

18. Seismometer Array による地震波の研究 第2報

みかけ速度の測定法並びに関東地方の地下構造

地震研究所 { 安 芸 敬 一
松 本 英 照

(昭和37年7月24日発表—昭和37年10月26日受理)

§ 1. 緒 論

最近、数百米乃至1料程度距離のはなれた3点乃至それ以上の観測点からの地震波を集中記録し、波のみかけの伝播速度と到来方向からその震源の位置を推定する試みが多くの人によって行われて来ている(第1報参照¹⁾)。このような試みは、地下構造のよくわからなかった時代には無謀であったろうし、また磁気テープの発明されなかった時代にはおそろしく手数のかかる精度のわるいものであったろう。しかし現在では、磁気テープがふんだんに利用され、多数点の地震波形を集中的に記録して波の到達時間を1ミリ秒の精度で読みとることが、ルーチン観測としても可能になって来た²⁾。一方、地殻構造も場所によって、かなり良くわかって来ている。したがって、昔は無謀であったような方法も、

現在では充分とりあげて開発すべきものになって来ている。特に微小地震のように、波の到達距離が小さいため大きなあらい観測網ではもれてしまうものには、この小さい観測網による方法が最も有効になるであろう。

さて、この方法で震源を決めるには、地下構造のモデルを先づ仮定しなければならない、仮定したモデルが正しければ、求められる震源は正しいが、ある場合には、そうやって決めた震源が真の震源から系統的にずれるということが生じる。こうした場合には、当然仮定した地下構造が修正されなければならないことに

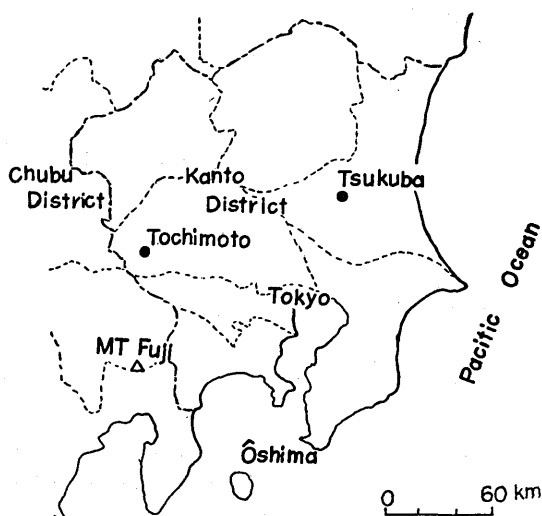


Fig. 1a. Seismometer-array stations established temporarily at Tsukuba and Tochimoto.

1) K. AKI, *B. E. R. I.*, 40 (1962), 371~389.

2) S. MIYAMURA, M. HORI, K. AKI, H. MATUMOTO and S. ANDO., *B. E. R. I.*, 39 (1961), 895-908.

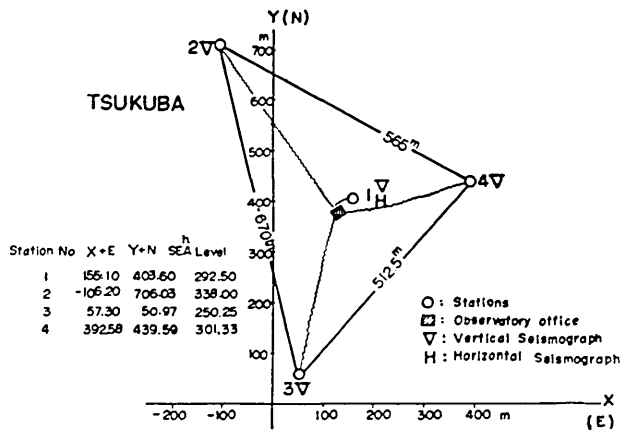


Fig. 1b. Seismometer array station at Tsukuba.

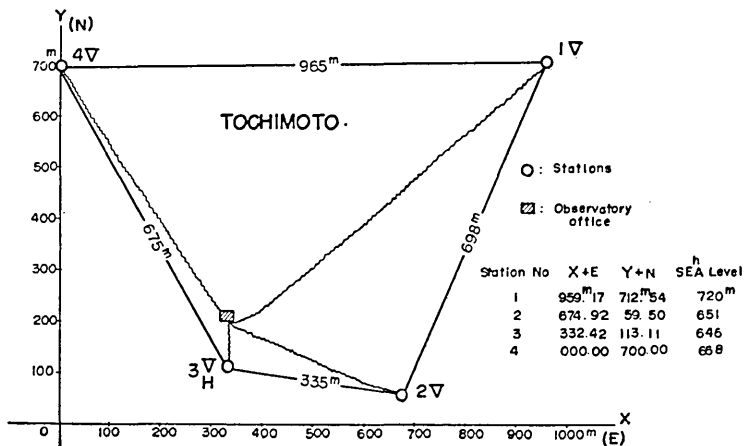


Fig. 1c. Seismometer array station at Tochimoto.

なる。したがって、この震源決定法は、その副産物として地下構造についてのある情報を与えてくれる。

最近、われわれは、筑波と栃本の2ヶ所（第1図参照）に設置した4点観測装置によって、関東および中部地方の微小地震活動を調べた³⁾。この論文ではその研究の副産物として得られた地下構造についての若干の結果を報告する。

§ 2. みかけ速度の測定法

3) S. MIYAMURA, M. HORI, K. AKI, M. TSUJURA and H. MATUMOTO, *B. E. R. I.*, 40 (1962), 885~897.

P波初動のみかけ速度を精度よく測定するには、初動の立上りの瞬間を各点ではっきりきめられれば一番よいであろう。しかし、初動というものは、雑音のためもあり、またもともとシャープでない場合もあって、その立上りを数ミリ秒の精度ではっきりとここだときめられないのが普通である。したがって、われわれは、立上りの瞬間という時点ではなく、“波形”というある時間経続した現象を各点間で対応させることによって、みかけ速度の測定精度をあげるようにしている。それには、例えば2点間の波形について相互相関係数を計算し、そのピークを与えるずれの時間を求めればよいであろう。しかし、そこには2つ問題がある。1つは、どれだけの長さの時間内の波形について相関をとるか、地震により、適当値にきめねばならないこと。もう1つは、相関係数の計算は大変手数がかかり、単能のアナログ計算器を用いても、1日に数個の地震の解析がせい一杯であろう^{4),5)}。

結局実際には次のようにして2点間の到達時間差を求めた。先づ2点の記録を透視台上に重ねて、P波の立上りから、お互いによく似ている数サイクルの波形に注目する。もし最初の山だけよく似て、次の谷になるともうあわなくなるような場合には、その谷以下の波はとりあげない。しかし大抵の場合、1乃至5サイクル程度の波数は対応させることができる。こうして取出された部分について、2点の波形がもっともよくあうように、時間軸に沿ってずらした量をもとめ、これを波の到達時間差とする。いわば、P波のはじめの数サイクルの波について、相互相関係数を眼と頭で計算して、最大の相関を与えるような時間差をみつけるということである。

波の水平面に沿うみかけの速度と方向を出すには、3点の記録があればよいが、3点では、誤差の評価もしにくく、結果の信頼性がひくい。したがってわれわれは最小4点の記録をつかうことにしている。われわれの地震計相互の距離は大体500乃至1000米であり、みかけの速度は5乃至10 km/sec程度であるから、平均の時間差は大体100ミリ秒程度である。それ故時間差を5ミリ秒の精度で測定できれば、みかけ速度も5%程度の精度で測定されうる。われわれの再生記録の紙速度は毎秒10乃至12 cmであり、5ミリ秒は、記録上0.5 mm乃至0.6 mmに当るので、記録上でこの精度で時間差をよむことは容易である。

4点に地震計が設置してあれば、2点ずつの組み合わせの数は6通りある。初動の立上りの瞬間を記録上にマークするという仕方では時間差をよむときは、この6通りの時間差は互いに独立ではない。しかし、いわば相関係数を計算するような方法で、上に述べたように時間差をよみとるときには、6通りの観測は一般に独立である。したがって、精度をあげるために、6通りよむことは有益である。さてこの各組合せについて、その組の2点を結ぶ線に沿ったみかけの伝播速度が求められる。その線の方向を方向とし、みかけの伝播速度の大きさを大きさとするベクトルを考え、原点を中心に6本のベクトルをひくとき、その端点は、もし測定した波が平面波で、4点在同一平面上にあれば、ある直線の上にいる

4) K. AKI, M. TSUJURA, M. HORI and K. GOTO, *B. E. R. I.*, 36 (1958), 71-98.

5) K. AKI and M. TSUJURA, *B. E. R. I.*, 37 (1959), 207-232.

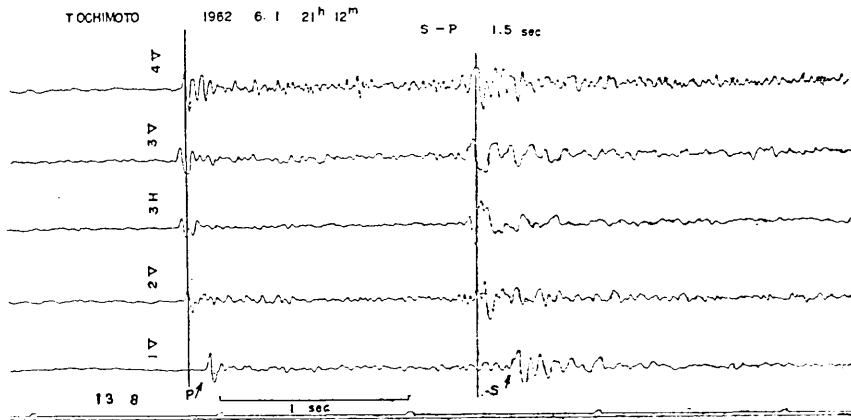


Fig. 2. Example of record obtained at Tochimoto.

管である。この直線は、波の波面と観測点の面との交線であり、原点からこの直線に下した垂線の長さは、観測点の面に沿う波のみかけの伝播速度をあらわす。したがって、この6ケのベクトルの端点が、どの程度のばらつきで一直線にのってくるかということが、伝播速度と方向の測定精度の1つの目安となる。これらの測定精度は波形の対応の良否に主に支配されて一概にいえないが、われわれの取扱った地震については、みかけ速度について5乃至10%、方向について±5度程度の精度で測定できたと考えている。

4つの観測点をえらぶには、それらができるだけ同一平面上にあるように注意しなければならない。もちろん、4点が共通の一樣な岩盤の上にあることが望ましい。われわれの場合、筑波では花崗岩、栃本では中生代粘板岩、とそれぞれにおいて、同じ岩石の岩盤の上に地震計をおいた。地震計を置く位置は、尾根すじよりも沢すじの方がよいようである。沢すじの岩は、見た所もかたそうで、われめやひびなども少なく、また大きな岩体をなしていることが多い。記録についても、八幡、筑波、栃本での経験から見て、尾根すじの岩盤では、数十サイクル位の短周期振動が卓越しやすいようである。このことは、栃本で得られたP-S時間が1秒位の地震の記録から非常にはっきりしたと思われる。第2図にその一例を示したが、No. 1の地震計は沢すじの岩盤上にあつて、その岩は非常に固く、大きな岩体をなしている。No. 4の方はこれに対して岩そのものは同じであるが、沢からややはなれて出つ張つた形ではり出した所に置かれた。記録は明らかに、No. 1の方が簡単であることを示している。No. 4の短周期の振動(約40サイクル)の波は(震源でも勿論含まれていたであろうが)、主として観測点附近で誘起されたものと解釈されよう。沢すじの岩に地震計をおくことの欠点は、雨などが降って水が増してくると雑音が増大することである。しかし岩盤が固いと水による雑音は比較的小さく、10サイクルで百万倍程度の観測では大した障害にはならない。

次に、4点間の距離をどの位にえらぶのがよいかという問題であるが、これは大きい程

TOCHIMOTO SLOPE CORRECTION

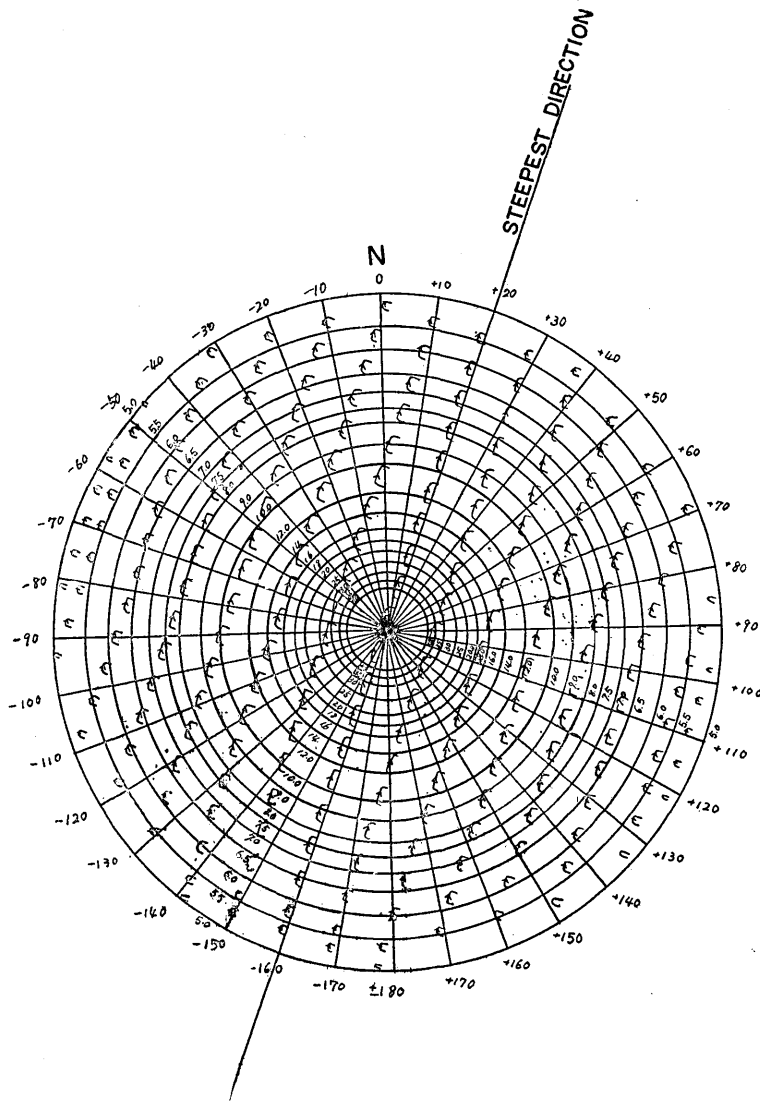


Fig. 3. Diagram for slope correction used at Tochimoto.

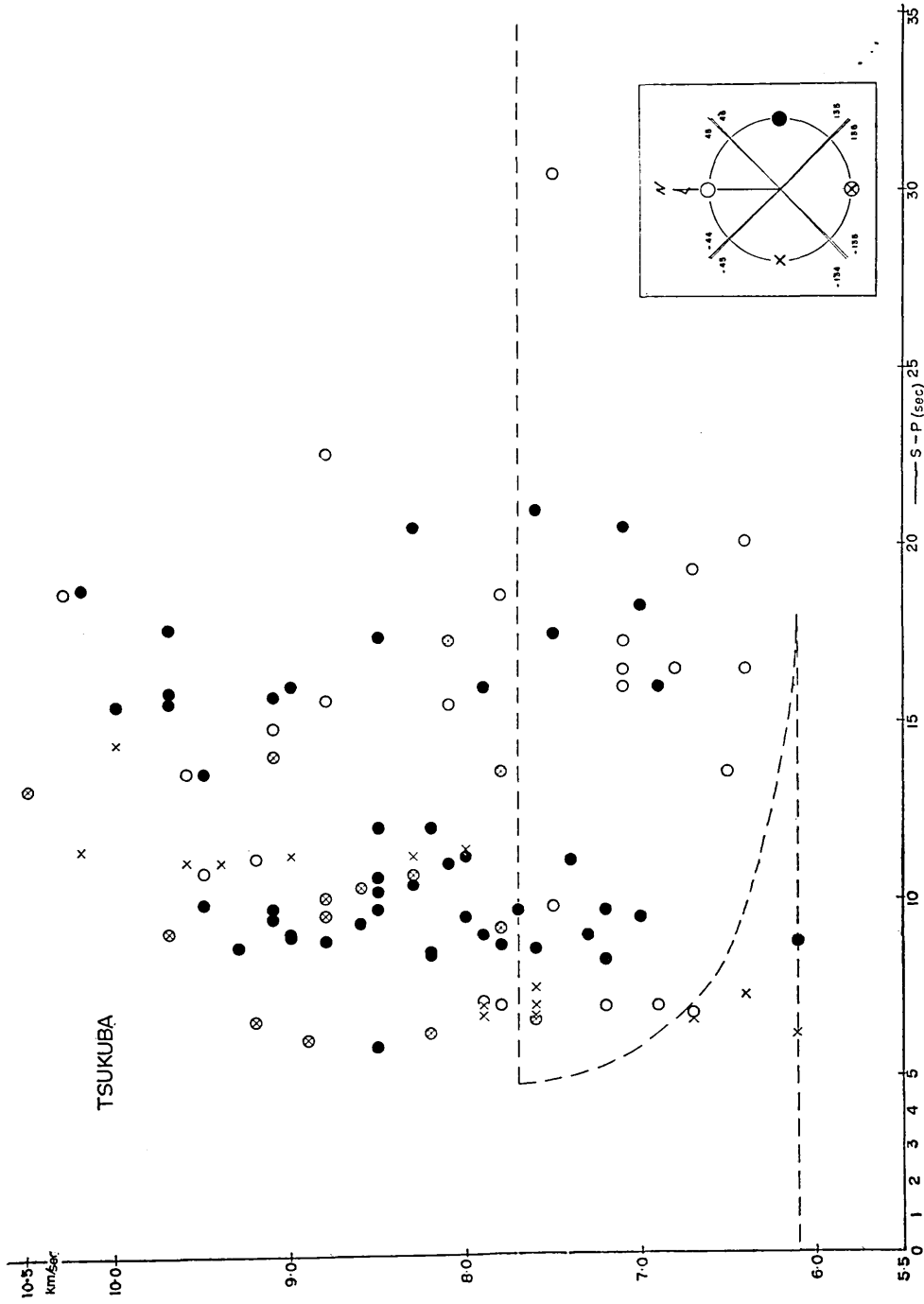


Fig. 4. Apparent velocity of P waves observed at Tsukuba plotted against the S-P time. Dashed line indicates limit below which the value is not allowable as the apparent velocity of the first arrival if the assumed structure is true.

よいというわけのものでもない。われわれの経験では、対象とする波の一波長以内という所が妥当なように思われる。すなわち、10 c/s の波なら、500 乃至 1000 米位がよい。これ以上はなすと、4 点間の波形の対応がわるくなって、精度よく伝播速度をきめられなくなる。したがって、距離は余り大きくせぬ方がむしろよい。4 点内の地盤の一様性という点からも距離は小さい方がよい。

さて、4 点が同一平面上にあるとして、この面に沿うみかけの伝播速度と方向が得られたとする。もしこの面が水平面に対してある傾きをなしている場合には、水平面に沿うみかけの速度に換算しなければならない。この換算には、観測点の地下での波の真の速度を仮定する必要がある。筑波の場合には、 $V_p=6.1$ km/sec. 栃本の場合には、 $V_p=5.0$ km/sec と仮定した。換算のために用いた計算図の例（栃本）を第3図に示す。

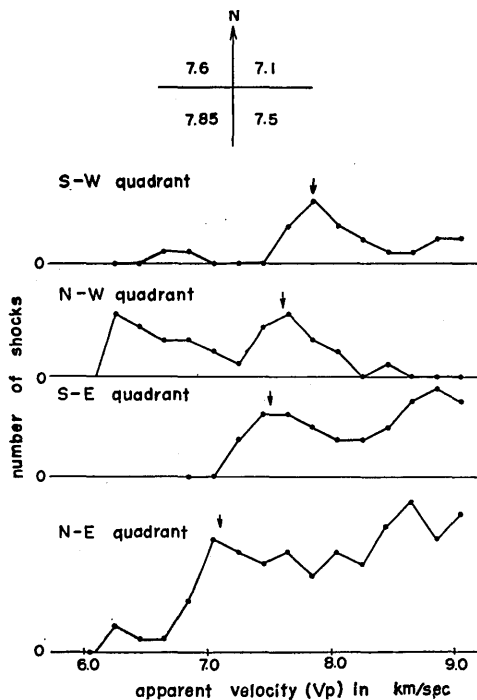


Fig. 5. Frequency distribution of the apparent velocity of P waves observed at Tsukuba for the shocks occurring in each quadrant around Tsukuba.

3. 筑波で観測された微小地震の P 波初動部分のみかけ速度

前節にのべた方法で、筑波および栃本において、総計約 600 ケの地震について、P 波初動部分のみかけ速度を測定した。筑波の観測は、途中休止期間をくり返し乍ら、1961年12月から1962年6月まで、栃本では1962年5月20日頃から6月一杯観測を行った。筑波と栃本の両方で共通に精度よくみかけ速度を測定し得た地震も14ケあった。

筑波で観測した地震について、P 波初動部分のみかけ速度と P-S 時間の関係を第4図に示した。この図からいえる第一のことは、6 km/sec 以下の速度が1つも観測されていないことである。これは、筑波の下では 6.1 km/sec の P 層が直接地上に露出しているという爆破グループの結果⁶⁾を支持するものである。このことは既に、宮村・辻浦⁷⁾によっても指

6) T. USAMI, T. MIKUMO, E. SHIMA, I. TAMAKI, S. ASANO, T. ASADA and T. MATUZAWA, *B. E. R. I.*, 36 (1958), 349-357.

7) S. MIYAMURA and M. TSUJIURA, *B. E. R. I.*, 37 (1959), 359-374.

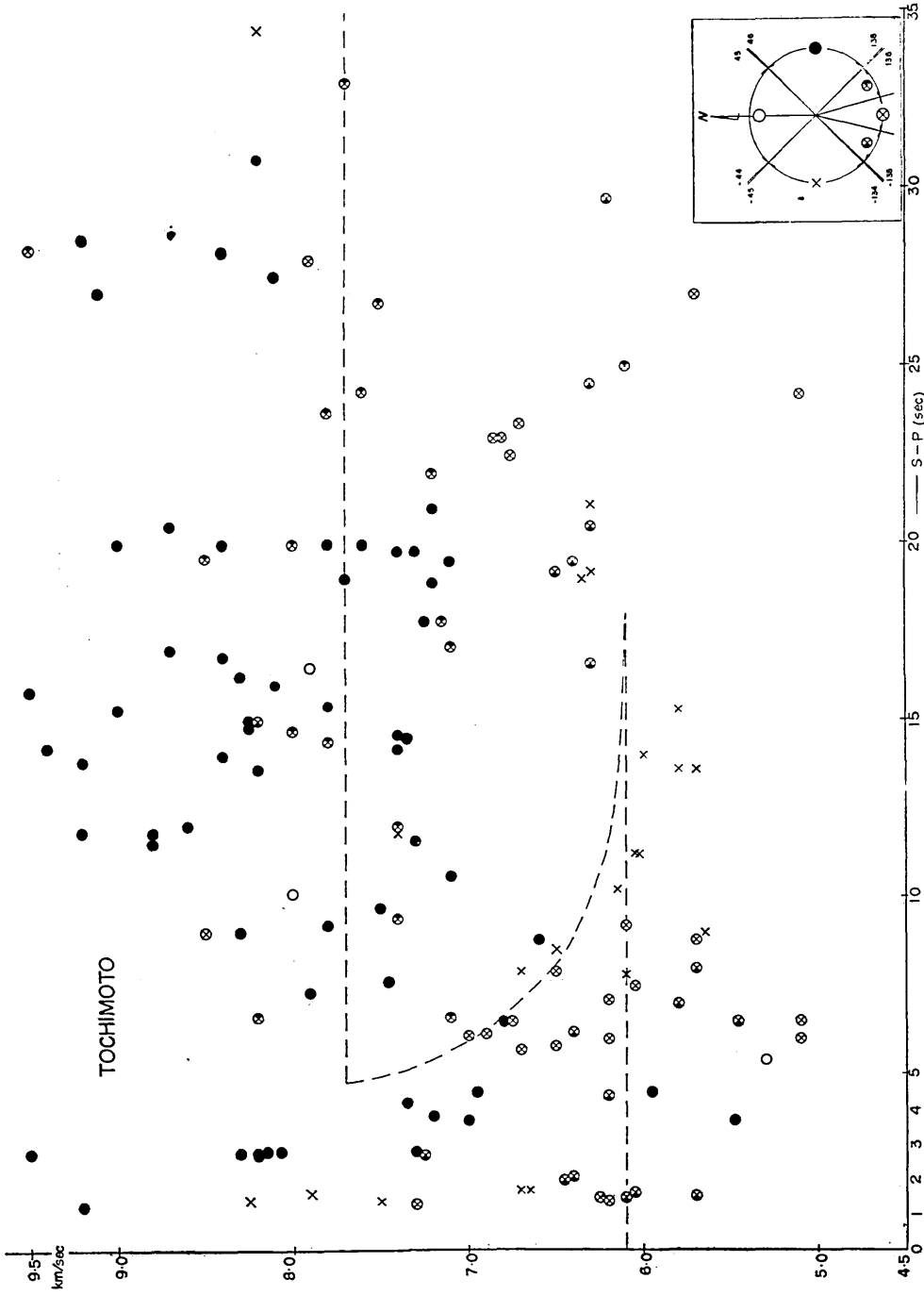


Fig. 6. Apparent velocity of P waves observed at Tochimoto plotted against the S-P time. Dashed line indicates limit below which the value is not allowable as the apparent velocity of the first arrival if the assumed structure is true.

摘されている。

このようにある地下構造が与えられると、観測されるべきみかけの速度の値に関して、ある制限が加わる。ここで、筑波の下の地下構造として、爆破グループ⁸⁾によって与えられているモデルの1つを採用する。それは、 $V_p=6.1$ km/sec、厚さ 25 km の地殻が、 $V_p=7.7$ km/sec のマントルの上ののっているものである。このモデルを正しいとすると、第4図に示したような点線を境にして右側（あるいは下側）には、みかけ速度の観測値が（初動としては）存在しない筈である。ところが、事実はこの許されざる領域にいくつか観測値が存在している。これらの許されざる観測値を更にくわしく調べると、筑波からみた到来方向によって系統的になっていることがわかる。すなわち、到来方向を北東、北西、南西、南東の4象限において各象限別にみかけ速度の頻度分布をつくると第5図のようになる。図からわかるように、頻度分布のカーブは、どれもあるみかけ速度の値以下になると急に落ちてくる。この落ちる

点は、筑波から見て南西の象限におこる地震について最も大きく (7.85 km/sec)、その反対の北東の象限で最も小さく (7.1 km/sec)、南東および北西で中位の値になっている。この頻度分布曲線の落ちる点は、モホに沿った屈折波のみかけ速度と見ることが出来るであろう。

いま、モホ下の真の速度として、南東および北西の象限の平均をとって 7.55 km/sec とすると、モホが筑波から北東微東に向って約5度の傾きで浅くなり、南西微西に向って約3度の傾きで深くなっていけば、観測事実が説明される、このことは海に向って地殻の厚さがうすくなり、内陸に向って厚くなることを示すものである。傾斜の大いさも、レーリー波位相速度法^{8),9)} から求められたものと大体一致する。ま

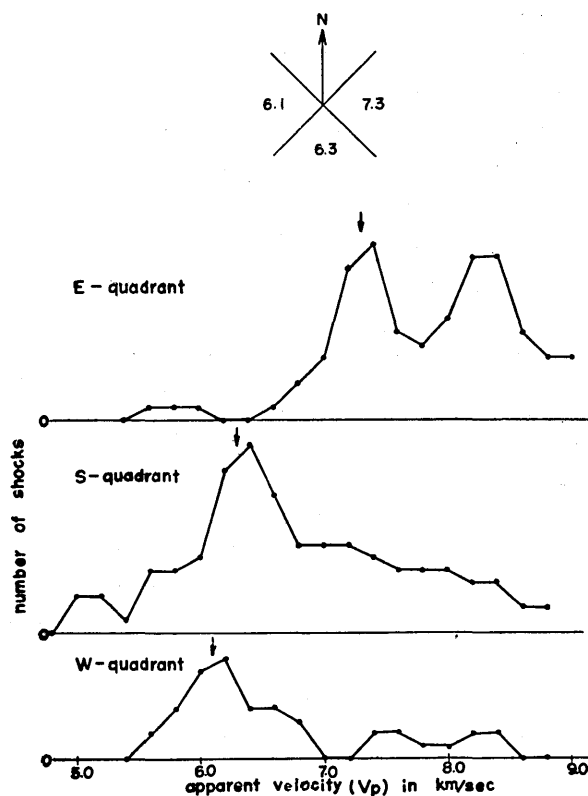


Fig. 7. Frequency distribution of the apparent velocity of P waves observed at Tochimoto for the shocks occurring in each quadrant around Tochimoto.

8) K. KAMINUMA and K. AKI, *B. E. R. I.*, 41 (1963), 217-241.

9) K. AKI, *B. E. R. I.*, 39 (1961), 255-283.

た、日本のモホ下の速度は、爆破の結果からも、レーリー波位相速度の結果からも、世界の標準に比して小さいということになっているが、ここで得られた 7.55 km/sec という値もそれを示している。

§ 4. 栃本で観測された微小地震のP波初動部分のみかけ速度

栃本で観測された地震について、P波初動部分のみかけ速度と S-P 時間の関係を第 6 図に示した。筑波に対するもの(第 4 図)と比較した著しいちがいは、ここでは 6 km/sec 以下の速度も観測されることである。すなわち、この最上層は、6.1 km/sec の速度をもつものではなく、それよりおそい速度をもっている。これまでの観測で、5 km/sec より小さい速度は観測されていないので、最上層の速度を 5 km/sec と仮定する。さて、この層の下に、筑波のような 6.1 km/sec 程度の層があり、その下に 7.7 km/sec 程度の層があると想像されるが、それぞれの厚さなどについて、われわれの観測資料だけでは簡単にはわからない。ここでは、筑波の下の地下構造が、栃本の下のそれへ、どのようにつながるかについて、若干の考察を試みることにする。

筑波の場合と同様に、方向を 4 象限にわけて、それぞれの象限についてみかけ速度の頻度分布を求めたものを第 7 図に示す。ただし、象限のとり方は、筑波の場合から 45° ずらして、1つが関東地方を向き、1つが中部地方を向き、他がフォッサマグナ地帯に沿うようにとった。図を見ると、頻度分布は西の象限で 6.1 km/sec、南で 6.3 km/sec の所にピークをもっていて、これより小さいみかけ速度は急激に頻度が減っている。これらの速度は、モホの屈折波として解釈するには小さすぎる。したがって、地殻内の不連続面に沿う屈折波と思われる。栃本では、最上層が 5 km/sec であったから、この最上層と 6.1 km/sec 程度の層との境界にそってきた波がこれであろう。

一方、東の象限では、みかけ速度の頻度図のピークは、7.3 km/sec というかなり大きい所にある。これはおそらくモホの屈折波であろう。東の象限で地殻内の不連続面に沿う屈折波がでないのは、5 km/sec の層が栃本の東のどこかでなくなるか(少なくとも筑波周辺にはないのだから、このことは充分ありうる)、あるいは東側では、5 km/sec の層のなかに地震がないか、そのどちらかのためであろう。さて、東の象限の 7.3 km/sec のピークがモホの屈折波であるとすると、筑波の結果とよく符合する。筑波での観測では、南西の象限で、みかけ速度の頻度図のピークが 7.85 km/sec にあった。したがって、モホ下の真の速度を 7.55 km/sec とすると、約 3 度の傾きで内陸に向かって深くなっているという結果であった。この勾配が栃本付近まで続いているとすると、栃本で東の地震を観測すれば、ピークのみかけ速度が 7.3 km/sec になる筈である、これは実際に観測された値に一致する。すなわち、筑波から栃本まで略同じ勾配で地殻は厚くなっているようである。

モホの勾配が 3 度ということは、水平距離 100 軒に対して約 5 軒地殻が厚くなることである。この値は、同じ地域に対してレーリー波位相速度から推定されているものに極めて近い。東の象限の頻度図には、7.3 km/sec のピーク他に、8.3 km/sec の所にもう 1 つ

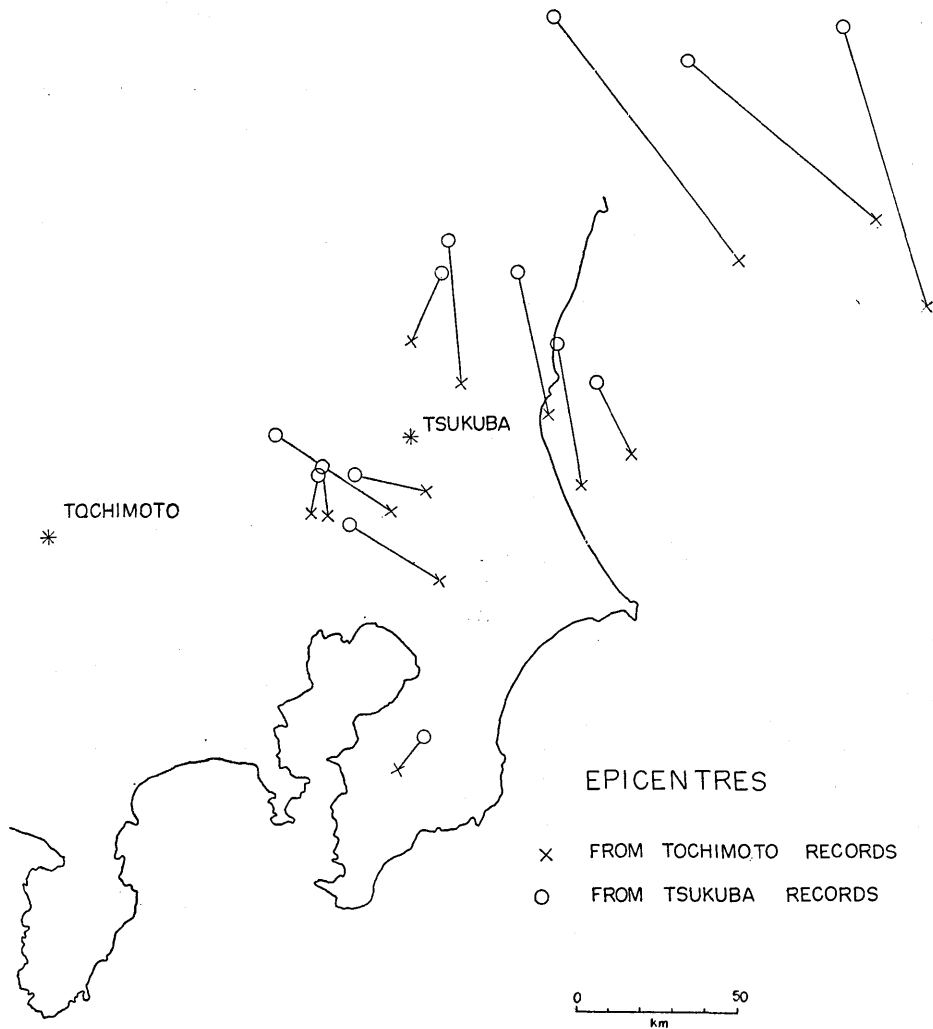


Fig. 8. Comparison of epicentres determined independently by observation stations at Tsukuba and Tochimoto.

のピークがある。このピークは、モホの下に更に不連続面がもう1つ存在しているためにあるのではなく、このみかけ速度に対応するある深さに、多くの震源が集中しているためだと思われる。

一方、西および南の象限で、モホの屈折波に対応すると思われるピークが全然あらわれないことも著しい事実といえよう。地殻が厚いために出ないのか、あるいは、何らかの理由でモホの屈折波は減衰しやすいのか、ともかく、フォッサマグナを境にして、東と西の

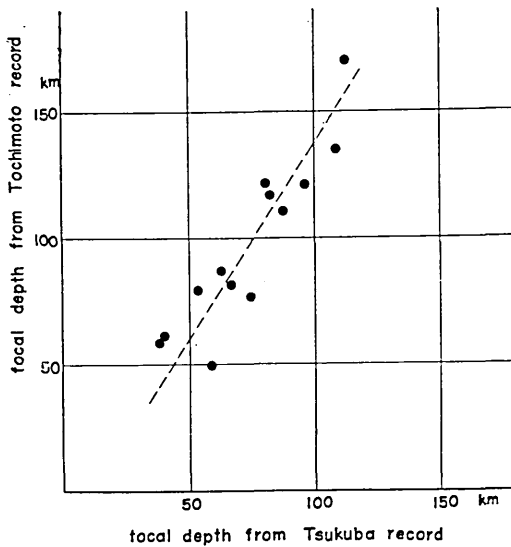


Fig. 9. Comparison of focal depths determined independently by observation stations at Tsukuba and Tochimoto.

地下構造の大きな相異を示している。

5. 筑波および栃本における同時観測からの結果

先にも述べたように、筑波と栃本の両方でそれぞれ4点観測により、みかけ速度と方向を精度よく測定できた地震が14個あった。これら地震の震源は、筑波での感度が栃本のその1/8であったため、筑波の方に近く、主に茨城県内か茨城沖にあった。みかけ速度から震源を求めるときには、 $V_p=6.1$ km/sec, 厚さ25 kmの地殻が、 $V_p=7.7$ kmのマンツルの上にあるという構造を用いた。ポアソン比は0.25と仮定して、等P-S時線と等みかけ速度線をひき、図式方法で震源を求めた。

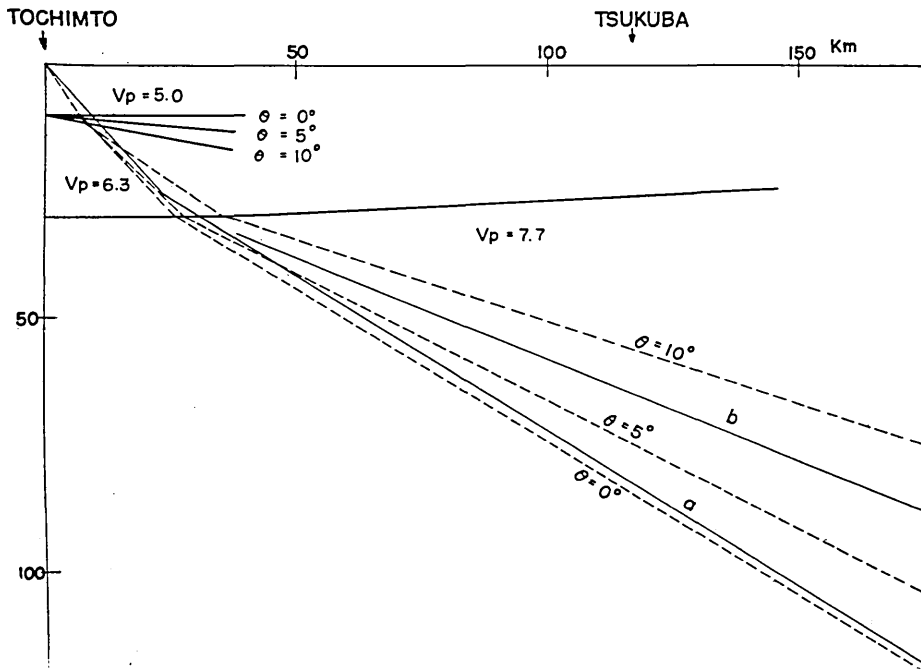


Fig. 10. A proposed crustal structure in the western Kanto.

14 個の地震について、筑波および栃本で独立に求めた震源を比較すると、震央位置については第 8 図、震源深さについては第 9 図のような結果になった。先づ震央位置について、栃本から求めたものは、筑波から求めたものに対して、栃本からみてみな右まわりにずれている。そのずれの大きさは栃本からの距離が約 100 軒のところで平均 23 軒、約 200 軒のところで平均 36 軒、約 300 軒の所で平均 86 軒となっている。このように、かなり系統的なずれ方なので、これは地殻構造の異常によって生じたと考えるべきである。さて、これら 14 個の地震はすべて、モホより下の地震である。したがって、栃本までの道すじの大部分は、上部マントルを通過している。この波が地殻に屈折して入るのは、栃本から水平距離 30 軒位の所である。その場所で、モホが局所的にある傾きをもっているとしても、観測されたずれは大体説明できるだろう。しかし、関東地方の上部マントルの弾性波速度が、陸側から海側に向って徐々に大きくなっているということでも説明できる。

次に震源の深さについていうと、第 9 図からわかるように、栃本から求めたものは、筑波から求めたものより系統的にやや深くなっている。筑波から求めたものは、距離も近いし信頼してよいと思うので、このくい違いは栃本の観測から震源を求めたときに仮定した地下構造に責任があると考え、すなわち、栃本において震源決定に用いた P 波波線図の各波線を浅い所にもってくるように修正することを考える。第 10 図に示すように、波線 a が波線 b になるように地下構造を修正すれば、問題とする震源の深さの不一致が解消する。

栃本での震源決定に使った地下構造は筑波のものと同じであった。したがって先づ第一に考えられる修正は、最上層を 5 km/sec にすることである。しかしこの修正は、波線を浅くせずに逆に深くしてやう。次にモホを傾斜させることであるが、モホが内陸に向って深くなるように修正すると、この場合も波線は浅くならずにはやはり深くなる。つまり、上の 2 つの修正を地下構造に加えると、かえって益々正しい震源からはずれたものを与える。

いままでのいろいろな結果からみて、モホを内陸に向ってあさくするのは一寸無理である。そこで、ここでは、地殻内の不連続面 (5 km/sec の層と 6.1 km/sec 程度の層の境界) がモホとは逆に傾いていると考えた。第 10 図に示すように、その不連続面の傾きが 5 ~ 10 度位であれば、要求されているような波線の修正ができて、正しい震源の深さを与えることになる。5 km/sec の層の下の層の速度を 6.3 km/sec としたが、これは、みかけ速度の頻度分布に現われたピークに関連してこの値をとった。すなわち栃本から西の象限では、6.1 km/sec の所にピークがあったが、これは 6.3 km/sec の層の上面が西に向って浅くなるように傾いていることと調和する。また南の象限では、南に向っては、この層の上面の深さが変わらないということを考えているわけである。

このように、自然地震のみかけ速度の測定から、地殻構造について、いくらかの情報を得ることができた。しかし、みかけ速度というものは各層の境界面の傾斜、それも極めて局所的なそれに敏感でありうる。したがって、きわめて狭い場所の特異な異常に支配される可能性がないとはいえない。そういう危険があるので、わずかの資料から地下構造につ

いて決定的なことをいうことはさげなければならぬ。しかし、この種の研究は、微小地震のサイスミシテイの研究の副産物として、今後各地で行われる研究から続々生れてくるであろう。数多くの地点の資料が得られれば、当然地殻構造に関する情報も信頼できるものになるであろうから、走時曲線や位相速度などから得られる地殻に関する知識を補うものとなるであろう。

謝 辞

この研究に対して大きな激励と絶大な便宜を与えられた宮村摂三助教授に深く感謝する。また堀実、辻浦賢、森章子、吉原暉雄の諸氏からも大きな助力を得た。

18. Study of Earthquake Waves by means of a Seismometer Array.

Part 2, A Study of the Crustal Structure in the Kanto Region by the Observation of Apparent Velocities of P Waves caused by Many Small Earthquakes.

Keiiti AKI and Hideteru MATUMOTO,
Earthquake Research Institute.

Recently, an investigation of micro-earthquakes occurring in the Kanto-Chubu region was undertaken by MIYAMURA, HORI, AKI, TSUJIURA and MATUMOTO (1962)³⁾ by the use of the seismometer-array station (consisting of 4 vertical and 1 horizontal component seismographs) which was established simultaneously at two locations: Tochimoto and Tsukuba. (Fig. 1) The present paper describes the actual processing of the data from the seismometer arrays. The apparent velocities of P waves were measured for about 500 earthquakes at Tsukuba and for about 300 earthquakes at Tochimoto. These measurements utilized in the determination of the hypocentre on the basis of the crustal structure obtained from the refraction study by the Research Group for Explosion Seismology. The map of epicentres of micro-earthquakes thus determined was given in the paper by MIYAMURA et al. (1962). In the present paper the observed results are examined in order to improve our knowledge of the crustal structure in the Kanto region.