

外核の天井を地震波が進む速さ—E の分割—

大滝 壽樹¹

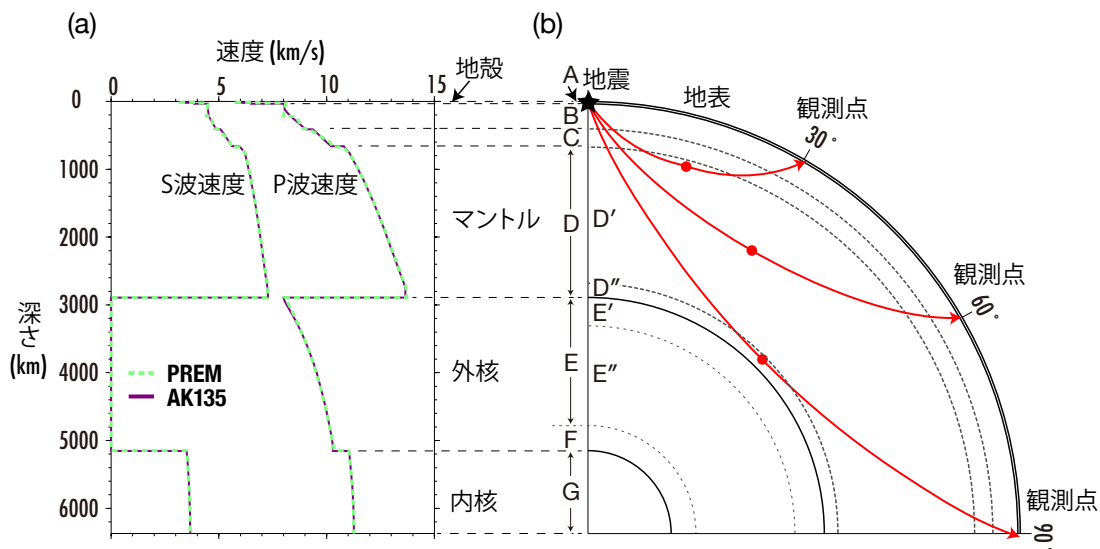
1. A, B, C, D, E, F, G

今から 80 年ほど前、K. E. Bullen が地球の中を七つの層に分け、地表から順番に A, B, C, D, E, F, G と名付けました (Bullen, 1940, 1942)。A が地殻、B が (遷移層をのぞいた) 上部マントル、C がマントル遷移層、D が下部マントル、E が外核、F が外核最下部、G が内核にあたります (第 1 図)。その後、Bullen は D (D 層) を底 200 km の D'' とその上の D' とに分けました (Bullen, 1949)。深くなるにつれマントル中を地震波が進む速さは大きくなりますが、マントルの底の近くでは第 1 図のように速さがほぼ変わらなくなる点を重視したからです。D'' はマントルの底 200 km ほどを指す呼び名として今でも使われています。D'' の厚さや速さは場所によって変わることが知られて

おり (田中, 2018)、今も盛んに研究されています (例えば Suzuki *et al.*, 2021)。

そして、D と同じように E、つまり (最下部をのぞいた) 外核も二つに分けられる、と考えられています (金嶋・Helfrich, 2018)。浅いほうからそれぞれ「E'」、 「E''」と呼びます (Bullen, 1969; Bolt, 1982)。E' が厚さ数 100 km ほどで、残りの 2000 km ほどが E'' です。

核の物質は主として液体の鉄とニッケルで、そこにより少量の軽い元素も含まれていると考えられます。最近の地震学の研究では、E' では E'' と比べ地震波速度の勾配が大きいことがわかってきましたが (金嶋・Helfrich, 2018)、どうやらそれは含まれている元素の割合の違い——含まれている鉄より軽い元素の種類や割合が E' と E'' で違う——によるようです。軽い元素の候補は酸素・ケイ素・硫黄・



第 1 図 (a) 地球の中の地震波の速さ分布。縦軸は地表からの深さで、地表から地球の中心までを示してある。横軸は P 波 (縦波)、S 波 (横波) の速さで、代表的なモデルとして今でも使われている PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) (緑破線) と AK135 (Kennett *et al.*, 1995) (紫線) を示した。(b) 地球内部の層構造とそこの中を進む地震波線 (赤線)。地球を輪切りにした図に示した。地震波の波長が十分短いとき、地震から観測地点までの波の経路をこのように線で近似することができる。この線を (地震) 波線と呼ぶ。上端の地震 (★) からでた波は地球の中を波線にそって進み、地表に着く。波線が最も深くまで達した点 (最深点) を赤丸で示した。ここでは、どこかで反射したり P 波から S 波に変わったたりしないでマントルの中をまっすぐ進む地震波線だけを示した。このような波を直達波と呼ぶ。地球の内部は層構造をなしている。地殻、マントル、外核、内核の境界を実線で示した。地殻は薄いのでこの図ではほぼ見えない。Bullen (1940, 1942) が命名した A, B, C, D, E, F, G の位置も合わせて示してある。このうち、B ~ D がマントル、E と F が外核にあたる。A ~ G の深さの範囲は現在の速度モデルに合わせて Bullen とはすこし変えた。マントル最下部の D'' と外核天井付近の E' のおおよその位置も示した (大滝, 2017 の第 1 図に加筆修正した。).

炭素・水素の五つが挙げられています(大谷, 2018)。今回は、この E' と E'' を地震波が進む速さとその決め方について説明します。

2. 外核最上部 (E') の地震波の速さの求め方

まず外核の一番上 (E') の地震波の速さはどのようにして求めたのでしょうか？

地震が起きると、そこから波(地震波)が出て、地球の中を進み、地表で観測されます(第1図b)。この波が通ってきた場所を細かく分けます。一つ一つの小部分を地震波が通過する時間(秒)は、その部分の長さ(km)を地震波の速さ(km/秒)で割れば求まります。その時間を足し合わせたものが、波が地震から地表の観測地点に着くまでの時間になります。

第1図bの一番上の波(赤線)を例にとって、図の赤丸付近の速さの求め方を説明します。A層からC層までは地震波の速さがわかっているとします。おおざっぱに、同じ深さでは地震波の速さは同じ、としましょう。波が観測地点に着くまでにかかる時間は観測からわかります。この時間は、地震からC層の下面(2本目の黒点線)まで波が進む時間と、C層より下の赤丸付近を進む時間、C層の下面から地表の観測地点まで進む時間の和です。このうち、地表からC層の下面までにかかる時間(とその逆の下面から地表までの時間)は計算できます。残るは、D層上部の赤丸付近を進むのにかった時間だけです。ですので、観測地点に着いた時間がわかれば、赤丸付近の速さが求まります。

マントルのように深くなるほど地震波が速く進む場合は、これで話は済みます。地球の中を地震波が進む速さを地表近くから順番に決めていくことができるのです。マントルでは、地震から下向きにでた波は深くもぐるにつれて進む方向がだんだんと水平に近づき(付録参照)、やがて上向きに進むようになります。地震から水平に近い方向にでた波ほど、早く(あまりもぐらないうちに)上向きに進みはじめます。言い換えると波は地震から下向きに出るほど深くまでもぐり、遠くに届きます(第1図b)。マントルの中では(一部の例外を除き)どの深さをとってもそれ以上はもぐらない波があるので、マントルの地震波の速さを浅いところから順々に決めていくことができるのです。

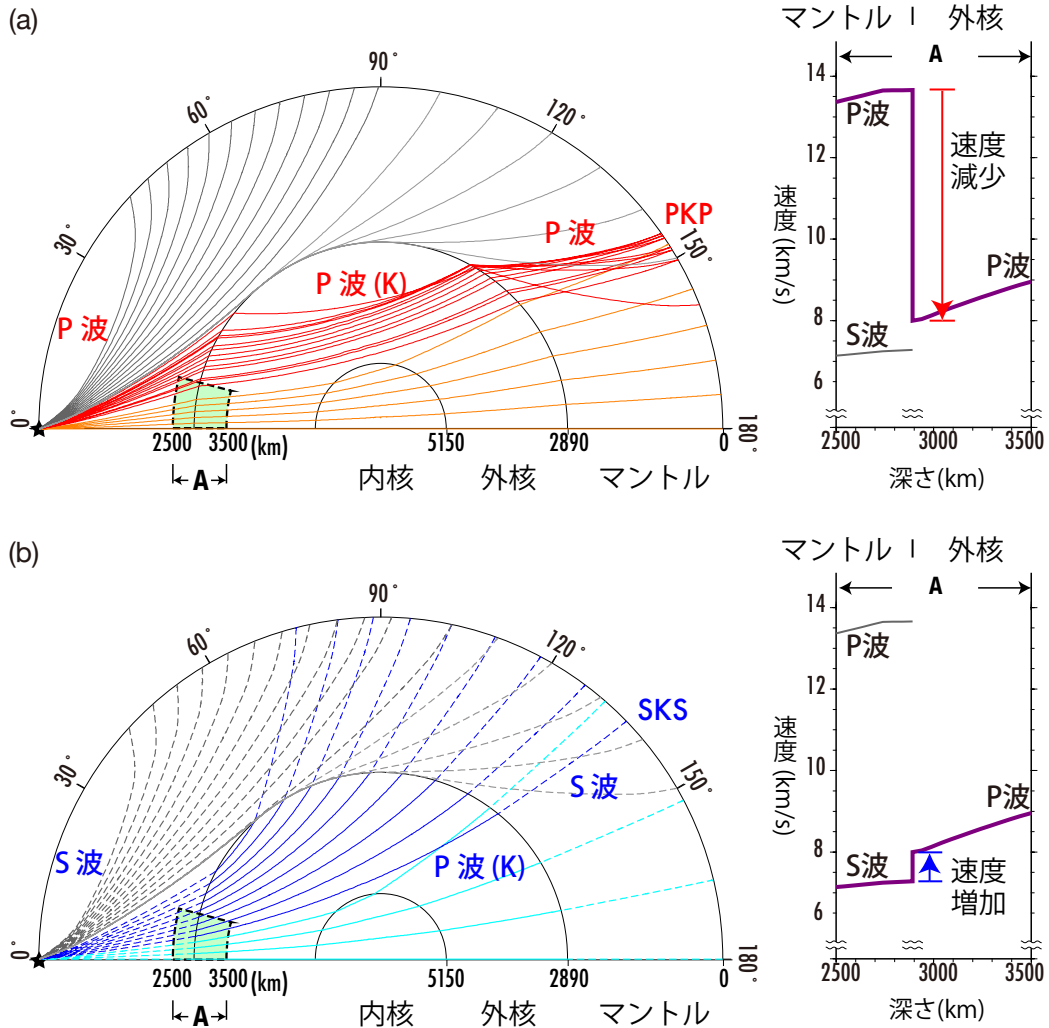
では、マントルから外核に入ると、どうなるでしょうか？マントルの底のP波が進む速さ(P波速度)は毎秒14 km (14 km/s) ほどである一方で、外核の一番上のP波速度は毎秒8 km ほどとかなり遅くなります(第2図a)。このため、マントルから外核に進んだP波(縦波、密度変

化が伝わる波)は、第2図a赤線のように外核の内側へ曲がります。その結果、P波には、外核の浅いところで地表に向きを変える波はないのです。これではマントルまでと同じやり方でその場所の速さを求めることはできません。(この辺りは付録と第A1図ですこし詳しく説明しました。)

このような困った状況を切り抜けるうまい方法があります。マントルをS波(横波、進む方向とは垂直方向に揺れる波)として、核をP波として進む波(第2図b青線)に目をつけるのです。この波をSKSと呼びます。大文字のSはマントルの中を進むS波を、Kは外核の中のP波を意味します。マントルと外核の境界のような性質の異なる二つの物体の境界にP波がやってくるとそこからS波も生じたり、逆にS波がやってくるとP波も生じるということが起きます(注1)。マントル中のS波の速さは外核中のP波の速さより小さいため、マントル中を進むS波(青点線)はP波に変わって外核に入ったとき(青線)に上側(地表側)に曲がります。このSKSを使うとP波だけでは決められなかった外核の上部、およそ1000 km ほどの速さを決めることができます。そのため、地震波速度モデル最初期のJeffreys (1939)から最近のKennett (2020)まで、このSKSと(後ででてくる)SKKSが外核の上部の速度決定に使われています。

S波というと、水平に揺れているイメージがあるようです。それは、「横波」という名前のためや、ふだん感じる大きな地震の揺れが水平方向であるためでしょうか。ですが、進む方向と垂直方向に揺れる波は(地表を伝ってくる波を除けば)みなS波です。地表近くではS波が進む速さが遅いので、波はほぼ真下から伝わってきがちです。このため、地表ではイメージ通りS波は(ほぼ)水平に揺れます。一方、地下深くでは、S波は地表と水平にあるいは斜めに進みますから、そこではS波は上下にも揺れています(ただし地震からでたときの揺れ方によっては水平にだけ揺れる場合もあります)。S波がマントルと外核の境界に到達すると、この上下の揺れが境界を上下に揺らし、その一部が今度はP波として外核の中を進んでいくのです。なお、外核は流体なので、横波であるS波は進めません。

さて、これで外核上部のP波の速さは決まりそうです。ただ、ここはマントルとの境界のすぐ下です。先ほど境界のマントル側をD''と呼ぶといいましたが、そこではなにかごちゃごちゃとしたことが起きていて、場所によっては境界から200~300 km 上で反射して戻ってくる波が観測されたり、厚さがせいぜい数10 km ほどでP波速度がその上の9割ほどのとても遅くて薄い層(ULVZ: Ultra-Low Velocity Zone)が観測されたりしています(田中, 2009,

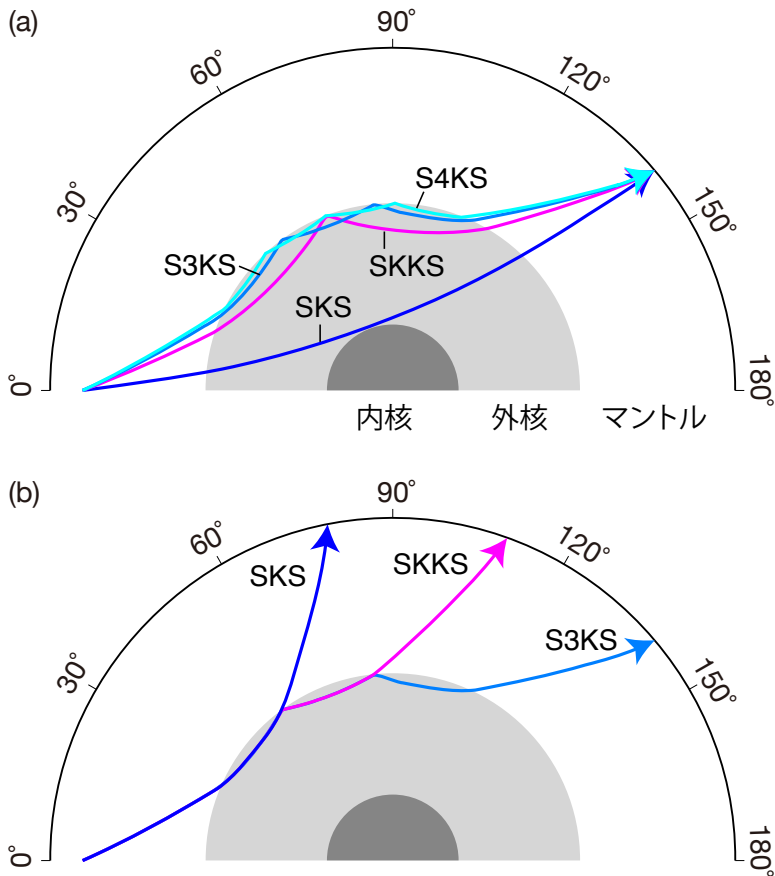


第2図 マントルから外核への地震波の進み方。図には外核の中へはもぐらない波も灰色の実線(a図)と破線(b図)で示してある。右図に、左図にAで示した核とマンツルの境界付近の深さ範囲のP波速度を示した。横軸は深さである。(a) P波(灰色)とPKP波(赤線)。外核のP波速度はマンツルのP波速度の6割ほどなので、波はマンツルから外核へと進むときに境界から離れる方向(下向き)に曲げられる。核とマンツルの境界に一番斜めに到達する波(左図の星印の震源から出た波線の中で一番上の赤線)がとくに大きく曲がっていることに注意。その結果、外核の上から1000 kmほどまでの間で反転して地球の表面に戻ってくるP波はない。図には内核(一番内側の半円)の中を進む波(PKIPK, オレンジ色)も描いてある。(b) S波(灰点線)とSKS波(青線)。SKSは、マンツルをS波(青点線)で進み外核をP波(青線)で進む波である。外核のP波速度はマンツルのS波速度よりすこし大きい。このため、SKSはマンツルと外核の境界で上側に曲がって外核中を進む。図には内核の中を進む波(SKIKS, 水色)も描いてあるが、PKIPKと違いこの波は振幅が小さいので一般に観測はあまり簡単ではない。外核を通らない波には、マンツルと外核の境界に沿って進むP波やS波(葡萄波あるいは回折波と呼ぶ)もある。図には、この波の波線を地震から角度にして150°のところまで示してある。このような波は古くから多くの観測例がある(P波はたとえばJeffreys, 1938)。また、Astiz *et al.* (1996)が地震の波形をまとめた図にもこれらの波が150°以上離れた先でも弱くなりながらも見えている(彼らのFig. 6など。Shearer (1999)にも転載)。その他、マンツルと外核の境界で反射して地表に戻ってくる波などもあるが、ここでは省略した。

2018)。もしかしたら、境界のこちら(外核)側のE'でもなにか奇妙なことがおきているかもしれません。あるいは、D'のせいで外核上部の速度を間違えて決めてしまうかもしれません。もっと詳しくそしてマンツルに影響されずにE'の速さを決めないといけません。そのためには、外核底(F)のとき(大滝, 2017)と同じく、決めたい場所の近く、

この場合だとE', まだでいたい同じ場所をとおってくる二つの波が観測地点についた時刻の差を使うのです。

時刻の差を測るのには、SKSとその一族、SKKS, SKKKKS, SKKKKSなどの波を使います(金嶋・Helfrich, 2018)(第3図a)。Kの数が増えるとKを略して、SKKKKSをS4KSなどと書きます。SKKKKS(S5KS)やPKKKKKP(P6KP)な



第3図 (a) 同じ観測点に到着するSKS, SKKS, S3KS (SKKKKS), S4KS (SKKKKS)の波線。ここでSはマントルを進むS波, Kは外核を進むP波を意味する。このように一つの観測点にSKKS, S3KS, S4KSが順番に到着する様子は第4図に見てとれる。(b) 外核とマントルの境界で反射する波と反射せずにマントルへと進む波とがある。マントルから外核中を進んできたSK波がマントルとの境界に着いて、S波でマントルへ進むのがSKS, 境界で反射してもう一度外核を進んだ後にマントルへ進むのがSKKS, 境界ですらにもう一回反射するのがS3KSである。反射のたびに波の振幅は小さくなり、地震計でとらえにくくなる。

んて書きたくも言いたくもありませんし、Kの数は、マントルとの境界で反射してまた外核を進んだ回数を意味しています。つまり、SKKSはマントルをS波(これが最初のS)で進んだ波が境界でP波(次のK)に変わって外核に入り、境界まで戻ったときに反射してまた外核を進み(その次のK)、もう一度境界に戻ってきてS波(最後のS)に変わってマントルを進む波を指します(第3図b)。S3KSは境界で2回反射、S4KSは3回反射したことになります。

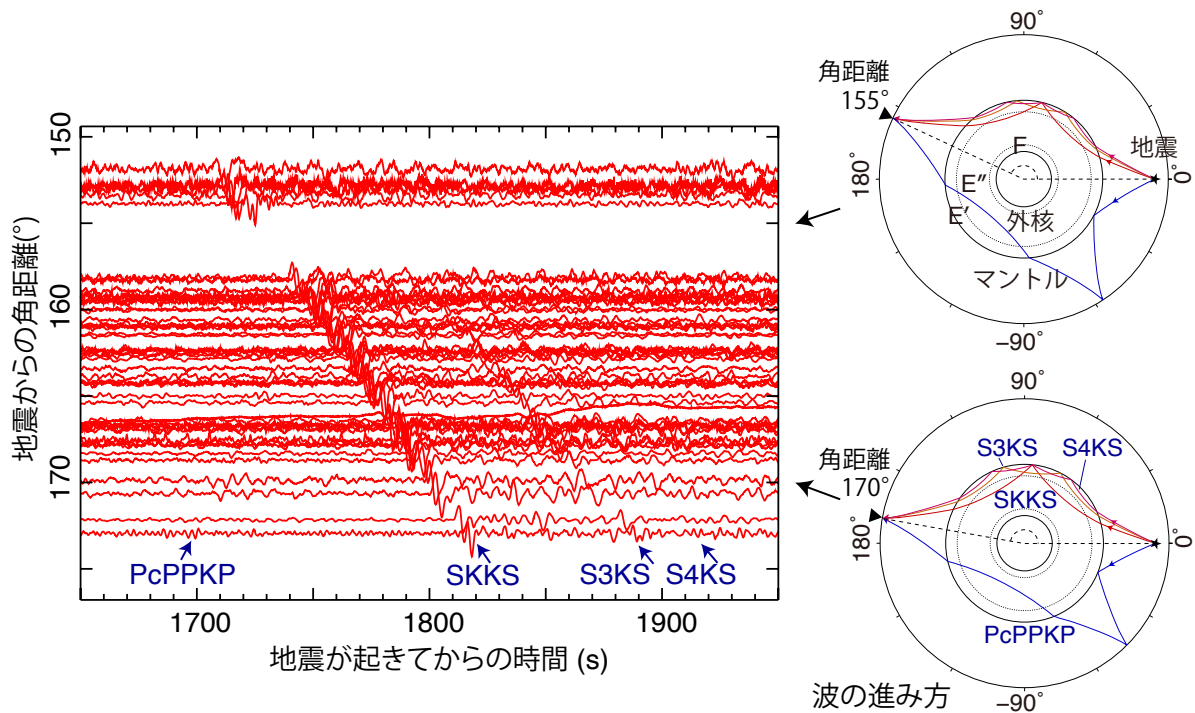
SKS波一族を使うのは、SKKSとS3KS、S3KSとS4KSとで波がマントルと外核との境を通り抜ける場所が近いためです(第3図a)。この境のすぐ上のD''は場所による速さの違いがかなり大きくなっています。ですが、二つの波がD''を通り抜ける場所が近ければ、そこが(そしてもっと浅いところが)速かろうと遅かろうと二つの波が地表に到着する時間の差はD''やその上のマントルや地殻の影響をあまり受けないでしょう。その結果、E'の影響だけが残ることになります。

SKS波一族は上下方向の揺れを測る地震計では見つけにくい波です。これはこの一族が真下に近い方向からS波として地表に到着するからです。S波は波の進む方向とは直交した方向に揺れる横波なので、真下からきた場合、波は水平に揺れます。そのためこの一族を見つけるには水平方

向の揺れを測る地震計を使います。また、マントルの中を長く通ってくる間に、短い周期の振動は弱くなってしまいます。そのため、Hi-net(汐見ほか, 2009)のような短い周期の揺れを測る地震計ではこの波達は見つけにくくなります。F-net(松本ほか, 2009)のような、短い周期から長い周期まで幅広く測れる地震計で調べたほうが見やすくなります。F-netで実際に観測された例を第4図に示します。

3. 外核最上部(E')の地震波の速さ

このようにして得られた速さは、金嶋・Helffrich(2018)によると、おおよそ第5図aのようになります。速度が求まっているのは、深さ3600 km近くまでです。ここで、速さの傾き(浅くなるにつれ速さがどれだけ小さくなるか)がE'とE''とで(おおよそ深さ3400 kmを境として)すこし違っていることに注目してください(第5図b)。E'のほうの傾きがほんの少し急になって、外核の一番上でPREM(Dziewonski and Anderson, 1981)よりすこし遅くなっています。その違いは0.035 km/sほどです。測った場所によらず同じようなE'の速さで観測を説明できるため、場所によるE'層の厚さや速さの違い(水平方向の不均質)を支持する積極的な証拠はないようです。また、マントル



第4図 日本の広帯域地震観測網 F-net で観測された SKKS, S3KS. F-net は上下方向, 南北方向, 東西方向の3方向の揺れを記録している. そのうちの南北方向と東西方向の記録から地震と観測点をむすぶ方向の記録を合成し, 示した. 一本の赤線が一つの観測点でとれた地震計の記録である. 図には S4KS もかすかに見える. 角距離 170°, 1700 秒付近に見えるのは PcPPKP (と PKPPcP) であろう. ここで観測された SKKS, S3KS, S4KS, PcPPKP は図右に示したような経路をたどって地震から観測点まで到着した. 図右上は地震から角距離 155° の点, 右下は 170° の点にそれぞれ到着する波線である. PcPPKP は地球の反対側を回ってきており, 地震に近づく (図の上に行く) ほど到着時刻が遅くなっている. この図で, 実線の円は外側から地球の表面, マントルと外核の境, 外核の内核の境を示す. 点線の円は E' と E'', F のおよその範囲である.

や E'' での P 波の速さを変えても (別の地球モデルを出発点としても), 同じような傾向がえられています (Kaneshima and Matsuzawa, 2015).

この, 外核の一番上 (E') がその下 (E'') の速さの延長より遅くなる原因はまだよくわかっていません. 外核の上のほうが下より遅くなることよりもむしろ速さの傾きが変わることが問題です. なにかが E' と E'' で違っていることを意味します. この「なにか」に当てはまるものは, その場の化学組成——どの元素がどのくらい含まれているか——しかなさそうです (市川・土屋, 2018). 外核上部の E' はその下の E'' より軽いはずですが, 軽い元素を増やすと地震波の進む速度は速くなってしまいます (市川・土屋, 2018). であれば, 遅い E' では深いところより軽元素が減って, 全体として重くならなくてははいけません. E' が外核の天井近くにあるのに, です. 外核は粘りけがとても小さい流体でできているので, 対流も活発で, 重いものが上にあれば簡単に沈んでいきそうです. これは, 一体, なぜなのでしょう?

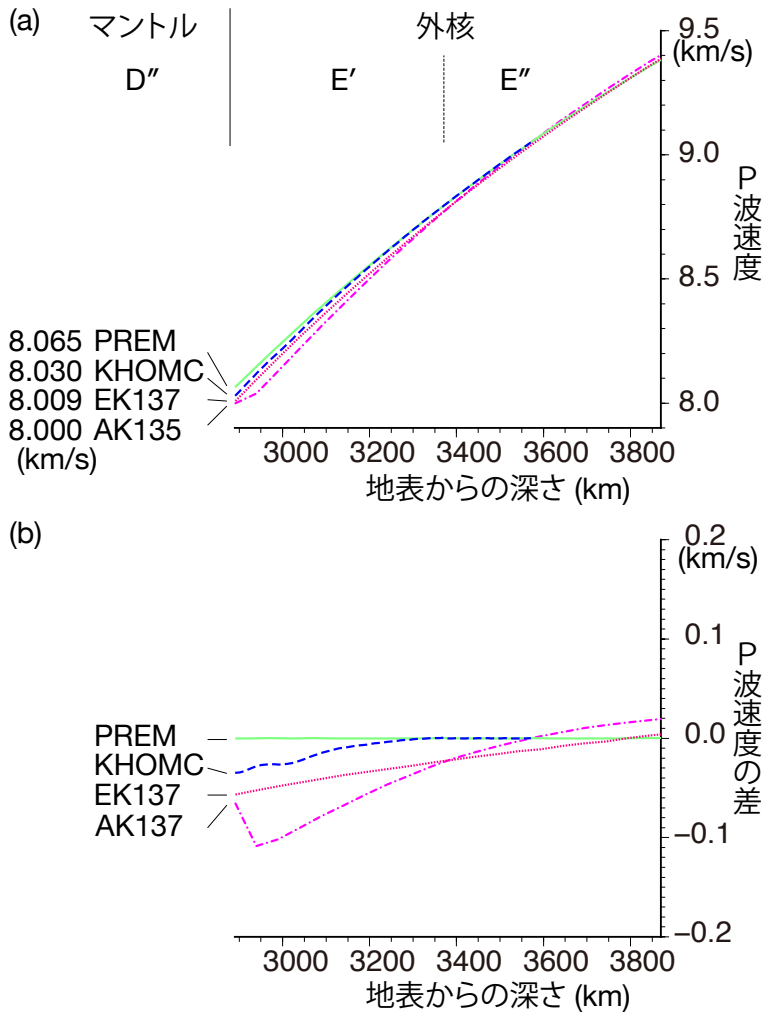
最近の議論では, 外核には軽元素が二種類以上入っていて, それぞれの濃度が深さ方向に変わることによって, この一見

矛盾する観測を説明できる, との説がでています (Brodholt and Badro, 2017; 金嶋・Helffrich, 2018).

4. 外核本体 (E'') の速さの求め方

E' の下の「E''」, つまり外核のほとんどを占める部分は「E'」やさらに下にある「F」ほど精度よく決まてはいません. これは二つの波の差をとるという方法が使えないためです. 今のところ, 地球全体が伸び縮みするゆっくりした振動の観測を使って, あるいは二つの波の差ではなく一つの波が地震から観測点まで旅した時間そのものを使って速度が主に求められています. ただしこの場合は, もっと浅いところの影響を取り除くのが難しいことに注意がいります. 最近, Kaneshima (2018) は, 先ほど書いた SKKS とその仲間が観測点に到着する時間の差を使い外核とマントルの境界から 900 km 下 (深さ 3800 km) ほどまでの速さを求めました. 外核のさらに深いところも, 二つの波の時間差を使って決められないか, いま挑戦中です.

外核の一番上 (E') と下 (F) を除いた部分 (E'') の速さは, PREM と AK135 との, そして最近出されたモデル



第5図 (a) 外核上部のP波の速さ。横軸は地球表面からの深さである。左端がマントルとの境界（上部の縦実線、深さおよそ2890 km）で右にいくほど深い。また上にいくほど速い。E'とE''とおおよその境を点線で示した。青破線はKaneshima and Matsuzawa (2015)のモデル。PREM（緑線）、AK135（紫一点鎖線）と、最近出されたモデルEK137（赤点線、Kennett, 2020）の速さもあわせて示した。各モデルの左側に添えられた数字は外核の一番上での速度である。(b) 各モデルのP波の速さをPREMからの差として示した。

の EPOC-Vinet (Irving *et al.*, 2018), EK137 (Kennett, 2020), CCMOC (Ma and Tkalčić, 2023) との差 (Ma and Tkalčić, 2023 の Fig. 8) から考えて、だいたい 0.05 km/s 以内では決まっていると置いていいでしょう。

5. 外核全体の厚さと境界面の厚さ

外核の厚さは、その上面（マントルとの境）で反射する波と下面（内核との境）で反射する波とが観測点に着いた時間の差を使い、決めることができます。地震からでて外核に入らずマントルとの境で反射した波とそのまま外核を抜けてその下にある内核との境で反射した波との時間差です。この時間差を使った研究 (Souriau and Souriau, 1989; Koper *et al.*, 2003) から、外核の厚さは誤差 5 km 以内で決まっているといえるでしょう。この厚さの誤差は外核の底の圧力で 0.3 GPa (Pa: パスカル, 圧力の単位) ほどに相当します。

マントルと外核の境の厚さは 1 km 未満 (Kanamori, 1967) と、外核と内核の境は 1-2 km 以下 (Kawakatsu, 2006) と判断されます。周期 0.5 ~ 1 秒ほどの地震波が境界で反射して返ってくること、反射してきた波の形が歪んでいないことが根拠です。境界はもっと薄いのかもかもしれませんが、現時点ではなんともいえません。波が反射するかは、波の波長と境の厚さの比で決まります。波の波長と比べて境界が十分薄ければ、より強く波を反射しますし、厚ければ反射はせずにそのまま通りすぎます (Richards, 1972)。波の波長は波の周期とそこの地震波速度のかけ算で決まり、周期 1 秒では P 波の波長はマントルの底で 14 km ほど、外核の底で 10 km ほどです。もっと周期の短い反射波を見つければもっと薄いかどうかより確かな事が言えるのですが、難しいようです。地震波は地球の中を進みながら減衰して弱くなっていきます。その弱くなり具合は波が自分の波長の何倍旅をしたかで決まるため、波長の短い波ほど小さく見えにくくなるからです。

6. 地球の外核—まとめにかえて—

地球の外核の一番上には、地震波の進む速さが深さとともに速くなる割合(つまり地震波速度の勾配)がその下の外核本体(E'')と比べて大きい層(E')があります。このことから、E'に含まれている軽元素(酸素、水素、ケイ素、硫黄、炭素がおもな候補です)の量あるいは種類がE''とは違うと考えられます。E'の厚さは400–500 kmほど、外核全体(E'+E''+F)の厚さ(2260 kmほど)の2割ほどで、外核の天井全体を覆っているようです。一方、外核の底近く(F)では、同じ深さでも速さが違うことから、E''とは軽元素組成の違うところがあると考えています(大滝, 2020)。E'についてより詳しく知りたい方は、金嶋・Helffrich (2018)を読まれるとよいと思います。また、金嶋(2018)にも簡単な解説があります。Fについては、私のGSJ地質ニュースの記事をご覧ください(大滝, 2017, 2020)。

謝辞：金嶋 聡氏(九州大学)にはご自身の研究を含む外核(E)の速度についてお教えいただきました。また、本稿についても多数の有益なコメントをいただきました。地震計に記録された波形の表示はSAC (Goldstein *et al.*, 2003)、地震波の到着時刻と地震波線の計算はTauP Toolkit (Crotwell *et al.*, 1999)、その描図はGMT (Wessel and Smith, 1998)で行いました。図に示した地震波形は国立研究開発法人防災科学技術研究所のF-net (doi:10.17598/NIED.0005 ; <https://www.fnet.bosai.go.jp/> 閲覧日：2025年3月27日)の記録です。ここに記して感謝します。

注1 二つの物体の境界にP波が入射したとき、一般にP波として反射する波とS波として反射する波、屈折してP波として進む波、S波として進む波の四種類の波が生じます。S波が入射したときも同じように四種類の波が生じます。ただし、マントルから外核に入射した場合は、外核中をS波として進む波はなく三種類の波になります。

文 献

- Astiz, L., Earle, P. and Shearer, P. (1996) Global stacking of broadband seismograms. *Seismological Research Letters*, **67**, 8–18. doi:10.1785/gssrl.67.4.8
- Bolt, B. A. (1982) *Inside the Earth: Evidence from Earthquakes*. W. H. Freeman & Co., Ltd., New York, 191p.
- Brodholt, J. and Badro, J. (2017) Composition of the low seismic velocity E' layer at the top of Earth's core. *Geophysical Research Letters*, **44**, 8303–8310. doi:10.1002/2017GL074261
- Bullen, K. E. (1940) The problem of the Earth's density variation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **30**, 235–250. doi:10.1785/BSSA0300030235
- Bullen, K. E. (1942) The density variation of the Earth's central core. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **32**, 19–29. doi:10.1785/BSSA0320010019
- Bullen, K. E. (1949) Compressibility-pressure hypothesis and the Earth's interior. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, **5**, 355–368. doi:10.1111/j.1365-246X.1949.tb02952.x
- Bullen, K. E. (1969) Compressibility-pressure gradient and the constitution of the Earth's outer core. *Geophysical Journal International*, **18**, 73–79. doi:10.1111/j.1365-246X.1969.tb00263.x
- Crotwell, H. P., Owens, T. J. and Ritsema, J. (1999) The TauP toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters*, **70**, 154–160. doi:10.1785/gssrl.70.2.154
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297–356. doi:10.1016/0031-9201(81)90046-7
- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M. and Minner, L. (2003) SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. In Lee, W. H. K., Kanamori, H., Jennings, P. C. and Kisslinger, C., eds., *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, **81**, Part B, Academic Press, San Diego, CA, 1613–1614. doi:10.1016/s0074-6142(03)80284-x
- 市川浩樹・土屋卓久 (2018) 外核の化学組成. 地学雑誌, **127**, 631–646. doi:10.5026/jgeography.127.631
- Irving, J. C. E., Cottaar, S. and Lekić, V. (2018) Seismically determined elastic parameters for Earth's outer core. *Science Advances*, **4**, eaar2538. doi:10.1126/sciadv.aar2538
- Jeffreys, H. (1938) Southern earthquakes and the core waves. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, **4**, 281–308. doi:10.1111/j.1365-246X.1938.tb01751.x

- Jeffreys, H. (1939) The times of the core waves (second paper). *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, **4**, 594–615. doi:10.1111/j.1365-246X.1939.tb02921.x
- Kanamori, H. (1967) Spectrum of P and PcP in relation to the mantle-core boundary and attenuation in the mantle. *Journal of Geophysical Research*, **72**, 559–571. doi:10.1029/JZ072i002p00559
- 金嶋 聰 (2018) 外核の構造. 鳥海光弘・入舩徹男・岩森 光・ウォリス サイモン・小平秀一・小宮 剛・阪口 秀・鷺谷 威編, 図説 地球科学の事典, 朝倉書店, 東京, 184–185.
- Kaneshima, S. (2018) Array analyses of SmKS waves and the stratification of Earth's outermost core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **276**, 234–246. doi:10.1016/j.pepi.2017.03.006
- 金嶋 聰・Helffrich, G. (2018) 外核最上部の安定成層構造. 月刊地球, **40**, 360–364.
- Kaneshima, S. and Matsuzawa, T. (2015) Stratification of earth's outermost core inferred from SmKS array data. *Progress in Earth and Planetary Science*, **2**, 15. doi:10.1186/s40645-015-0046-5
- Kawakatsu, H. (2006) Sharp and seismically transparent inner core boundary region revealed by an entire network observation of near-vertical PKiKP. *Earth, Planets and Space*, **58**, 855–863.
- Kennett, B. L. N. (2020) Radial earth models revisited. *Geophysical Journal International*, **222**, 2189–2204. doi:10.1093/gji/ggaa298
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. and Buland, R. (1995) Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, **122**, 108–124. doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x
- Koper, K. D., Pyle, M. L. and Franks, J. M. (2003) Constraints on aspherical core structure from PKiKP-PcP differential travel times. *Journal of Geophysical Research*, **108** (B3), 2168. doi:10.1029/2002JB001995
- Ma, X. and Tkalčić, H. (2023) CCMOC: A new view of the Earth's outer core through the global coda correlation wavefield. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **334**, 106957. doi:10.1016/j.pepi.2022.106957
- 松本拓己・堀 貞喜・松林弘智 (2009) 広帯域地震観測—防災科研 F-net の 10 年—. 地震 2, **61**, S9–S18. doi:10.4294/zisin.61.9
- 大滝壽樹 (2017) 外核の底を探る. GSJ 地質ニュース, **6**, 332–337.
- 大滝壽樹 (2020) 外核底(F)の不均質. GSJ 地質ニュース, **9**, 3–7.
- 大谷栄治 (2018) 地球内部の物質科学. 現代地球科学入門シリーズ 13, 共立出版, 東京, 166p.
- Richards, P. G. (1972) Seismic waves reflected from velocity gradient anomalies within the Earth's upper mantle. *Zeitschrift für Geophysik*, **38**, 517–527.
- Shearer, P. M. (1999) *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, New York, 260p.
- 汐見勝彦・小原一成・針生義勝・松村 稔 (2009) 防災科研 Hi-net の構築とその成果. 地震 2, **61**, S1–S7. doi:10.4294/zisin.61.1
- Souriau, A. and Souriau, M. (1989) Ellipticity and density at the inner core boundary from subcritical PKiKP and PcP data. *Geophysical Journal International*, **98**, 39–54. doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb05512.x
- Suzuki, Y., Kawai, K. and Geller, R. J. (2021) Imaging paleoslabs and inferring the Clapeyron slope in D'' beneath the northern Pacific based on high-resolution inversion of seismic waveforms for 3-D transversely isotropic structure. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **321**, 106751. doi:10.1016/j.pepi.2021.106751
- 田中 聡 (2009) マントル・コア構造の地震学的研究—日本の現状と展望—. 地震 2, **61**, S255–S263.
- 田中 聡 (2018) 下部マントル, D'', 核–マントル境界. 鳥海光弘・入舩徹男・岩森 光・ウォリス サイモン・小平秀一・小宮 剛・阪口 秀・鷺谷 威編, 図説 地球科学の事典, 朝倉書店, 東京, 182–183.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **79**, 579. doi:10.1029/98E000426

付録 地球の中の地震波の進み方

ここでは、地球の中を地震波がどう進むかを、一つの層から次の層へ地震波が進む場合を例にとり第 A1 図で考える。地震が遠く離れた場所で起きて、その波が図の左上から二つの層の境界面に到着した場合を考えよう。図には、同じ時刻に地震波が到着した位置(面)を赤点線で示してあ

る。この面を波面と呼ぶ。何本もの線は、それぞれ別の時刻での波面を示している。地震からはずいぶん離れているので、狭い範囲では波面は直線となる。波面は同じ時刻に波が到着する場所を示しているのだから、波が進んでいく方向は波面に直交する。この方向を示す線を光の場合（光線）と同じように波線とよぶ。図では緑実線で示した。層の中では速度が変わらない場合を考えているので、波線は直線になる。

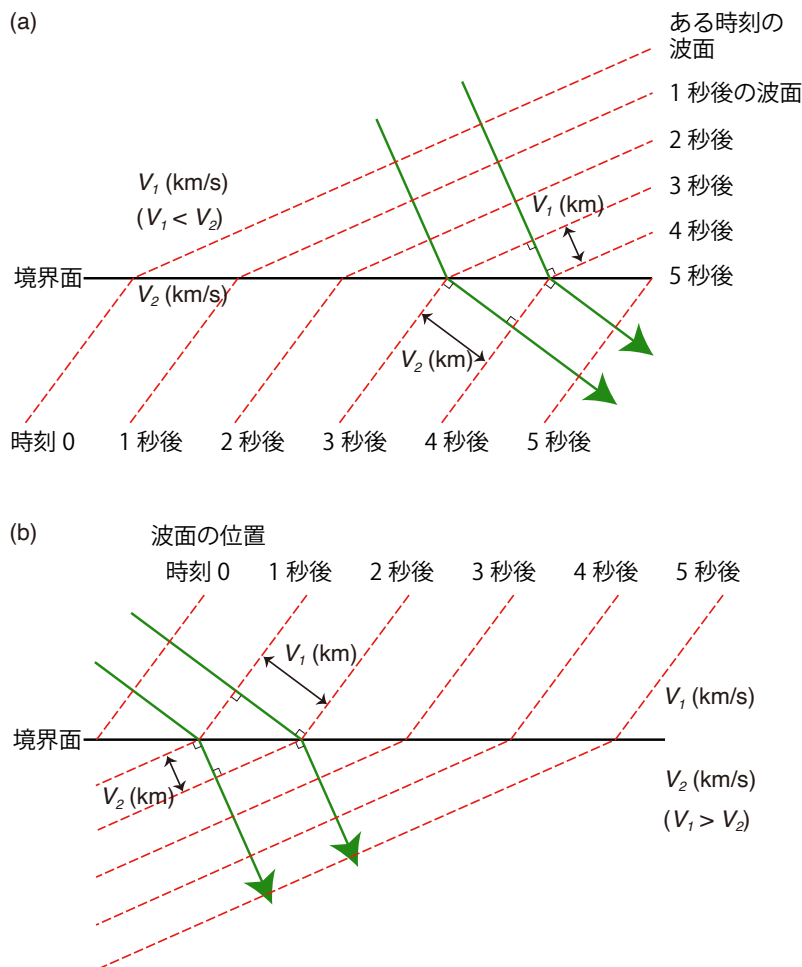
波面が二つの層の境界（黒太線）に到着したとき、左上側からきた地震波は、層の境界で屈折して右下側に進む。このとき、波はどのように屈折するかを考えてみよう。境界面は平面とする。

まず下側の速度のほうが大きい場合を考える（第 A1a 図）。境界を挟んだ上側の速度を V_1 (km/s)、下側の速度を V_2 (km/s) とすると $V_1 < V_2$ である。ここでは、この図の 2 本の波線（緑線）に注目してほしい。ある時刻から 3 秒後に左側の波線が境界についたとき、右側の波線はまだ境界についていない。さらに 1 秒たつと右側の波線は V_1 km 進み境

界に着く。このとき、左側の波線は下側の層の中を V_2 km だけ進んでいる。いま、 $V_1 < V_2$ なので、この 1 秒間に進む距離は左側の波線のほうが長くなる。このため、下側の層では、波線は上層より水平に近く（上向きに曲がる）、波面は垂直に近くなる。これが、S 波がマントルから外核に P 波に変わって進むときに起きていることである。

次に下側の速度のほうが小さい場合（ $V_1 > V_2$ ）を考える（第 A1b 図）。この場合は、(a) とは逆に上から下へ進む波線はより垂直に近くなる。これが、P 波がマントルから外核に進むときに起きていることである。同じ現象は風呂場でも目にすることができる。水中を進む光の速さは空中より遅いので、光線は同じように下向きに曲がる。

境界面以外の、速度がすこしずつ増えているところでも、同じように考えることができる。波線がすこし下へ進むとすこし速度が大きくなるので、すこし上側に曲がる。これが繰り返されると、第 1 図に赤線で示したような波線となる。



第 A1 図 遠く離れた場所で起きた地震からの波が図の左上から二つの層の境界（黒太線）に到着した場合。赤点線は同じ時刻に地震波が到着した位置（面）、緑実線は地震波が進んでいく方向（道筋）である波線を示す。境界面は平面で、層の中は速度が変わらない。境界を挟んだ上側の速度を V_1 (km/s)、下側の速度を V_2 (km/s) とする。(a) 下側の速度のほうが大きい場合 ($V_1 < V_2$)。 (b) 下側の速度のほうが小さい場合 ($V_1 > V_2$)。

OHTAKI Toshiki (2025) Seismic velocity in the upper layer of the Earth's outer core.

(受付：2025 年 3 月 27 日)