

地震波の伝わり方

2014年2月19日

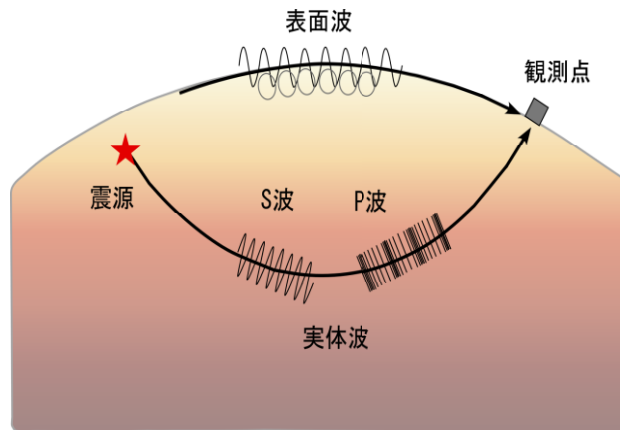
関西なまずの会 梅田康弘

1. はじめに

昨年の第6回基礎講座で、P波とS波のお話をしましたが、今日はそれらの波が地球の中をどのように伝わっていくか、その伝わり方から、どのように地球の中を推定していくかについてお話します。前回（第6回）の図3を、もう一度今回は図1に示しましたが、P波やS波は、なぜ図のように曲がって伝わるのでしょうか。その理由は簡単で、観測点に最初に到達する波は、震源からの最短“距離”ではなく、最短“時間”で伝わってくる波だからです。言ってみればあたり前のことですが、今日は、曲がればなぜ最短時間になるかということと、最短時間を説明するために曲げることに気づいた地震学の歴史についてお話します。

図1

地震波が伝わるようす。矢印付の曲線が一番早い地震波が伝わる経路と方向を表し、波線と呼ばれる。P波とS波は震源から出る波、表面波は震源からは出ず、地表であとから生成される波。表面波に対してP波とS波は実体波と呼ばれる。



2. 最短距離ではなく最短時間

図2は地下の構造を模式的に示した断面図です。上の薄い色の層は地殻（Crust）で、下の濃い色の部分はマントル（Mantle）です。地表には地震計が、図では5つ並べてセットされています。地震計は Seismometer の頭文字の S で表しています。各地震計に、震源から出た地震波が、最初に到達する経路（波線と言います）を実線で示しました。震源に近い S1～S3 には震源から直接、波が到達しますが、S4 と S5 には、速度の速いマントルを通過して来た波が最初に到達します。距離は遠回りですが、時間はそのほうが短いからです。もちろん震源から直接来る波もあり、それは点線で示しています。点線を伝わってくる波は、実線の波より後から来ますので「後続波」などと呼んでいます。

3. 震源距離と到達時刻をグラフにプロットする

図3のように横軸に震央距離を、縦軸に時刻をとったグラフ用紙を用意します。地震波が図2のように伝わったとして、各地震計までの震央距離と各地震計にP波が到達した時刻を黒丸でグラフ上にプロットしました。黒丸を結んで直線を引いていますが、線の傾きがS1~S3を結ぶ線とS4, S5を結ぶ線とでは異なっています。S4, S5を結ぶ直線がS1~S3のそれに比べて勾配が緩いのは、地震波の速度が速くなったことを意味しています。図2で、点線で示した波も後からやってきますので、これをグラフでは白丸でプロットしました。白丸は地殻を通過してきた波ですから白丸を結ぶ点線の勾配は、S1~S3を結ぶ直線(実線)の勾配と同じです。このようにして描かれたグラフ上の線を「走時曲線(そうじきょくせん)」と言います。

図2 地震波の伝わり方

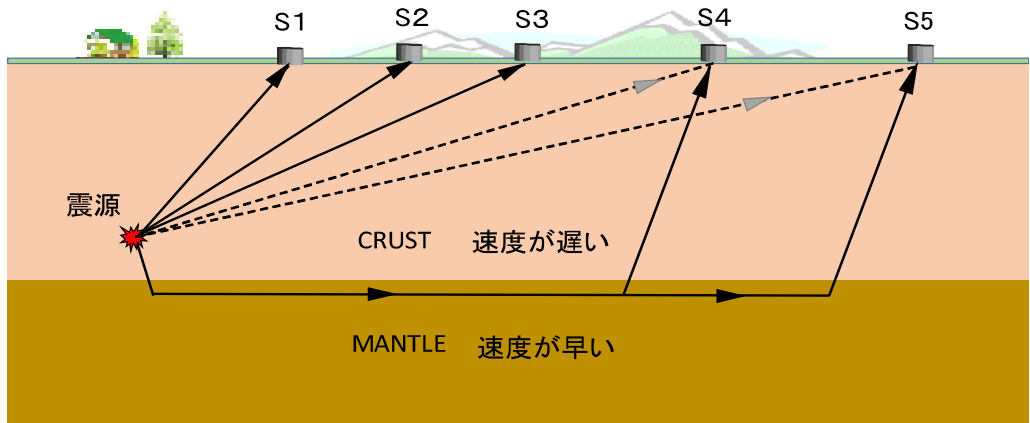
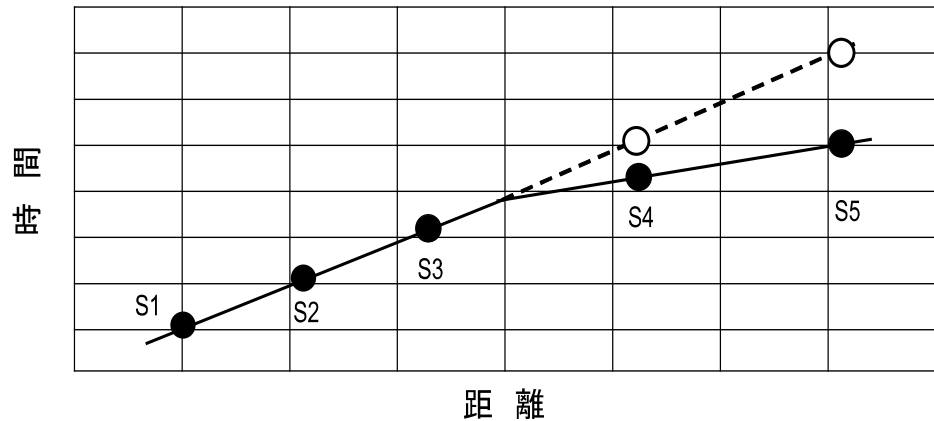


図3
走時曲線



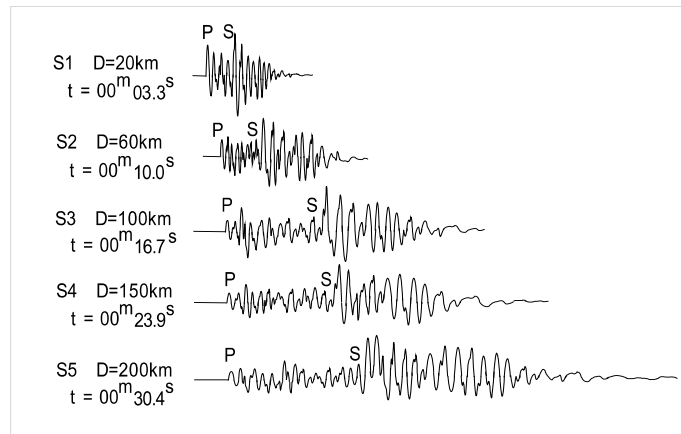
ここまでの説明は教科書的な「順方向」の説明です。つまり図2という元(原因)があって、図3という結果が得られるという説明です。しかし初めから図2のような地下の構造はわかりませんので、実際には図3を描いて、図2の構造を推定します。つまり「逆解析」、あるいは地震のメカニズム解でも申しましたように「逆問題を解く」ことになります。

4. 走時曲線を描く

この節では地震計記録から走時曲線を描き、図2のような地下構造を推定する手順を説明します。図2の地表に設置された各地震計によって図4のような記録が得られたとします。震源はすでに決められているとして、図には震央から各地震計までの距離（震央距離：D）と、記録から読み取ったP波の到達時刻（t）を記しています。ここでは簡単のため、地震はある時刻の00分00.0秒に起こったとしましたので、S1の $t=00^m03.3^s$ は、P波が震源からS1に達するに要した時間は3.3秒だったことを表しています。

図4

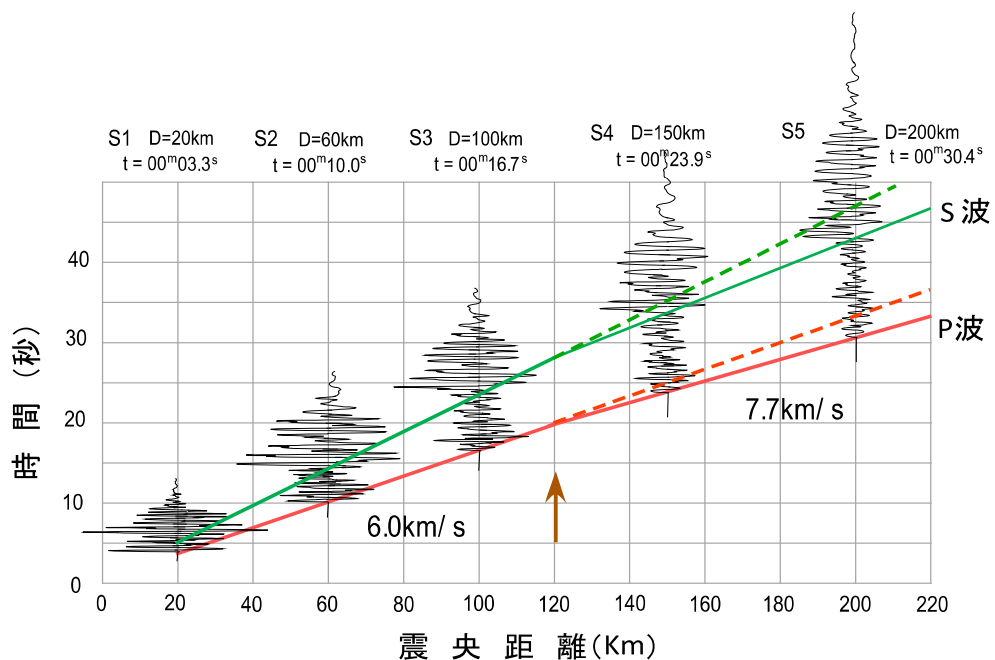
各地震計（S1～S5）で記録された地震波形。
Dは震央距離（Distanceの頭文字）、
tは到達時刻（着震時）を示す。
地震が起こった時刻（発震時）は、
ある時刻の00分00.0秒（ $00^m00.0^s$ ）
としている



各地震計で記録された地震波から図3の走時曲線を描くため、波形を図5のように、90度回転させて、グラフ用紙の上に並べます。その際、P波（波形の最初）の位置を、その波が得られた震央距離とP波の到達時刻に合わせます。例えば地震計S1ですと、震央距離は20kmで、P波の到達時刻は3.3秒ですので、グラフ上で横軸は20km、縦軸は3.3秒の位置にプロットします。S2は60kmと10.0秒の位置にプロットする、という具合です。

図5

走時曲線の描き方



次に各波形の P 波を直線（図 5 では赤線）で結びます。S1～S3 までは直線で連なりますが、そのまま伸ばすと点線のように S4～S5 では P 波より後ろになってしまいます。そこで S4～S5 については別の傾きを持った直線（赤い実線）を引きます。こうして P 波の走時曲線（赤線）ができました。S 波の始まりは、P 波の後続波に乱されて読みづらいですが、P 波と同様の方法で直線を引きますと、S 波の走時曲線（緑線）もできます。図中の点線は P 波、S 波共、S1～S3 を結ぶ直線を延長したもので、2 節で述べた後続波の到達を意味しています。

5. 走時曲線から内部構造を推定する

図 5 は時間と距離の関係を表した図ですから、直線の勾配（距離÷時間）は地震波の速度になります。勾配（速度）を求めるため、グラフ上で読み取りやすい直線上の距離と時間を読みます。たとえば、S1～S3 の P 波を結んだ直線は、60km を 10 秒で（あるいは 120km を 20 秒で）伝わっていますから、その速度は 60km/10 秒で（あるいは 120km/20 秒で）、6km/秒です。S4、S5 を連ねた直線は 120km から 220km までの 100km を 20 秒から 33 秒の 13 秒間で伝わったと読み取れますから、100km/13 秒で、約 7.7km/秒の速さになります。

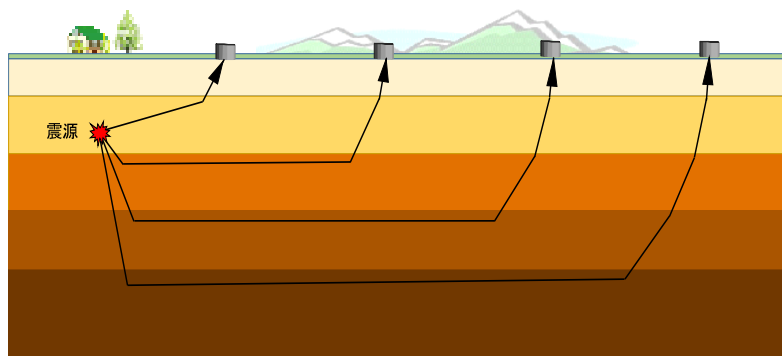
S1～S3 の P 波は図 2 で示しましたように上の層（地殻）を伝わってきた波、S4、S5 のそれらは下の層（マントル）を伝わってきた波ですので、地殻の P 波速度は 6km/秒、マントルの P 波速度は約 7.7km/秒と決まります。S 波についても同じやり方で、ふたつの層の速度を求めることができます。

S1～S3 を結ぶ直線と S4、S5 を結ぶ直線が 120km のところで交差していると読み取れます。この距離が地殻を通ってきた P 波とマントルを通ってきたそれとの境目です。この距離と先に求めたふたつの層の速度がわかれますと、地殻の深さ（厚さ）を算出することができます。実際の計算は省略しますが、日本での地殻の厚さは 30km～40km くらいです。

ここまでは地殻とマントルのふたつの層を考えてきましたが、3つ4つと層がいくつもある場合は、上の層から順に、上記の方法で速度と深さ（層の厚み）を求めていきます。図 6 のように層がたくさんあればあるほど、波は深く潜り込んで曲がっていき、ついには図 1 のように湾曲した波線になります。

図 6

地下構造が何層にもなっている場合、波線はだんだん曲がってくる



6. 地球内部は固体か液体か、画期的な発見

地殻とマントルの境界を「モホロビッチ不連続面」と呼んでいます。ユーゴスラビア（現在のクロアチア）の地震学者アンドリア・モホロビッチ（1857年～1936年）が、図5のような走時曲線を描いて、地震波の速度が急に速くなる層があること、すなわち地球内部に速度の異なる「不連続面」が存在することを発見したのです。

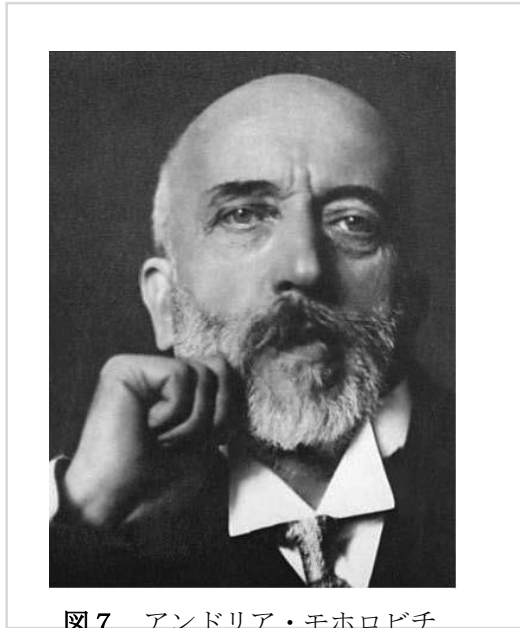


図7. アンドリア・モホロビッチ（1857年～1936年）。ユーゴスラビア（現在のクロアチア）の地震学者。

この発見は地球科学史上画期的な発見だと私は思います。19世紀後半（明治の初め頃まで）には、測地学や精密な重力測定から地球の大きさや重さ、密度、地球の固さ（剛性率）など、地球全体に関する科学的知見はかなり進んでいました。にもかかわらず、地球の中身については「ドロドロ溶けたものが詰まっている」、そして「ところどころ火山のように溶岩が吹き出してくる」という程度概念だったようです。地球全体の剛性率は鉄のように硬いはずなのに、ドロドロ溶けているというのは大きな矛盾でもありました。

ところが地震計の発明によって、この状況は一変します。明治になって日本政府は西欧の優秀な科学者たちを招聘してしていました。彼等にとって間近で起こる地震は驚きでした。

さっそく地震を記録する地震計を考案します。彼らが帰国した後、ヨーロッパでも地震観測

が始まりますが、ヨーロッパでは直近の地震は起きないため、遠方の地震も記録できる倍率の高い地震計が工夫開発されました。その結果、図5のような走時曲線が数百キロにわたって描けるようになったのです。そして「モホロビッチ不連続面」の発見につながっていきます。この名称は長いものですから「モホ面」とか単に「モホ」と略称されています。モホ面より深いマントルはS波を伝える固体であるという発見も大きいでした。これらの画期的な発見以降、ヨーロッパでは地震波を使って地球の内部を調べるという研究が急速に進んでいきます。ヨーロッパで「地震学」と言えば、地球の内部構造を調べる学問、といった感じだったようです。次回はさらに深いマントル、コア（内核、外核）の発見についてお話しします。

7. 地下構造を知るために。人工地震や反射法

前節までは、震源は予め決まっているとして話を進めてきましたが、実際には震源も構造も当初は未定で、これらを同時に決めなくてはなりません。正確に震源を決めるためには、

正確な速度構造が必要ですが、最初はどちらも未知です。この状態で両方を決めても、不確定さを互いに押し付けあった結果しか得られません。そこで注目されるのが人工震源で、ダイナマイトを爆発させて地震波を起こします。震源（爆破時刻と場所）はわかっていますから、自然地震を使うより精度のよい地下構造が求まります。もっとも、爆破震源では S 波は出ませんので、決められるのは P 波の速度構造に限られます。

前節までは地震波が、地殻→マントル→地殻と屈折していく波を使って構造を調べる方法を説明しました。この方法は「屈折法」といいますが、モホ面で反射してくる波を使って構造を調べる「反射法」もあります。反射法では、地面を叩く装置を積み込んだ大型トラックを移動させながら振動を地下に送る、パイプロサイスなどと呼んでいる手法が、近年では盛んに用いられています。ただ人工震源はあまり深くまでは届きませんので、求められる構造も地殻ないし上部マントルくらいまでです。6 節までは、説明のため、波形も構造も模式的なものでしたが、この節で述べたいいくつかの方法を使って、実際に求められた近畿地方の地殻構造を図 8 に示しておきます。

図 8

近畿地方の地殻構造。ほぼ南北（舞鶴—新宮）断面。数字は P 波の速度 (km/s) 濃い青 (7.8) はマントル。その上が地殻。地殻は何層にも分かっている。右下の斜めの層は沈み込むフィリピン海プレート。

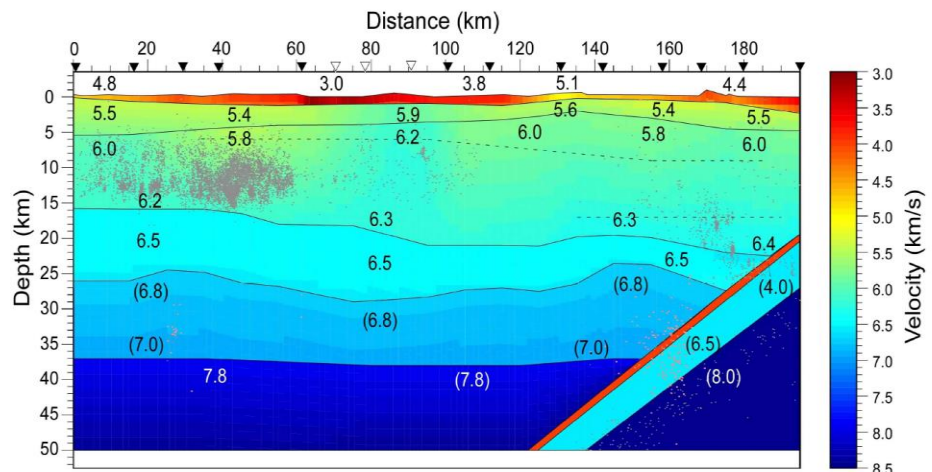


Fig. 9 P-wave velocity structure for the. Numerals show P-wave velocities in km/s. Parentheses show assumed velocity value. Small black and red dots (about 35-40km deep) show earthquakes and low-frequency earthquakes, respectively after Hirose and Ito (2007).

京都大学防災研究所年報 第 50 号 B 平成 19 年 4 月 伊藤潔・他

「近畿地方における地殻上部マントルの構造と地震活動」 p284

Distance の 0 は舞鶴付近, 右端は新宮付近. 灰色の点々は地震
40km 付近の丹波山地の直下では微小地震が多い.

<http://repository.kulib.kyoto-u.ac.jp/dspace/bitstream/2433/73325/1/a50b0p29.pdf>