マントル対流をめぐる最近の地震学的研究

東京大学理学部地球物理学教室* 末次大輔

A Review of Recent Seismological Studies with Implication on Mantle Convection

Daisuke SUETSUGU

Department of Geophysics, Faculty of Science, the University of Tokyo,
Yayoi 2-1-16, Bunkyo-ku, Tokyo, 113 Japan

(Received November 6, 1989; Accepted December 6, 1990)

Our understanding of three dimensional mantle structure has been greatly advanced in the last decade. We review recent seismological studies on the Earth's interior with special emphasis on implication for mantle convection. Studies reviewed in the present paper involve large-scale seismic anisotropy, large-scale mantle heterogeneity, fine structure and topography of the 650 km discontinuity and the core-mantle boundary, and the slab penetration into the lower mantle.

Key words: Three dimensional mantle structure, Mantle convection.

§ 1. はじめに

マントル対流がどのようなパターンで起こっているかを知ることは、現在の地球内部のダイナミクスを知ることにとどまらず、地球誕生以来の地球進化の歴史を明らかにすることに直結する地球科学上の重大なテーマである。代表的な対流モデルとしては、全マントル対流モデル [例えば, ELSASSER *et al.* (1979)] と、650 km 不連続面を境に上部・下部マントルで別の対流が起こっているとする二層対流モデル [例えば McKENZIE and WEISS (1975)] とがあり (Fig. 1), これらをエンド・メンバーとする様々なモデル [例えば, SILVER *et al.* (1988)] が提案されているが、まだ決着には至っていない。

地震学がなし得るのは現在の対流パターンの「スナップ・ショット」を推定することである。マントル対流が存在すれば、上昇流の部分は比較的高温で地震波が低速度となり、下降流の部分では低温で高速度になるだろう。上昇流・下降流の存在はマントル境界面や不連続面の凹凸を誘起し、それが地震波走時に影響するかもしれない。また、流れにともなうマントル構成鉱物の結晶格子の選択配向によって、地震波速度の伝搬方向に対する

依存性 (地震波異方性) が生じることが予想される。従って、地震波に反映されるこれらの現象を捉えることができれば、逆に現在のマントル対流のパターンを推定することができるだろう。このような可能性が現実射

Fig. 1. Cross section of the earth's mantle illustrating the circulation patterns of the mantle convection. (a) Whole mantle convection. (b) Two-layer mantle convection with a boundary at a depth of 650 km. After OLSON (1984) with slight modification.

* 〒113 東京都文京区弥生 2-11-16
現在、建設省建築研究所国際地震工学部

程に入ってきたのは、高性能地震観測網の充実や大型計算機の発達などを背景に3次元マントル構造を推定する研究が大きく進んだ1980年代以後である。

本報告では地震波解析によってマントル対流の存在やパターンがどれだけ明らかになってきたかレビューする。その際次のような4種類の研究に大きく分けて議論する。(1)地震波異方性；(2)マントル内部の地震波速度3次元大規模不均質；(3)最下部マントル(D'層)や650 km 不連続面付近の速度構造や凹凸；(4)スラブ・ペネトレーション；(2)~(4)は上に述べたマントル内部の大規模対流パターンに直接関わっている。(1)の研究は現状では上部マントル異方性のみが研究対象になっているが、潜在的にはマントル対流の全貌を知る最も有力な手段となる可能性がある。

本稿では専ら地震学的手法によってマントル対流についてどれだけのことがわかってきたかということに焦点を絞る。地球内部構造の推定法や得られた結果の詳細については中西(1988a)や本特集号の中西の論文が、地震波異方性については川崎(1988)、KAWASAKI(1989)、スラブ・ペネトレーションについては末次(1987)に詳しい。また、対流のシミュレーションや物質科学からのアプローチを含めたマントル対流の研究については、最近の本多(1988a)のレビューを参照されたい。

§ 2. 地震波異方性

マントルを構成する主要鉱物であるオリビンやパイロキシンなどの単結晶は強い異方性を持っている[例えば、KUMAZAWA and ANDERSON (1969)]。これらの鉱物の結晶格子は、塑性流動などが無い状態ではランダムな方向を向いているので、異方性は観測されない。しかしマントル対流によってマントル物質の結晶格子の選択配向が起これば、地震観測によって異方性が検出できるかもしれない。海洋上部マントルの塑性流動の「化石」と考えられているオフィオライト中の超塩基性岩では、流動の方向に弾性波速度が最大になるような異方性がみられる[例えば、NICORAS *et al.* (1971)]。従って、もしこのような流動パターンと異方性の関係がマントル全体に適用できるとすると、地震波異方性の地域分布から逆に対流パターンを推定できるかも知れない。ここで注意しなければならないのは、流動が異方性を生み出すメカニズムは複数あり、異方性から一意的にマントル対流パターンを決定できるわけではないということである。例えば異方性が塑性流動に起因する動的再結晶によって生じる場合、その異方性は対流による応力場を反映するが必ずしも対流パターン(形状)を表わさない[例えば、KARATO (1989)、竹下・唐戸(1989)]。この問題を解決

するためには、異方性を作る複数のメカニズムの内のどれがどのような物理的条件下で重要になるのかを物質科学的に明らかにすることが必要である[竹下・唐戸(1989)]。

地震波異方性は、その現れ方によって(a)表面波やPn, Sn波の方位異方性；(b)レイリー波・ラブ波の分散から推定されるP, S波偏光異方性；(c)S波のスプリッティングの観測によって推定されるS波偏光異方性の三つに分けられる。この内(a)は水平方向に伝搬する表面波やPn, Snの速度が伝搬方向に依存するという現象で、直感的に最も理解し易い。(b)は、もともとレイリー波分散曲線から求めた V_{SV} (SV波速度)構造とラブ波分散曲線から求めた V_{SH} (SH波速度)構造が異なるという現象を説明するために考えられた[例えば、AKI and KAMINUMA (1963)]。これは鉛直・水平2方向の振動に対する媒質の応答(剛性率)が異なっていることに対応している。(c)も(b)と同様に振動方向による媒質の応答の違いによってS波やScS波に生じる偏光現象である。(c)については本特集号で金嶋によって詳しく解説されているのでここでは省略し、(a)、(b)、特に表面波から観測される大規模異方性に議論を絞る。

80年代の地震波異方性研究の特徴は次の2点である；(1)デジタル観測網のデータの解析によって、異方性の地域分布が明らかになってきた。それに伴い、上部マントル異方性と現在あるいは過去のプレート運動との間に相関があることがはっきりした；(2)上述の(a)~(c)の地震波異方性を、マントル構成物質の異方性の情報を用いて統一的に解釈しようとする研究が始まった。

2.1 方位異方性

方位異方性の存在自体は、1960年代から海洋での屈折法の結果や表面波の観測[例えば、HESS (1964)、FORSYTH (1975)]などから指摘されてきたが、1980年代の研究の特徴はその地域分布を推定し、プレート運動やマントル対流との関係を議論するようになったことである。地域的スケールの研究では、特に太平洋のレイリー波速度方位異方性の地域分布が多く研究者によって推定された[MONTAGNER (1985)、SUETSUGU and NAKANISHI (1987)、NISHIMURA and FORSYTH (1988)]。太平洋プレートは約40 Maに拡大方向が変化したので、それ以前に生成された北西太平洋地域では現在と生成時とでプレート拡大方向が異なると考えられている。異方性が存在するとして、それが何時のプレート拡大方向と相関を示すかは興味深いところである。Fig. 2はNISHIMURA and FORSYTH (1988)によって求められた周期59秒のレイリー波最大速度方向である。彼らの求めた最大速度方向は地磁気縞模様方向に直交しており、プレート生

Fig. 2. The azimuthal anisotropy pattern in the Pacific Ocean for Rayleigh wave phase velocities at a period of 59s. The fastest direction of propagation is shown. Length of lines specify velocity difference between the fastest and the slowest directions. After NISHIMURA and FORSYTH (1988).

成時の拡大方向によく一致する。方位異方性の大きさは1~3%である。この周期のレイリー波はプレートの速度構造を強く反映するので、これは海嶺付近でオリビンが固化してプレートができたときに、結晶のa軸がプレート拡大方向に選択配向し、それが化石として残っていることを示唆する。最近の海底地震観測によるPn波の結果もこれを支持している [SHIMAMURA *et al.* (1983)]。一方で、MONTAGNER (1985) と SUETSUGU and NAKANISHI (1987) はほぼ同じ周期のレイリー波を解析し、むしろ現在のプレート運動方向に近い最大速度方向を得ており、NISHIMURA and FORSYTH (1988) の結果と矛盾する。現在・過去のプレート拡大方向が大きく異なる北西太平洋に於てより密な地震観測を行なうことによってこの問題に決着をつけることができるだろう。ラブ波の方位異方性はこれまでほとんど検出されていず、あっても非常に小さいと考えられる [KAWASAKI and KON'NO (1984), NISHIMURA and FORSYTH (1985)]。

全地球規模の研究では、TANIMOTO and ANDERSON (1984, 1985) が周期 100~250 秒のレイリー波方位異方性を球面調和関数の次数 4 まで求めている。この周期帯はアセノスフェアの速度構造を強く反映する。彼らは求められた最大速度方向とプレート運動から推測されるアセノスフェア内の流れ [HAGER and O'CONNELL (1979)] のパターンとの類似性を指摘した。しかしその後 MONTAGNER and TANIMOTO (1990) は、データ数を大幅に増やしてレイリー波・ラブ波の位相速度及び方位異方性の全地球の分布を周期 70~250 秒にわたって求め、レイ

リー波の最大速度方向とプレート運動方向との相関が強いことを示している。

以上述べてきた方位異方性は、表面波の見かけの異方性であるから、それを生み出す上部マントルの弾性定数を推定するためには、見かけ異方性と弾性定数（とその深さ分布）との関係（偏微分係数）を定式化する必要がある。偏微分係数は MAUPIN (1985) や MONTAGNER and NATAF (1986) によって求められている。彼らの計算によると、長周期表面波の方位異方性には上部マントル深部の異方性だけでなく、マントル最上部の異方性も強く関係している。従って、長周期表面波方位異方性からアセノスフェアの異方性や対流を推定するためには、マントル最上部の異方性の影響を補正しなければならない。そのためには、Pn 波の異方性データや、深さ方向の分解能の良い高次モード表面波データを用いることが必要である。

2.2 レイリー波・ラブ波分散曲線から推定される偏光異方性

REGAN and ANDERSON (1984) は、Transverse Isotropy（鉛直方向に対称軸を持つ六方晶系）を仮定して太平洋の海洋底年代別の上部マントル速度・異方性構造を推定した。その結果は、深さ 100~200 km の低速度層において太平洋の大部分では V_{SH} は V_{SV} よりも大きい、東太平洋海嶺の直下では逆に V_{SV} の方が大きい。彼らはこの結果から、海嶺付近で上昇流が存在し海嶺から離れると水平流が卓越していることを示唆した。彼らのモデルではプレート内の異方性は弱い。また彼らのモデルの一番の特徴は海洋プレートの平均的厚さが 50 km と従来考えられてきた 100 km よりもずっと薄いということである。この厚さは海山の荷重によるプレートの変形から見積られた値と一致する。プレートの厚さをめぐる議論は川崎 (1988) に詳しい。

NATAF *et al.* (1986) は、長周期表面波データを用い、同様に Transverse Isotropy を仮定して全地球の上部マントル・モデルをインバージョンによって求めた。彼らの求めた異方性分布でもやはり海嶺付近の低速度層では $V_{SV} > V_{SH}$ 、また島弧付近でも $V_{SV} > V_{SH}$ となり、プレート生成及び沈み込みの地域の多くでマントル物質の上昇や下降流が起きていることを示唆している (Fig. 3)。他の場所では大体 $V_{SH} > V_{SV}$ である。彼らの用いたデータは長周期基本モードなので、異方性の深さ分布についての分解能は乏しい。

深さ方向の分解能を改善するためには表面波高次モードをデータに取り入れるのが効果的である。CARA and LÉVÊQUE (1988) はトンガから北米大陸にかけて太平洋を横切る表面波の分散曲線を高次モードも含めて求め、

Fig. 3. Map of polarization anisotropy at a depth of 250 km. The contour interval is 5%. Divide by 2 to obtain $(V_{SH} - V_{SV})/V_{SV}$. After NATAF *et al.* (1986).

それを深さ方向にインバージョンして異方性の深さ分布を調べた。その結果、太平洋下の平均的上部マントルではプレートも含め深さ 250 km まで 3~4% ほど V_{SH} が V_{SV} より大きいことが分かった。

2.3 表面波方位異方性及び偏光異方性を説明する統一モデル

表面波方位異方性及び偏光異方性から分かってきたことをまとめると、(a) 方位異方性の最大速度方向はプレートの現在あるいは過去の運動方向と関係している。方位異方性の大きさはレイリー波で 1~3%, ラブ波ではほとんど観測されない。(b) 偏光異方性は少なくとも深さ 200~300 km までは存在し、太平洋の大部分などプレートの水平運動が起きている場所では $V_{SH} > V_{SV}$ 、海嶺や島弧などマントル物質の上昇やプレートの沈み込みが起きている場所では $V_{SV} > V_{SH}$ となっていること、異方性の大きさは 2~3% であることが分かった。

表面波方位及び偏光異方性の原因は共に上部マントルでの鉱物結晶軸の選択配向にあると考えられるが、表面波方位・偏光異方性を同時に説明する異方性マントルモデルは 80 年代初めまで提出されていなかった。例えば偏光異方性の解釈として仮定した Transverse Isotropy は、対称軸が鉛直方向なので方位異方性を説明することはできない。そこで近年、表面波異方性を統一的に説明する上部マントルの異方性分布を求めようという試みが始められている。表面波データだけから 21 個の弾性定数の 3 次元分布を決定することはできないので、異方性の性質を仮定したり (例えば軸対称)、海洋上部マントルの塑性流動の「化石」と考えられているオフィオライト中の超塩基性岩で測定された異方性データを用いるなどして、決定すべきモデル・パラメータを少なくしている。

KAWASAKI (1986) は、オフィオライト中の超塩基性

岩で測定された異方性を太平洋上部マントルに仮定することによって、20~100 Ma の太平洋におけるレイリー波・ラブ波平均的分散曲線と平均的方位異方性を統一的に説明する太平洋の平均的異方性上部マントル・モデルを作った。彼のモデルでは Transverse Isotropy と違い、水平かつプレート拡大方向に平行な対称軸をもつ異方性が仮定されている。得られたモデルの特徴は以下の通りである：(1) REGAN and ANDERSON (1984) の結果と同様にプレートの厚さが 45 km と薄い；(2) プレートとアセノスフェア両方に約 3% の異方性がある。KAWASAKI (1986) は同じ手法を用いて、太平洋の年代別異方性モデルを作ろうと試みたが、データをうまく説明するモデルは得られなかった。これは、異方性の対称軸について施した仮定が、特に海嶺付近の最も若い地域や島弧付近の最も古い地域では成り立っていないことを示唆している。

NISHIMURA and FORSYTH (1989) は彼らの測定した太平洋での周期 30~120 秒のレイリー波異方性から、最大速度方向が過去のプレート運動方向に完全に一致すると仮定した上で年代別の異方性構造をインバージョンによって求めた。彼らのモデルでは 80 Ma より若い地域では少なくとも深さ 200 km まで異方性が存在するが、80 Ma より古い地域では 50 km までしか存在しない。彼らはプレートの異方性には過去のプレート運動が、低速度層の異方性には現在のプレート運動が関係しており、80 Ma より古い地域では両者が異なるために互いに打ち消し合い、見かけ上浅部までしか異方性が無くなってしまったと推論した。すなわち、表面波データを説明するためには対称軸の方向が水平方向にも深さ方向にも変化していると考えなければならないことが分かった。

MONTAGNER and NATAF (1988), MONTAGNER and JOBERT (1988) は異方性が軸対称であるという仮定の上

Fig. 4. Map of symmetry axis and amplitude of anisotropy at a depth of 250 km beneath the Indian Ocean. The contour lines of the amplitude are superimposed to the straight lines indicating horizontal projection of the local symmetry axis. After MONTAGNER and JOBERT (1988).

で、対称軸の方向を仮定せずにレイリー波、ラブ波分散曲線からS波速度と異方性の大きさ、それに対称軸の方向ベクトルの3次元分布を推定する方法「ベクトリアル・トモグラフィ」を提唱し、インド洋の上部マントルに適用した。彼らの求めたモデルでは、深さ100 km以浅で異方性の対称軸が海洋プレート内ではプレート拡大方向に、海嶺の下では鉛直方向に、またインドネシアの沈み込み帯では沈み込み方向に向くなど、プレート運動に関係すると思われる異方性がみられる。より深部の異方性は、プレート運動には一致せず、より複雑なパターンを示している。Fig. 4に深さ250 kmでの異方性分布を示す。彼らの結果では異方性の対称軸の向きや大きさは深さによって激しく変化している。MONTAGNER and JOBERT (1988) は表面波基本モードのみを使っているので深さ方向の分解能には問題があり、このような異方性の深さ方向の大きな変化が本当であるかどうかは分からない。しかし、彼らの手法はマントル対流の三次元パターンを推定する道を開いたという意味で大きな意義がある。

§ 3. マントルの3次元大規模不均質構造

長周期デジタル地震観測データの蓄積や大容量高速計算機の発達を背景に、80年代にはマントル3次元速度モデルの研究が飛躍的に進んだ（詳細は本特集号の中西の論文参照）。また得られた3次元マントル速度モデルを基礎データとして用い、ジオイドや熱流量などの観測データとの比較を通してマントル対流のモデリングを

試みる研究も始まった。

80年代のマントル大規模不均質構造の研究の特徴は、地表のテクトニクスの情報を使わずに速度分布を求めている点である [例えば、DZIEWONSKI and WOODHOUSE (1987), INOUE *et al.* (1990), TANIMOTO (1990)]。70年代には、地表のテクトニクスに従ってあらかじめ地域分けをし、各地域毎に上部マントル構造を推定する研究が盛んに行われてきた [例えば OKAL (1977)]。しかし、上部マントルでも深部になれば地表のテクトニクスと速度分布に直接の関係があるとは限らないし、下部マントルとなればなおさらなので、地表のテクトニクス・データを用いずに不均質モデルを推定することは本質的に重要である。

これまで求められたモデルは、細部に多くの不一致があるが、長波長の速度不均質パターンは共通している：浅いところから順に (1) 上部マントルの深さ300 km以浅は地表のテクトニクスと速度不均質とは強い相関がある；(2) 上部マントル遷移層（深さ400～600 km）では、西太平洋と南米に大規模な高速度域、中央太平洋は全体に低速度域となるような強い長波長（球面調関数で2次）パターンが存在する；(3) 下部マントルは全層にわたって環太平洋の沈み込み帯に沿って高速度域、太平洋中心部は柱状の低速度域というパターンが卓越する (Fig. 5) ほか、アフリカ南部に顕著な低速度域が存在する。このような下部マントルのリング状高速度域・柱状低速度域というパターンは、最近の球殻領域での三次元対流シミュレーションの結果における特徴的なパターンで

MDLSH Layer 10 2359 - 2630 km

Fig. 5. S-wave velocity map in the depth range between 2,359 and 2,630 km by a waveform inversion. Dark regions are fast velocity region and white regions are slow. Contour interval is 0.5%. After TANIMOTO (1990).

あるリング状の下降流域・柱状の上昇流域と良く似ており [BERCOVICI *et al.* (1989)], 地震波から推定された速度不均質が実際に対流パターンを表現していることを示唆している。マントル全体を見渡して目に付くのは、沈み込み帯に沿った高速度異常が上部マントル遷移層から最下部マントルまで続いていることである。これはマントル対流の下降流が全マントルにわたって続いていることを示すように見える。しかし他方で、海嶺に沿った低速度域は深さ 300 km 以浅でしか見ることができない。ホット・スポットが多く分布する中央太平洋は下部マントルでは低速度だが上部マントル 300 km 以浅では必ずしも低速度ではないなど、上昇流の方はマントル遷移層（深さ 400~600 km）を挟んで途切れているかのようにみえる。速度不均質モデルだけからマントル全体の対流パターンを推定するのは一筋縄ではいきそうにない。これは一つには速度不均質を生じる要因として、マントル対流に関係する温度不均質の他に、化学的不均質もありうるからである。

地震波速度不均質モデルがマントル対流にともなう温度不均質でどのように解釈できるかを調べるためには、熱流量やジオイド・データなどとの比較検討が重要である。地表で測定される熱流量は地下の温度構造を直接反映しているので、熱流量データとの比較から地震波速度不均質と温度不均質との関係を調べることができる。また、温度不均質は速度と同様に密度にも影響を与えるのでジオイドとの比較も温度不均質の寄与を確かめるのに役立つ。特にジオイド・データの重要性は大きく、後述のように、ジオイドと地震波速度不均質モデルとの比較によってマントル内部の粘性分布やマントルの化学的成層構造の有無に関する情報を得ることができる。

NAKANISHI and ANDERSON (1984) は、表面波の位相

速度及び群速度の全地球的な分布を球面調和関数の 6 次の展開係数まで求め、熱流量の分布 [CHAPMAN and POLLACK (1975)] と周期 100~250 秒の表面波（特にラブ波）速度との間に強い相関があり低速度が高熱流量に、高速度が低熱流量に対応していることを示した。これは上部マントルの速度不均質が温度不均質と強く関係していることを示唆している。DZIEWONSKI (1984) は下部マントルの P 波速度分布を 6 次まで求めジオイドと比較した。その結果、2, 3 次で低速度と高ジオイドのパターンがよく一致することがわかった。一方ホット・スポットの分布 [例えば CHASE (1979)] も 2, 3 次の下部マントルの低速度域とよく一致し、下部マントル低速度域が高温のホット・スポットと関連していることを示唆している。低速度域では密度も小さくなるので、高ジオイドになるのは一見矛盾しているように見えるが、以下に述べる Hager らの研究はこれが実は矛盾ではないことを示した。

Hager らの一連の研究 [HAGER (1984), HAGER *et al.* (1985), HAGER and CLAYTON (1989)] は、地球内部の粘性を考慮に入れ Newton 流体の運動方程式を解くことによって、マントルの 3 次元速度分布と沈み込むスラブとからジオイドの長波長成分 (2~9 次) を定量的に説明できることを示した。同時にマントルの粘性分布と化学的成層構造の有無について議論し、マントルに化学的境界面はないと結論した。ジオイド計算に用いる三次元密度分布は三次元速度モデルから推定した。その際、速度不均質と密度不均質との間に比例関係を仮定した。重要なことは、密度異常そのもののジオイドへの寄与に加えて、密度異常に起因する地表面・650 km 不連続面・コア・マントル境界面 (CMB) などの凹凸のジオイドへの寄与を考慮した点である。地球は粘性を持っているの

Fig. 6. Comparison of the observed (a) and the calculated (b) long-wavelength (degree 2-9). Plate boundaries and hotspots (open circles) are also indicated. The contour interval is 20 m and geoid lows are shaded. After HAGER and CLAYTON (1989).

で、密度コントラストの強い境界面・不連続面の凹凸の効果を計算に入れるか否かによってジオイドの正負まで変わってしまう [HAGER (1984)].

HAGER (1984) は沈み込むスラブの密度異常から予測されるジオイドと人工衛星で観測されるジオイドとを比較した。スラブによる密度異常分布は和達-Benioff ゾーンの形状とスラブの密度の見積り値を用いて推定した。その結果、ジオイドの理論値と観測値とは球面調和関数の 4~9 次で一致させることができることを示した。続いて HAGER *et al.* (1985) は、一見下部マントル速度不均質モデルと矛盾するよう見えるジオイドの 2, 3 次成分が、マントル境界面 (地表面・CMB を含む) の凹凸を考慮に入れることによって符号も含めて非常によく説明できることを示した。さらに HAGER and CLAYTON (1989) は、上部マントルに TANIMOTO (1986) の S 波速

度モデル、下部マントルに CLAYTON and COMER (1983) の P 波速度モデル、そして HAGER (1984) で用いた沈み込むスラブによる密度異常を組み合わせ、マントル全体の密度不均質分布を考慮することによって、2~9 次のジオイド・パターンの 90% を説明することに成功した (Fig. 6)。Hager らは 650 km 不連続面が化学的境界面ではない (言い替えば全マントル対流) とする方がより良くジオイド・データ (特に 4~9 次) を説明すると主張している。彼らが最終的に推定した粘性モデルでは、リソスフェアはアセノスフェアと比べて 30 倍粘性が高く、下部マントルは上部マントル底部と比べて 10 倍高い粘性を持つ。彼らはジオイドの理論計算と同時に、対流による地表面と CMB の地形、それにマントル内の流速分布 (Fig. 7) も計算している。Hager らのジオイド理論計算には、地球の粘性分布を球対称とするなど

CC-LM Flow, degree 1-6, at 670 km, 100 Myr

Fig. 7. Flow velocities at a depth of 670 km driven by the densities inferred from lower mantle tomography. The crosses at the base of each vector represent downwelling, while the boxes indicate upwelling. The size of the symbols and vectors gives the displacement that would occur by extrapolating the flow velocities for 100 Myr; touching symbols represent velocities of 1 cm/yr. Plate boundaries and hotspots (open circles) are also shown. After HAGER and CLAYTON (1989).

の仮定が含まれている。実際には粘性は強い温度依存性を持つのでこれはかなり強い仮定であり、今後さらに検討する必要がある。だが、互いに独立な観測量であるジオイドと地震波速度分布を統一的に説明できることを示し、マンツルの成層構造や粘性に制約を与えた意義は大きい。

§ 4. マンツルの境界面・不連続面付近の構造

マンツルの境界面や不連続面がマンツル対流のセルの境界面に対応しているかどうかを知るためには、対流セルの境界の熱境界層あるいは化学的境界層としての特徴や、上昇流・下降流にともなう凹凸が存在するかどうかを、地震波解析によって調べればよい。80年代には大規模マンツル不均質の研究と並行して、これらの比較的微細な構造についての知見も数多く得られた。

4.1 熱境界層の推定

マンツル対流のセルの形状を知る手がかりとして、水平方向不均質の強さの深さ分布を調べるという方法がある [HONDA (1987)]。熱対流のセルの最上部・最下部は熱境界層になり熱伝導が温度分布を支配するため、対流セル内部よりも水平方向不均質の度合は強くなる。したがって、地表やCMB付近では水平方向不均質が強くなっていることが予想される。また、上部・下部マンツルで対流が別々のセルを成しているとすれば、深さ650 km付近でも水平方向不均質が強くなるだろう。

実際、80年代前半までに提出された長周期表面波から推定した上部マンツル不均質モデル [WOODHOUSE and DZIEWONSKI (1984), NATAF *et al.* (1986)] と短周期P波から推定された下部マンツル不均質モデル [CLAY-

TON and COMER (1983), DZIEWONSKI (1984), INOUE *et al.* (1990)] によれば、上部マンツルの最上部と下部マンツル最下部で水平方向不均質のパワーが強くなっていることが分かり、マンツル最上部・最下部が対流セルの最上部・最下部になっているという考えを支持している。しかし、深さ650 kmでそれがどうなっているかについては意見が分かれている。この原因の一つとして、上部マンツルを推定したときに用いた長周期表面波、下部マンツルで用いた短周期P波が両方とも650 km付近の速度不均質に対する分解能や精度に乏しいことがある。80年代後半になって長周期表面波・長周期実体波を用いて上部・下部マンツルの不均質を同時に推定した研究 [DZIEWONSKI and WOODHOUSE (1987), TANIMOTO (1987, 1990)] が始まるにいたり、この問題について従来より精度のよい議論ができるようになったが、まだ最終的な決着はついていない。本多 (1988b) は、TANIMOTO (1987) が求めた深さ1,000 kmまでのS波速度不均質モデルから水平方向不均質の強さの深さ分布を計算し、650 km付近に不均質パワーのピークがあることを示し、650 km不連続面が熱境界層になっていることを示唆している。WOODHOUSE and DZIEWONSKI (1987) も650 km付近で水平方向不均質が強くなっていることを指摘し、本多の示唆を支持する結論を出した。しかし、最近TANIMOTO (1990) がデータを増やし全マンツルのS波速度不均質モデルを推定した結果では、深さ650 kmに不均質パワーのピークはみられない。またINOUE *et al.* (1990) の全マンツルP波速度不均質モデルでも、深さ650 km付近に不均質パワーの強いピークはみられない。

Fig. 8. Topography of CMB obtained by inversion of the combined PcP and PKP data set. Spherical harmonic expansion is limited to degree and order 4. After MORELLI and DZIEWONSKI (1987).

4.2 最下部マントル

マントル対流が存在すればそれにとまって CMB に凹凸地形が生じるはずである。凹凸地形は実体波走時に影響を及ぼすが、それをデータから取り出すためにはマントル不均質の影響を補正しなければならない。そのため、実際に地震学的に地形図を作るといふ試みが始まったのは、マントル 3 次元速度構造モデルが得られるようになったここ 5 年のことである。MORELLI and DZIEWONSKI (1987) は、PcP 波と PKP_{BC} 波の走時データを用いて次数 4 までのコア・マントル境界面の凹凸を推定した。PcP だけあるいは PKP_{BC} だけを用いたのでは、走時に対する凹凸の影響とマントル最下部及びコア最上部の速度不均質の影響とを分離できないが、両方の相の走時を用いれば凹凸の影響だけを取り出してマッピングすることができる。彼らの結果で興味深いのは、凹（下向きのへこみ）の地域が環太平洋の沈み込み帯に一致し、凸（上向きの盛り上がり）の地域が太平洋中心部に対応することである (Fig. 8)。環太平洋は下部マントルの高速度帯に対応し、太平洋中心部は低速度域に対応しているから、この凹地形はスラブの沈み込みに関係した下部マントルの下降流に、凸地形は上昇流によるのかもしれない。しかし彼らの推定した CMB の地形は、HAGER and CLAYTON (1989) (第 3 章) がジオイド計算にとまって理論的に求めた CMB の地形と振幅・パターン共にまったく合わない。この理由としてまず考えられるのは、地震学的に求めた CMB 地形がまだ十分に正確ではないという可能性である。CREAGER and JORDAN (1986 a) は PKP_{AB} と PKP_{BC} とから CMB の地形を推定しているが、MORELLI and DZIEWONSKI (1987) と全く異なるパターンを得ている。MORELLI and DZIEWONSKI (1987) も

CREAGER and JORDAN (1986a) も ISC 走時データを用いて大きな誤差を含むデータの中から凹凸による弱いシグナルを取り出そうとしているので、データ誤差が両者の結果の違いを引き起こし、さらにはジオイドからの予測との食い違いの原因となっているのかもしれない。しかし、ジオイドとの食い違いの原因が Hager らのジオイド計算の方にあるという可能性もある。Hager らは化学的境界面として 650 km 不連続面のみを考慮したが、マントル内部に別の化学的境界面があるとする凹凸のパターンは大きく変わり得るからだ。現在具体的に考えられている化学的に異質な層として、最下部マントル (D'' 層) がある。

最近、Lay らのグループは実体波波形解析に基づいて、D'' 層の上に速度不連続面があり、しかもその不連続面の深さが水平方向に大きく変化しているということを主張している。Lay らは、Fig. 9 で示した地域の最下部マントルを通る S 波と ScS 波の間に明瞭な相を見出し、それを CMB の上 200~300 km の深さに速度が 3% 増加する不連続面からの反射波であると解釈した [YOUNG and LAY (1987) のレビュー参照]。これは、最下部マントルを単なる熱境界層であると考えては解釈できない。熱境界層であるとともに、コアとマントルという化学的に異なる構成物質の間の化学的境界層でもあるということを意味しているのかも知れない [YOUNG and LAY (1987)]。また、太平洋を取り囲む地域では不連続面がみられるが太平洋の直下には不連続面はない [GARNERO *et al.* (1988)] という解析結果から、この不連続面は沈み込んだスラブと関係しているのかもしれないという議論もあり [LAY (1989)]。不連続面の解釈はまだ固まっていない。それ以前に、不連続面の存在そのものを

Fig. 9. S velocity models with discontinuities at the top of the D'' layer, which are obtained for various localized regions of D'' (hatched regions in the left figure). The model SGHE involves strong lateral gradients in S velocity in the region below the central Pacific. After LAY (1989).

否定する研究者も多い。Lay らの見いだした相は D'' 相内の水平方向不均質による散乱として解釈でき、不連続面は必要ないという反論 [HADDON and BUCHBINDER (1987)] や回折 P, S 波や多重反射 ScS 波の解析から不連続面の存在を否定する結果も出されている [SCHLITTENHARTDT *et al.* (1985), REVENAUGH and JORDAN (1989)]. D'' 層の性質は現在最も大きく意見の分かれているところである。

4.3 650 km 不連続面

上部・下部マントル境界面 (「650 km 不連続面」と呼ぶが、必ずしもちょうど深さ 650 km に不連続面があるという意味ではないことに注意) が単なるポストスピネル相転移境界か、それとも相転移に加えて化学的組成の境界面でもあるのかどうかについては多くの議論がなされている [例えば LEES *et al.* (1983)]. 化学的境界面は上部・下部マントルに分かれた二層対流を示唆するから、650 km 不連続面の性質を地震学的に知することはマントル対流のパターンを明らかにするためにも必要なことである。650 km 不連続面の性質を知るために現在用いられている最も分解能の高い方法は、不連続面での実体波反射・変換波を解析することである。80 年代以前の地震学的アプローチは、P'650P' (震源から出た P 波が地球の裏側の 650 km 不連続面で反射して戻ってきた波) の走時や振幅から 650 km 不連続面の実際の深さや速度不連続のシャープさの程度を推定する方法が多く [例えば ENGBAHL and FLINN (1969), RICHARDS (1972)], また調べられた 650 km 不連続面は主に南極付近やインド洋など限られた地域でしかなかった。

80 年代の研究の特徴は、P'650P' [NAKANISHI (1988 b)] に加えて、震源や観測点付近直下の 650 km 不連続面での SP 変換波 [BARLEY *et al.* (1982), Bock and HA

(1984), RICHARDS and WICKS (1990)] や PS 変換波 [PAULSSSEN (1985, 1988)] を用いた研究が盛んに行なわれるようになり、調査地域がヨーロッパ大陸、北米大陸、沈み込み帯、海嶺などに広がったことである。また最近、REVENAUGH and JORDAN (1987, 1989) は地表面と CMB で多重反射する ScSn 波の波形から、震源と観測点の間の 650 km 不連続面の平均的性質を推定するという新しいアプローチを西太平洋に適用した。この研究は P'650P' や変換波を用いた研究が不連続面の性質を地球上で点的に推定したのに対して、震源と観測点を結ぶ線的な推定を行なったという点で大きな意味がある。

これまでの地震学的研究の結果として分かってきたことの一つは、650 km 不連続面は非常にシャープ (5 km 程度) であることである。これに対して物質科学の立場から二つの異なった解釈がなされている。LEES *et al.* (1983) はポストスピネル相転移がどの程度の圧力範囲 (すなわち深さ範囲) で起きるかを高圧実験によって求めた。その結果、地震波から推定される大きな反射係数 (約 10%) は相転移境界だけでは説明できず、650 km 不連続面は化学組成の変化をともなっていると主張した。しかし最近 ITO and TAKAHASHI (1989) は、より良く圧力・温度をコントロールした実験の結果、ポストスピネル相転移は非常に狭い圧力範囲 (深さ範囲で 5 km 程度) で起こり、LEES *et al.* (1983) の結論と逆に相転移のみで地震波の大きな反射係数を十分説明できるという結果を出している。

もう一つの地震学的研究の結果は、不連続面に水平方向の波長が数 100~5,000 km、起伏 20 km 程度の凹凸があり、また不連続のシャープさも水平方向に変化しているということである。REVENAUGH and JORDAN (1989) は ScSn の波形解析から、西太平洋において沈み

Fig. 10. The maps of the western Pacific showing the portions of the transition zone sampled by the six seismic corridor of multiple ScS waves (shaded regions). The path-averaged depths of the 400-km and 650-km discontinuities are indicated in the brackets for each seismic corridor. After REVENAUGH and JORDAN (1989).

込み帯での 650 km 不連続面が海洋地域での不連続面と比べて平均的に 5~10 km 深いところにあるという興味深い結果を出した (Fig. 10). この凹凸のセンスはポストスピネル相転移曲線 [例えば, Ito and YAMADA (1982)] に基づく推定に合う. このことから彼らは不連続面の凹凸が相転移によって生じているのではないかと主張している. さらに, 650 km 不連続面が化学的不連続だとすると凹凸の振幅は 50~200km 程度になるはずだが [例えば, CHRISTENSEN and YUEN (1984)], そのような大きな凹凸は観測されないので 650 km 不連続は単なる相転移面であろうと議論している. NAKANISHI (1988b) は大西洋中央海嶺付近の 650 km 不連続面からの $P'650P'$ の振幅を調べ, 反射点が海嶺軸に近づくほど反射係数が小さくなることを見いだした. これは, 海嶺直下で不連続面の性質が変化していることを示しているのかもしれない.

650 km 不連続面の性質の水平方向の変化から不連続面の成因や対流パターンを議論するには, 現在はまだ調査された地域が少なすぎる. 80 年代の地震学は 650 km 不連続面の水平方向変化に対するそれまでの点的理解を, 線的理解へと進めた. Revenaugh and Jordan の方法をもっと多くの地域に適用すれば, 面的に不連続面の

不均質構造を明らかにすることができるかもしれない.

§ 5. スラブ・ペネトレーション

スラブが下部マントル内まで沈み込んでいる (スラブ・ペネトレーション) かどうかという問題は, マントル対流のセルが上部・下部マントルで分かれているか否かに関わる重要な問題である. スラブ・ペネトレーションが直ちに全マントル対流を意味するわけではないが, かなりの上部マントル物質が下部マントル内に漏れ出ているということの意味するので, 少なくとも上部・下部マントルに完全に分離した二層マントル対流モデルは考えにくくなるだろう.

全世界的に沈み込み帯の地震活動の深さによる変化を見ると, 深さ 100 km 以浅で地震の数が最大になりそこから深さ 400 km までは減少傾向になるが, 深さ 500~600 km で再び地震活動が増大する傾向があり, 深さ 700 km を越えると地震活動はパタリと止んでしまう [例えば RICHTER (1979)]. また深さ 500~600 km の地震のメカニズムを調べると, スラブ沈み込みの方向に圧縮応力が働いていることが分かる [例えば ISACKS and MOLNAR (1971)]. そのため, 70 年代までは 650 km 不連続面はスラブ沈み込みに対するバリアになっており, スラブ・ペネトレーションは起こり得ないとする考えが主流だった [例えば, RICHTER (1979)]. しかし, 上部マントルでは, 地震を起こさずに沈み込んでいるスラブの存在が示唆されている例があり [例えば, MCKENZIE and JULIAN (1971), NAKANISHI (1980), ENGBAHL and GUBBINS (1987)], 地震活動がスラブの存在を示す絶対的な指標であるとは言えない. また, 下部マントルの粘性が上部マントルよりも 10 倍以上高ければスラブ・ペネトレーションがあってもスラブ深部では沈み込み方向に圧縮応力が生じることが理論計算によって示されている [VASSILIOU and HAGER (1988)]. 従って, スラブ・ペネトレーションを議論するためのもっとも重要な手がかりは, スラブの沈み込みにともなう地震波高速度帯が沈み込み帯下部マントルにあるか否かを地震波解析から調べることであろう.

80 年代になって, 沈み込むスラブが下部マントル内まで地震を伴わずに沈み込んでいるという仮説が賛否両論を大きく巻き起こした. スラブ・ペネトレーションを地震波解析に基づいて最初に主張したのは JORDAN (1977) であるが, CREAGER and JORDAN (1984, 1986b) が北西太平洋のクリル・カムチャッカ弧, 東北日本弧, マリアナ弧の沈み込み帯でのスラブ・ペネトレーションを検出したと主張して大きな反響を呼んだ. その後, 様々なデータや解析手法で Jordan らの結果を検証し,

Fig. 11. P wave velocity structure beneath the central Japan obtained by a tomographic inversion. Cross section taken perpendicular to the Japan trench is shown. Solid circles indicate hypocenters of the events used for the inversion. Note that a high-velocity anomaly continuing from the Japan trench down to a depth of 1,000 km. After MIYATAKE and HIRAHARA (1989).

あるいは彼らが扱っていない沈み込み帯でのスラブ・ペネトレーションを調べる研究が相次いだ（1987年までの研究については末次(1987)に詳しい）が、まだ決着が付いたと言うにはほど遠い。ほとんどの沈み込み帯でスラブ・ペネトレーションがあるという JORDAN *et al.* (1989) の主張もあれば、逆にほとんどの沈み込み帯でスラブは下部マントルに沈み込んでいないという ZHOU and CLAYTON (1990) らの反論もある。同様のデータ、同様の手法を用いているのにも関わらず異なる結果がでるといった例すらあるのが現状だ。この混乱の原因として特に初期の研究に於て、(1) 用いたデータ（主に ISC 走時データ）の質がスラブ・ペネトレーションという比較的微細な構造の問題を扱うには悪く、手法の微妙な違いによって結果が大きく左右された；(2) 全マントルを伝搬してきた実体波からスラブ・ペネトレーションについての情報を抽出するためには地球の他の領域の不均質性について注意深い補正をする必要があるが、この点に対する配慮が少なかった、等の問題をあげることができる。最近の研究では上述の問題点を完全には克服できていないまでも、より慎重に留意するようになってきている。それらの研究によれば、スラブは全地球的に下部マントルに沈み込んでいるのではなく、スラブ・ペネトレーションが起きているか否かは沈み込み帯によって異なるようである。

深発地震の P 波走時データを用いた研究によれば、ク

リル弧 [ZHOU and CLAYTON (1990), SUETSUGU (1989), 宮武・平原 (1989)], 東北日本弧 (Fig. 11) [KAMIYA *et al.* (1988), TAKEI and SUETSUGU (1989), 宮武・平原 (1989)] でスラブ・ペネトレーションに伴うと思われる高速度帯があるという結論が大勢を占めている（但し東北日本弧については ZHOU and CLAYTON (1990) は P 波走時解析によって逆にスラブが 650 km 不連続面の上に横たわっていると結論している）。クリル弧については特に詳しく調べられており、走時データの他に深発地震の P 波振幅 [SUETSUGU (1989)] や S 波波形 [SILVER and CHAN (1986), BECK and LAY (1986), CORMIER (1989)] データを解析してスラブ・ペネトレーションの存在を主張する研究がある（もっとも後述のように、振幅や波形データを用いた研究は走時データによる研究以上に研究者間の食い違いが大きい）。GRAND (1987) は精密に測定した S と SS 波走時データを用いて、北米大陸東部からカリブ海にかけての下部マントル深さ 1,200～1,600 km に鉛直状の高速度帯があることを示し、続いて VIDALE and GARCIA-GONZALEZ (1988) も S 波の波形解析によってその存在を確認した。GRAND (1987) はこの高速度帯を 40～100 Ma に北米に沈み込んでいたファロン・プレートだと推論している。また INOUE *et al.* (1990) は大量の P 波走時データを用いて全マントル不均質モデルを求め、上述の島弧の他に、ジャワ弧・トンガ弧・ペルー・チリ弧でも下部マントルに高速度帯が

Fig. 12. Model showing subduction of a cool, thick plate of differentiated oceanic lithosphere. The tip of the plate experiences buoyant resistance when it penetrates into the lower mantle. Below 670 km discontinuity, the former oceanic crust and harzburgite layers may plastically thicken and buckle to form a megalith. The megalith is a transient feature and ultimately becomes entrained in the convective regime of the lower mantle. After RINGWOOD and IRIFUNE (1988).

あと指摘している。

逆にスラブ・ペネトレーションが起きていないことがはっきりしてきた島弧もある。ENGDAHL and GUBBINS (1987) は中央アリューシャン弧の沈み込み帯速度構造を推定し、スラブの深度が 400 km 程度であることを示した。伊豆・小笠原弧でスラブが 650 km 不連続面上に横たわっていることが走時解析を通じて報告されている [ZHOU and CLAYTON (1990), OKINO *et al.* (1989)] ほか、マリアナ弧でも CREAGER and JORDAN (1986b) の結論に反してスラブが下部マントル内まで沈み込んでいないことが走時解析によって示唆されている [岡野・末次 (1989)]。

以上述べたように、研究者による結果の食い違いは残っているが、スラブ・ペネトレーションが起きている島弧、起きていない島弧があることは確かなようだ。これは、少なくとも 650 km 不連続面の一部を通して物質

の流れが存在することを意味し、二層対流モデルが地震学からの結果と矛盾することを示唆している。しかし、スラブ・ペネトレーションが起きていない島弧も少なからず存在するということは、単純な全マントル対流モデルにも疑問を投げかける。それでは、スラブ・ペネトレーションの地域性を生んでいる原因は何なのだろうか？

スラブ・ペネトレーション（の存否）に地域性があることは、RINGWOOD and IRIFUNE (1986) が岩石の高圧実験の結果に基づいて予想している。650 km 不連続面ではマントル物質の高圧相転移の結果スラブに浮力が働き、下部マントルに沈み込みにくくなる。そのため年代の若いスラブは 650 km 不連続面上に横たわるが、古いスラブは低温による負の浮力が相転移の浮力に打ち勝ち 650 km 不連続面を突破するという説である。この説は、アリューシャン弧で若いスラブが下部マントルまで

沈み込んでいないことや、クリル・東北日本弧で古いスラブが下部マントルに沈み込んでいるという地震学的な結果を説明することができる。しかし、最も古いスラブが沈み込んでいる伊豆・小笠原・マリアナ弧でスラブ・ペネトレーションがないという地震学からの結果を説明することは困難なように思える。この問題を解決するために、伊藤・佐藤(1990)は上部マントル・スラブ内部でのオリビン- β スピネル相転移の速度論的效果[SUNG and BURNS(1976)]を考慮している。もしスラブの温度が十分低く、オリビン- β スピネル相転移の反応速度がスラブ内部で非常に遅いとなると、スラブ内部の相転移面は周囲のマントルでの相転移面(約400 km)よりも深部に位置するだろう。このスラブ内外の相転移面のずれはスラブに正の浮力を及ぼし、スラブを沈み込み難くする。正の浮力(=スラブ沈み込みへの抵抗力)はスラブが冷たい(古い)ほど大きくなるので、伊豆・小笠原・マリアナ弧に沈み込む古いスラブは下部マントルに沈み込み難いことになり、地震学からみたスラブ・ペネトレーションの地域性をうまく説明できる。これが正しいとするとスラブ内部で深さ400~600 kmの間に準安定状態のオリビン(β スピネルよりも地震波速度は低い)が存在するはずである。この説を更に検証するために、この深さでスラブ内部速度構造を調べて準安定状態のオリビンの存在を確かめる必要があろう。

これまで主に走時解析の結果を紹介し、議論をスラブ・ペネトレーションの有無に絞って、下部マントル・スラブの形状(厚さ、長さ)には触れなかった。実際、FISCHER *et al.* (1988) が示したように、走時データには下部マントル・スラブの厚さや長さを正確に推定するだけの分解能はない。一方理論計算から、実体波波形や振幅がスラブの形状に強い影響を受けることが分かっている[VIDALE(1987), ENGBAHL *et al.* (1988), SUETSUGU(1989), WEBER(1990)]。従って、実体波振幅や波形データを解析すれば、走時データと独立なデータとしてスラブ・ペネトレーションの正否を検証できるのみならず、スラブの形状まで議論することができ、スラブの辿る運命に対して強い制約を与えることができるはずである。例えば、RINGWOOD and IRIFUNE(1986)の説では古いスラブが下部マントル内に達する際に、スピネル-ポストスピネル相転移による強い浮力のためにバックリングを起こしメガリスを形成する(Fig. 12)が、メガリスのような形状は実体波の走時だけでなく振幅・波形を調べて初めて捉えることができる。しかし、振幅・波形解析の結果は現在のところ研究者間で大きく矛盾している。ENGBAHL *et al.* (1988) と CORMIER(1989) は、波形解析からクリル弧のスラブは下部マントルに入って厚さを増

していることを示唆している。逆に SILVER and CHAN(1986) はクリル弧のスラブは下部マントル内に厚さを変えることなく沈み込んでいるモデルを提案した。また SUETSUGU(1989) はクリル弧の深発地震の遠地短周期P波振幅データと様々な下部マントル・スラブモデルから計算される理論振幅とを比較し、下部マントル・スラブの厚さは上部マントル・スラブとほとんど変わらないと主張した。このほか、LAY and YOUNG(1989) は波形解析を、WEBER(1990) は振幅解析を行ない、明瞭にスラブによると言えるような波形・振幅異常はみられないと主張している。現在の食い違いの原因は、振幅や波形から精度のよい構造解析をするだけの良質なデータがまだ不足しているというところにあると思われる。振幅や波形データを活用してスラブ・ペネトレーションやスラブの形状を推定するという研究はまだ始まったばかりだが、スラブ沈み込み様式の地域性を正確に知るために今後重要になる。そのためには広帯域・高ダイナミックレンジのデジタル地震観測網の発達が必要である。

これまで、上部マントル・スラブから連続して下部マントルに傾き下がる高速度帯を暗に下部マントルに沈み込むスラブだと解釈して話をすすめてきたが、この解釈には異論がある。本多(1988b)は、上部・下部マントルが別の対流セルを成しかつ両者の間に強い熱的カップリングが存在していれば、スラブ・ペネトレーションが起きていなくても下部マントルに高速度帯が生じることを対流の数値シミュレーションによって示した。スラブ・ペネトレーションがこのような見かけのものであるか否かを知る一つの方法は、上部マントル・スラブと下部マントル高速度帯の間にどの程度形状や内部構造の連続性があるかを調べることである。もう一つ考えられる方法は650 km不連続面付近の地震波異方性を調べることである。本多の考えているような熱的カップリングが上部・下部マントルの対流に働いているとすれば650 km不連続面をはさんで対流は逆方向に流れていることになる。そのため650 km不連続面付近は強いズリ変形場となり、それによって引き起こされた地震波異方性を観測することによって、熱的にカップリングした二層対流という仮説が正しいかどうか検証できるかもしれない[唐戸(1986)]。

§ 6. ま と め

ここで紹介した研究の多くは、地震波データのノイズレベルぎりぎりのところで行なわれているため、提出されているモデル相互の矛盾はまだ大きい。これまでのモデルはまだ Preliminary なものだと考えるべきである。今後さらにマントル・ダイナミクスのイメージを地震学

的な方法で明瞭なものにするためには、より広い帯域、より高いダイナミック・レンジ、より高い配置密度の地震観測網が必要である。また、観測面の向上にともなってこれまで大部分の研究が頼ってきた地震波の走時データに加えて、質のよい振幅や波形データを生かした高分解能の地震波解析法も必要になろう。

80年代の地震学の大きな特徴は、マントル対流の存在や対流パターンを推定するのに必要な様々な地震学的構造（例えば地震波速度異方性や不均質）を三次元的に捉えることに具体的に手をつけ始めたところにある。実際に地震波速度不均質モデルから対流パターンを推定する研究も現われてきた。しかしそれらの研究のほとんどは、地球内部不均質構造の一部に注目して（即ち他の大部分を軽視して）マントル全体の対流パターンを推定しており〔例えば JORDAN *et al.* (1989)〕、本論文で述べたような様々な不均質パターンを統一的に説明しようという試みはまだこれからである。

序章で触れた全マントル対流モデルと二層対流モデルをめぐる論争に関連して本論文で紹介した研究結果を見渡してみると、(1) マントル三次元大規模速度不均質構造モデルでは、遷移層から最下部マントルまで環太平洋沈み込み帯に沿って高速度帯が伸びている；(2) 650 km 不連続面が化学的境界でない場合の方が、三次元大規模速度不均質モデルと観測されるジオイドパターンとが無理なく調和する；(3) 地震学的に求めた 650 km 不連続面のシャープさや起伏は、この面が単なる相境界であるという考えと調和的である；(4) スラブの内の少なくとも一部は下部マントル内部まで沈み込んでいる、などは全マントル対流を示唆する材料である。しかし他方で、(1) マントル三次元大規模不均質モデルに於て、低速度域の位置は上・下部マントルで大きく異なっている；(2) スラブの一部は下部マントルまで沈み込んでいない、などは単純な全マントル対流では説明できない。

マントル対流の研究に地球科学の様々な分野からの総合的なアプローチが必要不可欠であることは論を待たない。そのような総合的研究も始められている。SILVER *et al.* (1988) は、マントル全体がプレートテクトニクスに関連しているとは考えにくいという同位体地球化学からの要請とスラブが下部マントル内部まで沈み込んでいるという地震学的な結果を重視して、Penetrative Convection というモデルを提唱した。このモデルでは 650 km 不連続面は化学的境界面であり、この面を挟んで下部マントルは上部マントルよりも 2% 密度が大きい。上部マントルと下部マントルとの間の物質の行き来は、スラブとホットスポットの上昇流に限られる。スラブは下部マントルに沈み込むが、下部マントル内部で暖められ

Fig. 13. Schematic drawing of penetrative convection in the Earth. Because of a 2% density increase from the upper to the lower mantle, slab material will descend into the lower mantle with little entrained flow and rapidly return to the upper mantle as a result of its intrinsic positive buoyancy while in the lower mantle. Slab represent the only flux through the transition zone, except perhaps for small amounts of entrained lower mantle material. After SILVER *et al.* (1988).

て密度が周囲よりも小さくなるとスラブは上昇して再び上部マントルに帰って来る (Fig. 13). この間スラブと下部マントル物質の間に同化などの相互作用はほとんどない。このモデルでは、環太平洋沈み込み帯に沿った下部マントル高速度帯の存在や、スラブ沈み込みの地域性、また上部・下部マントル低速度域がどの様に関係しているのかなど答えるべき問題が残されており、仮説の域を出ない。しかし、地震学者と地球の物質科学や対流理論など他分野との研究者との本格的な共同研究の先駆けとしての意義は大きい。

文 献

- AKI, K. and K. KAMINUMA, 1963, Phase velocity of Love waves in Japan, 1, Love waves from the Aleutian shock of March 9, 1957, *Bull., Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, **41**, 243-259.
- BARLEY, B. J., J. A. HUDSON and A. DOUGLAS, 1982, S to P scattering at the 650 km discontinuity, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **69**, 159-172.
- BECK, S. L. and T. LAY, 1986, Test of the lower mantle slab penetration hypothesis using broadband S waves, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1007-1010.
- BERCOVICI, D., G. SCHUBERT and G. A. GLATZMAIER, 1989, Three-dimensional spherical models of con-

- vection in the Earth's mantle, *Science*, **244**, 950-955.
- BOCK, J. and J. HA, 1984, Short-period S-P conversion in the mantle at a depth near 700 km, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **77**, 593-615.
- CARA, M. and J. J. LÉVÊQUE, 1988, Anisotropy of the asthenosphere: the higher mode data of the Pacific revised, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 205-208.
- CHAPMAN, D. S. and H. N. POLLACK, 1975, Global heat flow: a new look, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 23-32.
- CHASE, C. G., 1979, Subduction, the geoid, and lower mantle convection, *Nature*, **282**, 464-468.
- CHRISTENSEN, U. R. and D. A. YUEN, 1984, The influence of a subducting lithospheric slab with a chemical or phase boundary, *J. Geophys. Res.*, **89**, 4389-4402.
- CLAYTON, R. W. and R. P. COMER, 1983, A tomographic analysis of mantle heterogeneities from body wave travel time data, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **64**, 776.
- CORMIER, V. F., Slab diffraction of S waves, 1989, *J. Geophys. Res.*, **94**, 3006-3024.
- CREAGER, K. C. and T. H. JORDAN, 1984, Slab penetration into the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, **89**, 3031-3049.
- CREAGER, K. C. and T. H. JORDAN, 1986a, Aspherical structure of the core-mantle boundary from PKP travel times, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1497-1500.
- CREAGER, K. C. and T. H. JORDAN, 1986b, Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other island arcs of the northwest Pacific, *J. Geophys. Res.*, **91**, 3573-3589.
- 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. and J. H. WOODHOUSE, 1987, Global images of the earth's interior, *Science*, **236**, 37-48.
- ELSASSER, W. M., P. OLSON and B. D. MARSH, 1979, The depth of mantle convection, *J. Geophys. Res.*, **84**, 147-155.
- ENGDAHL, E. R. and E. A. FLINN, 1969, Seismic waves reflected from discontinuities within earth's upper mantle, *Science*, **163**, 177-179.
- ENGDAHL, E. R. and D. GUBBINS, 1987, Simultaneous travel time inversion for earthquake location and subduction zone structure in the central Aleutian Islands, *J. Geophys. Res.*, **92**, 13855-13862.
- ENGDAHL, E. R., J. E. VIDALE and V. F. CORMIER, 1988, Wave propagation in subducted lithospheric slabs, in "Proceedings of the 6th Course: Digital Seismology and Fine Modeling of the Lithosphere", International School of Applied Geophysics, Majorana Center, Erice, Sicily, Plenum Publishing Co.
- FISCHER, K. M., T. H. JORDAN and K. C. CREAGER, 1988, Seismic constraints on the morphology of deep slabs, *J. Geophys. Res.*, **93**, 4773-4783.
- FORSYTH, D. W., 1975, The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **43**, 103-192.
- GARNERO, E., D. HELMBERGER and G. ENGEL, 1988, Lateral variations near the core-mantle boundary, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 609-612.
- GRAND, S. P., 1987, Tomographic inversion for shear velocity beneath the North American plate, *J. Geophys. Res.*, **92**, 14065-14090.
- HADDON, R. A. W. and G. G. R. BUCHBINDER, 1987, S-wave scattering by 3-D heterogeneities at the base of the mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 891-894.
- HAGER, B. H., 1984, Subducted slabs and the geoid: constraints on mantle rheology and flow, *J. Geophys. Res.*, **89**, 6003-6015.
- HAGER, B. H. and R. J. O'CONNELL, 1979, Kinematic models of large-scale flow in the Earth's mantle, *J. Geophys. Res.*, **84**, 1031-1048.
- HAGER, B. H., R. W. CLAYTON, M. A. RICHARDS, R. P. COMER and A. M. DZIEWONSKI, 1985, Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid, *Nature*, **313**, 541-545.
- HAGER, B. H. and R. W. CLAYTON, 1989, Constraints on the structure of mantle convection using seismic observations, flow models, and the geoid, in "Mantle convection, plate tectonics and global dynamics", ed. by W. R. Peltier, Gordon and Breach Science Publishers, New York, 657-764.
- HESS, H. H., 1964, Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *Nature*, **203**, 629-631.
- HONDA, S., 1987, The RMS residual temperature in the convecting mantle and seismic heterogeneities, *J. Phys. Earth*, **35**, 195-207.
- 本多 了, 1988a, マントル対流論の現状, *地震* **2**, **40**, 271-282.
- 本多 了, 1988b, 柔らかい境界面を持つ二層対流—スラブペネトレーションとマントル対流—, *地震* **2**, **40**, 585-592.
- INOUE, H., Y. FUKAO, K. TANABE and Y. OGATA, 1990, Whole mantle P-wave travel time tomography, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **59**, 294-328.
- ISACKS, B. and P. MOLNAR, 1971, Distribution of stresses in subducting lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **9**, 103-174.
- 伊藤英司・佐藤博樹, 1990, 相転移からみた沈み込むスラブの詳細な構造, *地球惑星科学関連学会 1990 年合同大会予稿集*, 118.
- ITO, E. and H. YAMADA, 1982, Stability relations of silicate spinels, ilmenites, and perovskites, in "High-Pressure Research in Geophysics", ed. by S. Akimoto and M. H. Manghnani, Reidel, Dordrecht 405-419.
- ITO, E. and E. TAKAHASHI, 1989, Postspinel transformations in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$ and some

- geophysical implications, *J. Geophys. Res.*, **94**, 10637-10646.
- JORDAN, T. H. 1977, Lithospheric slab penetration into the lower mantle beneath the Sea of Okhotsk, *J. Geophys.*, **43**, 473-496.
- JORDAN, T. H., A. L. LERNER-LAM and K. C. CREAGER, 1989, Seismic imaging of boundary layers and deep mantle convection, in "Mantle convection, plate tectonics and global dynamics", ed. by W. R. Peltier, Gordon and Breach Science Publishers, New York, 97-201.
- KAMIYA, S., T. MIYATAKE and K. HIRAHARA, 1988, How deep can we see the high velocity anomalies beneath the Japan Islands?, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 828-831.
- 唐戸俊一郎, 1986, 地震波速度異方性のメカニズム, 唐戸俊一郎・鳥海光弘編「固体と地球のレオロジー」, 東海大学出版会, 東京, 312-333.
- KARATO, S., 1989, Seismic anisotropy: mechanisms and tectonic implications, in "Rheology of Solids and of the Earth", ed. by S. Karato and M. Toriumi, Oxford University Press, Oxford, 393-422.
- KAWASAKI, I., 1986, Azimuthally anisotropic model of the oceanic upper mantle, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **43**, 1-21.
- 川崎一郎, 1988, 地震波速度異方性からみた海洋プレートと上部マントル低速度層, 火山, **33**, 185-201.
- KAWASAKI, I., 1989, Seismic anisotropy in the Earth, in "Encyclopedia of Solid Earth Geophysics", ed. by D. E. James, Van Nostrand Reinhold, Penn., 994-1005.
- KAWASAKI, I. and F. KON'NO, 1984, Azimuthal anisotropy of surface waves and the possible type of the seismic anisotropy due to preferred orientation of olivine in the uppermost mantle beneath the Pacific ocean, *J. Phys. Earth*, **32**, 229-244.
- KUMAZAWA, M. and O. L. ANDERSON, 1969, Elastic moduli, pressure derivatives, and temperature derivatives of single crystal olivine and single crystal forsterite, *J. Geophys. Res.*, **74**, 5961-5972.
- LAY, T., 1989, Structure of the core-mantle transition zone: a chemical and thermal boundary, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **70**, 49-59.
- LAY, T. and C. J. YOUNG, 1989, Waveform complexity in teleseismic broadband SH displacements: slab diffraction or deep mantle reflections?, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 605-608.
- LEES, A. C., M. S. T. BUKOWINSKI and R. JEANLOZ, 1983, Reflection properties of phase transition and compositional change models of the 670-km discontinuity, *J. Geophys. Res.*, **88**, 8145-8159.
- MAUPIN, V., 1985, Partial derivatives of surface wave phase velocities for flat anisotropic models, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **83**, 379-398.
- McKENZIE, D. and B. JULIAN, 1971, Puget Sound, Washington, earthquake and the mantle structure beneath the northwestern United States, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 3519-3524.
- McKENZIE, D. and N. WEISS, 1975, Speculations on the thermal and tectonic history of the Earth, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **42**, 131-174.
- 宮武 隆・平原和郎, 1989, 日本列島下の三次元地震波速度構造 (3), 地震学会講演予稿集, No. 1, 288.
- MONTAGNER, J. P., 1985, Seismic anisotropy of the Pacific Ocean inferred from long-period surface waves dispersion, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **38**, 28-50.
- MONTAGNER, J. P. and H. C. NATAF, 1986, A simple method for inverting the azimuthal anisotropy of surface waves, *J. Geophys. Res.*, **91**, 511-520.
- MONTAGNER, J. P. and N. JOBERT, 1988, Vectorial tomography—II. Application to the Indian ocean, *Geophys. J.*, **94**, 309-344.
- MONTAGNER, J. P. and H. C. NATAF, 1988, Vectorial tomography—I. Theory, *Geophys. J.*, **94**, 295-307.
- MONTAGNER, J. P. and T. TANIMOTO, 1990, Global anisotropy in the upper mantle inferred from the regionalization of phase velocities, *J. Geophys. Res.*, **95**, 4797-4819.
- MORELLI, A. and A. M. DZIEWONSKI, 1987, Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core, *Nature*, **325**, 678-683.
- NAKANISHI, I., 1980, Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan, *Tectonophysics*, **69**, 1-35.
- 中西一郎, 1988a, 地球内部構造に関連する最近の地震学的研究, 地震 **2**, **41**, 133-144.
- NAKANISHI, I., 1988b, Reflections of P'P' from upper mantle discontinuities beneath the Mid-Atlantic Ridge, *Geophys. J.*, **93**, 335-346.
- NAKANISHI, I. and D. L. ANDERSON, 1984, Aspherical heterogeneity of the mantle from phase velocities of mantle waves, *Nature*, **307**, 117-121.
- NATAF, H. C., I. NAKANISHI and D. L. ANDERSON, 1986, Measurements of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneities and anisotropy 3. Inversion, *J. Geophys. Res.*, **91**, 7261-7307.
- NICORAS, A., J. L. BOUCHEZ, F. BOUDIER and J. C. MERCIER, 1971, Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Lherzolites, *Tectonophysics*, **12**, 55-86.
- NISHIMURA, C. E. and D. W. FORSYTH, 1985, Anomalous Love-wave phase velocities in the Pacific: Sequential pure-path and spherical harmonic inversion, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **81**, 389-407.
- NISHIMURA, C. E. and D. W. FORSYTH, 1988, Rayleigh wave phase velocities in the Pacific with implications for azimuthal anisotropy and lateral heterogeneities, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **94**, 479-501.
- NISHIMURA, C. E. and D. W. FORSYTH, 1989, The anisotropic structure of the upper mantle in the Pacific, *Geophys. J.*, **96**, 203-229.
- OKAL, E. A., 1977, The effect of intrinsic oceanic upper-mantle heterogeneity on regionalization of

- long-period Rayleigh-wave phase velocities, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **49**, 357-370.
- 岡野憲太・末次大輔, 1989, マリアナ・スラブの下部マントル沈み込みについて WWSSN データを用いた P 波走時解析, 地震学会講演予稿集, No. 2, 90.
- OKINO, K., M. ANDO, S. KANESHIMA and K. HIRAHARA, 1989, The horizontally lying slab, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 1059-1062.
- OLSON, P., 1984, An experimental approach to thermal convection in a two-layered mantle, *J. Geophys. Res.*, **89**, 11293-11301.
- PAULSEN, H., 1985, Upper mantle converted waves beneath the NARS array, *Geophys. Res. Lett.*, **12**, 709-712.
- PAULSEN, H., 1988, Evidence for a sharp 670-km discontinuity as inferred from P-to-S converted waves, *J. Geophys. Res.*, **93**, 10489-10500.
- REGAN, J. and D. L. ANDERSON, 1984, Anisotropic models of the upper mantle, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **35**, 227-263.
- REVENAUGH, J. and T. H. JORDAN, 1987, Observations of first-order mantle reverberations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1704-1717.
- REVENAUGH, J. and T. H. JORDAN, 1989, A study of mantle layering beneath the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, **94**, 5787-5813.
- RICHARDS, M. A. and C. W. WICKS, 1990, S-P conversion from the transition zone beneath Tonga and the nature of the 670 km discontinuity, *Geophys. J. Int.*, **101**, 1-35.
- RICHARDS, P. G., 1972, Seismic waves reflected from velocity gradient anomalies within the Earth's upper mantle, *J. Geophys.*, **38**, 517-527.
- RICHTER, F. M., 1979, Focal Mechanisms and seismic energy release of deep and intermediate earthquakes in the Tonga-Kermadec region and their bearing on the depth extent of mantle flow, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6783-6795.
- Ringwood, A. E. and T. IRIFUNE, 1986, Nature of the 650-km seismic discontinuity: implications for mantle dynamics and differentiation, *Nature*, **331**, 131-136.
- SCHLITTENHARDT, J., J. SCHWEITZER and G. MULLER, 1985, Evidence against a discontinuity at the top of D'', *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **81**, 295-306.
- SHIMAMURA, H., H. INATANI, T. ASADA, K. SUEHIRO and T. YAMADA, 1983, Longshot experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **31**, 348-362.
- SILVER, P. G. and W. W. CHAN, 1986, Observations of body wave multipathing from broadband seismograms: Evidence for lower mantle slab penetration beneath the Sea of Okhotsk, *J. Geophys. Res.*, **91**, 13787-13802.
- SILVER, P. G., R. W. CARLSON and P. OLSON, 1988, Deep slabs, geochemical heterogeneity, and the large-scale structure of mantle convection: investigation of an enduring paradox, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **16**, 477-541.
- 末次大輔, 1987, スラブの下部マントル沈み込みについての最近の地震学的研究, *地震*, **2**, 40, 633-644.
- SUETSUGU, D., 1989, Lower mantle high-velocity zone beneath the Kurils as inferred from P-wave travel time and amplitude data, *J. Phys. Earth*, **37**, 265-295.
- SUETSUGU, D. and I. NAKANISHI, 1987, Regional and azimuthal dependence of phase velocities of mantle Rayleigh waves in the Pacific Ocean, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **47**, 230-245.
- SUNG, C. M. and R. G. BURNS, 1976, Kinetics of high-pressure phase transformations: implications to the evolution of the olivine-spinel transformation in the downgoing lithosphere and its consequences on the dynamics of the mantle, *Tectonophysics*, **31**, 1-32.
- TAKAI, Y. and D. SUETSUGU, 1989, A high-velocity zone in the lower mantle under the Japan subduction zone inferred from precise measurements of P-wave arrival times, *J. Phys. Earth*, **37**, 225-231.
- 竹下 徹・唐戸俊一郎, 1989, 岩石の塑性流動によって形成された地球内部の異方性, *地震*, **2**, 42, 255-269.
- TANIMOTO, T., 1986, The Backus-Gilbert approach to the three-dimensional structure in the upper mantle, II, SH and SV velocity, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **84**, 49-70.
- TANIMOTO, T., 1987, The three dimensional shear wave structure in the mantle by overtone waveform inversion I. Radial seismogram inversion, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **89**, 713-740.
- TANIMOTO, T., 1990, Long wavelength S-wave velocity structure throughout the mantle, *Geophys. J. Int.*, **100**, 327-336.
- TANIMOTO, T. and D. L. ANDERSON, 1984, Mapping convection in the mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 287-290.
- TANIMOTO, T. and D. L. ANDERSON, 1985, Lateral heterogeneity and azimuthal anisotropy of the upper mantle: Love and Rayleigh waves 100-250s, *J. Geophys. Res.*, **90**, 1842-1858.
- VASSILIOU, M. S. and B. H. HAGER, 1988, Subduction zone earthquakes and stress in slabs, *Pure Appl. Geophys.*, **128**, 547-624.
- VIDALE, J. E., 1987, Waveform Effects of a high-velocity, subducted slab, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 542-545.
- VIDALE, J. E. and D. GARCIA-GONZALEZ, 1988, Seismic observation of a high-velocity slab 1200-1600 km in depth, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 369-372.
- WEBER, M., 1990, Subduction zones—their influence on traveltimes and amplitudes of P-waves, *Geophys. J. Int.*, **101**, 529-544.
- WOODHOUSE, J. H. and A. M. DZIEWONSKI, 1984, Mapping the upper mantle: three-dimensional modeling

- of earth structure by inversion of seismic waveforms, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5953-5986.
- WOODHOUSE, J. H. and A. M. DZIEWONSKI, 1987, the three dimensional structure of the Earth, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **68**, 1210.
- YOUNG, C. J. and T. LAY, 1987, The core-mantle boundary, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **15**, 25-46.
- Zhou, H. W. and R. W. CLAYTON, 1990, P and S travel time inversions for subducting slab under the island arcs of the northwest Pacific, *J. Geophys. Res.*, **95**, 6829-6851.