走時インバージョンによるマントル3次元構造

大 林 政 行* 桜 井 太 郎** 深 尾 良 夫**

The 3D Structure of the Mantle from Travel Time Inversion

Masayuki OBAYASHI*, Taro SAKURAI** and Yoshio FUKAO**

Abstract

We review our study for the P-wave velocity structure of the whole mantle, that are obtained by inverting first arrival times with better resolution under the Western Pacific. It reveals the fate of subducting slabs of lithosphere and the figures of large-scale mantle upwellings

I. はじめに

約30年前、プレートテクトニクスは地殻と上部マントルの一部からできた堅い地球の殻ともいえる部分の運動を記述し、地球表面における地学的な現象を統一的に説明する骨組として登場した。プレートの運動はマントル対流の流れの一環であると考えられるが、マントル対流の実態はまだ明らかにされていない。マントルのダイナミクスを直接調べることは皮肉にも表面を覆ったプレートに阻まれて容易ではない。地震波トモグラフィーはその中でマントル対流の軌跡を調べる最も有効な手段の一つである。本論文では Fukao *et al.* (1992) を中心に我々のトモグラフィーの結果をレビューする。

II. 方 法

マントルの3次元速度構造を記述するために図1にあるようにマントルをブロックに分け、各ブロックにおける平均の速度を求める (Inoue *et al.*, 1990)。このブロックによる記述のほかに、マントルの3次元速度構造を球面調和関数などの関

数展開で表わす方法もよく使われる (Su *et al.*, 1994)。さてこのように地球をパラメタ化して内部構造を求める際に、データとして地震波の到達するまでの時間(走時)を使うのが走時トモグラフィーである。パラメタがブロックで与えられている場合、ある地震-観測点間の走時は震源から観測点に到達するまでの個々のブロックを通過するのに要する時間の和である。個々のブロックを通過する時間は、ブロック内を通過する距離とそのブロックにおけるスローネス(速度の逆数)の積で表わされる。多くの地震-観測点ペアについてブロックを通過する距離を求めれば、ブロックのスローネスを未知数とする連立方程式がたてられる。これを最小自乗法を用いて解くことによって各ブロックのスローネスが求められ、マントルの3次元構造を知ることができる。また地球内部構造の他、震源(位置、時間)も未知である。我々のインバージョンでは震源と3次元構造とを交互に求め、両者が収束したとみなせるまでインバージョンを繰り返した。

我々の手法の特長の一つは、図1にあるようにマントルを不均一なブロックで分割する点にある。

* 名古屋大学理学部地球惑星科学科

** 東京大学地震研究所

* Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Nagoya University

** Earthquake Research Institute, University of Tokyo

図 1 不均質ブロックの概念図

影の部分のブロックは細分化されている。各ブロック内の平均の速度を求めることでマントルの3次元速度構造を得る。

Fig. 1 A simple diagram explaining irregular blocks for travel time inversion

Block sizes are finer in the shaded area. The 3D velocity structure of the mantle is expressed in terms of the velocity of each block.

これは地震や観測点が空間的に偏って分布しているために、求めるマントルの速度構造の解像度にも偏りができるという現実から生まれたものである。均一ブロックでグローバルな構造を求めようとすれば分解能が小さくなるし (Dziewonski, 1984; Inoue *et al.*, 1990), リージョナルな構造だけを求めようとすればその領域外の3次元構造に対する補正が難しくなる。図のような不均一ブロックは両者の欠点を補い、グローバルでありながらローカルに細かな構造を求めることを可能にする。実際には全マントルを緯度、経度、深さ方向それぞれに32, 64, 16に分割し、西太平洋域は最小のブロックで水平方向に1/4、深さ方向に1/2の大きさとなるよう細分割した。求めるパラメタの数は55,735個である。西太平洋は地震、観測点ともに多く高解像度が期待できる上、太平洋プレート・インド洋プレート・フィリピン海プレートが沈み込む領域であるため短波長でしかも大きな速度異常があると思われる。

III. データ

International Seismological Center (ISC) では1964年以来、全世界の約1,000の観測点で観測

図 2 チェッカーボードパターンによる解像度解析の結果

(a), (b) 深さ660km付近. (c) 深さ1,500km 付近.

Fig. 2 Results of checkerboard resolution tests
(a), (b) around 660 km depth. (c) around 1,500 km depth.

された地震波の主に到達時刻のデータを編集し、P波のデータから決めた震源の位置情報とともに毎月 Bulletin of the International Seismological Center として報告している。それらのデータのうち1976年から1985年までの10年間のデータを用いた。マグニチュード (*mb*) が4.0以上の地震からなるべく空間的分布に偏りの生じないように留意し観測データ数の多い地震を選択した。結果、選んだ地震の数は4,600個で、地震-観測点のペアは

約 420,000 にのぼる。

結果について記述する前に得られた解の解像度について簡単にふれておく。解像度はテストパターンが実際に使用した地震-観測点ペア、解析法でどれだけ再現されるかで判断することができる。そこで、黒い 2 % の高速度異常と白い 2 % の低速度異常のチェック模様でマントル全体を埋めたものをテストパターンとして与え、このパターンについて全ての地震-観測点ペアで理論データを作り、それを本当のデータとみなして逆問題を解いた。図 2 に再現されたパターンから深さ約 660 km (a), (b) と、約 1,500 km (c) を取り出して示した。白黒のチェック模様がはっきりと再現されている所は解像度がよく、ぼやけてしまっている所は解像度が悪いといえる。深さ約 660 km で (a) $11.25^\circ \times 11.25^\circ$ と (b) $45^\circ \times 45^\circ$ の 2 種類の大きさを用意したのは、解像度が波長にも依存するためである。図 2-a から解像度の善し悪しは場所によって大きく変わることが分かる。マントルの浅部では解像度は主に地表の観測点や地震の密度にそのまま依存しており、大陸とプレート境界で解像度はよい。このように地域によって解像度が異なることが、前述の不均一ブロックを用いる要因である。実際、細分割の対象域とした西太平洋域（実線で囲まれた部分、但しこの部分全域を細分割しているわけではない）は、ブロックが小さくなっているにもかかわらず、よい解像度を示している。図 2-b では解像度の地域依存の傾向は 2-a と変わらないが、パターンが短波長でなく長波長であるがゆえに再現される地域があることに気付くであろう。得られた構造の規模に応じてどの程度の解像度で解が得られているのか吟味する必要がある。深さ約 1,500 km (図 2-c) になると波線が通過する領域が増え、図のチェックパターンの波長では全域でかなりの解像度が得られている。

IV. 結 果

得られた結果は水平平均速度からのずれである速度異常として表わす。速度異常を引き起こす原因は種々考えられるが、一般に温度の違いにそれを求めることが多い。その場合低速度異常は周囲

のマントルより高温、高速度異常は逆に低温であると考えられる。ここでは得られた異常の中でも空間的に連続性のある異常に着目することにする。

1) 西太平洋域に沈み込むスラブ

図 3 は西太平洋における深さ 1,500 km までを 3 次的に表わしたものである（立体視図）。青色の曲面は地震波速度が平均よりも 0.8 % 速いことを表わす等値面である。したがって地震波の速度差が温度差を表わしているとする、図 3 は平均よりも温度の低い部分を描いていることになる。ごく粗い見当でいえば 1 % の速度異常は 100°C の温度異常に相当する。図 3-a は真上から見た図、図 3-b は南西やや上方から見た図である。光は北西からほぼ真横に当てているので等値面が横向くほど明るく見える。深さ方向の分布がよく分かるよう鉛直方向のみ長さを 2 倍にしてあることに注意されたい。断面図は Fukao *et al.* (1992) において描かれているが、3 次的に表示することで空間的つながりが分かりやすくなるであろう。図 3-a において、高速度異常は沈み込みのあるプレート境界からプレートの進む方向に伸びているのが見てとれる。これは地表で冷やされたプレートが海溝から沈み込んで低温異常を示している部分で、一般にスラブと呼ばれる。特に日本付近は解像度よく求まっている領域であり、連続的にスラブの様子が分かる。図の南端にある塊はオーストラリア大陸に対応する高速度異常であり、温度異常というよりは組成異常によるものかも知れない (Jordan, 1975 の tectosphere)。

南千島、本州、伊豆-小笠原海溝より沈み込んだスラブは和達-ベニオフ面に沿ってめぐり込む。しかし深さ約 500 km に達すると、あたかもテーブルを広げたように水平方向に広がりその先端は中国にまで達している。このスラブの様子は図 3-b と合わせて見ることで明らかとなるであろう。図 3-b では上部マントルと下部マントルの境界である深さ 660 km を紫の半透明の膜として表わしてある。沈み込んだスラブが 660 km 境界面上に横たわっているようである。van der Hilst (1991) は、同じ地域において P 波と pP 波の走時を用いリージョナルな速度構造を求め、同様な

図 3 西太平洋下、地表から深さ 1,500 km までの高速度異常の立体視図
深さ方向は 2 倍に拡大している。青色の曲面は 0.8 % の高速度異常の等値面を表わす。

(a) 真上から見た図。

(b) 南西やや上方から見た図。深さ 660 km を紫の半透明面として示してある。

Fig. 3 Stereographic projections of high velocity anomalies under the
Western Pacific from the surface to 1,500 km depth

There is a factor of 2 exaggeration in the vertical direction. The blue curved
faces indicate isosurfaces of 0.8% fast anomalies.

(a) View from above.

(b) Side view from southwest of (a). A purple translucent sheet shows the 660-
km discontinuity.

結果を得ている。また、走時残差を用いたフォー
ワードモデリング (Ding and Grand, 1994) や波形
解析 (Tajima and Grand, 1995) による研究か
ら、南千島の下でスラブが横たわっていること
が示されている。我々はデータを 5 倍にし (地震
の数約 12,000, 震源-観測点のペア約 2,000,000)
精度を更によくしたトモグラフィーを試み、横
たわるスラブをより鮮明に再現した (桜井ほか,
1995)。この地域では沈み込んだスラブが 660 km

境界面で横たわるというのが共通の認識であるとい
ってよいだろう。

ここで明らかになった横たわるスラブという特
徴は、上部-下部マントル境界でのカンラン石の
相転移 (厳密には γ -スピネルからペロブスカイ
ト+マグネシオウスタイトへの相分解) によるも
のと思われている。この相転移は反応の温度-圧
力曲線の傾斜 (Clapeyron-Clausius slope) が負
の勾配であるために、温度が低いほど高い圧力を

要する (Ringwood, 1994)。周囲のマントルよりも温度の低いスラブは上部-下部マントル境界ではより密度の高い相に転移することができない。その結果上部-下部マントル境界はスラブが深く潜るのを妨げる働きをする。Honda *et al.* (1993) や Tackley *et al.* (1993) は相転移の効果を考慮した3次元のマントル対流の数値計算を行なった。その結果は、相転移は対流運動を妨げるため、下降域で一時的に低温物質が相転移面上に溜り、その後この低温物質が塊となって下部マントルへと落下する様を描写している。トモグラフィーによって明らかになった横たわる高速度スラブと調和的な結果である。

北千島やマリアナ付近は解像度が乏しいため、連続的なスラブの像は得られていない。データ量を5倍に増やした桜井ほか (1995) の結果によれば、ここではスラブは660 km 層を突き抜けて下部マントルにまで達しているようである。ジャワ付近は解像度のよいところであり、ジャワ海溝から沈み込んだスラブのイメージは連続性に欠ける場所があるものの、板状の高速度域として認めることができる。ここでは前述の南千島、本州、伊豆-小笠原のスラブとは違い、深さ660 km で角度を変えることなく下部マントルに沈み込んでいるようである。しかし、660 km 層を通過してから角度が緩やかになり、ボルネオ島の約1,000~1,200 km の深さで水平方向に広がった塊を形成し、その底は深さ約1,400 km まで達しているのを確認できる。この地域ではスラブが下部マントル中に入り込んでいることは確かと考えられるが、単純にそのまま境界面を突き抜けるというわけにはいかないようである。

これらは Honda *et al.* (1993) や Tackley *et al.* (1993) が数値シミュレーションで報告したように、相転移面上で一時的に溜った低温物質が塊となって下部マントルへと沈んだものかも知れない。またスラブが相転移面付近で大きな抵抗を受け、押し潰されながらも下部マントル中に沈み込んでいるのかも知れない。Kawakatsu and Niu (1994) は深さ900~1,000 km に地震波速度の不連続面があると報告している。この速度不連続が見つ

った場所は沈み込み帯であるため、ジャワで見られたような下部マントルまで達したスラブに起因するものとも考えられる。しかしながら不連続面がグローバルに見つかれば、沈み込むスラブに対して形状を変えさせる何らかの作用が働くメカニズムが深さ1,000km 辺りにあるのかも知れない。いずれも推測の域を脱しないが、今後色々な沈み込み帯でしかも高分解能でスラブの形状を解明することにより明らかになっていくことであろう。いずれにせよスラブが上部-下部マントル境界の上に横たわりやすいこと、突き抜ける場合でも下部マントルで塊状となる傾向のあることなど、ほとんどのスラブがマントル遷移層 (深さ400~1,000 km) に停滞する傾向にあることは特筆に値する。

2) 下部マントル

図4は深さ500 km から核-マントル境界 (CM-B) までの3次元像である。下部マントルにおいては長波長のパターンが見られるように周りのブロックで平均化してある。青色は0.3%速度が速いこと、橙色は0.3%速度が遅いことを示す等値面である。図4-aは真上から、図4-bは北西から眺めている。ここでも深さに対する速度異常の分布がよく分かるように、深さ方向は水平方向に対して5倍拡大してある。また球殻を直方体として表現しているため極地方が誇大化されてしまう。これらの点に注意して見てもらいたい。

グローバルなトモグラフィーでは研究者により細部に差異があるものの、下部マントルではアフリカと太平洋の下で低速度異常、環太平洋で高速度異常が共通して見られる。環太平洋で高速度異常が見られるというものの、それらは決して一様ではなく環太平洋に沿って所々に異常の大きい塊ができていたようである。これは深さ660 km の相転移面付近でマントル対流が抵抗を受けてスムーズに沈み込めないことの現われであるかも知れない。一方、低速度異常の方は鉛直方向に連続的なプリューム状に見え、我々の結果では太平洋の下で特に顕著である。ここではこの太平洋下の連続的な低速度異常の形状の特徴について論ずることにする。異常は CMB 付近では東西方向に広が

図 4 下部マントル（深さ 500 km～核-マントル境界）の速度異常の立体視図
太平洋とアフリカの下のプリューム状低速度域を見やすくするため、図の端を東経 80° にとっている。深さ方向は 5 倍に拡大している。青色の曲面は 0.3% の高速度異常、橙色の曲面は 0.3% の低速度異常の等値面を表わす。
(a) 真上から見た図。(b) 北西から見た図。

Fig. 4 Stereographic projections of velocity anomalies in the lower mantle

The top and bottom surfaces are located at 500 km depth and at the core-mantle boundary, respectively. The vertical scale is exaggerated by a factor of 5. The left and right of the box correspond to 80°E. The velocity perturbations of +0.3% and -0.3% are indicated in blue and orange respectively.
(a) View from above. (b) Side view from northwest of (a).

っているが、浅くなるに従い中央付近に集中する。最も異常域が絞こまれるのは深さ約 1,800 km 辺りである。この異常はちょうど仏領ポリネシアのホットスポット群の下にあたり、深さ約 500 km までは続いている（500 km 以浅の太平洋は解像度が悪く議論できない）。深さ約 1,300 km になるといったん絞られた異常域は南北に広がる。北側はハワイ、南側はエレバス山とそれぞれ典型的なホットスポットの下に達しそのまま上方へと続いている。

仏領ポリネシアの CMB から続く低速度異常はマントル対流の上昇流を表わすと考えることができる。プリュームの根元で異常域が広がっている事実は、熱境界層のレイリー-テラー不安定がマントル上昇流を作っていることを示すものかも

知れない。Scotese *et al.* (1988) は太平洋の海洋底年代の等時線から過去の海底を再現している。それによると現在西太平洋にある海山、海台は太平洋プレートが過去にプリュームの上を通過した時に造られたもので、Ontong Java 等の大規模な海台を造った白亜紀には現在より火成活動ははるかに活発であったと思われる (Larson, 1991)。マントル上昇流が 1 億年前には現在よりずっと激しかったひとつの証拠と考えられる。

一方ハワイやエレバス山の下は CMB から続く低速度異常はなく、CMB からマントルのおよそ半分の深さまではそれぞれ高速度異常となっている。両地域は深さ方向の解像度に乏しく、マントルのおよそ半分より深い部分の平均が高速度異常、浅い部分の平均が低速度異常であるとい

った程度でしか区別がつかない。また水平方向についても低速度異常が仏領ポリネシアのプリュームと続いているのか、分離した独立なものなのか区別することは難しい。したがって、ハワイ、エレバス山といったホットスポットが仏領ポリネシアのプリュームから枝分かれしたものか否か現段階のトモグラフィーで判断できない。

V. おわりに

以上走時トモグラフィーによる地球内部構造を見てきたが、明らかにすべき問題はまだまだ残されている。地球全体で高解像に構造が得られないのは、地震と観測点の分布が偏っているためである。その対策としては観測点を密に特に海洋域で展開することが挙げられる。また直達P波だけでなく地表や核で反射してくる後続波の走時を加えることで、波線の通過する領域の偏りを少なくするものも有効な手段である。一方で精度を上げていくにあたっては、3次元構造による波線の折れ曲がりを考慮した波線追跡が必要となる (Kamiya, 1992; Zhao, 1992)。

謝 辞

トモグラフィーの結果を3D表示するにあたり、高知大学本田理恵博士に少なからず協力して頂きました。改めて感謝の意を表します。

文 献

- Ding, X.-Y. and Grand, S. P. (1994): Seismic structure of the deep Kurile subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **99**, 23767-23786.
- Dziewonski, A. M. (1984): Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5929-5952.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Inoue, H. and Nenbai, M. (1992): Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *J. Geophys. Res.*, **97**, 4809-4822.
- Honda, S., Yuen, D. A., Balachandar, S. and Reuteler, D. (1993): Three-dimensional instabilities of mantle convection with multiple phase transitions. *Science*, **259**, 1308-1311.
- Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe, K. and Ogata, Y. (1990): Whole mantle P-wave travel time tomography. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **59**, 294-328.
- Jordan, T. H. (1975): The continental tectosphere. *Rev. Geophys. Phys.*, **13**, 1-12.
- Kamiya, S. (1992): *Nonlinear tomographic study of seismic velocity structure beneath the Japanese Islands*. Ph. D. Thesis, University of Tokyo.
- Kawakatsu, H. and Niu, F. (1994): Seismic evidence for a 920-km discontinuity in the mantle. *Nature*, **371**, 301-305.
- Larson, R. L. (1991): Latest pulse of earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **19**, 547-550.
- Ringwood, A. E. (1994): Role of the transition zone and 660 km discontinuity in mantle dynamics. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **86**, 5-24.
- 桜井太郎・大林政行・深尾良夫 (1995): 全マントルP波トモグラフィーで見たスタグナントスラブとマントルプリューム. 地球惑星科学関連学会予稿集, p. 624
- Scotese, C. R., Gahagan, L. M. and Larson, R. L. (1988): Plate tectonic reconstruction of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, **155**, 27-48.
- Su, W.-J., Woodward, R. L. and Dziewonski, A. M. (1994): Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle. *J. Geophys. Res.*, **99**, 6945-6980.
- Tackley, P. J., Stevenson, D. J., Glatzmaier, G. A. and Schubert, G. (1993): Effects of an endothermic phase transition at 670 km depth in a spherical model of convection in the Earth's mantle. *Nature*, **361**, 699-704.
- Tajima, F. and Grand, S. P. (1995): Evidence of high velocity anomalies in the transition zone associated with southern Kurile subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, submitted.
- van der Hilst, R., Engdahl, R., Spakman, W. and Nolet, G. (1991): Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific islands arcs. *Nature*, **353**, 37-43.
- Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992): Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909-19928.

(1995年10月11日受付, 1995年11月22日受理)