

1 章. 地震波で地球内部を覗く - 地震波トモグラフィー

(Draft version 2: May 15, 2001)

実際にそこへ行って目で見たり、標本を拾って調べることのできない地球の深部の構造はどの様にして推定できるのであろう。かつて地下深部にあった地層・岩石が地表の近くに産出される場合もあり、このような場合は「地質学的手法」によって、ものを調べることで深部での状況にある程度推定できる。しかしこのような例は特別なもので、地球全体の問題を調べるには不十分である。従って残された方法は、リモートセンシング的に物理データを基にした「地球物理学的」なものとなる。重力、電磁気探査など様々なアプローチがあるが、この中で地震波を使って推定する方法は他の手段と比べて圧倒的に解像度が良く、地球深部構造の推定は地震学を中心として進んできた。

本章では、地球の断層撮影 (CT スキャン) として知られる「地震波トモグラフィー」にいたるまでの、地震波データから地球内部構造を読みとる手法の解説を試みる。詳細に入る前にそもそも地震記録とはどのようなものかをみてみよう。

地震のデータ

地震が起きると震源から地震波が放出される。震源から出るとき地震波は、後で述べるようにP波、S波として放出されるが、地表・核マントル境界 (CMB) など様々な構造の境界などで反射・変換され、実際観測される波形はなかなか複雑である。

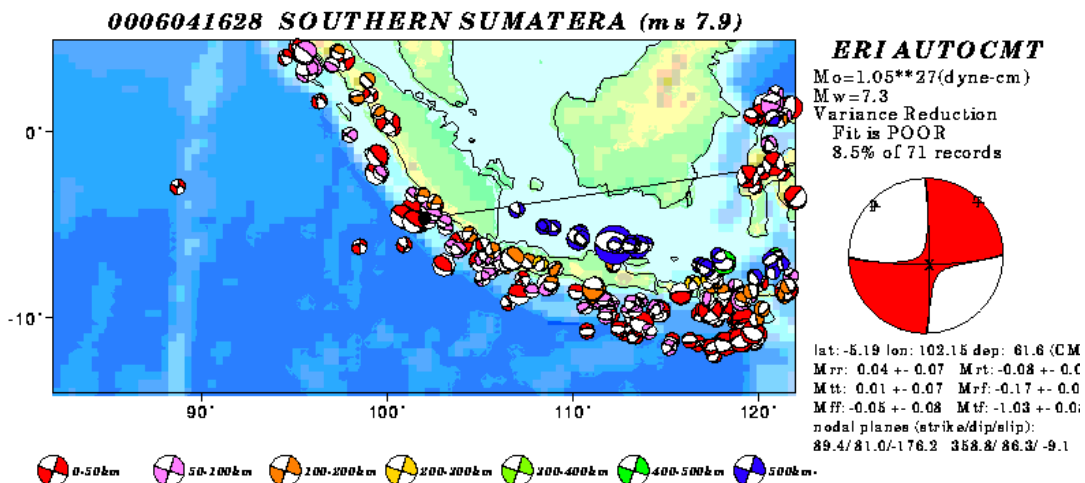


図1. Sumatra の南で起きた地震。震源メカニズム (右) は、震源を囲む球を考え、球面状で力の働く向きを表すことで示す。色の付いた領域には、震源から押す力が働き、白い部分には引力が働いている。押し引きを分ける二つの面のうちどちらかが実際の断層面である。図には過去に起きた地震も示してある。世界中で起きる地震の震源メカニズムが自動的に解析され web で検索出来るようになっている (<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/???/>)

下の図2は、2000年6月4日にスマトラの南で起きた大地震(マグニチュード M7.8) (別の地震を使う?) によって励起された地震波を静岡県にある観測点(震央距離?? 度)で地震発生から48時間(2日間)記録したものである。地震動のうち鉛直方向上下の運動を示したもので、上下動成分と呼ばれる。大きなパケットの波が時々おとずれながら全体に徐々に振動が小さくなっているのがわかる。このように、大きな地震が起きると地球は何日間も振動し続けるのである。ここで12時間の周期のゆっくりとした変動は、月の潮汐力によって固体地球が伸び縮みする「固体潮汐」による変形をみている。

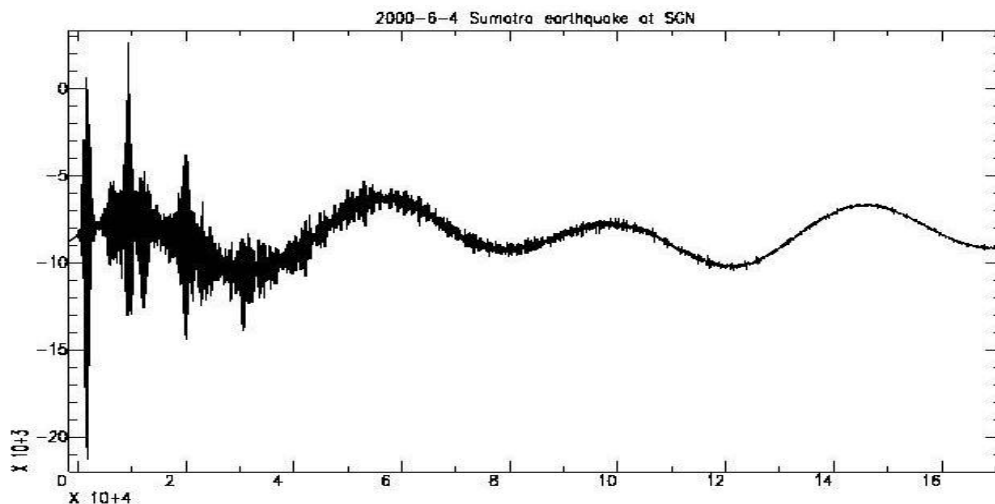


図2. 地震後二日間の波形記録。一日・半日周期のゆっくりとした変動は、固体潮汐である。

実体波と表面波：

同じ記録の始めの6時間分を示したのが図3である。時間を短くした分、みている振動の周期も短くしており、ここでは200-250秒ほどの周期の波に注目している。上から上下(Z)・震源から観測点の方向(R)・それと垂直な水平方向(T)の振動3成分を示している(図4)。Z,R成分を比べると波形の顔つきが似ているが、T成分は他と異なるのが見て取れる。これは、震源と観測点をつなぐ大円面内(Z,R)の振動と、それに直交する地表に平行な方向(T)の振動が、独立して起こることに由来する。(くわしくは述べないが、前者は後で述べるP波・S波の混ざったものであり、後者は純粋なS波だけの振動である。)

ここでR1, G1などの印を付けた大きなパケット波形は表面波と呼ばれる波群で、ここで見ているような周期帯で卓越する振動である。表面波は地表に沿って伝わる地震波で、地表付近の構造を反映した伝播速度を持ち、大きな地震が起これば地球を何周も廻る表面波が観測される。

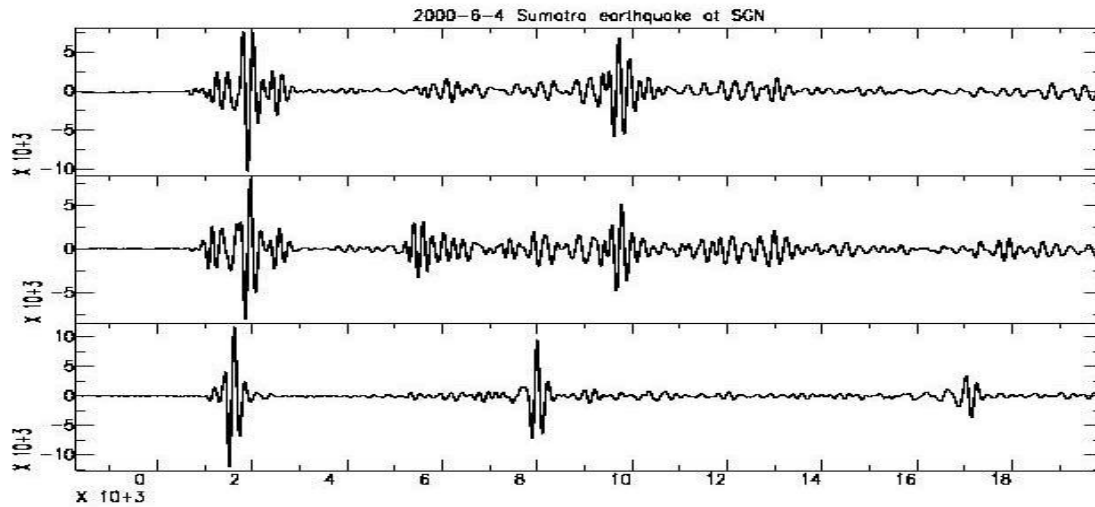
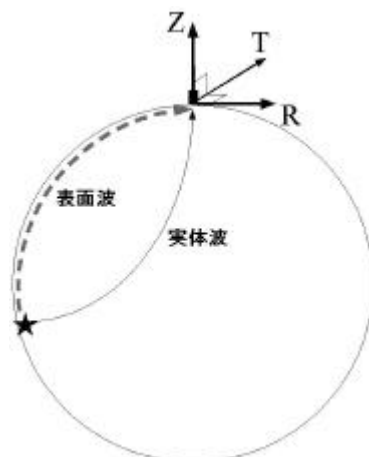
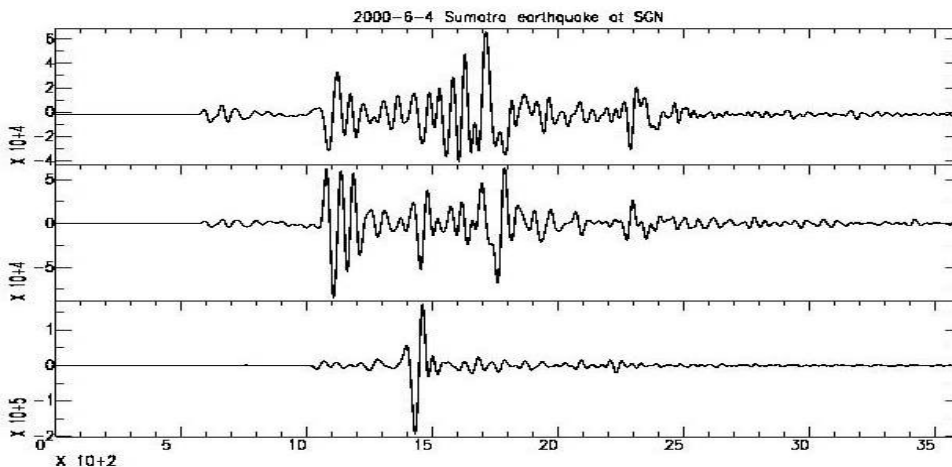


図3. 同じ地震記録のはじめの6時間分. R, G は, 地表付近を伝わってくる表面波を示す.



さらに時間窓を短くすると (1 時間, 見ている波の周期も 100 秒程度), P 波・S 波などの実体波と呼ばれる地球の中を通ってくる波が, 表面波と同じような振幅で見えてくる (図 5a). そして, 同じ時間窓をより短い周期帯で見るとさらに実体波が顕著になる (図 5b). 震源を P 波・S 波として出て, 地球内部の様々な境界にぶつかって観測点までたどり着いたいろいろな波が見て取れるだろうか?

図4. 地震計の3成分



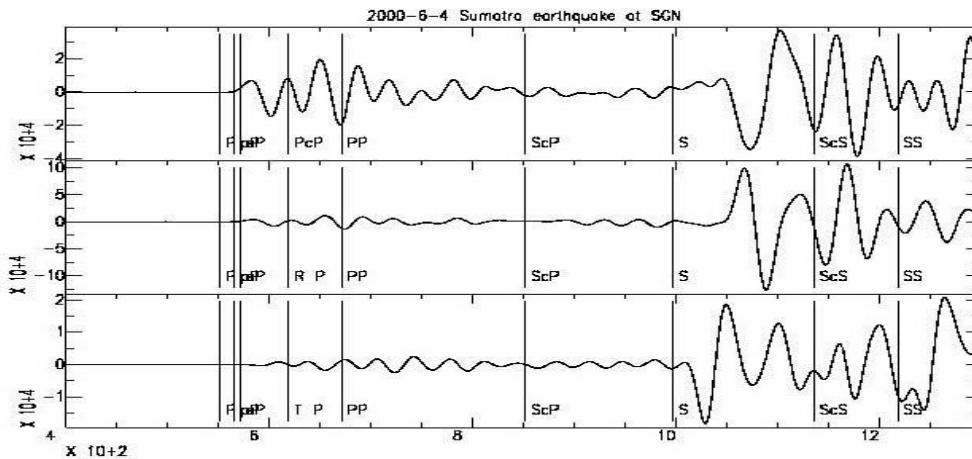


図5. 同じ地震の1時間(上), 10分(下)記録.

地球の固有震動(地震の周波数解析):

さてここで地震記録の別の見方を紹介しておこう. 地震波形記録のように, 時間とともに変化していく信号記録を時系列と呼ぶ. 一般に時系列には, 地震記録と同じように様々な周期の振動成分が含まれており, 逆にいうと様々な周期の振動(サイン波)の重ね合わせとしてひとつの時系列ができあがっているとも考えられる. このように時系列を様々な周期を持つサイン波が重ね合わさったものと考え, それぞれの周期のサイン波の大きさ(振幅)によって特徴付ける方法がある. このような見方を, 振動の周期の逆数である周波数(単位時間における振動の回数)を用いて, 周波数解析と呼ぶ. 周波数解析では, 横軸に周波数(単位は $\text{Hz} = \text{サイクル/秒}$)を取り, 縦軸に個々の振動の振幅を取り表現する(スペクトルと呼ばれる). これは, もともと時間軸のデータとして与えられた時系列を, 周波数軸に置き換えたもので, 時系列を「時間領域から周波数領域に変換した」といわれる(数学的にはフーリエ変換と呼ばれる). 時系列が与えられた時, そのまま時間領域でみるのがわかりやすいか, 周波数解析をして周波数領域で見る方がわかりやすいかは, それぞれの時系列の性質による. 時間領域で見てわかったつもりになっていても, 周波数解析をしてみることで時系列データの思わぬ特徴が見えてくることもある.

では地震記録は, 周波数領域ではどのように見えるのだろう. 図5bのように, 個々の波の到着が時間領域で読みとれるときは, そのまま解析するのがわかりやすい. 一方地震による地球全体の振動の性質を見るときは周波数解析により別の様相が見えてくる. 図6は, 図2の48時間の波形を周波数解析したものである. 地震記録のスペクトルから明らかなのは, 振動のエネルギーは連続的に変化するのではなく, ほぼ同間隔にならぶ周波数に集中していることである. このスペクトルのピークの位置(周波数)は, どの地震のいかなる観測点の地震記録でも同じところに現れる. これはバイオリン

の弦の振動数、太鼓の膜の振動数などが一定なのと同じ原理で、地球の大きさ・形・内部構造によって決まる地球固有のものである（楽器の場合は、弦・膜の張りを変えたり、指・手で押さえて周波数を変えることで音の高さを変えられるが、地球の場合これはなかなかむずかしい）。このような有限の大きさを持った物体の持つ固有の振動を「固有振動」と呼び、その周波数を固有周波数（その逆数を固有周期）と呼ぶ。バイオリンの弦の振動に、一つも節（振動しない点）を持たない基本振動から、節をいくつか持つ倍振動があるように、地球の固有振動にも決まった節をもつ振動パターンがある（図7）。大地震のデータから地球の固有周波数を決定することにより、地球の内部構造の推定が可能である。

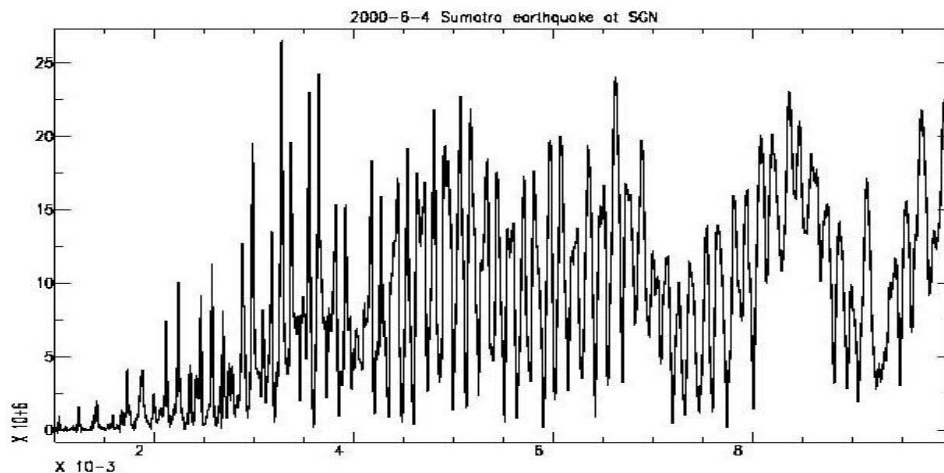


図6. Sumatra 地震記録（図2）のスペクトル。横軸は周波数（単位 Hz）。



図7. 弦の固有振動（上）と地球の固有振動（下）の例。

以上見てきたように、ひとくちに地震波といってもいろいろな見方があることがわかる。表1には、みる周期によって卓越する波・振動の特徴をまとめてある。このような周期によって変化する地震波の性質を使い、地震破壊の様子や地球内部の様々な情報を読みとるのが地震学である。

表 1 地震計で見える地球の振動

	実体波	表面波	固有振動	固体潮汐
周期帯	0.1-10 (秒)	50-400 (秒)	300-3600 (秒)	0.5-2.0 (日)
	図で表示			

地震波の伝播

前節で見たように地震波形記録には様々な波・振動が含まれており、読みとれる情報もそれぞれ異なる。まずもっとも直感的に分かりやすい実体波の伝播の基本的な性質と、そこからどの様に地球の内部構造の情報を読みとるかを考察しよう。そのためにはまず、波の通り道である波線という概念を理解する必要がある。

波線と波面：

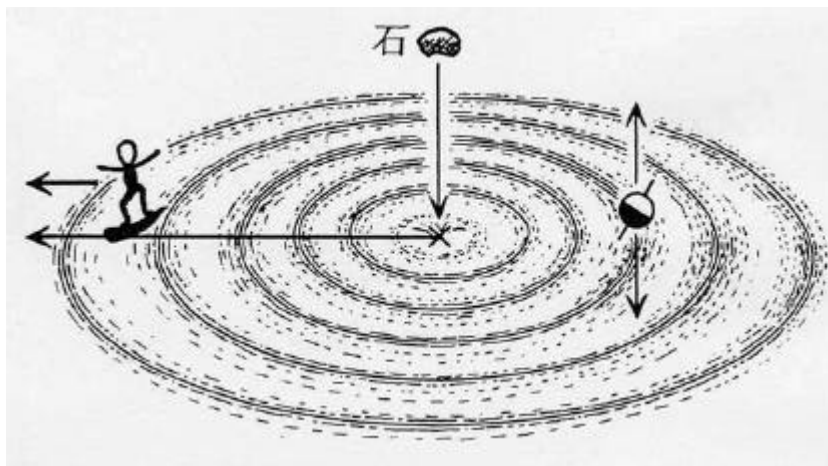


図 8. 池の波とサーファー (左), 波面と波線 (右). (山下編, 2000 より)

静かな池の真ん中に石をぽとんと落としてみよう。石の落ちたところを中心として波が水面を輪のように広がっていくはずである。波の山や谷などの同じ特徴の場所をつないだものを波面というが、波が輪のように広がっていくのは波面が広がっているのを見ているのである。そこでサーファーのようにある波の山に乗ってみることを想像しよう。中心から外側へ真っ直ぐ一定の早さで動いて行くはずである。これが波が伝わるということであり、サーファーのたどった跡を波線と呼ぶ（波線と波面は直交する）。次

に水面のある場所に釣りに使ううきを浮かべて、その場所の水面の運動を考えてみよう。初め静かだった水面が、波の到達とともに上下に動き、やがてまた静かになっていくだろう。この時うきはサーファーのように波と一緒に動かず、その場で上下に揺れるだけである。このように場所場所での振動が伝わっていくのが波であり、地震の波も同じである。池に石が落ちたのが地震が起きたことに対応する。その結果、地震が起きた場所（震源）を中心として波が球面として地球の中を広がっていく。この時、サーファーのようにある波線に乗って行くことを考えよう。サーファーは波に乗りながら、波線上のその場その場での水の性質を感じるだろう。これと同じように地震の波線に乗って地球の中を伝わった波を地表の地震計で観測することで、地球内部のその場その場での情報がわかるのである。

地震波の幾何学：

地震波線の伝わり方は幾何光学（光の屈折の法則）によって近似的に記述できる。すなわち地震波線は幾何光学でいうところの Snell の法則に従って地球の中を伝播する。図9は平面波（無限遠方からくる波）が速度境界でどのように曲げられるかを示したものである。境界の両側で波面がつながるという条件から入射角と射出角の関係、すなわち Snell の法則が導かれる。

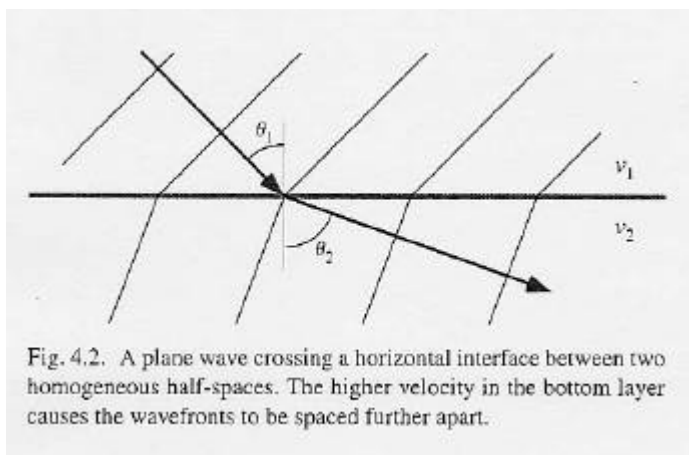


図9. スネルの法則：矢印の付いた線は、ある特定の波線を示す。入射角（ q_1 ）と射出角（ q_2 ）の間には $\sin(q_1)/v_1 = \sin(q_2)/v_2$ の関係が成り立つ。 v_1, v_2 はそれぞれの層の地震波伝播速度で、下の層の方が速い場合は、 $v_1 < v_2$ なので、 $q_1 < q_2$ となり、波線は速い層で遅い層のものに比べて寝ることになる。

地球深部では一般的に深くなればなるほど物質は変形しにくくなる（変形しやすさの指標である弾性定数が大きくなる）。地震波の伝播速度は弾性定数の平方根に比例するので、地震波の伝播速度も深くなるにつれて早くなるのが普通である。このような場

合、地震波線はどのようなになるかを図示したのが図 10 である。地震波は震源から全ての方向（図の場合地表に震源があるので下方のみ）に放出される。それぞれの波線は Snell の法則によって少しずつ上向きに曲げられ、最終的に地表に戻ってくる。それぞれの観測点に地震波が到着する時刻を震央距離の関数で示したものを走時曲線と呼ぶ。走時曲線の傾き (dT/dX) は波線の最深点での地震波速度の逆数になるので、走時曲線は一般に上に凸の形になる。図からわかるように、下向きに出た（射出角の小さな）波線ほど遠くへ到達する。

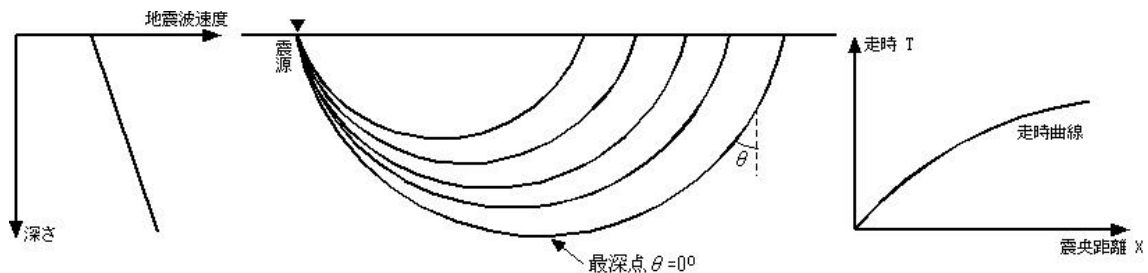


図 10. 地震波線と走時曲線の例（速度が深さとともに単純に速くなる場合）

0 章でも示したように地球の内部は物性の異なる幾つかの層で出来ており、層の境界で急激に地震波速度が増えたり減ったりする場所がある。そのような場合走時曲線はどのように振る舞うのだろうか。まず速度が急に増える場合を考えてみよう（図 11）。この場合、急激な速度勾配のある層に進入した波線はスネルの法則により強く上向きに曲げられ、射出角を小さくしているのに手前の観測点に到達する場合がある。射出角をさらに小さくしていくと波線は急勾配の影響をあまり受けない領域に入り、それ以後はまた遠くへ到達するようになる。この走時曲線は図 11 のようになり、走時曲線の傾きがある震央距離で急に変わることになる。またある震央距離の範囲では、地震波が複数到来することになり走時曲線は複雑になる（3 つの波が来るので triplication と呼ぶことがある）。

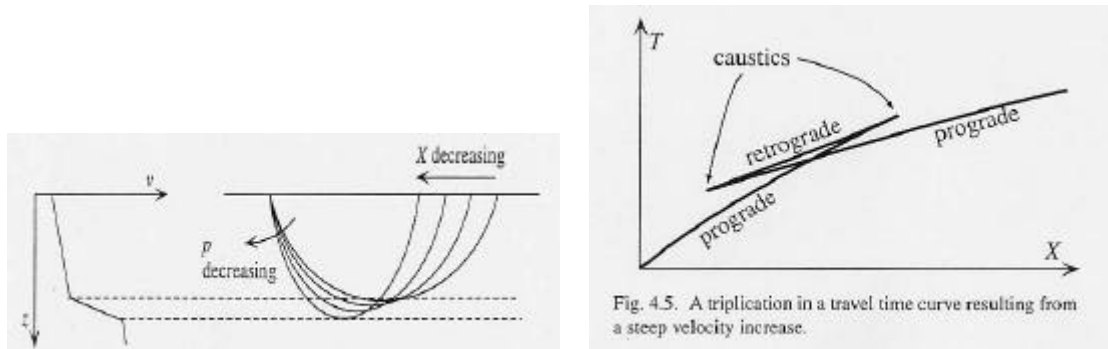


図 11. 地震波線と走時曲線（速度が急に増える場合）:

次に速度が減少する層（低速度層）がある場合を考えよう（図 12）。この場合上とは逆に、射出角を減らしていくと、低速度層に入った波線は下向きに曲げられ遠くへ“跳ばされ”てしまう。この結果、走時曲線には跳びが出来る。地震波を光にたとえれば、光の当たらない「影」の部分が出来ることになる。後で述べるが、地球の核の存在は外核の作り出す地震波の影の観測が決め手になっている。

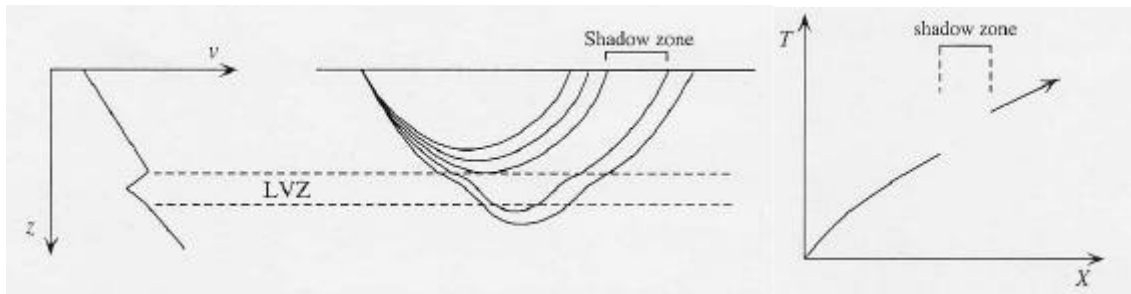


図 12. 地震波線と走時（低速度層がある場合）。地震波の“影”ができる。

P波とS波:

光波の伝播に比べて地震波の伝播をより複雑にする要因に、縦波と横波の 2 種類の波が存在することがある（光の場合は横波だけである）。

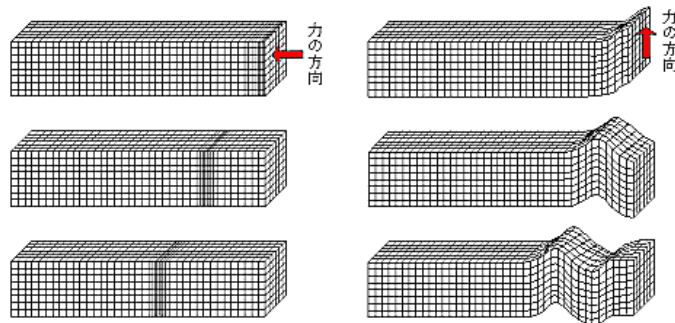


図 13. P波とS波の概念図。

岩石などの固体（弾性体）の堅さには、ギューと縮めたときの縮まりにくさと、横にずらしたときのずらしにくさの二つがある（水などの流体の場合は、前者のみ存在する）。弾性体に与えられた力と変形の間にはバネばかりのフックの法則が成り立ち、前者の堅さに対応する定数を体積弾性率、後者に対応するものを剛性率と呼ぶ。この二種類の堅さに対応して、地震の波にはP波とよばれる圧縮の波と、S波と呼ばれる横ずれの波が存在する。P波の方が伝わる速さが速いので、地震が起きたときに最初に感じる揺れはこのP波である。その後しばらくするともう少しゆったりした揺れの波が来る。これがS波で、この二つの波の時間差から地震がどのくらい遠くで起きたかがおよそわかる（日本周辺の

地震の場合、P波が来たときから数えてS波がくる時間に8をかけると、何キロ離れたところで起きたかがだいたい推定できる）。

地震波が光のような電磁波とことなるのは、地震波には、縦波のP波と横波のS波という二種類の波が存在し、地震波速度構造が急激に変わるところでは、P波がS波（S波がP波）に変換・反射するなどいろいろ複雑なことが起こることである。この性質により観測される地震波は、震源から直接くる直達波以外に地球の様々な構造境界に起因する波を含み、最初の波（P波）の到着後、図2-5のように延々と続くことになる（逆に地震学者はこのような情報を使い地球内部を細かく観ることが出来るのである）。それぞれの波は別々の波線を持ち、個々の波線に対応した走時曲線が存在する。

走時曲線と標準地球モデル：

さて以上のような地震波の伝播の基本ルールをふまえて、実際の地球のデータが何を教えてくれるか見てみよう。図14は、世界の様々なところで起きる地震を、やはり様々なところ（ただし陸上）の地震観測点で記録した地震記録を、震源と観測点の角距離（震央距離）で分類し並べ直したものである（角距離0.5度以内のものは同じとして平均をとってある）。色の付いた部分が波の振幅の大きなところで、震央距離だけで分類してこのようにきれいに地震波の到着をみることができるということは、地球の内部が基本的に球対称の構造をしていて、どこで起きた地震の波形も同じ距離離れた観測点でみれば、だいたい同じように見えるということである。それぞれの曲線が、個々の波の走時曲線（図10のような）であり、0章で示した地球内部構造の標準モデルから計算される理論走時曲線を右に示してある。このように様々な波の走時を合わせるように地球の標準モデルが作られている。

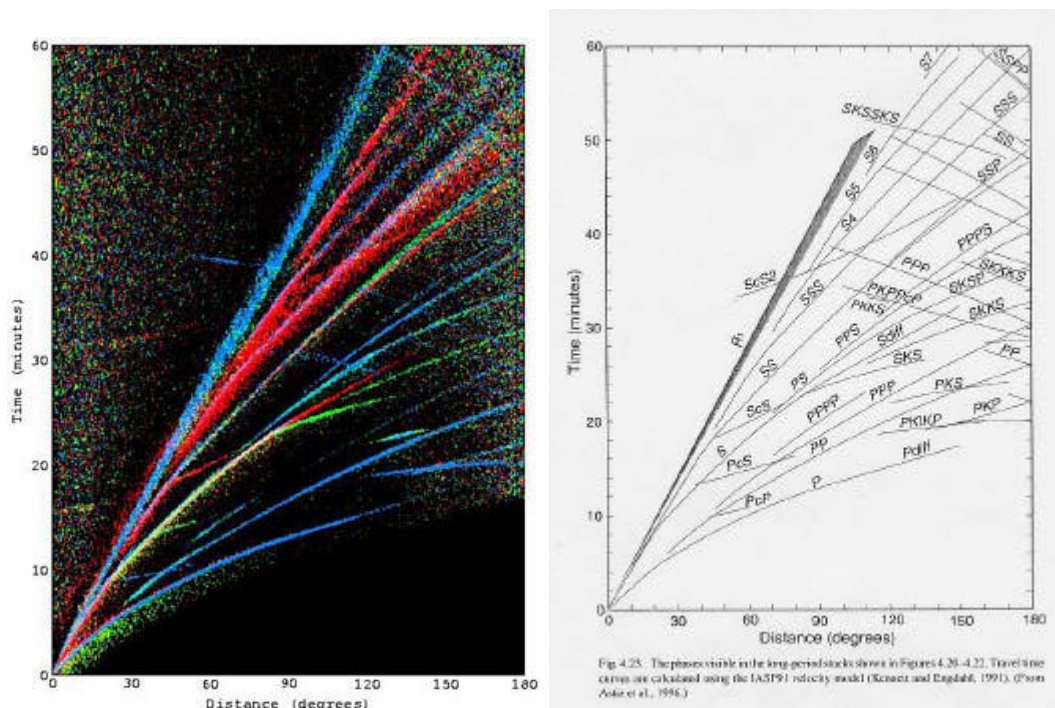


図 14. 地球の地震走時曲線：(左) 実際の波形記録から合成されたもの。青，緑，赤が Z,R,T 成分 (図 4) の運動を表す。(右) 標準モデルから予想される理論走時曲線。(Astiz 他, 1996)

中心核を通る波：

もう少し具体的に見てみるために、まず各観測点で最初に到着する波に注目してみよう。始めに来るのだからこの波は P 波のはずである。まず気がつくのは P 波の走時曲線の傾きが遠くの観測点ほど小さくなることだろう。前にも述べたように走時曲線の傾きは、地震波線の最深点での地震波の伝播速度の逆数であるので、傾きが小さいことは、地球深部で地震波速度が速くなっていることの現れである。次に注目すべきは、震央距離 100 度あたりから P 波の振幅が小さくなり、だんだん見えなくなってしまうことである。これは地震波速度が図 10 のように深さと共に単調に増加する場合には起こらないことである。P 波の伝わらない地震波の影にあたる部分があることを示しており (図 15)、図 12 のように低速度の層があることに起因する。この低速度の領域が外核である。

直接の P 波の到達しない 120 度以遠で最初に到来する地震波の走時曲線は多少複雑である。150 度くらいまでは PKP と銘打ってある波 (外角を通る P 波) が先に到来し、より遠くでは内核を通る PKIKP という波が先に到来する。PKP 波と PKIKP 波の走時曲線の傾きには飛びがあり、外核の下に地震波速度の急激に増えるところがあることを示している。これが内核の始まりである。

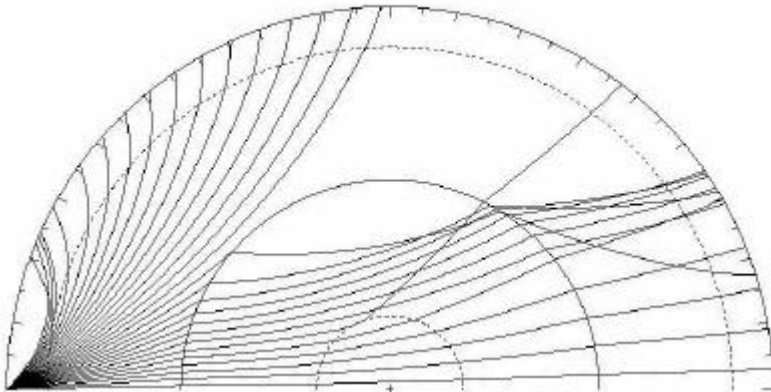


図 15. P 波の波線：核の低速度のせいで波線が曲げられ，震央距離 90 度以遠に地震波の影ができる。

同様のことを S 波についてみてみよう。震央距離が小さい範囲では，S 波は P 波の次に到来する地震波であるが，25 度あたりから地表や核マントル境界で跳ね返ってくる波が到着するなどして，2 番手ではなくなる。しかし S 波の走時曲線をたどっていくと P 波と同様に 120 度くらいから見えなくなる。P 波の場合と異なるのは核を通る S 波が見あたらないことである。S 波が存在しないということは流体であることを意味し，このことから外核は流体の鉄で出来ていることがわかっている。

P 波の速度が外核に比べて急激に増える内核は固体と考えられるので，本来 S 波が観測されてしかるべきである（PKJKP という名前も付いている）。しかしながら，もろもろの理由により内核を通る S 波は誰もが納得する形では観測されておらず，内核の存在が 1917 年に Lehman により示されて以来，未だに幻の地震波である。

以上のように P 波と S 波の伝播を調べることで，地球の大まかな層構造は理解できる。図 14 に観測される他の様々な波は，マントル・外核・内核の層境界に起因する反射波・変換波（図 16）として説明可能である。それぞれの波の走時を説明するように各層内での速度構造を調整することで標準モデルが作られる。

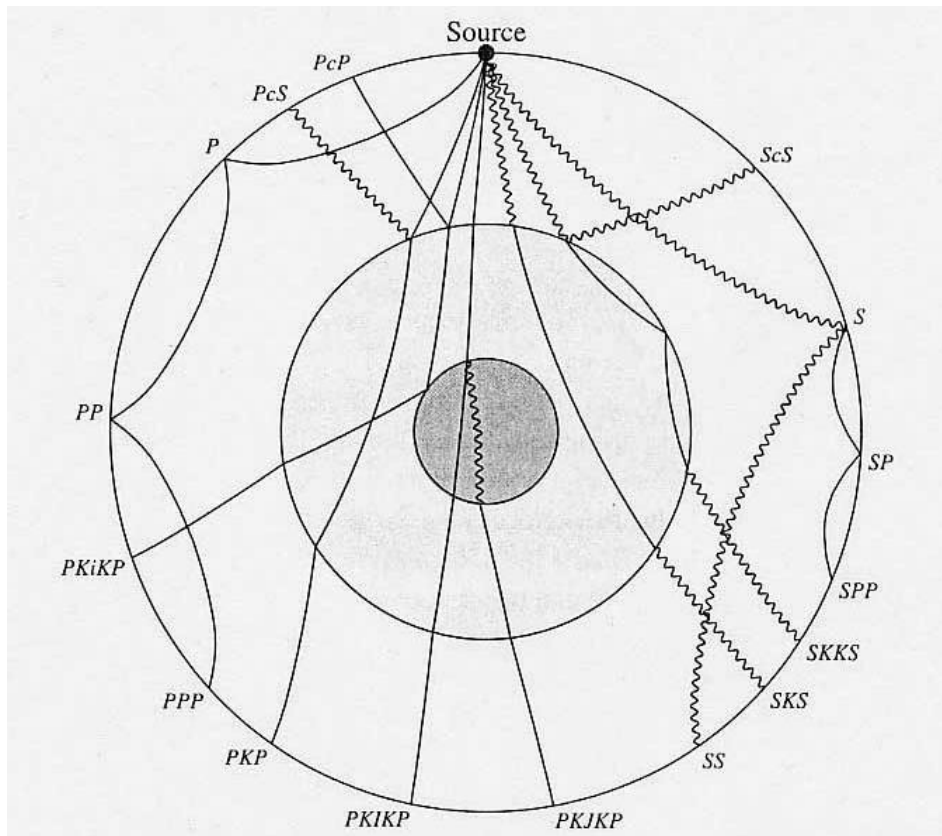


図 16. 代表的な地震波線と名前。地震波の名前の付け方には決まりがあり、P = マントルを通る P 波、K = 外核を通る P 波、I = 内核を通る P 波、S = マントルを通る S 波、J = 内核を通る S 波、c = CMB での反射波、i = ICB での反射波、となっている。また震源から上方に出るものは小文字で表す。(Shearer, 1999)

地震波トモグラフィー

これまで見てきたような地球の大まかな構造は、1950 年頃にはだいたい決まっていた。しかしこのような構造から見えてくる地球内部の様子は、平衡状態にある「静的な地球」であり、なぜ地震や火山が地球上の決まった地域だけに存在するのかなど、地球の活動の根元を示唆するような情報は与えてくれない。1960 年代に入ってプレート・テクトニクスが確立され、大陸と海の本質的な違いが明らかになるにつれ、我々が知っている海や大陸など地表の横方向の構造の変化はどの深さまで続くのだろうか？マントルに潜り込んだ海洋プレートはその先どうなるのだろうか？ハワイ諸島やアイスランドのような海の真ん中にある火山島はなぜ出来るのだろうか？マントルはどのような形で対流しているのか？プレートを動かす原動力はなにか？などの地球内部のダイナミクスに関する様々な疑問がわき上がってきた。

このような疑問に答えるためには地球の平均的な球対称構造ではなく、水平方向の

不均質を含む 3 次元的な構造を知らなければならない。表面波・地球の固有振動・実体波などの種々の地震学的データから、地球の 3 次元構造を描き出す手法が 1980 年代以降開発されてきた。このような手法は、医療分野の断層撮影（CT スキャン）との類似性から、地震波トモグラフィーと総称される。断層撮影によって医学が格段に進んだのと同様に、地震波トモグラフィーの発展により今、地球科学は急速に進歩している。

トモグラフィーの原理：

図 17 は CT スキャンと実体波を使った地震波トモグラフィーの基本原理を示す。CT では片側から X 線を照射し、反対側で人体を通過してくる X 線の強度を測る。この測定を人体を取り囲むように 360 度回転させ行うことで、X 線の照射一本一本の情報から面的な人体内部の断層撮影画像を再構築することが可能になる。画像が鮮明にイメージされるためには、見たい場所を通る X 線がなるべく多くの方向から照射されていることが必要である。このことは一方向からの照射では、X 線の波線上のどこに強度を上げたり下げたりするものがあるか識別不可能なことから自明であろう。

地震波トモグラフィーの場合も原理は同じであるが、地震波の場合は強度でなく伝播時間（走時）を使うのが一般である。図 17b のように 2 つの震源からの波を大円上に並んだ点で観測している場合を考えよう。地球が球対称で横方向の不均質構造がない場合、それぞれの震源についての走時曲線は標準地球モデルのものと同じになるはずである。一方、図 17b のハッチをかけた部分が周囲より地震波速度が遅い場合、この部分を通る波線の走時は標準モデルのものより遅れる。このような観測から、走時の遅れる波線の交差するあたりに低速度の領域があることが予想される。二つの震源からの波線だけでは構造をユニークに決定することはむずかしいが、波線の組み合わせを増やすことにより解像度が上がる（地球内部の場合は 3 次元的な波線のカバーが必要になる）。

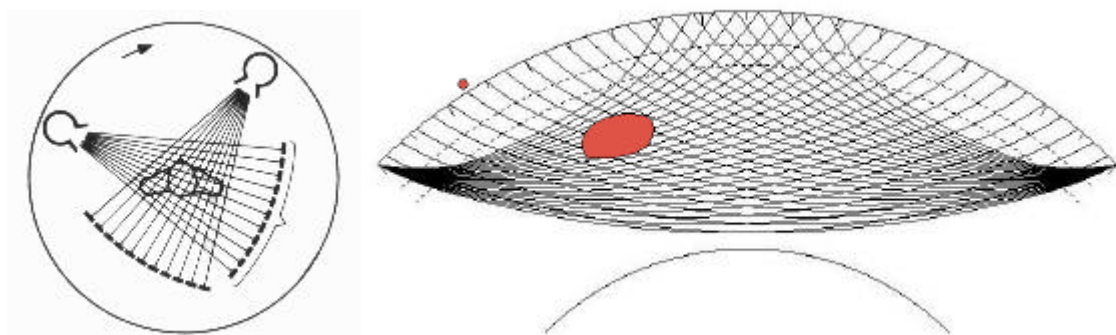


図 17. CT スキャンと地震波トモグラフィー

地球の断層撮影のむずかしさ：

医療 CT と地震波トモグラフィーではいくつか異なる点がある。CT では 360 度好

きな方向からX線を当てることが出来るが、地震が起きるところ（主にプレート境界）、地震計が置けるところ（陸地）は限られているので、地球の場合は良く見えるところと見えにくいところができる。X線は人体を直進するが、地震波は速度構造によって強く曲げられるので厳密な地震波線を決めるのはむずかしい。また地震の震源位置も走時から決めるため、不均質速度構造の影響と震源位置のずれの影響を区別するのはむずかしい（震源位置を間違ってみ積もるとその影響が構造にイメージされてしまう）。

このように地球の断層撮影は人体のものに比べてむずかしい点が多いが（なにしろ相手は自然である）、地震学では様々なデータを取り入れることで少しずつ信頼性の高い地球内部の3次元イメージを得つつある。トモグラフィーで得られつつある地球内部の構造は次節で紹介するとして、表面波・地球の固有振動などを使ったトモグラフィーについても簡単に説明しておこう。

表面波トモグラフィー：

図17bの波線の分布をみるとわかるように、地表の比較的浅い部分（上部マントルと考えても良い）は、地震が近くで起きるか観測点が近くにあるかしないと実体波の波線が交差して通らず、トモグラフィーによって地下構造を決めるのが困難である。特に観測点を作ることが困難な海洋地域では、実体波を使った構造探査はむずかしい。このため地表数百キロメートルの構造は、表面波を使って決めるのが有効である。

表面波はその名の通り地球の表面にへばりついて伝播する地震波で、表面波の波線は震源と観測点を結ぶ大円を通る。表面波の伝播速度は、観測する波の周期に依存する（これを分散性という）。表面波の伝播速度は地表部分の構造によって決まり、周期の長い波ほどより深い構造の影響を受ける。地震波速度は一般的に深くなればなるほど早くなるので、表面波は周期が長い波ほど深部の影響を受けるので伝播速度が速いのが普通である。表面波の伝播速度を周期ごとに測ることにより地下構造の推定が可能になる。

表面波でみる海・陸プレートの構造：

図18はレイリー波と呼ばれる表面波の伝播速度をトモグラフィー手法（表面波トモグラフィー）によって地図上に落としたものである。表面波トモグラフィーでは、表面波は震源と観測点を結ぶ大円を伝わりと仮定して、トモグラフィー手法で周期ごとの速度をマッピングする。図18aでは周期35秒のレイリー波と呼ばれる表面波の速度を示している。この図でまず目に付くのは、陸と海が速度の遅い部分・速い部分に明瞭にわかれていることであろう。この周期帯では、レイリー波の速度は地殻の厚さの影響を強く受け、得られた速度分布は地殻の厚さの地図と考えて良い。海洋底の地殻の厚さは地球上どこでも大体7kmと決まっている。それに比べ陸の地殻は30-70kmと厚い。地殻の薄い海洋底では地震波速度の速いマントルが地表の浅いところにあることになり、35秒のレイリー波はそれを感じて海の下で速くなっているのである。このように陸と海には、単に水に覆われている・いないというだけでなく、地殻の厚さ・プレートの厚さと

いったようなプレート・テクトニクスに由来する構造の違いがあるのである。インド北側のチベットの速度が著しく遅いのは、ここでの地殻の厚さが平均的な大陸地殻の2倍であることを示している。プレート・テクトニクスからは、インド大陸がアフリカ大陸から分裂北上しユーラシア大陸に衝突し現在の状態にいたっていることがわかってい。チベットでは、衝突したインド大陸とユーラシア大陸の地殻が重なり合うようになって2倍の厚さの地殻を作り上げていると考えられる。世界一高いヒマラヤ山脈がこの地域にあるのもうなずける話である。

次に周期 90 秒のレイリー波の速度分布を見てみよう。この周期のレイリー波はマントル 300km?程度の深さまでの構造を反映している。35 秒のものに比べてパターンがだいぶ異なり、海・陸といった構造の反映よりもプレート・テクトニクスから予想されるマントルの構造を反映している。まず低速度の領域がプレート境界にそって起きることに注目しよう。特に中央海嶺に沿って顕著な低速度領域が見られる。海洋プレート生成の場である中央海嶺では、部分熔融した高温のマントルが地表近くまで来ているはずであり、これが低速度となってレイリー波に現れている。海洋プレートは中央海嶺から遠ざかるにつれて冷えて厚くなる（3 章）。これに伴って地震波速度も速くなることが予想されるが、海の下のレイリー波速度分布はこれを反映している。（海洋プレートの年代ごとに比べた図？）太平洋下に比べて大西洋中央海嶺下の速度がそれほど遅くないのは、海嶺の拡大速度が小さいこと（すなわち生成されるマグマの量が少ない）を反映していると考えられる。もう一方のプレート境界である沈み込み帯周辺が低速度なのも、日本列島などの島弧の火山活動に対応したマグマ（マントルの部分溶解、4 章）によるものと考えられる。

大陸について注目してみると、短い周期で見ると低速度であった領域が速い領域と遅い領域に分かれている。この速い領域は大陸の中でも??以前に出来たとされる古い大陸に対応し（3 章）、古い大陸の根っこがマントルの深いところまで及んでいることを示している。このように大陸の進化の様子が、地表の地質構造だけからでなく、地震波トモグラフィーから実際に読みとれ始めている。表面波トモグラフィーによって陸と海の違いは最低マントルの 200-300km の深さまで及ぶことが明らかになった。大陸の根っこは 400km まで及ぶという研究者もいるが、200km 以深の詳細な構造についてはまだ研究者の間でコンセンサスは得られていない。

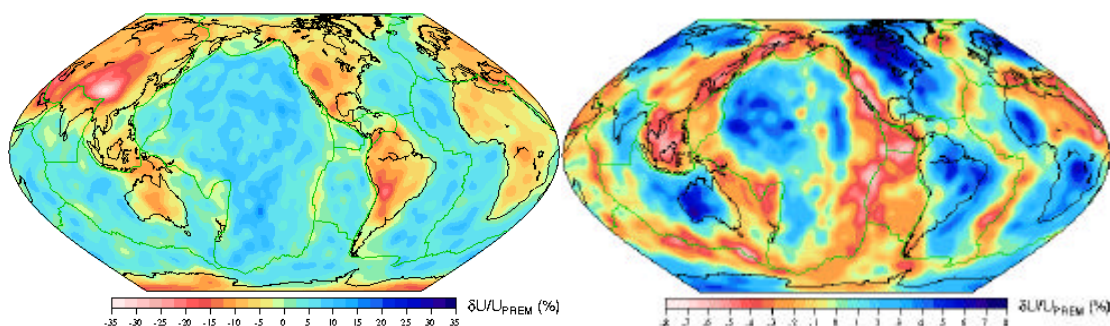


図 18. 表面波トモグラフィー (35 秒, 90 秒のモデル)

地球の固有周期の分離 (splitting) :

前に述べたように、表面波の卓越する周期帯 (50-300 秒) より長い振動は、地球全体の振動 (地球の固有振動) として解析される。大きな地震が起こると地球は何日間も振動し続け、スペクトル解析をするとたくさんの地球の固有周期が観測される (図 19)。地球の固有振動は、振動のパターンによって nS_ℓ などの名前がついている。ここで n は半径方向の振動の節の数で、 ℓ は水平方向の節の数である。例えば、図 7 にあるようなラグビーボールのようなパターンの振動は $0S_2$ と呼ばれ、固有周期は約 54 分である (地球の固有周期のなかで一番長い)。

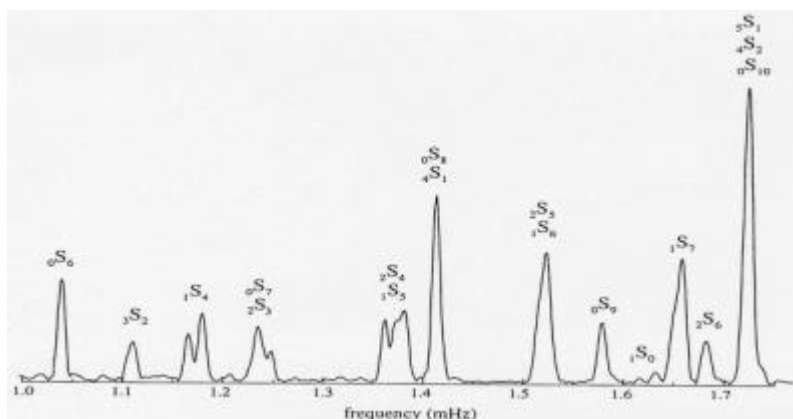


図 19. 地球の固有振動のスペクトル。一つに見えるピーク (multiplet) には、実際はたくさん ($2\ell+1$ 個) のピーク (singlet) が重なっている. (Dahlen and Tromp, 1998)

それぞれの固有振動のピークは一見ひとつのピークに見える (multiplet と呼ばれる) が、実際は複数 ($2\ell+1$ 個) の周期の似た固有振動 (singlet) が重なり合ったものである。地球に水平方向の不均質がない場合、すなわち球対称な地球の場合、singlet の周期は multiplet に一致する。しかしながら実際の地球のように水平方向に不均質があったり、回転していたり、形が楕円形であると、個々の singlet の周期は微妙にずれ、分離する。これを固有周期の splitting と呼ぶ。Singlet の分離の幅は小さいため個々

の singlet を同定するのはむずかしいが, singlet の集合体としての multiplet nS_ℓ の周期が地震と観測点の組み合わせによってずれることで分離の度合いを調べることができる. 図 20 は $1S_4$ と呼ばれる固有周期約 855 秒の固有振動 (multiplet) のスペクトル・ピークを地震-観測点の組み合わせを変えて示したものである. 20 秒ほどの周期の幅で変化しているのがわかる. この変化のパターン (地震と観測点の組み合わせによる) を読みとることで, 図 20 右のような大規模な不均質構造が地球の深部 (400km 以深) にあることが, 固有周期の解析から 1982 年にアメリカ・カリフォルニア大学サンディエゴ校のマスターズらによって初めて明らかにされた.

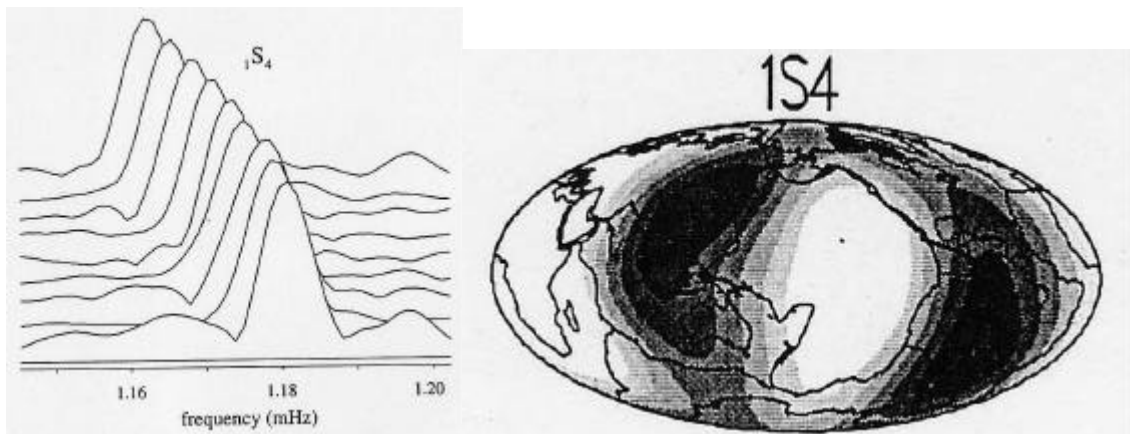


図 20. (左) 地震・観測点のペアの違いによって微妙に変化する固有周波数. 地球が水平方向の不均質を持たなければ起こらないが, 実際には観測される. (右) 固有周波数のずれ (splitting) から推定される地球深部の大規模不均質構造. (Dahlen and Tromp, 1998)

マンツルの断層撮影

全マンツルのトモグラフィー:

医療の CT スキャンに較べて地震波トモグラフィーには様々な制約があり, データの種類によって解像しやすい場所としにくい場所がでてくる. 例えば表面波からは, その名が示すように, 地球の表層数 100 キロの情報しか得られない. 逆に実体波による観測からは, 下部マンツルの情報は得られるが, 上部マンツルの微細な構造は決めにくい. 地球の固有周期からも情報は得られるが, それはマンツル全体を積分したようなものとなる. このような別々 (といっても元は地震記録) のデータが持つ情報をつなぎ合わせるようにして, マンツル全体の 3 次元地震波速度構造を決めてみると図 21 のようになる.

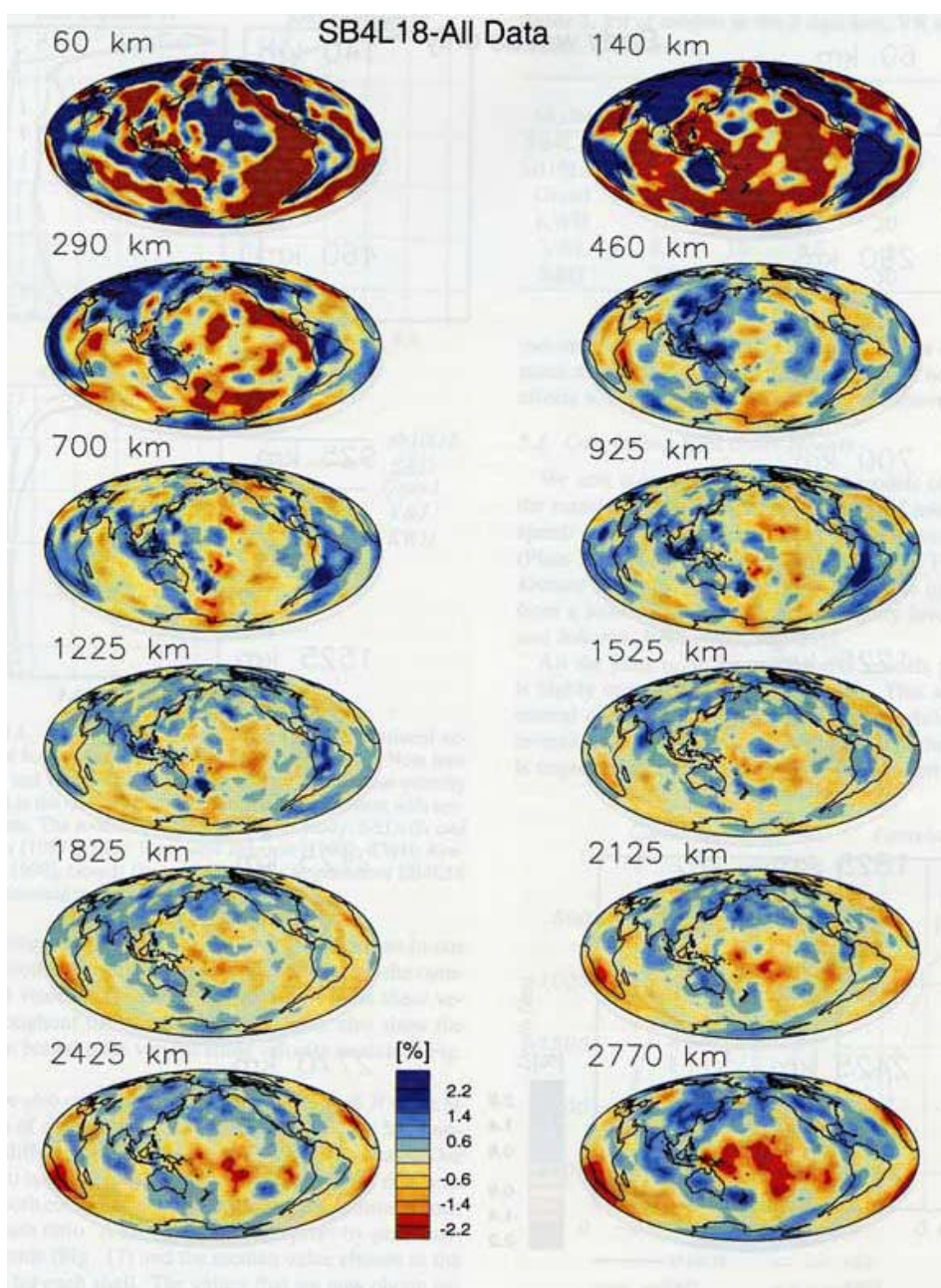


図 21. 全マントルトモグラフィー・モデル (Masters 他, 2000). それぞれの深さにおける S 波の速度を示している。青が速い領域, 赤が遅い領域を示す。

このような全マントル・モデルは研究グループにより詳細は異なるが、以下に述べるような点は多くのモデルに共通である。

- (1) 地球内部の水平方向の不均質は地表付近が最も大きく、マントル深部に入るにつれ小さくなり、マントルの底、CMB付近でまた大きくなる。(図 22) この性質は、以下のようなマントル対流の考え方で説明できる。それは、マントルは底で核から暖められ、地表で宇宙に熱を放出することによって対流運動を起こ

すということである。このような場合、マンツルの表層と底では温度が深さ方向に急激に変化する層（熱境界層、7 章）が出来、そこでは不均質の度合いも大きくなる。

- (2) 中央海嶺に対応する低速度領域は 100km 以深ではあまり顕著でない。これは、中央海嶺における海洋プレートの生成は、マンツル対流が能動的に起こしている（中央海嶺はマンツル対流のわき出し口である）という古典的な考え方とは相反するように見える（もしそうなら低速度領域が深いところからつながって分布しているはずである）。海洋プレートの生成は、プレートが引き裂かれて出来た割れ目に、隙間を埋めるようにマンツルのマグマが上昇して固まることによるとする、受動的なものであるとする見方が、現在では主流である（2 章）。
- (3) 太古代の古い大陸の下は高速度の構造が少なくとも 200km 程度の深さまで続き、大陸の根はそのあたりまでは存在する（3 章）。
- (4) マンツルの最下層は、太平洋の下と南アフリカの下に巨大な低速度の領域が存在する。また、環太平洋の沈み込み帯に対応するような形で、マンツル最下層に高速度領域が存在する。

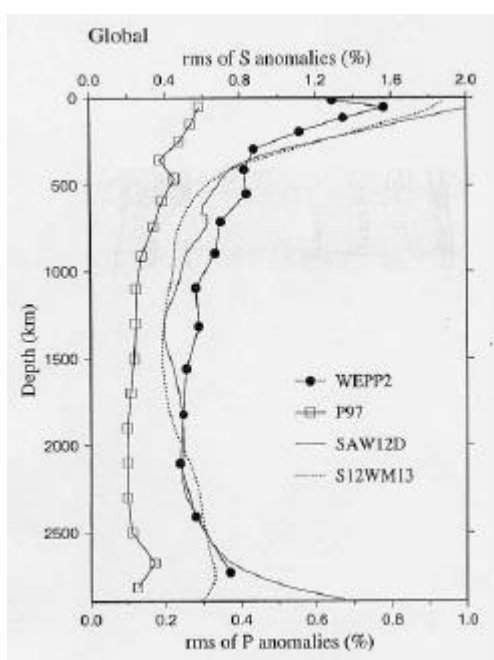


図 22. マンツル不均質の強さの深さ分布 (Fukao 他, 2001).

沈み込む海洋プレートの行方：

全マンツルのトモグラフィーから、マンツル対流の大まかな様子は見えてきたが、プレート・テクトニクスを引き起こしているマンツル内の流れを見るには解像度がまだ

不十分である。沈み込んだ海洋プレートの行方などを調べるためにはプレートの厚さ（およそ 100km）ほどの解像度が要求される。地震波解析による空間解像度は、地震波の波長（地震波速度に周期をかけたもの）程度と考えられる。マンツルの深さ 700km の場所での地震波伝播速度は P 波で 10km/s、S 波で 6km/s 程度である。100km の解像をするためには、周期 10 秒以下の地震波を解析しなければならない。そのような実体波を解析したモデルが図 23 である。前節でも述べたように、実体波の解析は地表付近の浅い部分に関しては全地球をカバーすることは出来ないが、下部マンツルの領域はグローバルな解析が可能である。

海洋プレートが、海溝からマンツルに沈み込んだ後どうなるのかはマンツル対流による物質循環を考える上で極めて重要である。マンツル内では、深さ 700km くらいまでは地震が起こる（5 章）。このような深発地震は面状におこることが多く、和達ーベニオフ地震帯と呼ばれる。和達ーベニオフ地震帯はマンツルに沈み込んだ海洋プレートそのものである。では海洋プレートは 700km 以深には入り込まないのであろうか。その答えが、アメリカ・テキサス大学の S. Grand（グラント）やマサチュウセツ工科大学の R. van der Hilst（バンデル・ヒルスト）らの、実体波を使った高分解能のトモグラフィからわかりつつある。

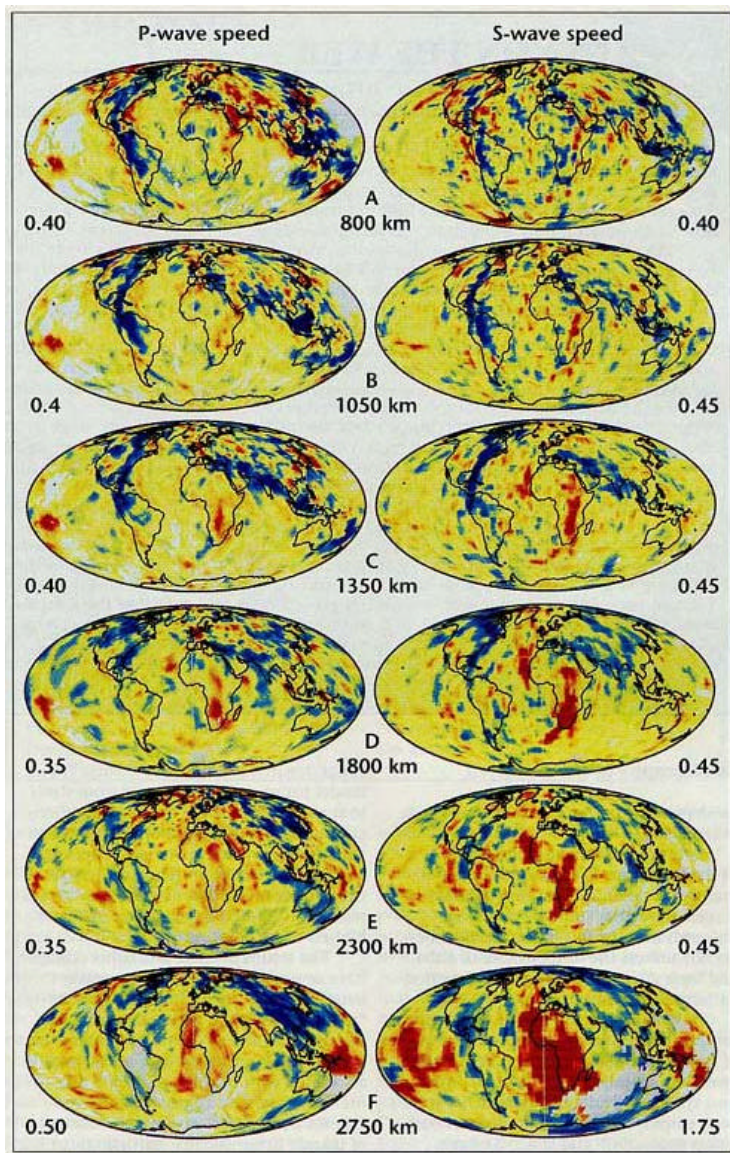


図 23. 高解像度マントルトモグラフィー：P波（左）とS波（右）（Grand 他, 1997）

図 23 には下部マントルの P 波・S 波の速度構造モデルが示してある。まず 1300km 以浅の構造に注目してほしい。二つの長く連なる高速度の領域がわかるだろうか。ひとつは南北アメリカの下にあり、もう一つは地中海からインドの下にある。この二つの線状（本当は面状）の高速度領域は、大昔マントルに沈み込んだ海洋プレートだと考えられている。図 24 には、プレート・テクトニクスによって復元された過去 1 億年間の沈み込み帯の位置が示してある。トモグラフィーで見つかった高速度層の位置が、一億年から数千万年前の沈み込み帯の位置に重なるのがわかる。

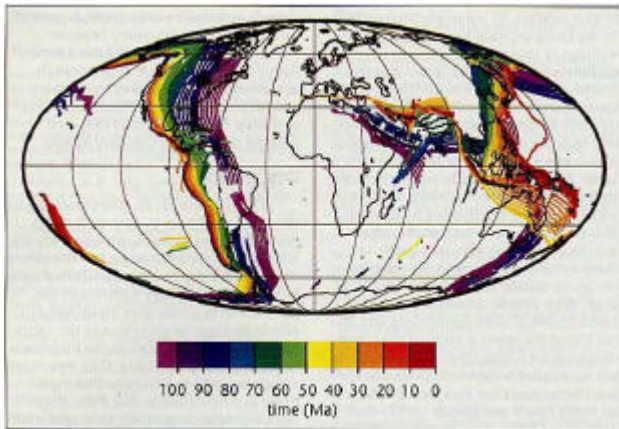


図 24. プレート・テクトニクスによって復元された過去1 億年の沈み込み帯の位置 (Grand 他, 1997).

横たわるスラブ：

一億年前の昔に沈み込んだ海洋プレートの様子はわかったが、では日本海溝を含む西太平洋の縁などで今沈み込んでいるプレートはどうなっているのだろう。現在海洋プレートがマントルに入り込んでいる沈み込み帯は、環太平洋の地震帯として昔から知られている場所に集中している。図 25 は環太平洋の海洋プレートの沈み込みの様子をトモグラフィーで輪切りにしてみたものである。小さな丸は地震が起きている場所をしめす。地震が起きている場所に沿って高速度（青色）の構造がみてとれるだろう。これが沈み込んでいる海洋プレートで、以後スラブ（平たい板のこと）と呼ぶことにする。前にも述べたように地震波トモグラフィーは地震と観測点の配置によって解像度が場所によって異なる。地震が起きていてスラブがあると予想されるのに、トモグラフィーで高速度に見えない場所もあるが、これは解像度の問題であろう。なぜなら日本周辺のように地震も観測点も高密度にあるところでは、スラブはまさに板のように平たくなって高速度領域として見えているからである。

地震が起きているところに高速度のスラブが見えることは、プレート・テクトニクスが予測するように、冷たい海洋プレートがマントルの中へ入り込んでいることの証明と考えられるかもしれない。しかしトモグラフィーの結果をよく見ると、高速度領域は地震の起きている領域を超えて広がっているのがわかる。その際、単にまっすぐ突き進んで行くのではなく、660km 不連続面の上に横たわったり、その下によどんだようになっている。このように地震のないところにも高速度の領域がつながって存在し、日本・インドネシア・フィジー諸島のどこの下を見ても、高速度の沈み込んだ海洋プレートが 400 から 1000km 辺りの深さに横たわっているのが東京大学・地震研究所の深尾らによって明らかにされた。これは昔のスラブが下部マントルにどんどん落ち込んでいるのと様相が異なる。この違いが何によるのかは今のところわかっていないが、沈み込んだスラブは、いちど 400 から

1000km 辺りの深さに溜まって、溜まりすぎるといっきにどっと CMB まで落っこちると考えている研究者もいる（6 章を参照）。

地震波トモグラフィーによって地球の内部の構造が解明されるにつけ、地球のダイナミクスのあらたな疑問が生まれつつある。ではその詳細を以下の章で見てみることにしよう。

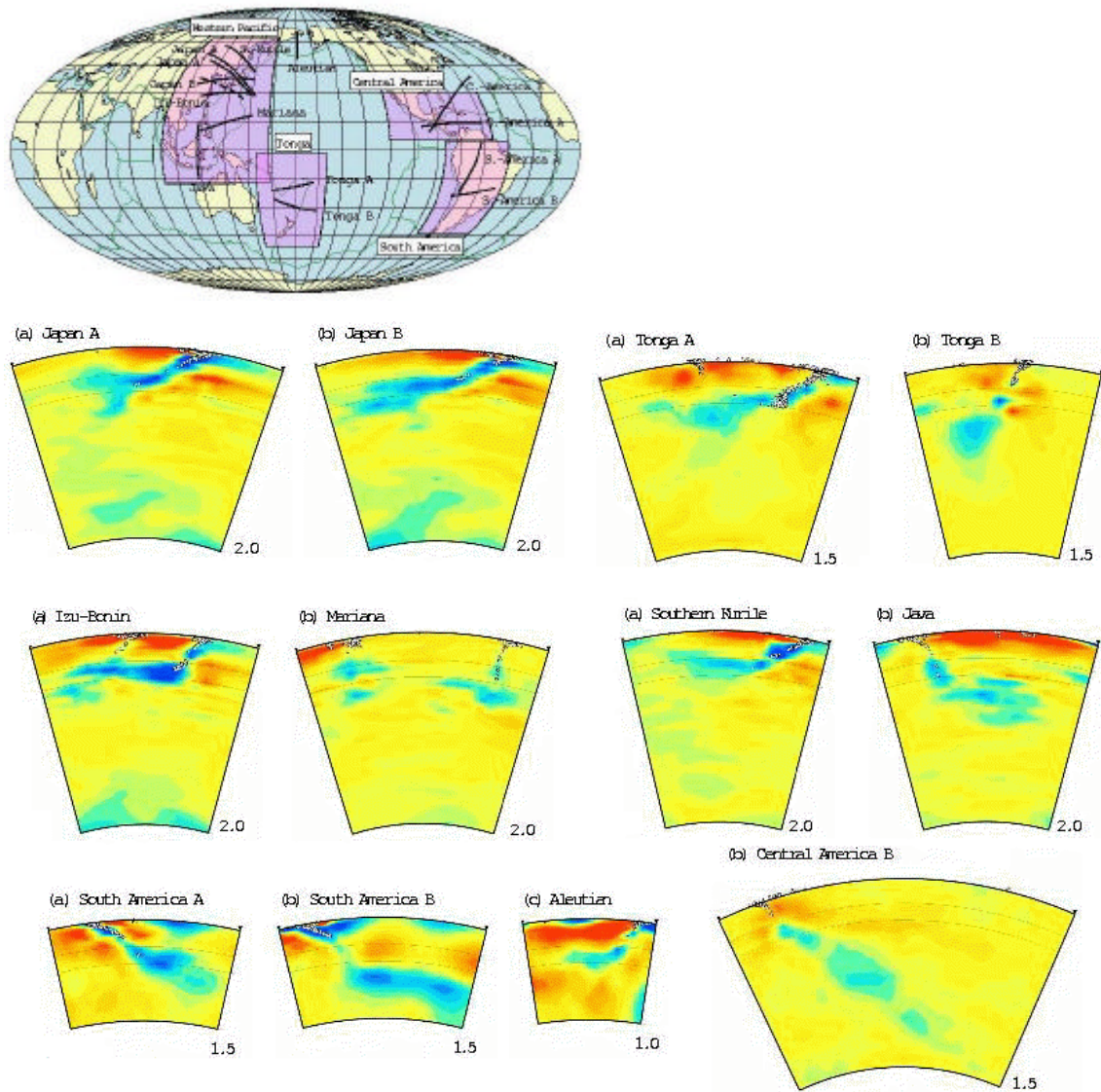


図 25. 現在の沈み込み帯の断層撮影：（上）沈み込み帯の位置，（下）それぞれの沈み込みの断層撮影。白丸は地震。（Fukao 他，2001）