

地球

第四卷第三號

大正十四年九月

但北地震の震源の深さと震源の性質に就いて

熊谷直一

本年五月二十三日午前十一時十分、但北地方に大地震の突發するや、松山教授は直ちに京都の上賀茂觀測所据付のヴィーヘルト式地震計及京大地球物理學教室据付の簡單微動計の兩記象を調査せられて本地震の震源の深さ及びその他の量を概算せられた。尙引續き新聞紙によりて各地の發震時の情報が集るさゝもに、別に初動の走時曲線の方面より震源の深さの推定を進めてゐられたのである。

一方京大地質教室全體としては二十六日の朝、實地踏査隊三班を組織して震災地方に向つたのであるが、筆者は第一班に參じて先きに震災直後の廿四日觀察の任に就いた際に得た智識を更に豊富になすべく、主として地震の力學的方面の調査に従事したのである。踏査五日間の日子を費して歸洛するさゝもに、蒐集した材料を整理したるものの中をもつて、先きに松山教授の推定にかゝる震源の深さを基礎として本地震の總エネルギーの大きな考へて見たのであるが、その計算の基礎となつた震源の深さに就いては更に深く研究して見ることを同教授より奨められたのである。それで教授の御研究をその半途より繼承して震源の深さに關する研究を進め猶その結果を用ひて本地震の震源の性質を想像して見たのである。

但北地震の震源の深さと震源の性質に就いて

この研究を進める間、松山教授より屢々有益なる助言や御指導を賜つたこと、並に地球物理學講師依田理學士より京都上賀茂觀測所に於ける初動の三分動及びその發露時に就いてヴィーヘルト式地震計の詳細なる記象を教示して頂いたことに對して深き謝意を表して次に右の研究を述べる次第である。

地球上の任意の一點に現はれた地震の初動の方向がその地表面となす角度即射出角の値と、その地點の震央距離とが定る時は、地殻内部に於ける初動の波即ち縱波の傳り方に適當な假定を置くことによつて、その地震の震源の深さを推定することが出来るのである。

地表に地震の初動が働いた爲めにその地表の一部が動く方向を考ふるに、初動の入射すると同時に縱波及び横波の二種の反射波が発生して之らは入射波とともに地表に衝擊を與ふるが故に初動を受けた地表の一部が動く方向は入射した初動の方向と異なるわけである。地震計の記録した初動の三分動より合成せらるゝ方向は實動の方向であるがこの方向が地表となす角を θ とし、入射した初動の方向が地表となす角を c とすれ、 e は

$$\cos c = \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{V_1}{V_2} \sqrt{1 - \sin^2 \theta} \dots\dots\dots (1)$$

なる關式によつて與ふることが出来るのである。茲に V_1 及び V_2 は夫々縱波及横波の地表近くに於ける速さである。尚 θ 及び c は夫々初動の見掛上の射出角及實際の出現角と稱せられてゐるものであ

る。 V_1 と V_2 との比が與へられ且地震計の記象より θ を求むれば之の式に依つて初動の實際の射出角 θ が計算出来るわけである。

京都の上賀茂觀測所に於ける但北地震の初動が同所据付のヴィーヘルト式地震計の記象紙に現れた大さは、地球物理學の依田講師の測定によれば

北 二六・五耗

西 三五・九耗

下 二六・七耗

である。猶同講師によれば右三分動を記録した三つの機械の倍率は互に相等しきが故に三分値の相對的大さは右に掲げた數値をもつて夫に與へることが出来るわけである。従つて右の三分動の大さから見掛上の射出角 θ の値を計算すれば

$$\theta = \tan^{-1} \frac{26.7}{\sqrt{26.5^2 + 35.9^2}} = \tan^{-1} 0.5984 = 30^\circ 54'$$

となる。

次に縦波と横波との速さの比であるが、グーテンベルヒがオツパウの火藥庫爆發の爲めの地震動の記象を材料として縦波及び横波の表面速度を見出して本年それを發表してをるのである。それに

但北地震の震源の深さと震源の性質に就いて

よる V_1 の値として毎秒五・五五 V_1 の値として毎秒三・二〇 軒といふ結果を得てをる。これらの値はその材料を供給したる中部歐洲の地殻に對しては新しい値として採用してよいわけであるけれども、日本の如き右の地方より非常に離れたる土地に右の値を採用して見ることは多少疑の餘地のあることである。然し地震波の速さを定める地表下の彈性恒數や密度が日本と中部歐洲とで著しく異なることは考へられない故に、グーテンベルヒの値を日本に採用しても、結果に著しき誤りは生じないと思はれるけれども、最後の桁まで取ることは賛成し難い。依つて V_1 として五・六、 V_2 として三・二なる値を採用して置かう。然るときは前の θ の値と(1)式とによつて

$$\cos e = \frac{1}{V_2} \sqrt{\frac{5.6}{3.2} (1 - \sin 30^\circ 54')} = 0.8632 \quad \therefore e = 30^\circ 19'$$

を得る。これを θ の値と比較して見ると三五分丈小である。

右によつて京都市賀茂觀測所に於ける入射波の射出角 e の値が明かになつた。次に必要なるものは、この地點の震央距離と、震源よりこの地點までの間に於ける縦波の通過した經路とである。

吾々の實地踏査の結果によれば、一般にも考へられてゐるやうに、本地震の最激震地は圓山川入口を中心とする水陸一體の地域と考へたいのである。それ故この地域を震央地域と考へて川口の中心より震央距離を測るものとする、京都市賀茂の研究室まで地表面に沿ふて測つた震央距離は一

一八・五籽となるのである。

次に最も困難なる問題は縦波の経路である。

近年ヴィーヘルト及びその共同研究者たるガイガー、グーテンベルヒ等の如き主として獨逸の地震學者によりて地球内部に於ける地震波の速さ從つて経路に關する研究が行はれて來てその結果は地球内部の物質分布に關する研究にまで進められてゐるのであるが、深さとともに地震波の速さの變化する模様は次に示す如き結果になつてゐるのである。

第 一 表

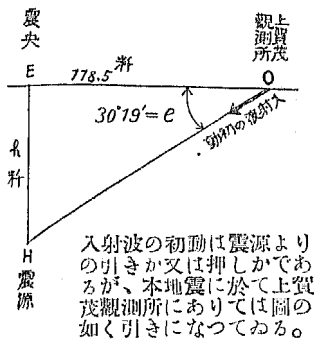
深さ 籽	縦波の速さ 籽/秒	横波の速さ 籽/秒
〇	五・六	三・五
六〇	五・九	三・八
六〇	八・〇	四・三
一二〇〇	一二・五	七
一七〇〇	一二・八	七・三
二四五〇	一三・三	七・五
二九〇〇	一三・	七・三
二九〇〇	八・五	五 (?)
六三七〇	一一・	六・三 (?)

これによると、深さ六〇籽及び二九〇〇籽にある、地表と同心の球面を通過する時兩波の速さは

但北地震の震源の深さと震源の性質に就いて

急に飛躍するのである。即ちこの兩面は地震波の著しい屈折面となつてゐるのである。他の言葉で以つて言へば、地震波の速度は煤質の彈性恒數及び密度に關するものである故に、この兩面はこれ等の量が不連續的に變る面となつてゐるものである。今深さ六〇杆にある屈折面を地震波が下より上に通過するときには縦波も横波もともに速さ大なる煤質より速さ小なる煤質に入るが故に上向きに屈折することになる。更に地表に達する間は、速さが少量ではあるが次第に減少してゐるから上向きに少しく凹彎曲をした經路を取るようになる。然しこの屈折面直上の速さと地表面に於ける速さとの差を取つて見ると、縦波に於ては $0.3 \frac{\text{秒}}{\text{杆}}$ 、横波に於ては $0.2 \frac{\text{秒}}{\text{杆}}$ といふ僅かなものである故にこの彎曲を無視して屈折面通過後は直線經路を取るものとする。但し吾々は今初動を取扱つてゐる故に右に於て横波に關するものは不用である。

第一圖



今但北地震の震源は地下に存在する斯の如き屈折面よりも下方に出来たのではなく、従つて震源を發した縦波は全然直線經路をとつて地表に現はれたものと假定する。然る時は第一圖に示す通り震源Hと観測點Oとを結ぶ直線は観測點Oに入射した初動の方向を含むことになる。京都と圓山川入口との間の地表面の曲りを無視するならば地表面に沿つて測られたる震央距離の一・八・五杆は直線EOの

長さとなり且つ震源の深さ h の方向は震央距離の方向に直角となる故に直角三角形 HEO の高さを計算することによつて

$$h = 118.5 \times \tan 30^{\circ}19' = 69.3 \text{ 粁}$$

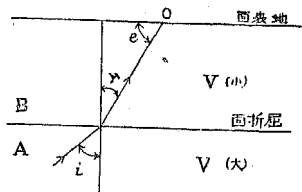
となる。之は地表面の曲りを考へに入れないで出したものであるが、地球を半径六三七〇粁の球形と考へて EO をこの半径の圓弧の一部分として震源の深さを計算した結果を示すと前値よりも一・九粁丈少い値六七・四粁となる。京都圓山川入口間の如き短距離では地表面の曲りの影響は結果の大きさを左右する程度のものでないことが之れによつて分る。従つて縦波の直線経路を假定すれば但北地震の震源の深さは約七〇粁となる。

扱て翻つて考ふればこの七〇粁といふ深さは前述の屈折面の深さ六〇粁を越ゆるものである故に震源をこの屈折面下に置いて屈折の影響を取入れて震源の深さを計算し直して見なければならぬのである。所が面白いことには、上賀茂に於ける初動の射出角三〇度一九分を正しいものすれば但北地震の震源は屈折面下にあつてはならないといふ結論になるのである。夫れを左に述べやう。

地下の屈折面の深さは何とも定めないうゑに角震源が屈折面下或深さの所にあるものとし、猶屈折後は直線経路を取つて地表に出るものと假定して縦波の屈折角の最大値を考へて見る。(第二圖参照)。屈折角の最大値とは、平面波が速さ大なる媒質 A より速さ小なる媒質 B に進入する時——この

場合は入射角 i とは常に屈折角 r よりも大である——入射角 i が段々増して遂に九〇度になつた極限に於ける屈折角 r の大きさである。之れは第二圖に於て分るやうに屈折率の逆数 V'/V を正弦に有する角度であつて屈折角の最大限度を與ふるものである。

第二圖



$$\text{屈折率} = \frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V}{V'} > 1$$

上式に於て $i=90^\circ$ に對する r を r' とすれば 最大屈折角 $r' =$

$$\sin^{-1} \frac{V'}{V}$$

今最初に平面波といふことを言つたけれども、震源が屈折面で極めて浅い所にある時には屈折面に入射する波面は平面とはならないけれども、波面上の小面積を含む言はば地震線の小さな束を取つて考ふれば之れは平面波と考へてよいわけであつて、又實際地表で觀測するのはこの小さな束である。

從つて實際取扱ふ上には平面波としてよいのである。猶屈折の最大角度の裏の意味は地震波が逆に媒質 B より A に向つて進むとした時に、この角度よりも大なる入射角をもつて屈折面に入射する時は屈折角の正弦は 1 よりも大となり從つて屈折は起らないことになつて全反射を行ふて仕舞ふといふことである。扨て、屈折率の値を定むる屈折面上及び直下に於ける縦波の速さ V 及び V' の値としては色々の値を採用して見ることが出来る。それらを掲げて見ると第二表の如くである。

表 二 第

五・九	八・〇
五・六	七・四
五・三	
五・九〇五	
五・二七〇	

茲に最初の第一行の五・九と八・〇及び第二行の五・六は先きの第一表に於ける縦波の速さの列の中で地下六〇呎の深さにある屈折面の直上及び直下に於けるものと及び表面に於けるものをその儘此處に移したのであつて屈折後の一定速度としては直上の値も、表面の値もともに採用して見たのである。五・三は縦波の表面速度として從來

採用せられたことのあるものである。五・九〇五及び五・二七〇は最近佛蘭西に於て人爲的に火藥爆發を行ふて夫々花崗岩及び片麻岩中に於ける縦波の速さの平均値として得られたものである。(松山教授第二回萬國測地學及地球物理學協會に現はれたる重なる問題、地球第三卷第五號、頁一二)。第二列の下の七・一四といふのは曾てグッチンゲンの地震學者達によりて縦波の速さとして求められたものであるが、現今の如く地下六〇呎の深さに屈折面ありと考へて求められた性質のものではない故に現今の地震學の見地より觀れば屈折面の上下に於ける速さの或意味の平均値と解釋すべきものである。然し之は八・〇の方に近い故に先づ屈折面直下に於ける速さの最小値として採用して見る。これらの中に於て V/V' の値を最大にする V' 及び V の組を求むれば、 $V' \parallel 五・九〇五$ 、 $V \parallel 七・一四$ である。之れの與ふる最大屈折角の値は

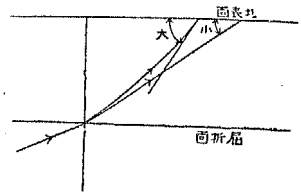
$$V' = \sin^{-1} \frac{5.905}{7.14} = \sin^{-1} 0.8270 = 55^{\circ} 48'$$

但北地震の震源の深さと震源の性質に就いて

となる。これは考へ得べき最大の $\angle V$ の値より出されたるものであるから、考へ得べき最も大なる最大屈折角である。屈折後は直線経路をとるものと假定して置いた故にこの角度五五度四八分の餘角である三四度一二分は、第二圖によつて直ちに分る通り震源が屈折面下にある場合に於ける、射出角 e の考へ得べき最小限度を與へるものである。然るに京都の上賀茂觀測所に於ける入射波の射出角はこの最小限度よりも猶四度丈け小なる三〇度一九分である。この矛盾は但北地震の震源が屈折面下にあると假定したこの假定を捨てなければならぬことを要求してゐる。故に上賀茂觀測所に於けるヴィーヘルト式地震計の記象を正しいものとし従つて同所の入射波の射出角の値三〇度一九分に信頼を置くならば但北地震の震源は地下に考へらるゝ地震波の屈折面よりも下にあつてはならない、といふことになる。

吾々はこの結論を導き出す最初に於て屈折後は直線経路をとるものといふ假定をして置いたがこの假定を捨て、實際起るやうに上向きの凹彎曲経路を取らしむる時は第三圖に示す通り、直線経路を取らしめたる時よりも射出角は常に大となる故に、實際の経路に於ける方が射出角の最小限度が大となつて吾々の結論にはより一層好都合となるわけである。然るに吾々は先きに震源は屈折面よりも下方にはないものと假定して上賀茂の機械觀測の結果より但北地震の震源の深さを約七〇呎と出したのであるが、正しく震源は屈折面よりも下方にはないのである故に但北地震の震源の深さは

第三圖



正しく約七〇籽である。従つて地下の屈折面の深さは七〇籽位よりも浅くあつてはならないことになる。前に附言することを略したが、ヴィーヘルト及びその共同研究者達が地下に認めてゐる屈折面の深さの六〇籽といふのは歐洲の地下に就いてであるが、日本の地殻内部に深さ一樣なる地震波の屈折面あるとするならば以上の論旨の要求する範圍に於ては、日本の地下に認めらるる深さは最も浅く見積つて七〇籽となるわけである。

扱て但北地震の震源は地下の屈折面よりも下方にはない故に、屈折面の深さを最も浅く見積つて七〇籽とするならば本地震の震源はこの屈折面それ自身の上若しくはその少し上の方に出来たものに相違ない。之は非常にあり得べきことである。グーテンベルヒが地球内部に於ける地震の縦波及び横波の速さの分布状態の研究結果を進めて地球内部に於ける密度、剛性率及び抗壓率の分布状態を見出した結果によればグ氏及びその共同研究者達が地下六〇籽の深さにありとする、かの屈折面の直上及び直下に於けるこれらの量の値は

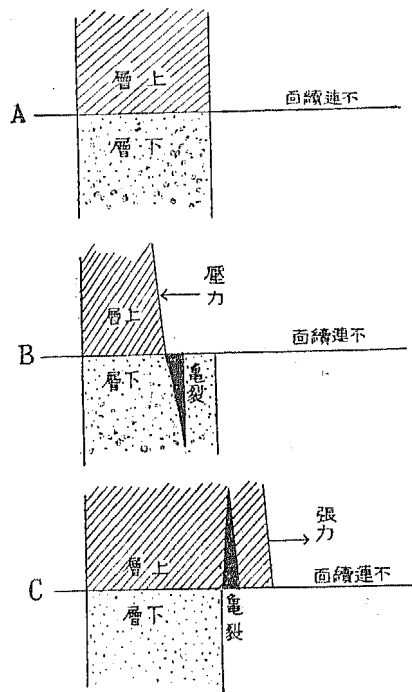
同 直下の値	密度	剛性率 ($\frac{\mu}{\rho} \times 10^{10}$)	抗壓率 ($\frac{K}{\rho} \times 10^{10}$)
屈折面直上の値	三	四・二五	四・五
同 直下の値	三・五	六・二五	一三

但北地震の震源の深さと震源の性質に就いて

である。これによつて見れば或る強さの歪力がこの屈折面を含む部分に働いたとすれば面の直上及直下に於ける歪は不同である故に上下平衡に保たれ得ないことになる。地殻内部に發生する歪力は性急なる質のものではなくて長年月を経てその効果を違うするに至る性質のもの即ち岩石に所謂粘性變形を與ふる種類の力である故に、地震波などによりて惹起せらるゝ如く急速に方向や大きさを變化してゐる力に對して見出された剛性率及び抗壓率の値をそのまゝ地殻内部の粘性變形に採用することは到底出來ないことであるけれども、剛性率や抗壓率の差の大なる程又粘性變形的に起る形狀の變化の差及び延び縮み差も大であるだらう。故に右の如き不連續面を含む場所に於て其處の岩石に粘性變形的に形狀を變化せしめんとする歪力や、粘性變形的に容積を變化せしめんとする歪力が働くとするれば面の上下に於ける歪の不同でない爲めに面及びその近所は到底平衡狀態にあり得べからざることであつて遂にこの處に破壊に類したる現象を起す部分が出來てそれが容易に震源となり得べきである。猶右のグーテンベルヒの結果によれば剛性率の不連續よりも抗壓率の不連續の方が遙かに著しい故にこの不連續面に沿ふて剪斷力が働くよりも壓力又は張力が働くときの方が上下歪の差が遙かに大であるが故に壓縮力又は張力の方が遙かに震源を惹起し易く且起つた地震も激烈であるべきと想像される。

今弾性的不連續面の近所に震源が出來るといふことは極めてあり得べきことであることを述べた

のであるが、次にはこの不連續面に沿ふて壓力又は張力が働くときの效果の差異を述べて、但北地震の震源はその何れによつて惹起せられたとするが至當であるかといふことに言及して見たいのである。



第四圖

不連續面の上層の抗壓率は下層の夫れよりも遙かに小である故に、面の上下に沿ふて同一の壓力又は張力が働く時に受ける縮み又は延びの歪は下層に對して上層は遙かに大である。従つて結果は下層は靜止してを、上層のみが縮み又は延びの歪を

行ふと考へた時の結果と同一の形勢となる(第四圖參照)。兩層の一部分を示してをる無歪力の狀態Aに壓力が働くものとすれば下層は靜止してを、上層は何處までも縮まんとするのであるが上下の接觸面に對ける摩擦力の最大の部分に於ては上下の相對運動が極力阻止せらるゝ故にこの部分は上下密着して然も上層は何處迄も縮まんとするが故に、勢ひ密着部の端に於てB圖の示す如く下層

但北地震の震源の深さと震源の性質に就いて

に縦に龜裂が出来なければならない。この龜裂の中心は不連續面の下方にある故に、この場合は震源が不連續面の下部に出来たことになる。従つてこれは但北地震の場合ではあり得ない。次に張力の働く場合を考ふれば、結果は前者の逆でC圖の示す如く上層中に縦に龜裂が出来なければならない。これは不連續面よりも少し上方に震源の出来た場合であつて従つて但北地震の場合となる。但北地震の場合には不連續面の少し上方に出来たと考へられる外に面夫れ自身の上に出て来たと考へられたのであるが、若し後者であるとするならば龜裂は不連續面に非常に近接した部分に限らなければならないことになつて従つて出来た龜裂は水平の幅に對して不連續面と龜裂の底との間の距離の極めて小なるものでなくてはならない。然しかゝる形の龜裂が出来るといふことは極めて考へ難いことである故に不連續面其ものゝ上に震源が出来るといふことは龜裂の生成を以ての説明では先づ不可能なことである。この外剪斷力をもつてしても震源生成の機制が説明し得らるゝかも知れないけれども、剛性率の不連續性は抗壓率の不連續性よりも遙かに小なるものであるが故に、剪斷力による震源生成の説明法は先づ當を得てゐないものと考へられる。従つて但北地震の震源生成の機制としては、地下約七〇呎の深さにある地震波の屈折面即ち彈性恒數及び密度の不連續面に平行に過去の或時より働き始めた張力が遂にその効果を逞うして、面の上層に大きな垂直の龜裂を起し之が震源となつたものとするが割合正鵠に近いものと思はれるのである。