

7. 近地地震における P 時刻と $S-P$ 時間 との関係について

地震研究所 堀 実

(昭和 45 年 4 月 21 日発表—昭和 45 年 11 月 30 日受理)

序 言

P 時刻をもちいる震源決定法において、 $S-P$ 時間と P 時刻の直線関係 (Wadati diagram) によつて震源発震時刻を推定することはもつとも普通におこなわれる。験震表の作製にあつて $P \sim S-P$ の関係から個々の観測点についての震源発震時を推定してその資料が同一地震のものであるかどうかの判別や資料の質の判定をすることも普通である。その際 $P \sim S-P$ 直線の勾配 α をどうとるという問題がある。ポアソン比 0.25 として $\alpha = 1.73$ ととることも多いが観測値から α をもとめると近地地震については実際にはこれより小さい数値であるという例が多い。もし観測にもとづいて α をきめた場合 P 時刻と $S-P$ 時間の精度が問題になる。近来エレクトロニックスの発達により地震計測も急速の進歩をとげ、従来では観測のできなかつた極微小地震 ($M \leq 1$) の観測が可能になつた。それにともない高感度地震計による極微小地震観測、爆破地震動観測、微小地震観測によるデータや、地震予知計画にもとづき、ほとんど全国的に設置された高感度の微小地震観測網による観測データも逐次蓄積され利用される機会が多くなつた。

一方気象庁から発行されている地震月報の資料も従来どおり地震研究のため使用されている。そこでさきの高感度地震計で観測された P 時刻と $S-P$ 時間のデータと比較的低感度の地震計で観測された、気象庁の P と $S-P$ の資料のうち近地地震について両者の間に如何なる関係があるか調査し、併せて P 時刻と $S-P$ 時間との関係の勾配係数 α から V_P/V_S (V_P は P 波の速さ、 V_S は S 波の速さ) の値、またポアソン比 σ を推定したのでその結果について報告する。

資 料

一般に験震表には P 、 S 時刻、その振幅、初動の押引、最大振幅等の観測値が報告されている。しかしこれらの値は次にしめす Table 1 の諸条件によりかなり左右される可能性がある。

今回使用した資料は 1963、1964、1965 年各年度の極微小地震協同観測報告、1964 年新潟地震余震観測報告、1965~1967 年気象庁地震月報、および 1965~1967 年和歌山、鳥取、堂平 (1966) 微小地震観測所地震観測報告である。

P 時刻と $S-P$ 時間の関係

縦軸に P 時刻、横軸に $S-P$ タイムをとり各観測点の値をプロットし、それらに直線をあてはめその直線の勾配係数の値を α としてあらわす。

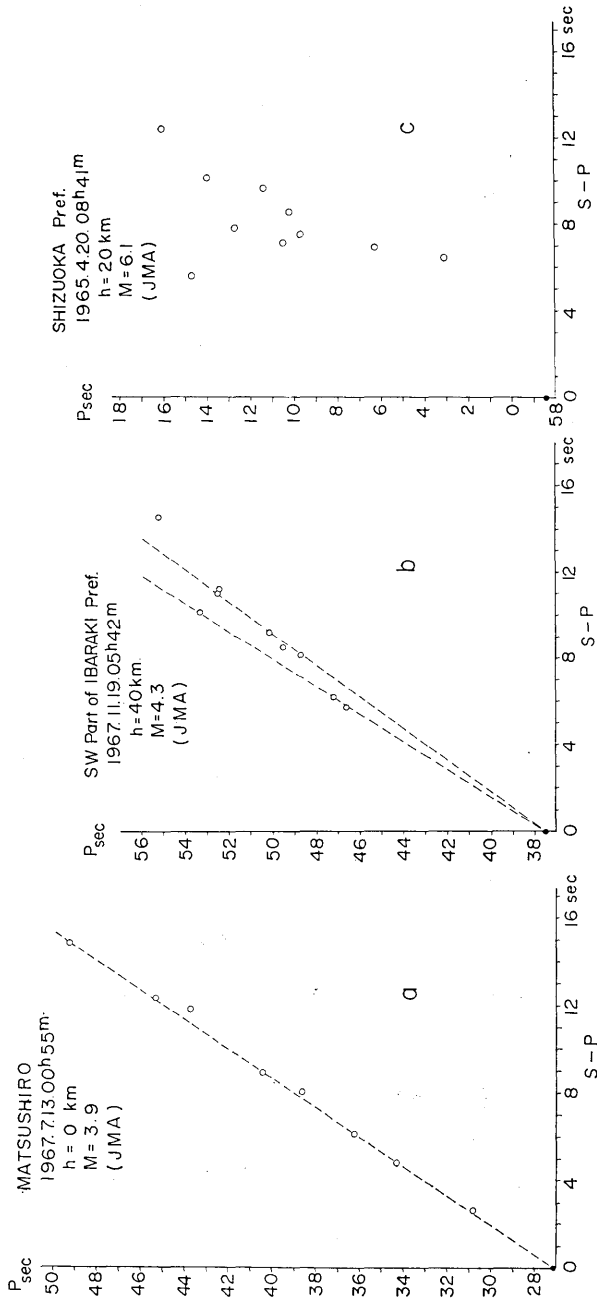


Fig. 1. Examples of plots of arrival times of initial P waves against $S-P$ time at the Japan Meteorological Agency stations.

- (a) An example in which one straight line is clearly determined.
- (b) An example in which two straight lines are determined.
- (c) An example which shows a large scatter.

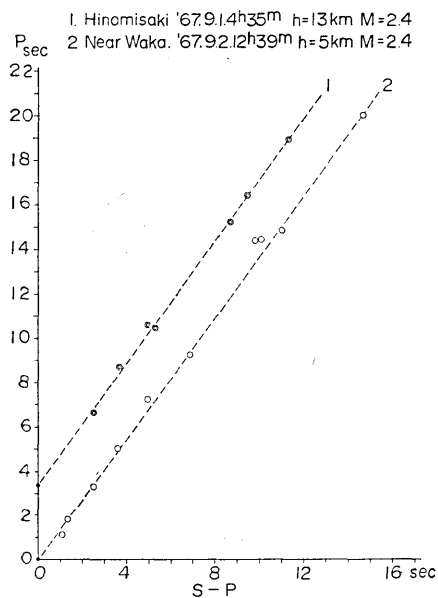


Fig. 2. Examples of plots of arrival times of initial P waves against $S-P$ times at the Wakayama Micro-earthquake Observatory. These examples show that the straight line fits the data.

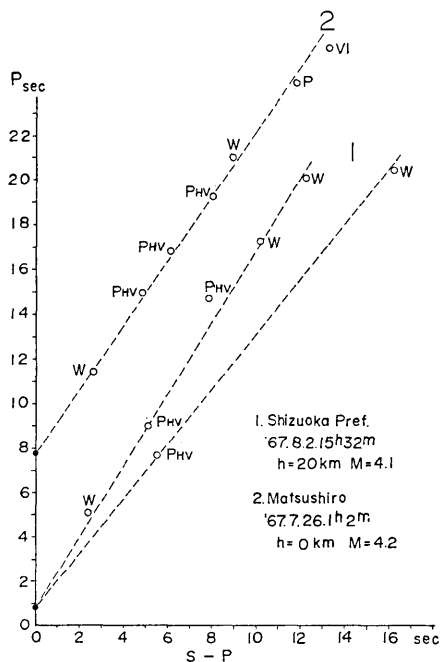


Fig. 3. Plots of P and $S-P$ times for different seismographs at J.M.A.
Solid circle: origin time given by J.M.A.

Table 2. List of the characteristics of seismographs at Japan Meteorological Agency.

略号	名称	倍率 (1 c/s)	固有周期 (sec)	h あるいは v
W	ウィヘルト地震計	80	5	$v \div 7 \sim 9$
P(HV)	携帯式普通地震計	50	2	$v \div 8$
P	" (Hのみ)	50	2	$v \div 8$
VI	59年型電磁地震計 (直視式)	100	5	$h \div 0.5$

は上下動 1 成分観測で S 波のよみとり精度にも若干問題があるためと考えられる。また感度の関係から $M=3$ の近くの地震記録は多く振幅が飽和して S 波がよみにくい欠点があるためでもあろう。今回もちいた気象庁の資料は Table 2 にしめすように各種の固有周期、倍率のことなる地震計によるものである。そこでその影響について調べてみたのが Fig. 3 で、あまり顕著な差異はみとめられず、むしろ他の観測条件に左右されることが判明した。但し気象庁 59 年型電磁式地震計はウィヘルト地震計その他低感度地震計より若干 P をはやくよむようである。

次に気象庁の資料と Table 3 の特性をもった微小地震観測網のデータを共通に使用し

Table 3. List of the characteristics of seismographs at Micro-earthquake Observatory.

観測所	換振器	記録方式	速度感度または最大感度倍率 (10 c/s)
和歌山微小地震観測所	可動線輪型電磁地震計 $T=1.0$ sec	ペン (インク書き) ドラム記録方式	$8.3 \sim 26 \times 10^{-3}$ mm/ μ kine
鳥取微小地震観測所	同上	同上	25×10^{-3} mm/ μ kine
堂平微小地震観測所	同上	同上	40万~200万倍 (max.)

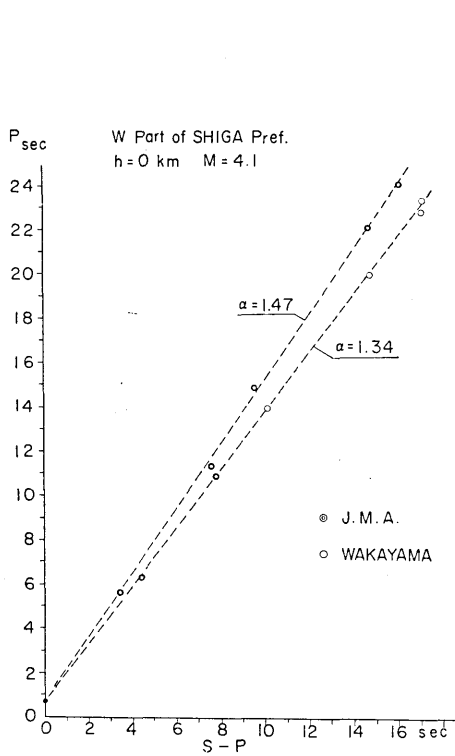


Fig. 4. Comparison of relation between P and S-P times determined by the J.M.A. stations and Wakayama Micro-earthquake Observatory.

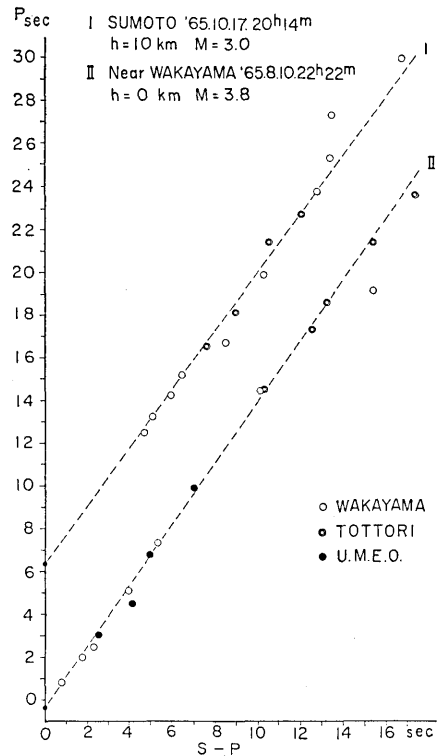


Fig. 5. Relation between P and S-P times determined by the high magnification seismograph observations.

U.M.E.O.: Ultra Microearthquake Observatories, temporarily occupied by different universities' seismological parties.

た場合の例を Fig. 4 にしめす。すなわち $S-P \leq 17$ sec でも高感度地震計による和歌山観測網の方が気象庁の α の値よりあきらかに小さい値をしめす。これは前者が $S-P > 10$ sec

では P^* をよむため $S-P$ が若干大きくなるのに対し、後者は P_0 をよむためであろう。

現在高感度地震計による観測をおこなっている和歌山、鳥取両観測所相互の関係をしらべたのが Fig. 5 で震源が両者の中間に位置する場合はあまり矛盾がなく α の値もよきまゝ。しかし震源位置によつてはかなりばらつくことがある。これは発震機構によつて震源エネルギーの放出が方位によつて異なるためや、観測条件が両観測所網で異なるためと考えられる。

2) $S-P > 17 \sim 60$ sec

以上の結果は $S-P \leq 17$ sec の比較的せまい範囲の地震について論じてきた。しからば $S-P$ が $17 \sim 60$ sec ぐらいの地震の P 時刻と $S-P$ 時間とは如何なる関係にあるかを同一方法で比較検討をこころみた。Fig. 6 は松代群発地震について震源位置の同一のものを選び気象庁、和歌山、鳥取、堂平の観測網で観測された P 時刻と $S-P$ 時間の関係をいくつかかさねあわせプロットしたもので、いずれも $S-P > 25$ sec ぐらいで気象庁と和歌山、鳥取各観測点との α の値があきらかにことなる。また Fig. 7 にしめす $P-\Delta$ の走時曲線でも気象庁のデータと微小地震観測所のデータでは約 250 km ぐらいから若干のくいちがいが見られる。特に低感度の観測点の走時曲線が著しくはずれている。これは恐らく震度分布の減衰状況からみて松代群発地震では震源域での減衰が大きく Δ が 250 km 以上の気象庁の観測点で多く真の初動をよみおとしたためであろう。この図で実線は和達・鷺坂・益田の $h=0$ の走時曲線をしめすがこのように Δ が約 250 km 以上になると両者の間にあきらかに初動のよみに大きな差のあることが判明した。

MATSUSHIRO EARTHQUAKE SWARM 1965

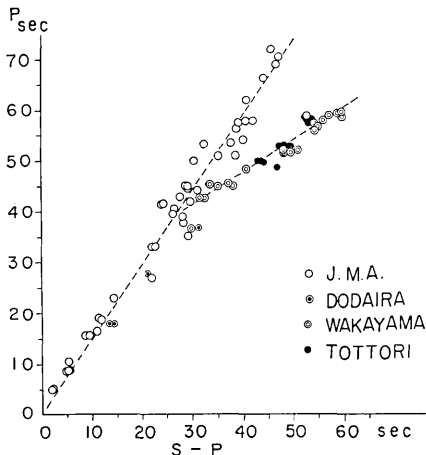


Fig. 6. Relation between P and $S-P$ times for the Matsushiro earthquake swarm determined by the J.M.A. stations, Wakayama and Tottori Microearthquake Observatories.

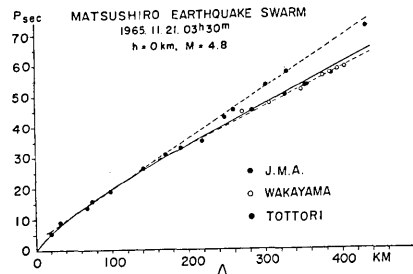


Fig. 7. Time distance curve for the Matsushiro earthquake swarm. Solid line: Wadachi, Sagisaka and Masuda's curve for 0 km depth. Dotted line: Line fitted to the data.

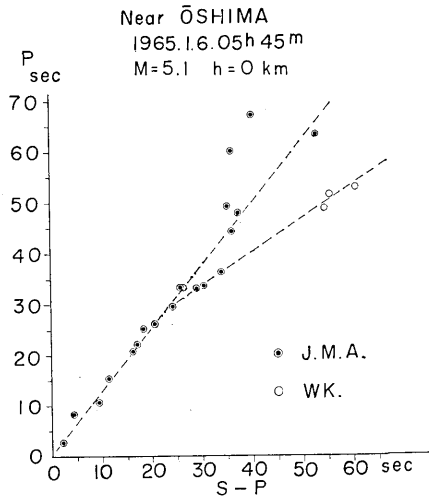


Fig. 8. Relation between P and $S-P$ times for the Izu-Oshima earthquake at by the J.M.A. stations, Wakayama and Tottori Microearthquake Observatories.

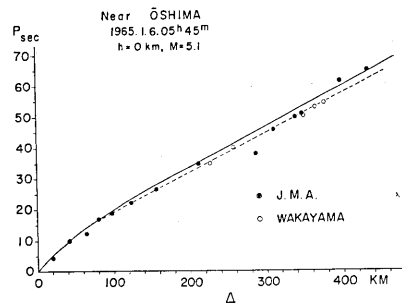


Fig. 9. Time distance curve for the Izu-Oshima earthquake. Solid and dotted lines are the same as those in Fig. 7.

前述の事実にもとづき $S-P < 60 \text{ sec}$ の地震のマグニチュードの影響についてしらべた。Fig. 8. はその一例として伊豆大島附近の $M=5.1$, $h=0 \text{ km}$ の地震の P 時刻と $S-P$ 時間の関係で松代群発地震の例とおなじく $S-P > 25 \text{ sec}$ ぐらいから気象庁と高感度地震観測網では α の値がことなる。ところが走時曲線については Fig. 9 にしめすように観測曲線は両者とも $P-\Delta$ 標準曲線からあまりはずれていない。このことはマグニチュードがある程度大きい場合、低感度地震計でも P_n が初動としてよみとれるためである。但し α の値がことなるのは前述のように高感度地震計の方では $S-P > 25 \text{ sec}$ では S 波のよみとりが上下動 1 成分のところでは周波数特性の関係等でおそくなるためと思われる。次にマグニチュード 4.0, $h=0 \text{ km}$ の地震について同様の検討を行なつたが P 時刻と $S-P$ 時間, $P-\Delta$ の関係は前の例と全く同一であつた。このことは、松代群発地震地域のような特殊地域を除き $M=4.0$ ぐらいでは初動について Δ が 250 km 以上でも両者

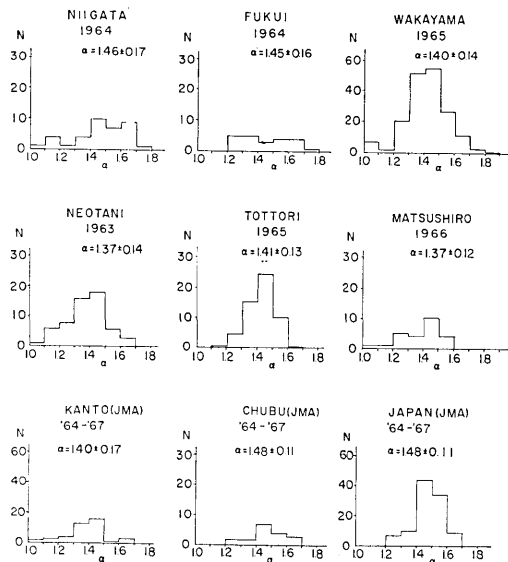


Fig. 10. Frequency distribution of α .

についてあまり大きな差がないといえる。

α の値の地域的分布

現在までに実施された 1963, 1964, 1965 年各年度の極微小地震協同観測, 1964 年新潟地震微小地震余震観測, また前述の和歌山, 鳥取微小地震観測にもとづく $S-P \leq 17$ sec の観測データをもとに比較的系統的にまとめた α の平均値をもとめた。その各地域別の α の値の頻度分布を図示したのが Fig. 10 で参考までに 3つの地域につき気象庁のデータによる α の値もしめした。気象庁の α の値が比較的大きいがそれはさきへのべた原因によるものである。

α の値と震源の深さ

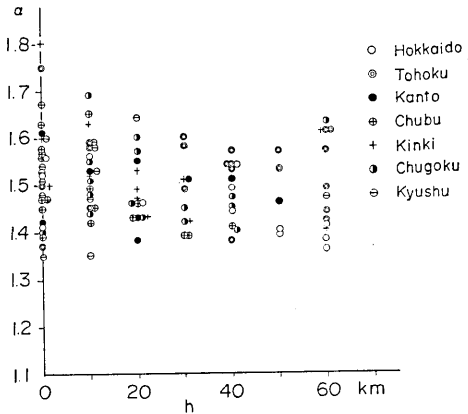


Fig. 11. A plot of the values of α against focal depth.

α の値と震源の深さとの関係を気象庁の資料 (深さ 60 km まで) について地域別にしめたのが Fig. 11 である。図から α の値は全般的に深さと共にやや小さくなる傾向がみられる。特に中部, 近畿, 中国地区の減少は他の地区に比してやや著しいことは注目に値する。また渡辺ら¹⁾ は微小地震の深さ 0~30 km について同じくその分布をしらべているがやはり同様の傾向にあるとのべている。

α , V_p/V_s および σ の関係

一般に V_p/V_s と α との間には

$$\frac{V_p}{V_s} = 1 + \frac{1}{\alpha},$$

の関係がある。

この式をもちい上述の各観測地域の α の平均値より V_p/V_s をもとめ, さらに

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}},$$

なる関係式から ポアソン比 σ をみちびきこれを表にしたのが Table 4 である。

高感度地震計で観測した P と $S-P$ の関係値 α は極浅発地震地域では一般に 1.40 より小さい値をしめすが新潟, 福井, 北近畿地域の日本海側の α の値は前者よりやや震源が深いにもかかわらず他の地域より若干大きいことは興味深い。これはおそらく内側地震帯の地体構造の影響をしめすものと考えられる。1957年吉山²⁾ が気象庁の資料をもちい P 時刻と $S-P$ 時間の関係について近畿地方の浅い地震の V_p/V_s は 1.73 より小さく 1.67

1) H. WATANABE and A. KUROIISO, "Some properties of microearthquakes in the West of Kii Peninsula, Central Honshu, Japan," *Zisin*, [II], 20 (1967), 180-191.

2) R. YOSHIYAMA, "The Ratio of the Velocity of P and S Waves," *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35 (1957) 627-640.

位であると指適しているが高感度地震計によると大体 1.71 である。これは表からもあきらかなように低感度地震計の資料をもちいた場合当然小さい値をしめすことは前にものべ

Table 4. List of gradient α , velocity ratio of P to S waves and Poisson's ratio σ in Japan.

地 域	観 測	α	Vp/Vs	σ	備 考
新 潟	余震観測班 ¹⁾	1.46 ± 0.17	1.68	0.22	1964. 6. 16 新潟地震 $M=7.5$ ¹⁾ 東大, 北大, 東北大, 気象庁
福 井	極微小地震 ²⁾ 観測グループ	1.45 ± 0.16	1.69	0.23	1964. 8 ²⁾ 東大, 名大, 岐大, 京大, 大工大, 東北大, 気象庁
鳥 取	鳥取微小地震 観測所	1.43 ± 0.07	1.70	0.23	1965~1967 北近畿地区, 京大
根尾谷	極微小地震 ³⁾ 観測グループ	1.37 ± 0.14	1.72	0.25	1963. 8 ³⁾ 東大, 東北大, 名大, 岐大, 京大
松 代	臨時観測班 ⁴⁾	1.37 ± 0.12	1.72	0.25	1965. 12~1966. 11 ⁴⁾ 京大, 北大, 岐大
和歌山 県北部	臨時観測班 ⁵⁾	1.40 ± 0.23	1.71	0.24	1952~4. 1956 ⁵⁾ 東大, 京大
同 上	和歌山微小地 震観測所	1.40 ± 0.14	1.71	0.24	1965 東大
和歌山	極微小地震 ⁶⁾ 観測グループ	1.40 ± 0.16	1.71	0.24	1965. 8 ⁶⁾ 東大, 京大, 岐大, 東北大, 大工大, 名大
南近畿	和歌山微小地 震観測所	1.39 ± 0.04	1.72	0.25	1965, 1967 東大
北海道 南沖	気 象 庁	1.42 ± 0.08	1.70	0.23	1964~1967
三陸沖	"	1.56 ± 0.07	1.64	0.21	"
関 東	"	1.40 ± 0.17	1.71	0.24	"
中 部	"	1.48 ± 0.11	1.68	0.22	"
近 畿	"	1.51 ± 0.07	1.66	0.21	"
中 国	"	1.45 ± 0.05	1.69	0.23	"
九 州	"	1.45 ± 0.13	1.69	0.23	"
日向灘	"	1.54 ± 0.08	1.65	0.21	"

たとおりである。気象庁の α の値は高感度地震観測結果より一般に大きい。特に三陸沖、日向灘地区について顕著であることは地震活動と地体構造に密接な関係があるものと考えられる。また北海道南沖、関東地区の値の小さいのは震源の深さの影響によるものであろう。

一方ポアソン比 σ の値について最近橋爪・岸本³⁾らは鳥取微小地震観測所のデータから北近畿地区の値は 0.24 ぐらいであるとのべているが今回もとめた値も大体これに近い。また渡辺らは和歌山の極微小地震協同観測の結果から和歌山附近の σ は 0.243 と報告しているが、これは表にしめすように和歌山県北部の群発地震の各観測期間の α の値から間接的にもとめた σ が 0.25 より若干小さいこととよく一致している。このような結果はその附近の地体構造の特徴をしめすものとして注目すべきことである。

結 論

1. P 時刻と $S-P$ 時間との関係について低感度地震計による観測データと高感度地震計による観測データの関係をしらべたところ $S-P \leq 17 \text{ sec}$ でも α の値に差がみとめられ、 $S-P > 25 \text{ sec}$ ではあきらかに大きな差がみとめられた。これは感度特性のことなつた地震計で観測すると観測条件により P_g, P^*, P_n とそれぞれことなつた相を初動とよんだり、高感度地震計では $S-P > 25 \text{ sec}$ で、上下動 1 成分観測の場合、 S 波のよみとり精度が若干おちたりするためであろう。このような欠点を防止するためには高感度地震観測所もすみやかに水平 2 成分をふくめた 3 成分観測にし、また記録の飽和しないよう *Dynamic range* を拡大することが望まれる。低感度地震観測所も紙送りを 2~4 mm/sec とし刻時較正方法の改善をおこない記録の質的向上につとむべきである。また S 波を検出する基本的技術の面から観測精度を一層たかめる必要がある。以上の結果から P 時刻あるいは $S-P$ 時間をもちいて精度のたかい震源決定をする場合は低感度地震計のデータと高感度地震計のデータの不注意な混用は絶対さけるべきである。

2. α の値は $S-P$ 時間、震源の深さによつてことなる。したがつて α の値すなわち V_p/V_s はかなりせまい範囲 ($d < 150 \text{ km}$ ぐらい) の地域で crust 内の値として論ずべきであろう。勿論低感度、高感度地震計の資料の安易な混用は許されない。

3. 微小地震観測データをつかい α の値から間接的に日本の 8 地区のポアソン比 σ の値を推定したが、その結果日本海側の値は一般にもちいられている値 0.25 より小さいことがわかつた。現在ほとんど全国的に展開されている微小地震観測所のデータの蓄積をまつてその他の地域のそれぞれのポアソン比 σ の値をもとめ、その全国的分布を知り地体構造との関係を調査しより精度の高い震源決定の資としたい。

謝 辞

本文をまとめるにあたり気象庁をはじめ極微小地震観測グループ、新潟地震余震観測班、和歌山、鳥取、堂平微小地震観測所の各観測報告資料を提供していただいた。関係各位に厚く御礼申上げる。また終始御指導を賜つた宮村、金森両教授ならびに種々助言をいただいた津村氏に深く感謝の意を表したい。

3) M. HASHIZUME and Y. KISHIMOTO, "On the Method of Hypocenter Determination of Microearthquakes," *Disater Prevention Res. Inst. Annuals*, 10A (1967) 35-41.

7. *On Relation between the Arrival time of P and $S-P$ time of Earthquakes in and near Japan.*

By Minoru HORI,
Earthquake Research Institute.

The relation between arrival time of P and $S-P$ time observed by low magnification seismographs at Japan Meteorological Agency stations and by the sensitive seismographs at Microearthquake Observatories is investigated.

The results are:

1) The gradient α of P versus $S-P$ curve is found to be larger for the data obtained by low magnification seismographs at J.M.A. than that for the data obtained by the sensitive seismographs at microearthquake observatories. Figs. 4, 6, 8 and 10 show the results.

2) The time distance curve determined by the data obtained by the low magnification seismographs is found to be different from that by the high magnification seismographs as shown in Figs. 7 and 9. The reason is probably that the times of P at different stations represent, owing to the different observation conditions at the respective stations, different P phases such as P_g , P^* and P_n . On the other hand, the values of " α " are different depending on $S-P$ time and the depth of focus. From α , the ratio of P to S waves V_p/V_s , and Poisson's ratio σ are calculated for 16 regions in Japan and listed in the table 4. It is remarkable that the values of Poisson's ratio σ in the region along the Japan sea coast such as Niigata, Fukui and Tottori regions are smaller than those for the other regions in Japan.