- Magazine Vol. II, No. 3, Nov. 1929. 或ひは I. S. S. の隨處に於いて震源深き地震の震波傳播に就いて述べて居る。
- (35) K. Wadati:—"Shallow and Deep Earthquakes" (2nd Paper) Geophys. Magazine, Vol. II, No. 1, 1929.
- (36) 和達清夫「深層地震の研究」(その二) 氣象集誌第二輯第六卷第五號和達清夫「地震P波及びS波の速度の比と其の應用に就いて」氣象集誌第二輯第十卷第九號
- (37) International Seismological Summary for 1928 Jan., Feb., March, p. 94—96.
- (38) 還元走時曲線に就いては、例へば A. Sieberg:—"Erdbebenkunde" p. 345.
- (39) 例へば B. Gutenberg:—"Handbuch der Geophysik" Bd. IV, Lief. I, p. 170 參照
- (40) G. Angenheister:—"Beobachtungen an pazifischen Beben." Götinger Nachr. 1921.
- (41) H. H. Turner:—"I.S.S. に發表されて居る走時S表
- (42) H. Jeffreys:—"The Times of Transmission and Focal Depths of Large Earthquakes." Month. Not. of the Roy. Astr. Soc. Geophys. Sup. Vol. I, No. 10, (1928).
- (43) Zöppritz-Geiger:—"Über Erdbebenwellen. III" Gött. Nachr. 1909.
- (44) A. Dammann:—"Publ. Bureau Centr. Séism. Intern. Strasbourg.
- (45) P. Byerly:—"The Montana-Earthquake of 28 June 1925." Bull. of the Seism. Soc. America, 1926. 但第七圖の之等地震の走時曲線(44)(45)の偏差は前掲クルムハツ氏の論文(1)第五圖より轉載した。
- (46) 前掲ホグソン氏の論文(22)に掲載されて居る北丹大地震のP波の傳播走時は、殆んど此の調査と同じ材料に依つて求められたものであるから、同一のものが期待されるべきである。即ち此の走時と現在の調査にて求められた走時とを比較すれば、其の差は次の如くである。(+)は第二表の値の方が小なる場合)

Δ	δT_p
5°	+5秒
10°	+6
20°	+5
30°	+6
40°	+3
50°	+1
60°	+2
70°	+1
80°	+2
90°	+3
100°	+5

この差の生じたのは大體に於いて始震時の取り方に基因して居る。

地震P波及びS波の速度の比と其の應用に就いて

(中央氣象臺彙報)

和達清夫

On the Velocity Ratio of Seismic Waves of P and S, and its Application to the Determination of Focal Depth. by K. Wadati.

一、緒言

地震波のP波及びS波の速度の比が地殻内各處に於いて知られる時は、其處に於ける地殻を構成する物質の彈性係數ポアソン比が計算され得る。この事は既に遠地地震のP波及びS波の走時曲線からツエツプリッ、ガイガー氏其他の人々に依つて、地殻内の深處に到る迄計算されて居る。之等に依ればポアソン比は、即ちP波とS波の速度の比は多少の變化はあるが大體に於いて地殻内に於いて一定値を有

する様に求められて居る。若し嚴密に一定値を有するものとすれば、 P 波と S 波の震波線は同一であり、従つて P 波と S 波の走時差を走時と見なし得る假想波たる $(P-S)$ 波を想像する事が出来る。 $(P-S)$ 波は如何なる特徴を有するかと云へば、常に走時其のものが観測される事にある。

地震波傳播を論ずる際に常に重要なものは、始震時（震源に於ける發震時）と震源の深さである。此の論文は P 波と S 波の速度の比が果して地殻内に於いて一定と見なし得るか否や、或は若し速度の比が一定値を持たなければ大約如何なる分布をなして居るかを調べる事を第一目的とし、第二に其の調査結果を利用して任意の地震の始震時及び震源の深さを求める簡便なる方法を述べたものである。

二、 S 波に就いて

地震前驅波の第二動たる S 波が近地震の際には、甚だ観測し難い場合の多い事は既によく知られて居る事實である。この原因は地殻上層の構造の複雑、不規則に因る事は今更云ふ迄もない。従つて震源の浅い（約四十軒以内）地震に對して所謂初期微動繼續時間なるものは果して常に P 波と S 波より成つて居るか、換言すれば P 波到着時に初期微動繼續時間を加へたものを以て S 波到着時と常に見なし得るや否やは大いに疑問である。場合に依つては S 又は S^* 波

或ひは特殊なる反射波の如きものが混じて居るであらう。之が爲に P 波と S 波との速度の比を觀測値から調査する際に、浅い震源を有する地震に對して、特にある震央距離の範圍に於ては此の事を考慮に入れねばならない。現在の調査は嚴密に云へば、震源の深い地震の場合のみに限られるべきであらうが、震源の浅い地震の場合も同時に同様な方法の調査を行つた所以は、所謂 S 波なりと觀測されつゝあるものが如何なる性質のものであるかを確める一助となし、又一方實用上に此の値を使用する際の便宜を慮つた爲である。

三、準備（ P S 比較圖、 P S 直線）

今始震時を t_0 、或る觀測所に於ける P 波の到着時を t_p 、 S 波の到着時を t_s とする。而して P 波及び S 波の走時を夫々 T_p 、 T_s とする時は

$$t_p - t_0 = T_p, \quad t_s - t_0 = T_s, \dots \dots \dots (1)$$

の關係がある。又 $(P-S)$ 波の走時（所謂初期微動繼續時間に相當するもの）を T_{p-s} とすれば、

$$t_s - t_p = T_s - T_p = T_{p-s}, \dots \dots \dots (2)$$

の關係がある。 P 波及び S 波の速度を夫々 V_p 、 V_s とする時は、 V_p 、 V_s は一般に地殻内部に於いて、地表面よりの深さの函數と見る事が出来る。但若し地殻内到處に於いて

$$I_p/I_s = K \text{ (深びに無關係の定數)} \dots\dots\dots (3)$$

と云ふ條件が満足されたとすれば、

$$I_s/I_p = I_p/I_s = K,$$

$$I_{p-s}/I_p = (I_p/I_s) - 1 = K - 1 \dots\dots\dots (4)$$

と簡単に書ける。諸吾人が觀測の報告に於いて通常接するものは發震時 t_0 と初期微動繼續時間(之をP波とS波より成ると假定する) I_{p-s} である。兩者の間には

$$I_{p-s} = (K - 1) (t_p - t_0) \dots\dots\dots (5)$$

線の傾角 θ より

$$\tan \theta = K - 1 = (I_p/I_s) - 1 \dots\dots\dots (6)$$

の式に依り、P及びS波の速度の比を得る。若し(3)の假定が満足されない場合は、この直線は一般に曲線となり、前述

の如き簡単な意味を持たない。例へば I_p/I_s の値が地殻内部に到る程大きくなれば、この曲線は上方から見て Concave となる。

四、個々の例

前節に述べたが如き方法にてP波及びS波の速度の比、及び始震時を種々の地震に就いて調査した。之等の調査に用ゐた觀測材料は多く氣象要覽所載の地震觀測表に依つた。其の中の代表的なるもの二三を擧げて大體の傾向を示めす事とする。

(1) 北伊豆地震

(1930, Nov. 26/4/1. $\lambda = 138^{\circ}59'E$, $\varphi = 35^{\circ}03'N$)

この地震は昭和五年北伊豆に頻發地震を生じた際の最大なものであり、破壊的地震で震源は殆んど地表面に近いと云はれて居る。この地震のPS比較圖即ち I_{p-s} と t_p のダイアグラムを作れば第二圖Aの如きものを得る。同圖を見て、初期微動繼續時間は發震時に對して略々直線的關係を有する事が、大體に於いて認められるが決して奇麗に揃つては居ない事を知る。著者は試みに二本のPS直線I及びIIを引いた。其の意味はかゝる震源の淺い地震に於いてはS相或はS*相等の他の相がS相と誤り讀まれ、其れに依つて初期微動が測られた事が多いと推定したのである。Iの

直線は PS 直線のつもりにて同一徑路を通過し來れる波に就いてと云ふ意味、 II の直線はたゞこの觀測値全體から大體得られさうな直線である。従つて現在の調査の目的には I の方を用ゐる。併し觀測値が斯く直線にて表はされるべくあまりに不規則である事は、畢竟淺い地震の初期微動と云ふものが、複雑な意味を有する事を示めすに過ぎない。

I の PS 直線は

$$T_{h-s} = 2^m 44.8^s + 0.730 t_p$$

となる。従つて始震時及び V_p/V_s の値は、

$$t_0 = 2^m 44.8^s, \quad V_p/V_s = 1.730$$

となる。尙参考のため II の直線の方を取つて見れば

$$V_p/V_s = 1.898$$

を得る。此の値は所謂大森公式の係數と關係がある筈で、實用上大切な量である。

(2) 大島南方沖の地震

(1930, May 24d. 1h. $\lambda = 139.6^\circ E$, $\varphi = 34.2^\circ N$)

この地震は震源の少し深い地震で八十軒程度と推定される。第二圖 B に其の PS 比較圖を示めす。觀測値は前例の非常に淺い地震に比較して可成揃つて PS 直線に乗る。但し t_p の値が大なる所では觀測値は多少散亂して居る。この PS 直線から始震時及び V_p/V_s の値を求める時は

$t_0 = 38^m 11.0^s, \quad V_p/V_s = 1.778$
を得る。

(3) 益田川流域の地震

(1931, June 2d. 11h. $\lambda = 137.2^\circ E$, $\varphi = 35.7^\circ N$)

この地震は震源が可成深き地震に屬す。⁽³⁾ 棚橋氏の調査に依れば震源の深さは約二百四十軒に求められて居る。第二圖 C はこの地震の PS 比較圖である。發震時及び初期微動繼續時間の觀測値は棚橋氏の論文に掲げられた値を借用して居る。同圖に於いて觀測値は相當に揃つて PS 直線上に乗つて居る事が見られる。始震時及び V_p/V_s の値は

$$t_0 = 37^m 53.2^s, \quad V_p/V_s = 1.773$$

となる。

(4) 熊野灘沖の地震

(1931, June 30d. 1^h. $\lambda = 136.8^\circ E$, $\varphi = 33.9^\circ N$)

この地震は代表的深發地震の一つであり、震源の深さは三百軒以上である。第二圖 D に其の PS 比較圖を示めす。觀測値も略々 PS 直線上に乗るが、それは上から見て多少 Concave である。強ひて圖の如く PS 直線を引いて始震時及び V_p/V_s を求める時は

$$t_0 = 43^m 20.5^s, \quad V_p/V_s = 1.805$$

を得る。

A 北伊豆本震 (1930, XI 26)

1/8 比較圖

C 益田川流域の地震 (1931, VI 2)

B 大島南方沖の地震 (1930, V 24)

D 熊野灘沖の地震 (1931, VI 30)

五 PS 直線の應用 (震源の深さを求める一方法)

震源の深さを求める方法は實に數多くある。其の中にて稍深い震源の深さを求めるには、震波の走時曲線を作り、其れに複雑な震波線の計算を施す方法が最も精確である。但し實際に之を行ふ時は甚だ手数を要し、地震の統計等に使用する事は困難である。此處に述べる PS 直線を應用して震源の深さを求める方法は偏に簡單なる事を主眼としたのである。

PS 直線を應用すると云ふ事は結局始震時を求めると云ふ事に盡きる。始震時が知れる時は震波がある震央距離に到達するに要する時間即ち走時が求められるのである。一般にある震央距離に到達する P 波の走時が知れて居る時は、震源の深さが表を引いて求められる。この震源の深さは場合に依りては二つの値がある。其の表は本誌第二輯第十卷第八號に「種々の震源の深さに依る走時に就いて」と云ふ報文の第二表 (A)、(B) に掲げられて居る。従つて今其等の表を此處に再録する事を省略する。

今二三の例を擧げて見やう。

(a) 大島南方沖の地震

前節の例 (2)、 PS 比較圖は第二圖 B である。

始震時は $38^m 11.0^s$ である。此の地震に於いて次の様な

條件を備へる觀測所を數ヶ所擇ぶ。それは震央距離の比較的小なる所に位置し、 PS 直線に觀測値がよく乗る様な觀測所である。之等の觀測値より前述の如き方法に依りて求められる震源の深さも次表に併せ掲げる事とする。

第一表

觀測所	發震時	初期微動継続時間	震央距離	P 波走時	表に依り求めらる震源の深さ
布良	$38^m 23.5^s$	13.5^s	83 km.	17.5^s	84 km.
沼津	$38^m 30.1^s$	18.4^s	121	22.1^s	92 或は 9
東京	$38^m 38.5^s$	21.8^s	166	27.5^s	70 或は 17
追分	48.3^s	28.5^s	251	37.3^s	88 或は 35

右表に見る如く此の地震の震源の深さは大約八十軒と求められる。

(b) 益田川流域の深發地震

前節の例 (3)、 PS 比較圖は第二圖 C、其の始震時は $37^m 53.5^s$ である。第一表の如きものを數個の觀測所に於ける觀

第二表

觀測所	發震時	初期微動継続時間	震央距離	P 波走時	表に依り求めらる震源の深さ
岐阜	$38^m 28.0^s$	26.0^s	75 km.	34.8^s	248 km.
名古屋	$37^m 27.3^s$	26.4^s	85	34.1^s	240
彦根	29.3^s	27.9^s	120	36.1^s	244
長野	30.0^s	27.8^s	119	36.8^s	250

第 三 表 PS 直線にて求めたる震源の深さ及び V_p/V_s の値

番 號	地 震 名	發 震 年 月 日	始 震 時	V_p/V_s	震源の深さ	記 事
1	北伊豆本震	1930, XI 26	4 2 44.8	1.730	km. 0-10	之等の地震の震源は殆ど地表と見なし得る程淺きものなることは一般に認められる所である。PS 直線を用ゐて震源の深さを求める迄もない事であるが、たゞ V_p/V_s の値を求めたのである。PS 直線は観測値が不揃ひのため甚だ精確には求め難い。即ち S 或は S^* の如き相を混する爲と思はれる。
2	西埼玉本震	1931, IX 21	11 19 58.8	1.719	0-10	
3	岩手縣小國	1931, XI 4	1 19 58.9	1.778	0-10	
4	浦賀水道	1930, VIII 17	18 28 37.0	1.843	40	
5	東京灣北部	1928, V 21	1 29 12.1	1.736	60	河角氏 ⁽⁴⁾ の調査に依る。但し震源の深さは、同氏の PS 直線より表に依りて求めたるもの。
6	金華山附近	1931, V 25	15 48 58.1	1.640	70	観測値が甚だ不揃ひにて殆んど PS 直線を引くを得ざる程度なるを強ひて求めたる結果である。
7	北上川中流	1930, III 12	1 40 0.0	1.658	80	観測値は略々揃つて居る。
8	大島南方沖	1930, V 24	1 38 11.0	1.778	85	" 第五節 例 (a) 参照
9	田 澤 湖	1931, I 11	1 45 40.0	1.730	140	岡氏の調査に依れば震源の深さは 130 軒と求められて居る。
10	益田川流域	1931, VI 2	11 37 53.2	1.773	240	第五節 例 (b) 参照
11	鹿 兒 島 灣	1930, IX 29	[13 52 28.5 31.0	1.805 1.845	280 250	二つの値を求めたのは、PS 直線はこの範圍に求められるの意なり。
12	志 摩 半 島	1929, VI 3	6 38 37.0	1.789	360	菅坂氏の調査に依れば震源の深さは三百一三百六十軒と求められた。
13	熊 野 灘	1931, VI 30	1 43 20.5	1.805	320	
14	日本海中部	1931, IV 21	[9 2 5.0 7.2	1.783 1.807	350 310	
15	八 丈 島 沖	1928, III 29	14 6 2.4	1.780	440	和達、沖の調査に依れば、震源の深さは約四百軒と求められる。
16	日本海北部	1930, II 20	14 33 30.0	1.811	320	石川氏の調査に依れば震源の深さは約三百八十軒と求められた。
17	北海道利尻島 ?	1931, III 1	23 23 15.0	1.843	240	この地震に就きては後に再び述べる。

測値に對して作れば第二表の如くである。
同表に依りて震源の深さは二百四十軒乃至五十軒に求められる。之は當然の事ながら棚橋氏の求めた値と一致する。
六、PS 線に依りてなされた諸地震に對する調査
PS 線を作つて近年發現した規模大なる諸地震に就いて、始震時、 V_p/V_s の値、震源の深さ

等を求めた。其等を纏めて表示すれば第三表の如くなる。

第三表に掲げたる震源の深さは、前述の如く P S 直線に依りて始震時を求め P 波の走時を知り表に依りて簡單に求めたものである。而して第三表に見らるる如く其の求められた値は從來求められた値に比較して、殆んど一致して居る。但し震源の浅い地震に對しては P S 直線が引き難い事は既に屢々述べた所である故、此の方法は寧ろ震源が深いものに適用すべきである。少くとも震源の深さが六十軒以上が適當と思はれる。實際問題としても震源の浅い地震に就いて震源の深さを求める方法は尙他に簡單な方法が幾通りも存在するからである。

P S 直線は之等地震(特に深發地震)に對して常に上から見て Concave となり勝ち、換言すれば最早直線ではない。従つて P S 直線を引く際には震央距離の小さい所に Weight を持たせて引かねばならない。若し P S 直線が直線としてどうしても引けない場合には此の方法は無意味となる譯である。 P S 直線の引き方が少しでも傾きを變ずる場合には、震源の深さが深いもの程、始震時の變化が大きい。之は當然の事で震源が深い時は誤差の範圍も大となる理である。

七、 P 波と S 波の速度の比に就いて

第三表に掲げられた V_p/V_s の値、及び此處には掲げない

が他の多くの場合に就いて調査した結果を考慮し此處に地殻内に於ける V_p/V_s の値に就いて述べて見やう。

(1) V_p/V_s の値は、種々の地震に就いて調べた結果一・六五乃至一・八五の範圍に求められる。

此の調査では V_p/V_s の値が地殻内到處所一定と假定して其れを基礎に置いて居る。然るに求められた結果は必ずしも略々同一でなく、地震に依つては可成り相違した値を示めして居る。併し如何なる場合に如何なる値を有するかを驗べる時其處には多少規則的な關係がある。

(2) 一般に震源の浅い地震の方が V_p/V_s の値は小さい。

(3) 奥羽地方の地震の際は時に V_p/V_s の値が甚だ小なる時がある。

例へば第三表の例 6. 7. に就いて見られる。之には地殻構造に關して何か特異なる事が存在するのであらう。震波速度に激しき異常があるのでなく、或は寧ろ S 波として觀測されるものが他の特殊の相ではなからうか。但し 3. の如き例外もある。

(4) 深發地震に對しては V_p/V_s の値は略一定に求められる即ち凡そ一・七九程度である。

深發地震即ち震源の深さが三百軒程度となると、 V_p/V_s の値は大きく、略々一定値に求められる。此の事は、 V_p/V_s の

値が甚だ不規則な場所は地殻上層に限られて居る事を示めす。

(5) 震源の浅い地震の際は V_p/V_s の値は場所に依り、又時には地震の度毎に可成り不規則な値を示めすが、其の平均は凡そ一・七二程度である。

以上述べたが如く、 V_p/V_s の値従つてポアソン比と云ふものは地殻内にて割合に一定値を有する。但し地表面に近くは於いて甚だ其の値の不規則な所があるが、震波傳播の方面より考へる時は其の最も不規則な範圍は地下數十軒の程度迄であらう。之を從來外國に於いて求められた値と比較するに先づ文獻(1)に示めされたツエツブリツ、ガイガー兩氏の値は地下五百軒迄 V_p/V_s の値は一・七九である。而してターナー氏の $I.S.S.$ に用ゐる走時表に掲げられたる P 波と S 波の走時の比より T_s/T_p の値を計算すれば、それは次の如き値を與へる。之は V_p/V_s に相當するものである。

Δ	3°	5°	7°	10°	15°	20°
T_s/T_p	1.77	1.78	1.79	1.79	1.79	1.79

尙近地震の觀測の結果では例へばモホロビチック氏の觀測値に依れば T_s/T_p の値は P と S 波とからは一・七〇を P と S 波とからは一・七九が得られる。

之等を參照せば、地下可成の深處に到れば V_p/V_s の値は

一・七九が最も確らしく、浅い所では其れよりずつと V_p/V_s の値は小となる。恐らく所謂モホロビチック層の内外で突然の變化をなして居るのであらう。屢々論ぜられた如く我が國附近に於てはモホロビチック層の分布は場所により甚だ不規則である。従つて我が國附近に發現する地震に對して V_p/V_s の値が種々に求められるのに對し、かゝる影響が重大なものと考へられる。

V_p/V_s は地殻内部に到ればかなり一定である。而して表面近くの不規則な所が無視出来る程度に深處に起つた地震の場合でなければ、 V_p/V_s が一定であると云ふ假定は用ゐられない。従つて震源の深さを P と直線から求めるのは震源の深い場合程よいと云ふ事になる。

八、震央位置が不明の場合に震源の深さを大體推定する方法

我が國の如く海に圍まれたる所にては、震央が海中遙か沖に存在するが如き場合には、震央位置を精確には求め難く、従つて震央距離を知り難い。前述の如く P と直線に依り始震時を求めて震源の深さを知る方法は、震央位置が定められ、少くとも數ヶ所の觀測所の震央距離が求められねばならない。従つて前述の如き地震の場合には他の方法に依らなければならぬ。其の方法は、是づ P と直線に依つ

て始震時を求める。次に地圖上に此の地震の際の等發震時線を作る。等發震時線は十秒毎に引くのが便利であらう。等發震時線間の距離 δ は斯くして求められる。 δ は等發震時線が多く引かれる時は、發震時の函數である。今始震時が知れて居るから、ある等發震時線の所に P 波が到達するに要する走時が分かる。従つてある場所の走時と、其れより走時が十秒多い場所との間の距離が δ ある事を知る。此の關係は震源の深さを與へるもので前論文の第三表を引く事に依つて震源の深さが求められる。勿論かゝる方法は震源の深さの大體値を知るのみである。併し、震央位置の精確に求め難い様な地震は如何なる方法に依つても精確に震源の深さを求める事は困難であらう。

九、 $P-S$ 波を直接用ゐる事

V_p/V_s の値が地殻内にて一定であるとすれば、 P 波を用ゐないで $P-S$ 波を直接用ゐる法が遙かに簡單である。即ち觀測値は初めから走時を與へて特に始震時を求める必要がないからである。震源の深さは觀測所の震央距離と其處に到る P 波の走時とから簡單に表を引いて求められる事を述べた。今 V_p/V_s の値が一定で、既知であるとすれば $P-S$ 波の走時(初期微動繼續時間に相當する)から P 波の走時が分かり、従つて震源の深さは直ちに求められる。震源の深い

地震(二百軒以上)の場合は $P-S$ 直線を一つ一つに就いて作る必要はなく V_p/V_s を凡そ一・七九として、初期微動繼續時間より P 波の走時を求め表に依つて震源の深さを求め得るであらう。但し震源の浅い地震ではその様に簡單には出來ない。強ひてすれば、 V_p/V_s の値を適當に凡そ一・七三位に與へるのであるが、第三表に示めす様に精確には如何なる値を與へるべきかに迷ふ次第である。尙將來($P-S$)の値と震央距離とに依り直ちに震源の深さを知り得るが如き表を作り度いと思ふ。

十、結論

震源に於ける發震時即ち始震時を求める際に、 $P-S$ 直線を引く時は簡單に其の大體の値が求められる。従つて震波の走時が分かる。震央位置を定め、數ヶ所の觀測所迄の震央距離を知る時は其等の場所に於ける走時を用ゐて震源の深さは、表に依つて求められる。

地殻内で V_p/V_s の値が一定と假定してこそ $P-S$ 直線が直線に求められるのである。然るに實例では略々直線とは云ひ乍ら上方より見て稍 Concave に求められる。即ち地下に到ると V_p/V_s の値は増大する事を知る。併しこの調査では $P-S$ 直線は直線であると假定して居る。従つてこの直線の傾きから得られたものは V_p/V_s の各深さの平均値の如きも

のである。現在の調査に依る多くの實例及び從來求められて居た走時の表から考へて V_p/V_s の値は地下數十軒位から突然増大し其れから下は略々一定値を有するらしい。斯くして此の事實は主として所謂モホロビチツク層の影響と見られる。モホロビチツク層が場所に依り著るしい構造の相違を有して居るらしい事は既に屢々論ぜられて居る。事實 V_p/V_s の値は浅い地震に就いて考へて見ると、震央位置が如何なる地域に存在して居るか云ふ事に關係するらしい。尤も浅い地震では S 相は觀測し難く又所謂 S 相なりと觀測されるものが實際は如何なる性質のものか甚だ疑問である。従つて PS 直線は浅い地震では充分に求められないものであるから決定的な結論は得られない。

結局震源の深さを求めるために $P-S$ 直線を利用する事が出来るのは、深發地震か震源の比較的深い地震である。深發地震では特別に精度を欲する以外は、 V_p/V_s の値を一・七九と假定して大過なく、一つ一つに對し $P-S$ 直線を求める迄もないであらう。比較的深い地震では $P-S$ 直線が大體引いて見る必要がある。浅い地震では震源の深さを求める簡単な方法は他にも多くあるから、 PS 直線に依るのはあまり賢明ではない。但し始震時を求めるだけならば PS 比較圖は利用される價值がある。浅い地震では寧ろ、其

の地域特有の震波速度を見出だし地殻構造を研究するために、 PS 比較圖が利用されるであらう。

附錄

○昭和六年三月一日宗谷海峽の深發地震に就いて。

此の地震は氣象要覽に於いては、震央位置が北海道利尻島南西約卅軒の地點に求められて居る。恐らく震源の深さは左程深からずと推定された結果であらう。併し此の地震の震源が相當深處に存在すべき事は震度分布(根室、釧路、浦河、函館、盛岡に於いて微震)からも容易に推察なし得る事で、尙詳細に震波の傳播狀態を調べれば疑ひない事實である。但し此の地震は如何なる故か甚だ誤測多く、根室、羽幌、旭川等に於ける P 或は S 相發震時は尙一度檢測を要するものと考へられる。此等の事は PS 直線を求める際明らかに察知出来る事にて、 PS 直線に比較的よく乗つて居る觀測値を與へた觀測所、大泊、釧路、札幌、浦河、盛岡、水澤、秋田等の觀測値より震央位置を求める時は、震央は宗谷海峽(大泊の南方 $\lambda=143.7^\circ E$, $\phi=46.0^\circ N$ 附近)に存在すべき事を容易に知るを得る。而して之に依つて求められる震源の深さは大約二百四十軒である。此の位置には從來相當に屢々深發地震が發して居る様子であるが、有感覺區域がかゝる地震の際常に北海道の南岸特に根室、釧路方

面及び時に奥羽地方太平洋沿岸に存在する結果、其れに加へて北海道の北方方面に於ける地震観測網が充分でない爲に、震央位置は屢々北海道南方遙かなる沖なりと誤られ、而して震源の深かるべき事が看過され勝ちであつた様である。曩の日本海北部の大規模なる深發地震(昭和五年二月)等を併はせ考へる時は、北海道の北方方面に頻發する深發地震の調査は大いに興味深いものと思惟される。

註

- (1) K. Zöppritz and L. Geiger: — "Über Erdbebenwellen III" Gött. Nachr. 1909. に求められて居る値は左の如くである。

r in 10^3 m	0	100	200	300	400	500	1000
τ in 10^{-3} s	1.79	1.79	1.79	1.79	1.79	1.79	1.78
- (2) 棚橋嘉市「昭和六年六月二日本州中部に發生した深層地震に就いて」海と空第十一卷第十二號
- (3) PS 比較圖を作り、 PS 直線を得、 P 波と S 波の速度を得る方法は、既に河角氏に依り、昭和三年五月廿一日の東京灣北部の地震に就いて用ゐられて居る。
- H. Kawasumi: — "Study on the Propagation of Seismic Waves, (The first paper)" Bull. of the Etyk. Res. Inst. Tokyo Imp. Univ. Vol. X, Part I, March 1932.
- B. Gutenberg: — "Handbuch der Geophysik Bd. IV, Lief. I p. 221.
- (4) 和達清夫、鷲坂清信、益田國母、「種々の震源の深さに依る走時曲線」氣象集誌第二輯第十卷第八號四六五頁、第五節參照、
- (5) 和達清夫「深層地震の研究(その二)」氣象集誌第二輯第六卷第五號大正五年一月十五日宗谷海峡の深層地震參照
- (6)

紹介

バナージー氏、頭上通過の雷雲による電場

The Electric Field of Overhead Thunderclouds, by S. K. Banerji. Phil. Trans. A. Vol. 231. Pp. 1-27.

著者は既に同じ問題に就いて Quart. T. R. Met. Soc. (1930) で一九二九年中に觀測した十八個の雷を資料として議論した。觀測所は印度ボンベイの近くコラバで、前回よりも更に電場測定裝置を完全にし、放電による電場の急劇な變化を自記する裝置も考案した、又雨の荷電の測定も行つた、これはシムプソンがシムラでやつた方法を似て居る。

これで一九三〇年中に頭上を通過した八個の雷、一九三一年六月までの五個と合せて全部で十三個の雷に就いて電位傾度、雨の荷電、降水量、風向、風速、氣壓、氣溫、溫度等の記録と並べて詳しい議論をして居る。單一型の雷雲の前部には負電氣、中央部には正電氣、後部には負電氣があるといふ、前の論文の結論は更に今回の調査によつて確かめられた、二重型の雷雲では單一型の雷雲に於ける變化が恰も二度繰返されて居る、即ち單一型の雷雲が二つ引續い