードとし、総ノード数 640 から成るシステムである(1 プロセッサの理論性能は 8 GFlops, ノードあたりの主記憶容量は共有メモリ 16GB)。DSM を地球シミュレータに移植する際、ノード間は MPI で並列化し、ノード内は前節で説明した部分で並列化するように強制並列化指示行を使用した。以下紹介する例では 10 ノード(理論性

能 640 GFlops) を使用した。

3次元構造は深さ 11~888km までの領域を水平方向には球面調和関数展開で(最大次数 24, 水平波長にして 1700km), 深さ方向には層構造(11-216, 216-421, 421-671, 671-888km の 4層)でパラメタ化した。DSM による長周期表面波波形インバージョンの比較を表 1 に示す。単一プロセッサを使った Hara and Geller (2000) [6] (これ以降, HG2000 と呼ぶことにする) と比べて, 約 300 倍の計算を理論性能が約 300 倍の計算機で実行したことになる(実際, どちらの場合も計算時間は数時間である)。

線形インバージョン解析の結果を図 3 に示す。水平方向の変化をみるためにその深さでの平均値からの差を平均値に対する割合で表示している。比較のために HG2000 のモデルも示した。深さ 11-216km の構造を比較すると, 2つのモデルの長波長パターンはよく一致している。マントル浅部における水平方向の速度不均質は海嶺や大陸の位置とよい相関を示し, 海嶺下では低速度が, 古い大陸地殻下では高速度が観測されることが知られている(例えば, [3]。基本的には温度差を反映している)。2つのモデルはこうした特徴を捉えている(中国・ヒマラヤ下については正負が逆転しているが, これは地殻構造の補正に異なるモデルを用いたためである)。

地球シミュレータで求めたモデルでは, 高解像度化によってさらに細かい特徴が得られている。例えば, ホットスポット火山(図 3 の△)と低速度領域による相関が認められる。ホットスポット火山とは海嶺における海洋プレートの生成や沈みこみに伴う火山活動以外の火山のことで, マントル深部に成因があると考えられている。南太平洋のホットスポット火山をみるとそれぞれに対応した低速度領域が捉えられつつある。

マントル遷移層では浅部にみられた海嶺や大陸分布と速度構造の相関は認められなくなる。HG2000 のモデルでは西太平洋に長波長の高速度領域が認められるが, 地球シミュレータで求めたモデルでは

表1 DSMによる長周期表面波波形インバージョンの比較

	Hara and Geller (2000)	Hara (2003)	本研究
球面調和関数の最大次数 (水平波長)	8 (5000km)	16 (2500km)	24 (1700km)
未知パラメータ数	320	1152	2496
震源・観測点ペア数	402	1119	5110
周波数ポイント数 (周波数帯域)	28 (2.66-2.88, 3.34-3.55, 5.41-5.62 mHz)	87 (2.00-4.10 mHz)	87 (2.00-4.10 mHz)
Hara and Geller (2000) を基準とした計算量(概算)	1	31	308
使用した計算機の理論性能 (GFlops/PE×PE数)	2 GFlops (2×1)	19.2 GFlops (2.4×8)	640 GFlops (8×80)

計算量は未知パラメータ数、震源・観測点ペア数、周波数ポイント数の積で概算した。理論性能は使用したシステムの理論最大性能ではなく、計算に使用したPE数に対する値。

イメージが鮮明になり、それぞれの沈み込み帯に対応した(つまり、沈み込む海洋プレートが)高速度領域として捉えられている。いくつかのホットスポット火山(例えば、アイスランド、南太平洋、東アフリカなど)下には顕著な低速度領域が認められ、これらのホットスポットの「根」がマントル遷移層に及ぶことを示唆している。

上記の計算に使用したDSMコードの並列化率は99.6%であった(ベクトル化率は99%)。この場合、30ノード程度使用した計算で並列化による計算効率の改善は頭打ちになる。しかしながら、さらに並列化率を改善する方法についてはすでに見通しが立っており[8]、今後さらにノード数を増やした計算が可能である。

5. 今後の課題

上述の通り、DSMのコードを並列化し、地球シミュレータ上で走らせることによって、高精度・高解像度地球内部3次元モデルの推定が容易になった。前節で述べたように、マントル遷移層ではそれぞれの沈み込みに対応した高速度領域を捉えることができたが、その変形の様子を捉えるには少なくとも水平解像度を4倍程度、鉛直解像度を2倍程度は上げる

必要がありそうである。

3節で述べたように、インバージョンに必要な計算量は震源・観測点ペア、周波数ポイント、推定するモデルパラメータの数の積にほぼ比例する。モデルパラメータ数を水平方向に4倍、鉛直方向に2倍にし、この解像度に対応して解析する震源・観測点ペア、周波数ポイントをそれぞれ数倍にすると、全体として2桁程度大きな計算となる。本稿で紹介した例は総ノード640の内の10だけを使った比較的小さな計算であり、2桁程度大きな計算を行うことは十分可能である。

今後の課題を2つ挙げる。1つはインバージョン方法の改良である。通常の波形インバージョン解析では、波形もしくはスペクトルの理論値と観測値の残差二乗和を最小にするようにモデルを推定する。波形の位相の変化が有効に残差を減らすため、主に位相情報を使ってモデルを推定していることになる。モデルの解像度や信頼性をさらに改善するには、パワースペクトル [7] や地震波線の曲がり(例えば, [9])といった他の観測量も解析に加えることが望ましい。本稿で紹介した推定法はこうした観測量の解析に容易に拡張できる。また振幅データを使えば、速度構造だけでなく減衰構造も決めることができるはずである。

2番目の課題は地震波速度異方性の推定である。

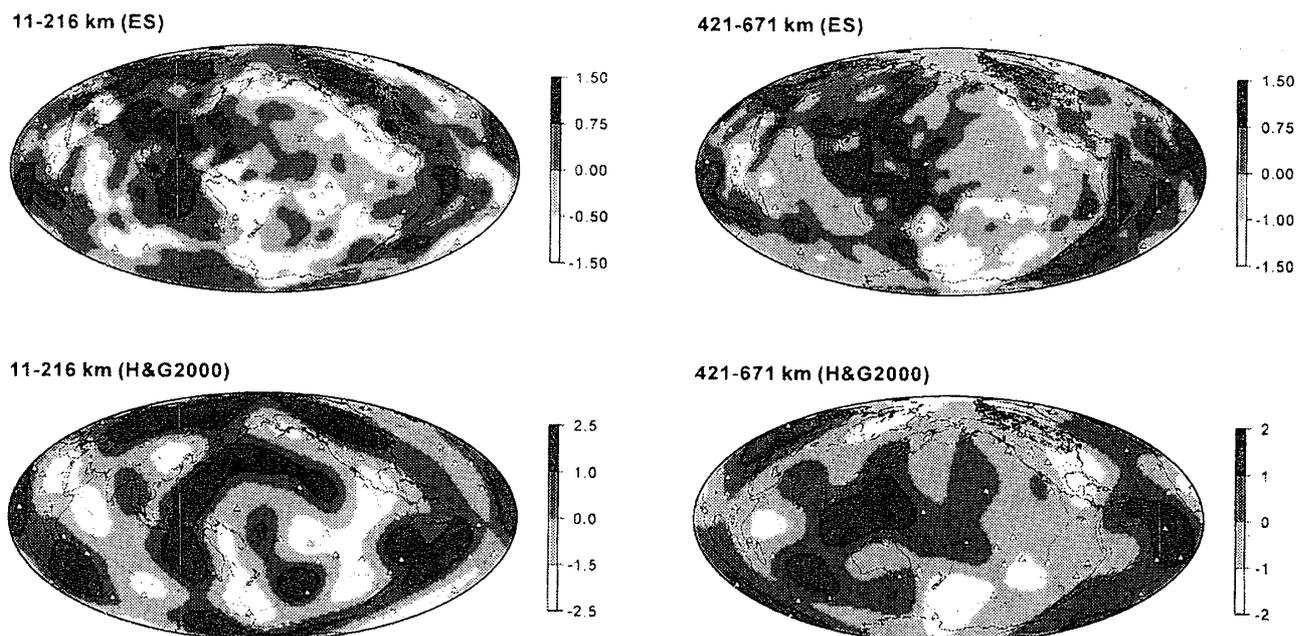


図3 地球シミュレータを使って求めたモデル(上2図)と Hara and Geller (2000) のモデル(下2図). 深さ 11-216km と 421-671km の S波速度の水平方向変化を平均値に対する割合(%)で表示. Δ はホットスポット火山 [12].

地球内部の運動様式を探る上で異方性は大変重要なパラメタである. これまでにも研究例はあるが(例えば, [10], [11]), 等方速度の不均質分布の研究に比べるとその数は少ない. 本稿で紹介したアプローチはそのまま異方性の推定にも応用可能であるが, 推定するモデルパラメタ数が増えるので, インバージョン実施に必要な理論計算の効率を改善する理論的・数値計算手法的な研究開発がさらに必要不可欠である.

6. 謝辞

本研究成果は, 文部科学省「科学技術振興調整費総合研究」の平成10～14年度「高精度の地球変動予測のための並列ソフトウェア開発に関する研究」の実施により得た. 計算には海洋科学技術センターの地球シミュレータを利用させていただきました.

7. 参考文献

- [1] Dziewonski, A.M. and Woodhouse, J.H., 1987, *Science*, 236, 37.
- [2] Van der Hilst, R.D. et al., 1997, *Nature*, 386, 578
- [3] Woodhouse, J.H. and Dziewonski, A.M., 1984, *J. geophys. Res.*, 89, 5953.
- [4] Hara, T. et al., 1991, *Geophys. J. Int.* 104, 523.
- [5] Geller, R.J. and Ohminato, T., 1994, *Geophys. J. Int.* 116, 421.
- [6] Hara, T. and Geller, R.J., 2000, *Geophys. J. Int.* 142, 539.
- [7] Hara, T., 2003, *Phys. Earth planet. Inter.*, accepted.
- [8] Hara, T., 2001, Japan Earth planet. Sci. joint meeting 2001 meeting, http://www-jm.eps.s.u-tokyo.ac.jp/2001cd-rom/pdf/s4/s4-007_e.pdf.
- [9] Yoshizawa, K. et al., 1999, *Geophys. J. Int.*, 138, 205.

- [10] Ekström, G., and Dziewonski, A.M., 1998.
Nature. 394, 168.
- [11] Park, J., and Levin, V., 2002, Science, 296,
485.
- [12] Steinberger, B., 2000, J. Geophys. Res. 105,
11127.