

地球深部の運動像をめぐる 研究動向(その1)

南 雲 昭三郎¹⁾

このたび地質ニュース編集委員会から表題についての寄稿依頼を受けました。近年地球深部の運動像は大幅に書き換えられつつあります。地質ニュースの読者にその辺の事情をお伝えする機会を与えられたことを嬉しく思います。単なるお話しではなく、そこに流れている物理学を盛り込んで筆を進めたいと思います。どんどん発展し変貌している時期であり、現在の運動像もまた今後大幅に書き換えられていくと思われますので、今後の行方が見通されるように、その発展の経過、筋道、現在の課題などを記したいと思います。

1. はじめに

サイスミックトモグラフィの幕開けからはほぼ10年経ち、最近の高精度データを加えて、マントル内部の運動についてのより洗練された画像が作られてきた。その結果、地震波速度分布の不均質パターンがより鮮明になり、いろいろ物理的解釈が量的に行えるようになってきた。一方マントル対流にたいする数値モデル実験も、コンピュータの能力増大によって、3次元地球殻体や実際の地球に近い値の高レイリー数についての計算ができるようになった。そこでは従来の低レイリー数の場合には見えなかった様相が見えてきている。また対流の基本的性質が次々と発見されてきている。この結果、AGU (American Geophysical Union アメリカ地球物理学連合)の1991年秋季学会で、長年論争の続いてきたマントル対流論において二層対流論に凱歌があがった。ここでは、深度670 kmの相転移面が成層対流をつくりだしていることが、地震波観測および数値実験か

ら確認された。

この認識は直ちに次の探究課題を呼び起こした。すなわち、成層ダイナミクス、上・下マントルの相互作用、すなわちコアから上昇する熱ブルームと上部マントルとの衝突、沈み込みスラブの下部マントルへの落下等々、マントルダイナミクスの物理の探究である。これらの精力的な研究は1993年のAGU 秋季学会において、見事その結果が示されていた。

新しい認識の一つとして多くの人々の興奮を呼び起こしたのは成層対流の時間依存性で、これは永い地球史において、時に、なだれ現象(Avalanche)を生じ、成層対流に全マントル的物質混合(Mixing)をもたらすことであった。未だ緒についたばかりのこの見解は、実際の地球で起こっていることは那辺にありやと、さっそく興味をそそっていたのであろう、同じ学会でいくつかのセッションが企画されており、熱っぽい議論が行われていた。すなわち、初期地球最初の10億年、対流を規定する基本的パラメータである粘性係数・体積膨張率の温度・深度依存性、上部マントルの実際の運動に関する詳細な上部マントルS波構造、上・下マントル相互作用等々をタイトルとしたいいくつかのセッションがもたれていた。

この論説では、どんなことが分かってきたか、その内容を紹介し、その基本的物理を付け加える。いろいろ展開する諸説を見極める眼を養うべく役立てば幸いと思う。またこれからの発展にたいしての期待と展望も記してみたい。2. ではサイスミックトモグラフィで見えてきたこと、すなわち観測で見えてきたこと、3. では数値モデル実験で分かってき

1) 応用地質株式会社：
〒102 東京都千代田区九段北4-2-6

キーワード：マントルダイナミクス、マントル対流、グローバル サイスミックトモグラフィ、670 km 不連続面

たこと、4. では熱対流が成層して現われる物理学を記す。最後の5. でマントル対流の構成について一つの考察をのべるが、紙面の都合で、これらを3回のシリーズに分けて紹介したい。

2. サイスマットモグラフィ

2.1 Dziewonski らの全マントル画像改訂版

2.1.1 10年ぶりの新モデル

マントル全体のサイスマットモグラフィの嚆矢を放った Dziewonski らはほぼ10年ぶりにその画像を改訂した。それらは1991年夏にウィーンの IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics) と1991年12月のサンフランシスコにおける AGU で発表され、1993年に AGU のモノグラフ IUGG Volume No. 72, 74, 76に3つの論文として印刷された (Dziewonski et al., 1993; Forte et al, 1993; Woodward et al., 1993)。

1984年、JGR (Journal of Geophysical Research) に印刷された論文 (Dziewonski, 1984; Woodhouse and Dziewonski, 1984) では、上・下マントルをそれぞれ別々に解像したので (上部マントルは S 波、下部マントルは P 波を用いて)、上・下マントルのつながりについてははっきりしたことは言えなかった。今回の改訂版では S 波を用いてマントル全体を統一的に解像した結果、上・下マントル境界の不均質性がはっきりとした。得られたモデルは SH8/WM13, SH8/U4L8 と呼ばれる。その一部を口絵1に示す。

図のトモグラフィ画像に見られる特徴を述べる前に、一言今回の改訂版で進んだ点を述べる。これは、トモグラフィ画像を読むとき、その精度、分解能をわきまえることに必要となる。

進んだ点としては、元になる地震波データセットとして、近年集積されてきた高精度の GDSN (Global Digital Seismic Network グローバルデジタル地震観測網) を加えたこと、SS-S, ScS-S などを用いたこと、走時に波形も加えて、いわゆる joint inversion を行ったことなどが上げられる。解像の分解能は球面展開係数の次数 (L) を $L=8$ までとり (前回は $L=6$)、地球半径 (深度) 方向の多項式展開の次数 (K) はモデル WH13 では $K=13$ までとっている。モデルの名称 SH8/WH13 の分子の S は S 波、H8

は水平方向展開次数 (L) が8次であることを表わし、分母の WH は全マントル (Whole Mantle) を表わし、13は深度方向展開次数 (K) が13次であることを示す。展開次数は分解能を示す。 $K=13$ の深度分解能は約220 km, $L=8$ の水平分解能は約3000 km に相当する。このように、この数値は画像を読む時に留意すべきものである。

モデル SH8/U4L8 の分母 U4L8 は深度方向の展開次数について、U4 は上部マントル (Upper Mantle) の展開次数が $K=4$, L8 は下部マントル (Lower Mantle) の展開次数が $K=8$ であることを示す。モデル WM13 は深度670 km についてなんら人為的操作をしないで上・下マントルのつながり方を吟味したものである。

SH8/WM13 は Woodward et al., 1993 に、SH8/U4L8 は Forte et al., 1993 に詳しく記されている。以下そこに見られる特徴を記す。

2.1.2 見えてきた670 km 上・下マントル境界

今回の改訂版によって、深度670 km の不連続面を境に上・下マントルでは地震波速度分布の不均質性がはっきりと異なることが見えてきた。すなわち、下部マントルには波長数千キロメートルに及ぶ大きいスケールの不均質性が卓越し、上部マントルには上部マントル内部に限られた短い波長の不均質性が卓越している。

口絵1は今回得られたトモグラフィ画像の一例で、モデル UH8/WM13 からとったものである。図には4つの断面が示されている。A) は大アフリカプルームの断面、B) はパンゲアトラフの断面、C) はテーチストラフの断面、D) は赤道太平洋プルームの断面と Dziewonski らは呼んでいる。断面をとった大円の位置は図中の中心部 (コアにあたる所) に実線でしめされている。

一見して、670 km 不連続面の存在が見える。上部マントルと下部マントルとで地震波速度分布パターンが異なっており、その境界がはっきりと見える。図中の破線は深度670 km の線。このモデルはこの深度に何らの条件もつけずに解像したもので、このような境界が見えたことは、これらが人為的なものでないことを示し、上・下マントルでは異なるパターンの熱対流が起きていることを示す観測事実とされる。

次にそれぞれの断面の特徴を記す。そこにはマン

トル内部の運動の様子が見える。というのは、地震波速度場の異常は、媒質が均質な場合、温度場の異常にはかならず、温度場の異常は密度場の異常にはかならないので、ここに見える地震波速度分布の不均質なパターンは密度分布の不均質を示し、軽いもの(低速度)は上昇し、重いもの(高速度)は沈降するという運動を示しているからである。(なお速度異常と密度変化の関係式については Dziewonski et al., 1993 に記されている。)

(1) 赤道太平洋プルーム断面(口絵 1-D)

ここではコア・マントル境界から巨大な熱プルームが立ち上がっているのが見える。Dziewonski らはこの巨大な熱プルームは3つの群から成り立っていると見た。すなわち、東端熱プルーム(E:西経110度, 南緯±20度), 中央熱プルーム(C:西経150度, 南緯10度), 西端熱プルーム(W:東経160度, 北緯5度)の3つである。

東端熱プルーム(E)は東太平洋海膨に連なっている。しかし、中央(C)および西端(W)の熱プルームには東太平洋海膨への直接の連なりは見えない。一方、赤道域上部マントルには広く低速度層が広がっている。東南アジア上部マントルにも広く低速度層が広がっている。これらの低速度層の広がりや上部マントル内に限られている。赤道域では670 km に接する下部マントルは高速度となっており、上部マントルの低速度層は中央熱プルーム(C)とはつながっていない。東南アジアでは上部マントルの低速度層は上部マントルの上半分に限られ、下半分は高速度層になっている。下部マントルには対応する様な低速度層がみえない。この東南アジアの様子は、次節2.2で記すように深尾グループによって詳しく解像されている。

この断面は上部マントルの熱対流運動と下部マントルの熱対流運動が別れて起こっていることを示すよい例である。上部マントルには、広域にわたる上昇運動をともしないながら、高温の水平方向の流れが起こっており、下部マントルにはスケールの大きい対流運動が起こっているように見える。すなわち、下部マントルでは赤道下のコア・マントル境界から熱プルームが上昇し、東南アジアの下部マントルでは下降するような運動がうかがわれる。この画像では上部マントルの詳しい運動の様子は見えないが、後で記すように、Zhang and Tanimoto (1992)が高

分解能で解像している。

(2) 大アフリカプルーム断面(口絵1-A)

ここでもコア・マントル境界から立ち上がる巨大な熱プルームが見える。その熱プルームの頭は抑えられて斜めに上昇する。その先端は670 km の不連続面を貫いて、上部マントルは大西洋中央海嶺下へと連なっているようである。一方、上部マントルに広く広がる高速度域はアフリカ大陸にあたり、その根は深く続いており、一部は670 km 不連続面を貫いて下部マントルにまで張り出している。その沈降運動は巨大な熱プルームの上昇運動とあたかも互いに張り合っているように見える。

(3) パンゲアトラフ断面(口絵 1-B)

これは南北アメリカ大陸を南北に縦断する断面である。この断面は殆どが高速度領域になっている。下部マントルには、中米下に、コア・マントル境界まで達する高速度領域が見える。上部マントルには北米大陸カナダ楕状地の下に高速度領域が、また、南米大陸から南極大陸にかけて高速度領域が深くまで続いている。これらの高速度領域は下部マントルの高速度領域に連なっているように見える。これらの高速度領域の連なりは一連の沈降運動を示すものと思われる。位置的にみて、これらは古超大陸パンゲアの東端に当たるので、パンゲアの沈み込み運動の名残をとどめているのでは、と Dziewonski らは解釈した。

(4) テーチストラフ断面(口絵 1-C)

この断面にもコア・マントル境界に達する大きな高速度領域が見える。必ずしも上部マントルから下部マントルまでつながっているとは見えないが、Dziewonski らは古テーチス海の収束に当たるとしている。

2.1.3 地球テクトニクスとマントル対流

地球内部は死の静寂にあるのではなく、ダイナミックに生きており、十年前、Dziewonski は始めて描き出した全マントル画像を前にその感動を述べた。そしていま、改訂されたモデルによってその運動の様子ははっきりと浮かび出てきた。地球表面に現われているテクトニクスがマントル内部の運動とどう関わっているかが見えてきたのだ。

Dziewonski らは深度2500 km のマントル内部の球面上に、グローバル規模の地球テクトニクスがよく現われているという。口絵 2 にそれを示す。

図をみると、下部マントル内にとられたこの球面上に、大きい円柱状上昇域(ブルーム：低速度域)があり、それを取り巻いて細長い帯状の下降域(トラフ：高速度帯)が発達しているように見える。下降域については、その地理的位置から、それぞれ、あるいは古超大陸パンゲア沈み込み(サブダクション)の名残り、あるいはテーチス海収束の名残りと解釈され、パンゲアトラフ、テーチストラフと呼ばれた。同様に上昇域についても、それぞれ赤道太平洋ブルーム、大アフリカブルームと呼ばれた。しかし、この図にも見えるように、その同定は必ずしも明瞭でない。現在見えるマントル内部の運動を地球史の観点からいろいろ想いを廻らすことは楽しいことではあるが、それを実証するには、必ずしも報われるとは限られない大変な労苦と情熱が求められる。

2.1.4 マントル対流(物質循環)

Dziewonski は、トモグラフィの改訂版を作りながら、懸案のマントル対流論争(全マントルかそれとも二層か)に答えるイメージを探したに違いない。

巨大な熱ブルームは見えるものの、数値モデル実験で描き出されたような全マントル対流は見えない。画像では上部マントルと下部マントルとでは対流パターンは明らかに異なっている。下部マントルの上昇流は上部マントルによって遮られている。そうとは言っても、全く別々に対流が形成されているとも言い切れない。上部マントルの低速度層の流れは一部下部マントルから供給されているように見える。下部マントルから上部マントルへの物質循環は確かにあるように見える。しかし、上部マントルの不均質性は下部マントルよりはるかに著しい。上部マントルでは対流運動は下部マントルとは別に起こっていることは間違いない。

このように、Dziewonski は今描き出した画像をまえに、大局的には二層対流を見つづつも、一方では、物質循環が一部全マントル規模で起こっていることを見出した。このような熱対流パターンをどう呼んだらよいか。Dziewonski は名付けることこそしなかったが、私達のサイエンス(科学的認識)に大きなものをもたらしてくれた。

2.2 深尾らの寄与

深尾グループのトモグラフィ画像は、すでに手近かないろいろな雑誌(Science: Fukao (1992), J. Ge-

ophy. Res: Fukao and Obayashi (1992), 科学: 丸山ほか(1993), 地質学雑誌: Fukao et al., (1994))に掲載されているので、読者の多くはすでに見ておられると思う。そこで、ここでは簡単に、マントル内部運動像に対する主な寄与を記す。それらをリストすると、1)沈み込みスラブの670 km 不連続面での停留性、2)下部マントルの下降流(downwelling)、3)西太平洋西縁東南アジア東縁における上部マントル低速度層である

2.2.1 沈み込みスラブの停留性

図3のAに沈み込みスラブの例を示す。北西太平洋の表層を覆う高速度層が海溝から傾斜しながら、深発地震帯に対応して、上部マントル深部へとつづき、670 km 不連続面に至るとそれに沿って水平に広がり、厚みを増している。この高速度層の分布を、深尾らは冷たい海洋スラブの沈み込み運動に対応するものと見て、スラブ沈み込み運動は670 km 不連続面でさえぎられ、それを貫いて下部マントルに下降しつづけることができず、不連続面に沿って水平に流れ、集積されていくことを表わしていると解釈した。

沈み込みスラブが下部マントルまで貫くか否かは地震波観測においても長い間論争となっている問題である。このトモグラフィ画像は、見事に、それに解を与えたものであった

沈み込みスラブの停留性が精度よく解像されたのは深尾らが用いたブロックアプローチという手法による。サイスマックトモグラフィの手法には二通りある。一つは調和分析アプローチとよばれ、Dziewonski らが用いているものであり、球面展開、半径方向の多項式展開を用いる方法である。もう一つはブロックアプローチと呼ばれ、Clayton らが用いたものであり(Hager and Clayton, 1989, にその方法が記されている)、地球を立方体ブロックに分割し、それぞれを通過する波線を用い、速度異常をブロック毎に求めるという手法である。

後者は逆問題で普通に用いられる波線トモグラフィの方法である。この方法はブロックの大きさを細かにとれば精度が上がるという利点があるが、一方では未知数の数が多くなり、それに見合う観測データがあるかどうか問題となる。観測値が決めるべき未知数より少なくなると解がユニークに決まらなくなり、偽像が出やすくなるという欠点がある。得

られた画像に偽像が含まれていないか注意を要する。したがって、使用するブロックの大きさは観測データの量と目的とする地域の広がりによって選ばれる。深尾ら(Fukao and Obayashi, 1992)は西太平洋西縁東アジア東縁を標的としてブロックの大きさを50 km×50 km×50 km ととり、前述したような結果を得ることに成功した。ちなみに、Dziewonski らの調和分析の分解能は水平方向約3000 km、半径方向約220 km 程度である。沈み込みスラブの厚みは100 km 程度なので、調和分析ではその詳細の検出は難しい。

2.2.2 下部マンツルの下降流

下部マンツルに見える高速度領域(口絵3のC)に対して、深尾らは下降流という解釈を与えた。さらに進めて、その下降流が上部マンツルから離れているのは、スラブの塊が切り離されて落下途中にあるものとした。またD'層を覆う高速度層に対しては、落下したスラブの塊が集積した状態であるとした。

この解釈は従来の重いものが沈むという解釈を一步進めて、下降する流れがあるとしてとらえたもので、下降流をマンツル内部の対流システムの要素として指摘したものである。この下降流をコールド(冷たい)マンツルブルームと呼び、従来知られているホットブルーム(口絵3のB)と対をなすものとした。

この考え方は、当否はともかく、マンツル内部の運動像に大きな影響を与えた。Dziewonski は、前節2.1に述べたように、下部マンツルに見い出された帯状の高速度領域に対してパンゲアトラフ、テーチストラフと名付けた。帯状であるか、それともブルーム状(太い円柱状)であるか、さらに分解能を上げて吟味されるべきであろう。

この両ブルームが対をなす流れを形成しているか否かは、トモグラフィ画像から流体運動を計算してみればわかるであろう。このような計算はたいへん難しいが、一つの方法がRichard and Vigny (1989), Vigny et al. (1991)にある。この定量的検討は実際の地球に起こった運動の基本的原理が、熱を運び出す熱対流なのか、それとも物質の均質化へ向かう混合現象なのか、という理解を進めるのに大切なことと思われる。

2.2.3 西太平洋西縁、東アジア東縁の上部マンツル低速度領域

Fukao and Obayashi (1992)は西太平洋西縁・東アジア東縁において、上部マンツルの浅い部分(深度約~300 km まで)に広域にわたってP波低速度領域が存在することを描き出した。速度異常は2%にも及ぶ。これはかなり大きな異常値である。

口絵4-Aの深度78~110 kmの画像を見ると、一面に赤く、低速度(高温)域が広く広がっている。それに対して、口絵4-Bの深度478~551 kmの画像を見ると、北半分(日本海下)は一面に青く、高速度(低温)域となっている。これを温度異常に換算してみると、P波速度異常2%は温度異常約400 Kに相当する。マンツル物質のP波、S波の温度依存性については多くの研究があるが、この見積もりは、最近のレビューペーパーでMontagner(1994)が採用した式

$$\frac{1}{V_P} \frac{\delta V_P}{\delta T} = -5 \times 10^{-5} (^{\circ}\text{C}^{-1})$$

$$\frac{1}{V_S} \frac{\delta V_S}{\delta T} = -7.5 \times 10^{-5} (^{\circ}\text{C}^{-1})$$

による。また、上部マンツルのこの程度の温度異常は部分熔融の可能性を示唆する。(部分熔融と地震波速度との関係式についてはBirch(1969)の論文、またNolet and Zielhuis (1994)に最近のレビューがなされている。)

一方、このようなP波速度異常は物質構成の違いからも生ずる。上部マンツルはペリドタイト系とガーネット系の岩石が混在していると考えられているので、この速度異常は、あるいは、温度だけでなく、構成物質の違い、また多種類の相転移なども含むものかもしれない。まだ良く分かっていない。

この低速度帯は、日本海のように、深発地震帯の真上に当たる地域だけでなく、東支那海から南洋諸島に至る広大な地域に広がっている。低速度帯は浅所に限られ、400 km以深になると、異常の程度が薄れてゆく。この低速度帯の東縁は深発地震帯で境されているが、その厚さは必ずしも深発地震帯まで続いているわけではなく、深度400 km以深までは続いていない。

この広大な低速度帯は、この地域の上部マンツルのテクトニクスに大きな意味を持っていると思われる。というのは、これらの異常分布は必ず密度の不均質をともなっているものであり、浮力・沈降力の不均質を生じているからである。浮力の分布、温度

場の異常分布は垂直・水平方向の流体運動を示す。その運動の解明はこれからの課題である。

もう一つ面白いことがある。それは、この広大な低速度領域を形成する熱の供給源が、探してもはっきりとは見当たらないことである。下部マントルを上昇する熱プルームとの関連性ははっきりしない。上部マントルの熱源について、私達はまだ大事なことを知らないのではなかろうか。

2.3 Zhang and Tanimoto の上部マントル画像

Don Anderson の表面波トモグラフィ以来、Caltech (California Institute of Technology: カルフォルニア工科大学) では上部マントルの高精度画像を目指して鋭意研究が続けられてきたが、遂に Zhang and Tanimoto (1992, 1993) によって成し遂げられた。この仕事は、これから上部マントルに起こっている流体運動を導くことに決定的な役割を演ずると思われるので、少し詳しく解説したい。

余談になるが、アメリカでは研究者にそれぞれ特色があり、Don Anderson の率いる Caltech のほか、Harvard では Dziewonski らが全マントルのサイズミットモグラフィをすすめ、UCLA (University of California at Los Angeles) では、Schubert 門下が生数値モデル実験でマントル内の対流運動に挑んできた。いずれも自分のテーマを持ち、長い年月にわたってひたすらに追及し、本質的な科学的認識を新しく一つ一つ生み出し積み上げて来ている。私たちの科学的認識がどのように作られてゆくかかえりみさせるものがある。

2.3.1 太古代シールド帯の根(高速度異常帯)

Don Anderson は1991年秋の AGU の特別講演で Zhang and Tanimoto のトモグラフィ画像に読み取れる地球テクトニクスを一時間にわたって紹介した。その論文は翌年 Science 誌上に掲載された (Anderson et al., 1992)。

特筆すべき成果は二つあった。一つは高速度異常帯 (HVA: High-velocity Anomaly area) に対応するシールド帯と呼ばれる太古代の大陸の根に関することであり、もう一つは低速度異常帯 (Low-velocity Anomaly area) に対応する海洋中央海嶺やホットスポットなどの根に関することであった。すなわち、地表に見られる地質構造運動と深部の運動との関連性がサイズミットモグラフィに適確に見えてきたことを報じた。

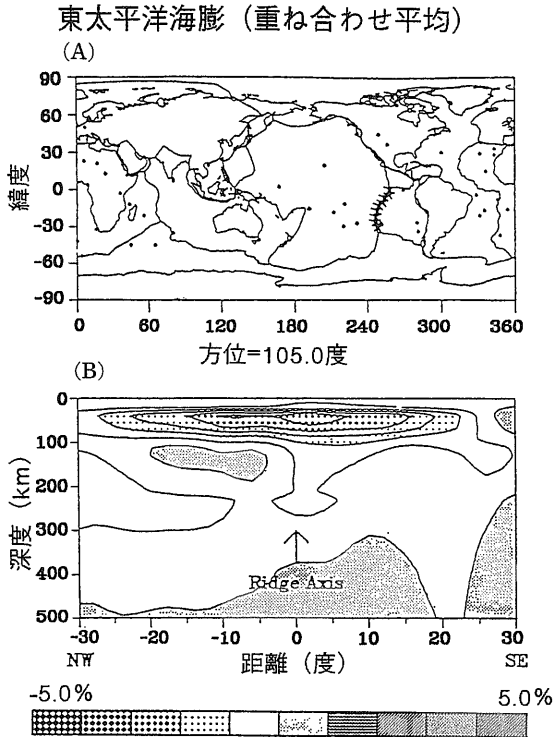
先ず高速度異常帯について記す。口絵5に深度110 km における S 波速度異常分布を示す。注目すべきことは、高速度域(濃い青色)がプレカンブリアの岩石が露出する地域、すなわち、太古代シールド帯に対応していることである。それらは広いパルチック-ウクライナ、カナダ、グリーンランドのシールド帯、やや小さい西オーストラリア、ブラジル、アフリカ、インド、南極のシールド帯に対応している。太古代シールド帯として知られていながら高速度帯として現われていないのはインドネシア、アラビアシールド帯の二つだけである。

現在から45億年~25億年以前の太古代シールド帯の根が現在も上部マントル~110-200 km の深度まで高速度帯として根を張っていることは留意されるべきことと思われる。太古代から現在に至るまでずっと地表にあって沈んでいない。冷たく重くなって沈むという図式はこの根には当てはまらない。これらは、地球史における全地球物質の循環、構造運動のサイクル性を考える時、無視できない現象であろう。

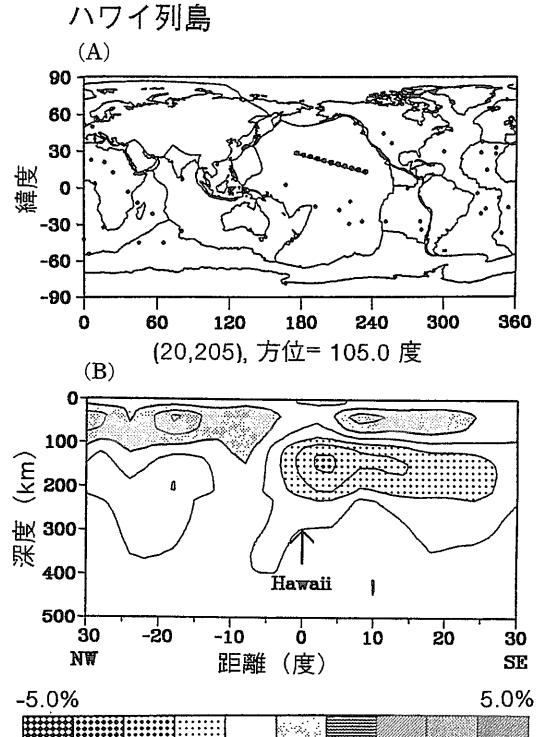
2.3.2 太平洋の海洋中央海嶺(低速度異常帯)

次に、海洋中央海嶺、ホットスポットなどに対応する低速度異常帯について Zhang and Tanimoto (1992, 1993) の論文に沿って記す。結果を述べる前に、高分解能・高精度がどのようにして得られたのかその手法を少し紹介する。手法はブロック分割法であり、Dziewonski らの球面調和展開法ではない。また深尾らの波線走時トモグラフィでもない。表面波分散曲線を使うトモグラフィである。ブロック分割は上部マントルを水平的には $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ の等面積に、深さ方向には厚さ20 km にとっている。使用した地震波はラブ波、レーレイ波などの表面波で、その基本モード(75~250秒)の位相速度を用いている。この方法は Tanimoto らが開発してきたものである。今回の分解能は高く、水平方向に1000 km、深度方向に60~250 km となっている。Dziewonski らの調和展開次数による今回の分解能(水平方向に約3000 km、深度方向に約220 km)と較べると、格段の向上が認められる。したがって、Dziewonski らの画像には見えない細かなところまで見えてきている。

次に見えた特徴を記す。先ず海洋中央海嶺下の低速度帯の形態を示す典型的な例として東太平洋海膨



第1図 Zhang and Tanimoto(1993)による東太平洋海膨(EPR)下のS波速度異常の断面。(A)断面の位置:海膨軸に直交する東西断面。水平距離 ± 30 度。(B)海膨軸に沿い南北約20度におたって平均したもの。異常の範囲: $\pm 5\%$ 。



第2図 Zhang and Tanimoto (1993)によるハワイ列島下のS波速度異常断面。(A)断面の位置:ハワイ列島に沿う北西-南東方向。(B)S波速度異常。水平軸の中心はハワイホットスポット。異常の範囲: $\pm 5\%$ 。

(EPR: East Pacific Rise)について得られたトモグラフィ画像を第1図に示す。

この断面は海膨軸に直交して水平距離約 $\pm 30^\circ$ (約3000 km)の範囲について、軸上の数点でそれぞれ断面を作り、それらを軸を合わせて重ね、平均をとったものである。原論文には平均をとる前の生々しい断面も示されている。したがって、第1図の断面は東太平洋海膨の東西約7000 kmにわたる拡がりについて、軸に沿って南北約2000 kmにわたる平均を示している。この断面に見られる特徴を記すと次の通りである。

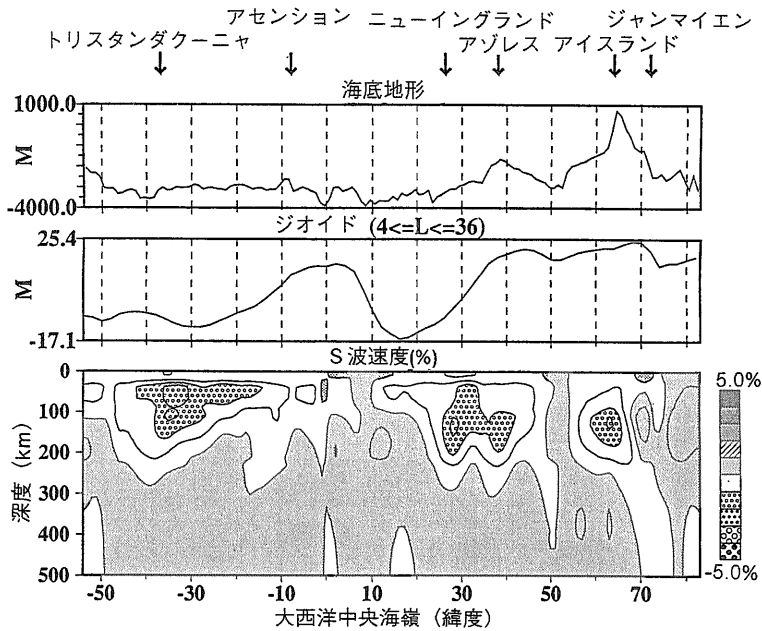
低速度帯の発達には水平的に広大であり約 40° (約4400 km)にも及ぶ。深度方向の拡がりには10 km以浅と薄く、最低速部分は50 km以浅に現われている。低速度層内部の速度分布は上下非対称になっており、浅い部分はより遅くなっている。速度異常値は5%にも及ぶ。

S波速度の5%減という値は注目すべきことで、

1996年1月号

これは部分熔融が進んでいることを示す。S波速度異常値は部分熔融を定量的に見積もるとき必要になる量である。Dziewonskiらの球面調和展開ではS波速度異常の最大値が3%となっている。この3%~5%の違いは低速度帯の物性・状態(温度、密度、粘性など)を考える時、大切な因子となる。また、Dziewonskiらの手法では低速度帯の浅さについて、このような高分解能は得られていない(Su and Dziewonski, 1991)。

同様なトモグラフィ画像がPAR (Pacific Antarctic Ridge: 太平洋南極海嶺)、SEIR (South-East Indian Ocean Ridge: 南東インド洋海嶺)についても得られており、ほぼ同様な形態・特徴が見られる。ただSEIRでは海嶺軸に直交する方向の拡がり約1000 kmと狭くなっている。それは、南極大陸とオーストラリアに境界されているためである。PARとSEIRは南極大陸を環状に取り巻く海嶺系として注目を引いているところである。原論文を参



第3図 Zhang and Tanimoto (1993)による南北大西洋海嶺の軸に沿うS波速度異常断面。海底地形、ジオイドも示されている。

照されたい。

太平洋の海洋中央海嶺(海膨)にともなって、このように広大なアセノスフィアが発達しているのは壮観である。私はこれを「アセノスフィアの海」と呼びたい。なぜなら、そこでは溶融したマグマ、多孔質になった岩体が流動性を増し、その流れはあたかも海洋大循環に見られるような様相を示しているであろうと思われるからである(Nagumo, 1992)。

2.3.3 ハワイホットスポット

ハワイホットスポットのトモグラフィ断面を第2図に示す。断面の位置はハワイ列島に沿ってとられたもので、第2図(A)の黒丸付実線に示されている。

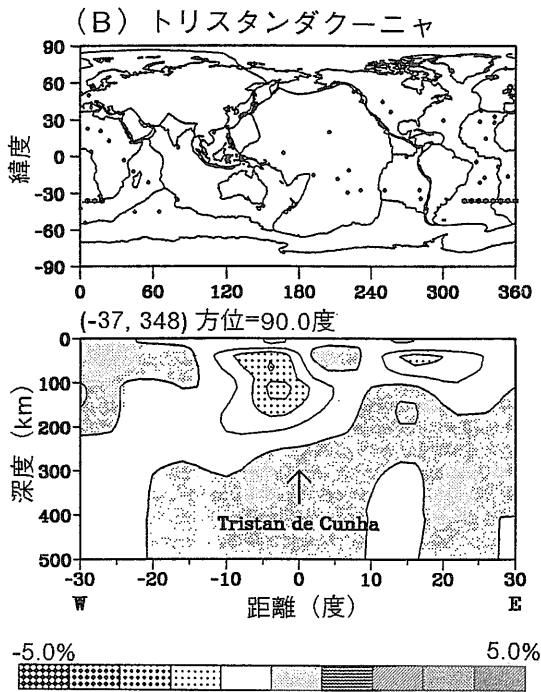
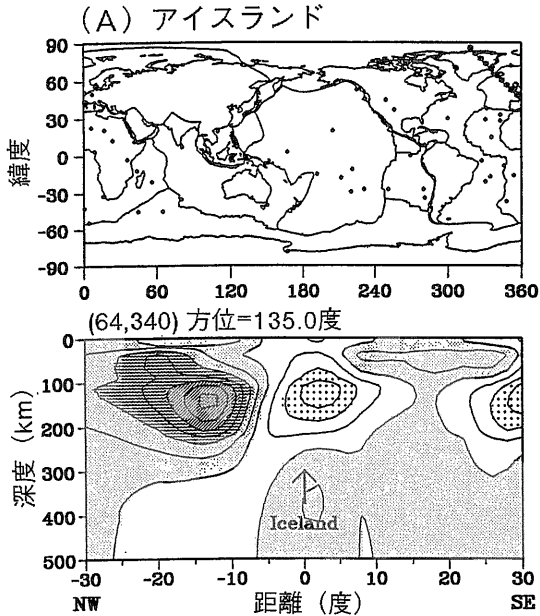
特徴として次のことが見える。ホットスポットの根に相当する低速度層の拡がり、速度異常値を1%にとってみると、深度100~200 kmに位置している。100 kmより浅い領域は、むしろ高速層となっている。この低速度層の深さは海洋中央海嶺のそれよりも100 km程深い。低速度層の水平方向の拡がりを見ると、ハワイ島の東方に伸び、約2000 kmにも及んでいる。しかし、西方への伸びはない。これは気になる現象である。プレート運動の進行方向(東)には低速度層がなく、まだホットスポットに到着しない方向(西)に、すなわち、上流に

低速度層がある。もし従来いわれているように、固定されたホットスポットを横切ってプレートが進むとすると、低速度層の発達する方向は逆になる筈である、すなわち、下流になる筈である。

今回明らかにされた低速度層の分布状態はホットスポットの供給源に関する様々な議論に大きな制約を与えるであろう。ハワイホットスポットと呼ばれるものの根が深さ100~200 kmにおいて水平的に長く広がっているということは、それが上部マンタルの底部から直接立ち上がったものでもなく、下部マンタに直接連なっているものでもない、ということを示している。勿論、この分解能では見えない程の小さい導路で下部マンタまで通じているかもしれない、という仮説は棄却することはできないが、ちなみに、ハワイ火山に関する熱ブルームによるマグマ生成について Watson and Mackenzie (1991)の論文がある。

2.3.4 大西洋中央海嶺

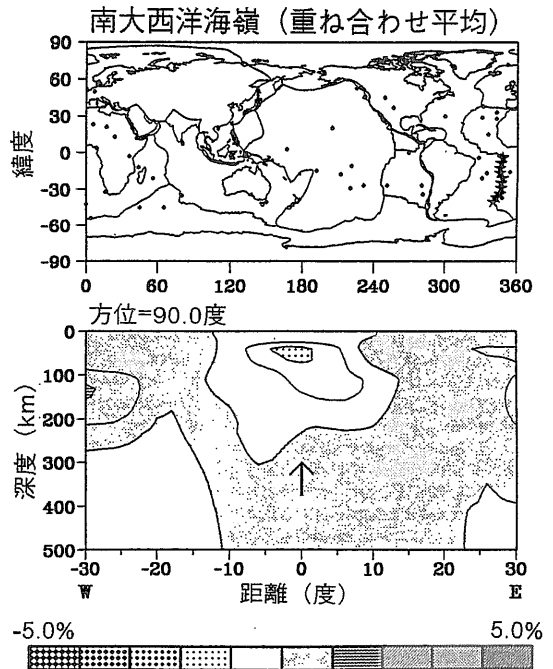
古超大陸パンゲアの分裂によって形成されたといわれている大西洋には、海嶺に表わされるリフティング(裂開)の運動に加えて、ホットスポットの活動が関わっていると考えられている。大西洋のトモグラフィ画像はそれらの関連をよく見ようと意図する。



第4図 Zhang and Tanimoto (1993)による大西洋海嶺の軸に直交するS波速度異常断面。(A)アイスランドを通る北西-南東方向の断面。(B)トリスタンダクローニャ島を通る東西方向の断面。

第3図は大西洋中央海嶺の南北に連なる軸に沿ったトモグラフィ断面で、北はアイスランド(北緯61度)からアズレス島を経て南大西洋トリスタンダ

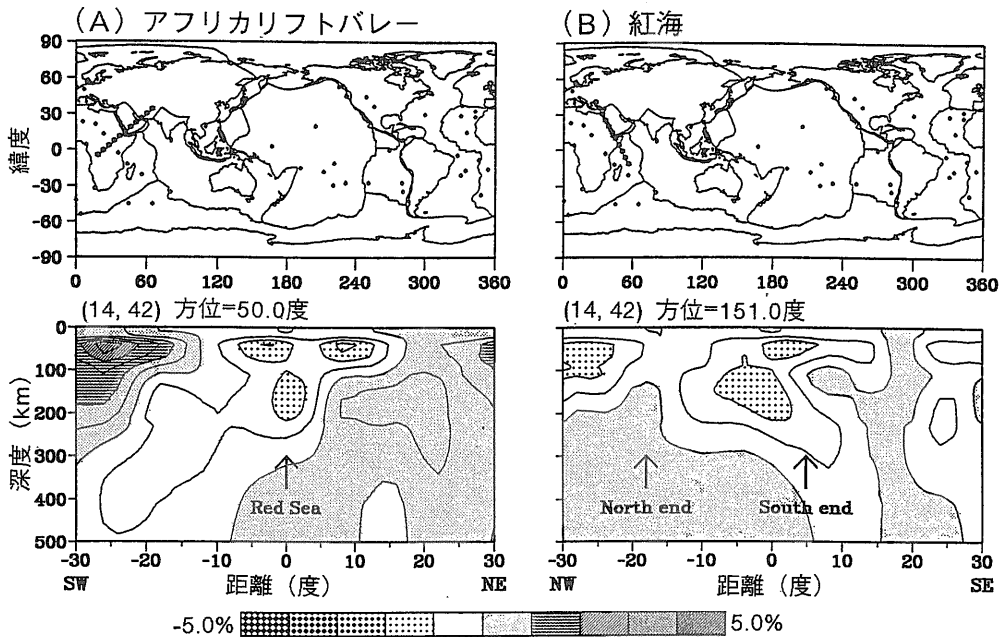
1996年1月号



第5図 Zhang and Tanimoto (1993)による南大西洋海嶺の軸に直交するS波速度異常の平均断面。

クローニャ島(南緯37度)に至るものである。海嶺真下に発達する低速度層(マグマ供給源相当)を見ると、南北大西洋で様相が異なっている。北大西洋では低速度層の深さは、ほぼ100~200 kmにある。しかし、南大西洋では浅くなっており、トリスタンダクローニャ島ホットスポットでは低速度層の上面は約50 kmにまで達している。また、海嶺軸に沿って低速度層は所々くびれを持ちながら延々と続いている。これは大西洋中央海嶺の活動が軸に沿って一様ではないことを示している。

次に、海嶺軸に直交する断面を見ると、第4図(A)のアイスランド島を通る北西-南東断面では、低速度層の東西の幅はせまいものとなっている。両側に大陸の高速度層があるためである。第4図(B)のトリスタンダクローニャ島を通る東西断面では、海嶺直下の低速度層は東方へ向かって深くなり、その東端はナポレオン一世の流刑地として知られるセントヘレナ島ホットスポットへ続いている。この傾斜はホットスポットから海嶺軸へのマグマ供給のチャンネルを思わせる。ちなみに、海嶺軸とホットスポットとの地理的關係についてはDuncan and Richards (1989)のレビュー論文がある。



第6図 Zhang and Tanimoto (1993)によるアフリカ大陸リフトのS波速度異常の断面。(A)紅海の軸に直交する南西-北東方向の断面。(B)紅海の軸に沿う北北西-南南東方向の断面。異常の範囲： $\pm 5\%$ 。

南緯21~11度の平均東西断面は、第5図に示すようになっている。海嶺軸下の低速度層の拡がりや幅約200 km、深さ約200 km程度のものである。

大西洋中央海嶺と太平洋中央海膨とは、同じく海洋中央海嶺(MOR: Mid-Ocean Ridge)と呼ばれても、それに伴う低速度層・アセノスフィアの状況はまったくと言ってよいほど異なっている。超大陸の分裂といわれる大西洋生成過程は今回復られたサイスミックトモグラフィ画像から再現できるだろうか。

2.3.5 大陸リフト

大陸のリフトの下の上部マントルに、低速度層はどのように発達しているであろうか。アフリカリフトバレー・紅海の領域について見てみる。

アフリカ大陸の下部マントルにはコア・マントル境界から立ち上がる巨大な熱プルームが上昇してきている。一方アフリカ大陸の根が深く張っており、上部マントルの底まで達している(Dziewonski 参照)。下部マントルの巨大な熱プルームが上部マントルとどのように作用し合っているであろうか。第6図(A)は紅海の軸の直行し、アフリカ地溝帯を横断する断面、第6図(B)は紅海に沿った北北西-南南東方向の断面である。その位置は第6図(A)(B)

の上段に黒丸付き実線で示されている。

第6図(A)において、紅海下の低速度層は深度50 km 付近に最低値を持ち、水平方向に幅200 km 以上にわたって拡がっている。紅海の直下では低速度層が深度200 km まで深く細長く続いている。低速度層の深さ方向の延長は南西方向に斜めに深まっている。この斜めの領域は、速度異常値は小さいものの熱エネルギーの供給チャンネルの存在を思わせる。また第6図(B)では紅海の軸に沿って低速度層が発達しており、特に、紅海の東南端では深度200 km 以深へと低速度が伸びている。ここはホットスポットアファ(Afar)にあたり、上昇流のあることを示している。さらに、その低速層は南東方向に深さを増し、熱エネルギーの供給チャンネルの存在を示している。

このように紅海のリフトをもたらしした低速度層の様子はよく見えているが、アフリカ地溝帯をもたらししたものはよく見えない。アフリカ地溝帯は第6図(A)の南西部にあるが、そこは大陸の厚い高速度帯である。上昇流は見えない。

アフリカ・アラビア地域は下部マントルの熱プルームと上部マントルとの相互作用のモデル計算に選ばれているところである(Campbell and Griffiths,

1990). モデル計算の結果を実際の観測データ(サイスミックトモグラフィ画像)で検証できる場所である。逆問題としてトモグラフィ画像からマントル内部の運動を計算して欲しい。2.2.2に記したRichard and Vigny (1989)の分解能を細かにするなどのアプローチなどもあろう。今提出されているモデルの当否が検証されるのみならず, 真実の姿が見えてくるであろう。

大陸リフトの例として, 原論文ではバイカルリフト(Baikal Rift)のトモグラフィ断面も示しているので参照されたい。(つづく)

参 考 文 献

- Anderson, D. L., Tanimoto, T., and Zhang, Y.-S. (1992): Plate tectonics and hotspots: the third dimension. *Science*, **256**, 1645-1651.
- Birch, F. (1969): Density and composition of the upper mantle: First approximation as an olivine layer. In "The earth's crust and upper mantle", *Geophys. Monogr. Ser.*, **13**, edited by P. J. Hart, pp. 13-36, AGU, WASHINGTON, D. C.
- Campbell, I. H. and R. W. Griffiths. (1990): Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **99**, 79-93.
- Duncan, R. A. and Richards, M. A. (1991): Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. *Rev. Geophys.*, **29**, 31-50.
- 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.
- Dziewonski, A. M., Forte, A. M., Su, W.-J. and Woodward, R. L. (1993): Seismic structure and geodynamics. *Geophys. Mono.* **76**, 67-105.
- Forte, A. M., et al., (1993): A spherical structure of the mantle, tectonic plate motions, nonhydrostatic geoid, and topography of the core-mantle boundary. *Geophys. Mono.*, **72**, 135-166.
- Fukao, Y. (1992): Seismic tomograph of the earth's mantle: geodynamic implication. *Science*, **258**, 625-630.
- Fukao, Y. and Obayashi, M. (1992): Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *J. Geophys. Res.*, **97**, B4, 4809-4822.
- Fukao, Y., Maruyama, S., Obayashi, M., and Inoue, H. (1994): Geologic Implication of the whole mantle P-wave tomography. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **100**, 4-13.
- Hager, B. H. and Clayton, R. W. (1989): Constraints on the structure of mantle convection using seismic observations, flow models, and the geoid. In Peltier, W. R. (ed.) "Mantle convection", Gordon and Breach Science Publishers, 657-763.
- 丸山茂徳・深尾良夫・大林政行 (1993): プリウム・テクトニクス. *科学*, **63**, 373-389.
- Montagner, J.-P. (1994): Can seismology tell us anything about convection in the mantle? *Rev. Geophys.*, **32**, 115-137.
- Nagumo, S. (1992): Asthenosphere ocean with long-axis mid-ocean ridge formation. *Eos*, **73**, No. 43, 1992 Fall Meeting, T51A-16, 577.
- Nolet, G. and Zielhuis, A. (1994): Low S velocities under the Torqu coast-Teisseyre zone: Evidence for water injection into the transition zone by subduction. *J. Geophys. Res.*, **99**, 15813-15820.
- Richard, Y., and Vigny, C. (1989): Mantle dynamics with induced plate tectonics. *J. Geophys. Res.*, **94**, 17543-17559.
- Vigny, C., Richard, Y. and Froidevaux, C. (1991): The driving mechanism of plate tectonics. *Tectonophy.* **187**(4), 345-360.
- Watson, S. and Mckenzie, D. P. (1991): Melt generation by plumes, A study of Hawaiian volcanism. *J. Petrol.* **12**, 501-537.
- Woodhouse, J. H. and Dziewonski, A. M. (1984): Mapping the upper mantle: Three dimensional modelling of earth structure by inversion of seismic waveform. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5953-5986.
- Woodward, R. L., Forte, A. M. and Su, W.-J. (1993): Constrains on the large-scale structure of the Earth's mantle. *Geophys. Mono.*, **74**, 89-109.
- Zhang, Y.-S., and Tanimoto, T. (1992): Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps. *Nature*, **355**, 45-49.
- Zhang, Y.-S., and Tanimoto, T. (1993): High-resolution global upper mantle structure and plate tectonics. *J. Geophys. Res.*, **98**, B6, 9793-9823.

NAGUMO Shozaburo (1996): Mantle dynamics-recent trend in imaging the deep Earth's interior.

<受付: 1995年4月27日>