

地震探査からみた京都盆地南部の地下構造と これに関連した地震工学上の若干の問題

狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規

UNDERGROUND STRUCTURE OF THE SOUTHERN PART OF THE KYOTO BASIN OBTAINED FROM SEISMIC EXPLORATION AND SOME RELATED PROBLEMS OF EARTHQUAKE ENGINEERING

By *Choro KITSUNEZAKI, Noritoshi GOTO and Yoshinori IWASAKI*

Synopsis

A seismic exploration (refraction method) in the southern part of the Kyoto Basin was planned by the U.M.P. committee and carried out by a company. Because of some technical and economical reasons, the eastern part of the area, which the authors had been much interested in, was not covered by this exploration. The authors decided to have sub-observation lines in the eastern part extending the main line. The observation for the sub-lines was carried out at the same time for the main line.

The authors describe the purposes and the results of both of the explorations and give some remarks on the interpretation of the travel time curves. The authors discuss about the underground structure in the area and further refer to some seismic character of the basin structure from the earthquake engineering point of view.

序

地球内部開発計画 (UMP) における地質構造部門の事業の一環として、京都盆地南部を東西に横断する測線について、いわゆる中爆破と称される、比較的大規模な地震探査 (屈折法) が応用地質調査事務所の手で実施された。

ところが、この測線は、経済上および技術上の制約から、盆地の全域を完全には横断できず、宇治川より東の地域、つまり京都大学宇治構内を縦断して、黄檗山付近の丘陵に至る地域については、この探査の空白部としてとり残すことになった。(Fig. 1, U 測線)

一方、この空白部となる地域については、後に改めて述べる如く、筆者らは研究上強い関心を抱いている。そこで、筆者らは、この地域については、自主的に独自の測線を設けて、探査することにした。(Fig. 1, K, G 測線)。實際上、これは、UMP 本来の探査のための爆破を、これに便乗する形で、正規のものと同時観測することで実行されたものである。

本稿では、筆者らによるこの探査の首尾を報告すると共に、UMP 本来の探査の結果をも引用し、両者をつながりのものに結びつけ、当地域の地下構造の全体像について論じる。また本探査の意図の底にある地震工学上の問題点についても、あわせて論じる。

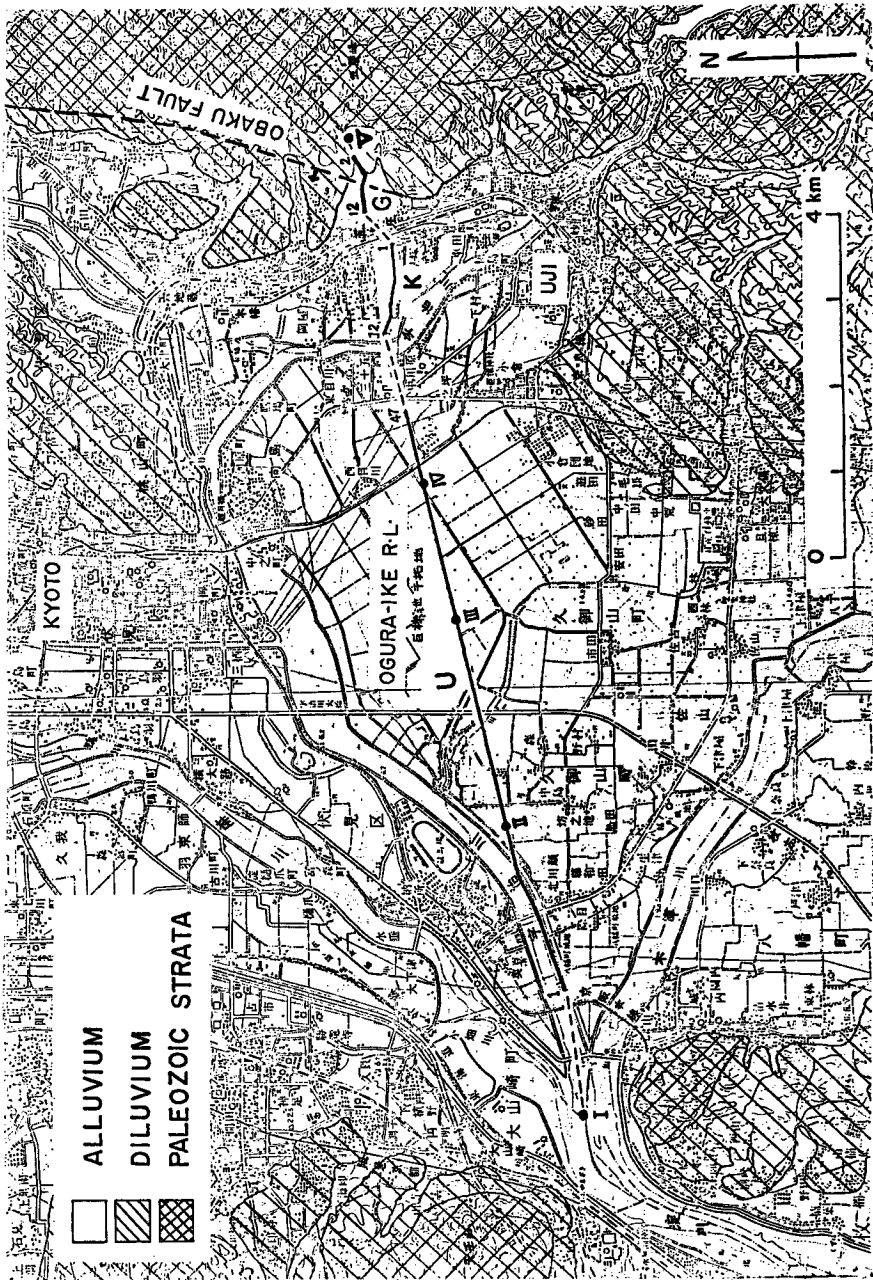


Fig. 1 The map showing the spread of seismic exploration with topography and geology.

1. 探査の目的

ここで目的と言っているのは、UMP 本来の探査の目的のことではない。筆者らがそれに便乗して行なった筆者ら自身による探査の目的である。また、他による探査結果を、筆者らが利用する際の目的（意図）のことである。

筆者らの意図は、地震工学上の観点から、地下の構造を明らかにすることである。

地表面の震動の状態は、その内部の地下構造とこれに入射する地震波によって規定される。ここでいう、地下構造とは、地震波速度（特にS波）とその減衰定数、それに密度などの分布状態を意味する。これは典型的には、半無限基盤にのっている厚さの様な均質の低速層の上（地表面）では、基盤に鉛直下方から地震波が入射するとき、低速層中を伝わる波の波長が層厚の4倍になる周期で、震動が卓越することで示される⁹⁾。つまり、基本的には、基盤の深さと、基盤の上の層のS波速度の値で卓越周期が与えられる。また基盤とその上層についてのS波速度と密度とによって、共振時の地表震動の、入射波に対する増巾率が与えられる。これは勿論、減衰を無視し、完全弾性体として単純化しての話である。

地盤の地震応答にかんする、このような理解の仕方は、多くの場合、基本的には妥当なものである。また、この面の研究の殆どは、このような観点からなされている。

しかし一方、実際には、どこの地層を基盤と考えるべきかということについては、問題が残されている。今までは、多くの建築物の共振周期が0.2~0.5 sec というように短かったせいもあり、これに関係する表面層としては、せいぜい深度 50 m 程度ぐらゐまでが問題にされて来た。つまり、これは多くの場合、沖積層そのものに相当する。そして、基盤としては、洪積層の上面が対比されてきた。

しかし、洪積層のS波速度は200 m/s~700 m/s 程度であって、地殻深部のそれに比し極めておそい。従って、同一の都市域でも洪積層内なら、どこにでも、同じ地震波入力がやってくるとするのは危険である。洪積層からS波速度3 km/s 位の中生層や古生層、あるいは火成岩に至る間の地層の様子によって、地震波は変形されたり増巾されたりするであろう。

それ以深では地震波の変形が著しくないと考えられる地層を地震基盤の名で呼ぶ人もいる⁹⁾。地震基盤は、その地域の地下構造の実状に照して、実用上の観点から想定される。ところで、既述の見方をすすめると、この地震基盤は、洪積層の下面かそれ以深に設定されるべきだということになる。

このように、短周期の地震波の場合、地表震動を局所的に強く変形するのは、浅い構造であるとしてよいが、それでも、よりゆるい広域に及ぶ変形は、更に深部で先行して行なわれている。たとえば、地震基盤が向斜構造をなすとき、凸レンズの焦点に光が集まる如く、ある地域に、入力地震波のエネルギーが集中するような効果も考えられる。

更に、最近では、各地に超高層建築が建てられる傾向にある。これらの建物では、共振周期もまた非常に長くなっている。たとえば東京の霞が関ビルの場合、その共振周期は約4 sec である¹⁾。このような周期に対応した、表面層の厚さとしては、100 m 以上 1000 m に及ぶようなものになり、いきおい対象となる地下構造もまたこれ相当の深さにならざるを得ない。

震害を起こすような大地震の、長周期成分の地震波については、今なお殆ど不明である。実体波よりも、この場合はむしろ、表面波の方が問題かも知れない。しかし、このような状態は、地下構造も含めての研究を、より必要とこそすれ、不要とするものではない。

筆者等は、上記のような観点から、都市域の大規模な地下構造の把握に関心をもっている。特に京都盆地南部の当地域については、次に記すような特別の事情があった。

2. 京都盆地南部を探査する意義

ここでの意義もまた、筆者らの立場からみた意義であって、それ以上のものではない。

1) 京都盆地は、京都大学の立地からみて、関心の対象になりやすいというだけでなく、次のような事情からも当面の研究に好都合である。まず盆地内の面積が広過ぎるということもなく、試験的な地域研究には手頃である。しかも、その地質構造は、かなり単純であると推定される。おそらく、古生層あるいは火成岩の基盤の上に直接洪積下部の大阪層群がのっており、基盤上の殆どはこれである。この大阪層群の上には、中部か上部かの洪積層がのり、更にその上は沖積層である。大体の見当としては、深さ 100 m 程度にもなると大阪層群になるであろう。沖積層は、深いところでも 50 m 程度であろう。

しかし、部分的には、古生層と大阪層群との間に、三紀層がくるかもしれないが、あまり発達していることはないと思われる。

つまり、大局的には、古生層か花崗岩の基盤の上は、大阪層群を主体とする洪積層が厚くのり、その上を薄く沖積層がおおうている。しかし、定量的に層厚を測り、また層準を論じるには、京都盆地内のボーリング資料が、数と深度とにおいて不十分で、この面の地質学の研究はあまり進んでいない。従って、盆地のごくへりの部分を除き、基盤に到達したボーリングはなく、基盤深度は確かめられていない。なお、基盤の古生層や花崗岩は、盆地をとりまく海拔約 100 m 程度以上の高地に露出している。古生層は主として粘板岩、砂岩、チャートからなる。海拔約 100 m 程度以下の盆地周辺部の段丘は洪積層がせり上って、顔を出しているものである。

巨椋池は昭和 7~16 年これが干拓されるまで、大沼沢地として残っていたところであり、従ってここは京都盆地の中の沈降の中心部、つまりもっとも基盤の深いところであると考えられる。そこで、ここを探查してその基盤深度がわかれば、盆地内の全体の様子は、大部推定しやすくなる。

2) 筆者ら自身による観測とは一応独立なことながら、当地域における UMP 本来の測線の設定については次のような事情をかかえていた。

巨椋池干拓地は、都市近郊にはめずらしく、東西約 3 km の間は全く人家のない、農地である。しかし現在、東の周辺部は、住宅と工場に侵食されつつある。また、西縁を南北に縦断しては、国道 1 号線の枚方バイパスも最近作られた。实地に検討した結果、今ならどうやらできよう。しかし明日ではもはや、地震探查の機会を永久に失なわれると判断された。

巨椋池干拓地を有効に利用して、これを横切る東西の測線をとる。(Fig. 1; U 測線) その西では枚方バイパスをくぐって、まだ比較的人家のまばらな部落の間をぬい、ついで宇治川に出る。宇治川の堤防の内側の河岸の空地に沿うてできるだけ測線をのぼす。枚方バイパス上の自動車の交通量はきわめて多く、夜間でも、300 台/時程度は通る。これを主体として、その他の道路、工場、人家などの雑振動はずいぶん分気になった。電線を測線にそって張るのにも、大小の道路を横切らなければならず、これもわずらわしかった。実際の探查でも、これは最後まで、断線という形で、決定的な障害となってつきまとった。ともかく、それでも今ならどうやらできると考えられた。

3) この地域に注目するには、更に次のような事情もある。この地域の東側には、京都大学の宇治構内がある。狐崎と後藤は、1964 年以来、ここで地震探查の実験を重ねて来ており、この面の情報はここでは豊富である³⁾。また、構内構外の地質調査ボーリングや地下水汲上げ用の深井戸の資料も集積しており、地震探查資料と相まって、地質情報を豊かにしている。これらについては、すでに狐崎が中間的にまとめて報告している。ここには、京大防災研究所があり、これからの地震工学上の研究においても、この場所はホームグラウンドとしての価値をもつ。

京大構内の地震探查や深井戸では、まだ基盤の情報はえられていなかった。UMP 本来の測線は、ここまで予定されていなかった。そこで、京大構内とそこから東にかけての空白部を自主的な観測で埋めることにしたわけである。(Fig. 1; K, G 測線)

3. 測 線

測線の配置は、Fig. 1 に示されている。探査法は屈折法であり、I から V までの●は発破点である。筆者等の測線は K 測線（京大構内）と G 測線である。いずれも 12 成分の地震探鉱器を用いた。但し G 測線の方は、11 成分で使用された。器械の詳細は付記にまとめられている。（Table 1 参照）

測線で実際に地震計がおかれたのは、U 測線の 1~47 の間である（計 47 点）。I、V の発破点は探査効果の上から、地震計測線から離されている。V が実際に掘られたところは、洪積の礫層中であるが水平距離 10 m 以内にある谷の底に、古生層の露岩があり、實際上、古生層の上面で発破されたとみてよい。I~IV の発破点は沖積層を抜けていない模様である。発破薬量の最大は、120 kg 程度であった。

時間信号、発破時刻の信号と、連絡の音声は有線の電話でなされた。3 者は 1 対の電線に重ねて送られるようにした。これは I から V に至る全域に張られ、各観測点や発破点に数点の分枝点を設けた。I から V までの測線総延長は、11.7 km である。実際には迂回せざるを得ないところが多いから 15 km 位になろう。この間に総計 6 コの電話を配置し、いずれからの声も同時にすべてで聞けるようにした。この回路の計画と試作は筆者らによりなされた。このような連絡網の確立は、一見日立たないが、事の成否を一挙に決するものである。実際には、断線、降雨等によるリークのため、送受間の距離が遠くなると、刻時や、発破信号が入らない場合がでた。全体としてみると 6 割方のできばえというところだろう。実際のシステムは、入力トランスと組合せたポータブルラジオを増巾器とインターホン（拡声器）がわりに使用し、これと送話のための電話器とを組合わせることで構成された。この外、刻時、発破時刻等を一定振巾の手頭な波形でひきだすために OP アンプを使った簡単な回路も結合された。

実測の観測に際しては、ケーブルが車にふまれて断線したり、雨が降ったり、いろいろと悪条件が重なった。しかしともかく、実行できた。

4. 記録と解析

筆者らによる観測、つまり K 測線と G 測線とについての観測は、なんとか工夫して大体良好に維持できた。一般に降雨にともなって、地震計のケーブルがリークしだし、これにより交流ハムが増大しがちなものである。この場合も、これは非常に問題となった。また京都大学の構内が工事中で混雑していたため、ブルドーザー等に踏まれて、ケーブルが切られるという類の事故も絶えなかった。しかし、ともかく、発破の効きがもともと悪かった I の発破を除き、記録のでき栄えは普通程度にはなった。（Fig. 3）

一方、ついでに述べると、U 測線については、めんどろな地域を広くおおうている関係で、京大内の K 測線以上に断線等の事故も多く、また交流ハムによるノイズも多かった。（G、K 測線の増巾器にはハムバランスがあるが、ここのものにはないということにもよる）。このため、実際上の欠測となった点も少なくない。しかし、實際上、構造は簡単な二層構造であるため、解析上の不確定要素が少なく、これが助けになって、不良部の混入する記録もすべてを総合してまとめると、あまり欠けたところのないものになり、かなりすっきりした解析結果に導かれた。もっとも、この方は、すべて応用地質調査事務所の手で行なわれた。

K-G 測線における解析の手順は次の通りである。これは、下記の A、B 二つの方法でなされた。

方法 A.

(1) まず、地形図とその断面図、それに地表地質図とを睨んで、地形と地質の大局を掴む。これには以前の実験でえられた、K 測線付近の P 波速度の分布や、ボーリング、水井戸等の地質情報も参考にされた。検層による確実な速度分布は 30 m 程度までしかえられていなかったが、これから次の事があまり無理なく推定できた。

(2) 即ち、既述の如く、構造は基本的には古生層基盤とこれにのる大阪層群を主とする洪積層とからなる。東の山地に露出している古生層をみると、この表面は風化しているが、新鮮なものでは 5 km/s 程度の P 波速度となることは容易に見当がつく。洪積層は主として砂礫層からなるが、中には粘土層もはさむ。この P 波速度は平均 2.0 km/s と推定された。いくらかの異方性をもつことが予想されるが、これは鉛直方

向についての値である。

(3) 基本的にはこれだけであるが、ごく浅い部分には更に低速の表層がある。上で洪積を 2.0 km/s としたのは、実は地下水面上の水で飽和した部分の地層のことである。地下水面上の洪積層の速度は 0.9 km/s と仮定された。これは、K 測線付近における以前の実験にもとづくものである。

実は、この未飽和の洪積層の上に、更に低速の 0.5 km/s 程度の上の層がある。しかしその厚さは、せいぜい、 1 m か 2 m 程度のものであるから、解析上はこれを無視してすべて、 0.9 km/s 層として扱った。

以前に行なわれた、K 測線付近の実験データがあるだけで、K-G 測線全域にまたがっての、表層 (0.9 km/s) の厚さのデータは直接にはない。しかし、K 測線付近と G 測線近くにはそれぞれ井戸の資料があり、地下水面の高さはわかっている。これから、測線全域の地下水面の高さは、無理なく推定できた。この面から上は、すべて 0.9 km/s とした。但し、ついでに付記すると、応用地質調査事務所による測線では、そこが低地で地下水面上の地層の厚さが薄いとみられたので、 0.9 km/s 層に相当する表層の存在は全く無視され、基盤上は完全な単一層として解析されている。

(4) 表層補正。地表の地震計 (P) を、表層をはぎとった後のその直下の新表面上 (P_1) に移したとしたときの走時曲線に作りかえる。表層速度は十分遅いので、この中の波線は鉛直であると仮定してかまわない。既に表層の厚さがわかっているからこの分の走時を観測走時 (T) からさしひく。これを T_1 走時と呼ぶことにする。

(5) T_1 走時からは一見して、基盤が西に下がる傾向が読みとれる。ここで、まず V の発破点は基盤の上面にあったとみなす。次に、基盤の傾きは一様勾配の西下りであるとひとまず仮定する。この仮の基盤の上面を B_1 とする。これは、両側の発破点からの走時 T_1 を平均的に直線走時 T_1' でおきかえることを意味する。両側の発破による T_1' から、簡単な 2 層構造の解析法で B_1 の深度と、その速度を求める。

(6) $T_1 = T_1'$ ではないから、 B_1 が真の基盤の上面 (B) でないことは明らかである。そこで、次の仮定をふく。即ち、 $B = B_1$ でないときでも、 P_1 における B からの入射角と B_1 からの入射角とは等しいとする。これは、基盤の凹凸が著しくないときは大体なりたつ。この仮定をした上で、 $T_1 - T_1'$ の走時差を入射波線ぞいに B を上下させることで $B - B_1$ と対応させる。これは両側の発破点からの T_1 に対してなされる。従って、2 組の B がえられる。両者が一致するのが目標である。ともかくこれは常識的な解析誤差の範囲内で一致した。

(7) 上記の解析法は、観測走時 T がすべて基盤からの屈折波としてのみなりたつことである。発破点 V については問題はない。IV については、III との平行性からのはずれて、これに近い方の一部は 2.0 km/s 層の波とみられた。結局 III からの走時がこの点で合格し、解析に用いられた。II からの走時はみかけ速度がよりやや速くなり、より下層のやや高速の層を伝った傾向を示す。これはくわしい解析の対象にしえなかったもので、この高速化の問題はここでは除外する。当面えられた基盤の P 波速度は 4.4 km/s である。

方法 B.

一般に屈折法の解析で利用されている方法としては、萩原のはぎとり法がある。これでは、構造に関係した走時の凹凸は、同一の観測点 P については、両側の発破点からの走時に対して、同じ量だけ生じているという仮定にもとづくものである。

しかし、基盤が深く起伏も大きくなると、(特に屈折角が大きく屈折波がねてくると) 基盤のある箇所の凹凸の影響は互に非常に離れた、地表の観測点に現われることになる。この場合は機械的に萩原の方法を適用するとずいぶん奇妙なことになる。こうした乱用の結果、物理的に発見不可能な低速度層が基盤層内に水平の不連続としてたくさんはめこまれている例をよく見かける。方法 A では、このような欠点が避けられているが、状態を単純化できるところでしか使えない。

ここに Hales の方法というのがある³⁾。これでは、A のように基盤速度が一定 (この場合は既知とする) という仮定を用いるが観測点に対する入射角については、特に一定であるという仮定を必要としない。2 層構造であるとして、ただ、上下の速度がわかっているだけでよい。ここでは、その詳細にはふれないが、A の方

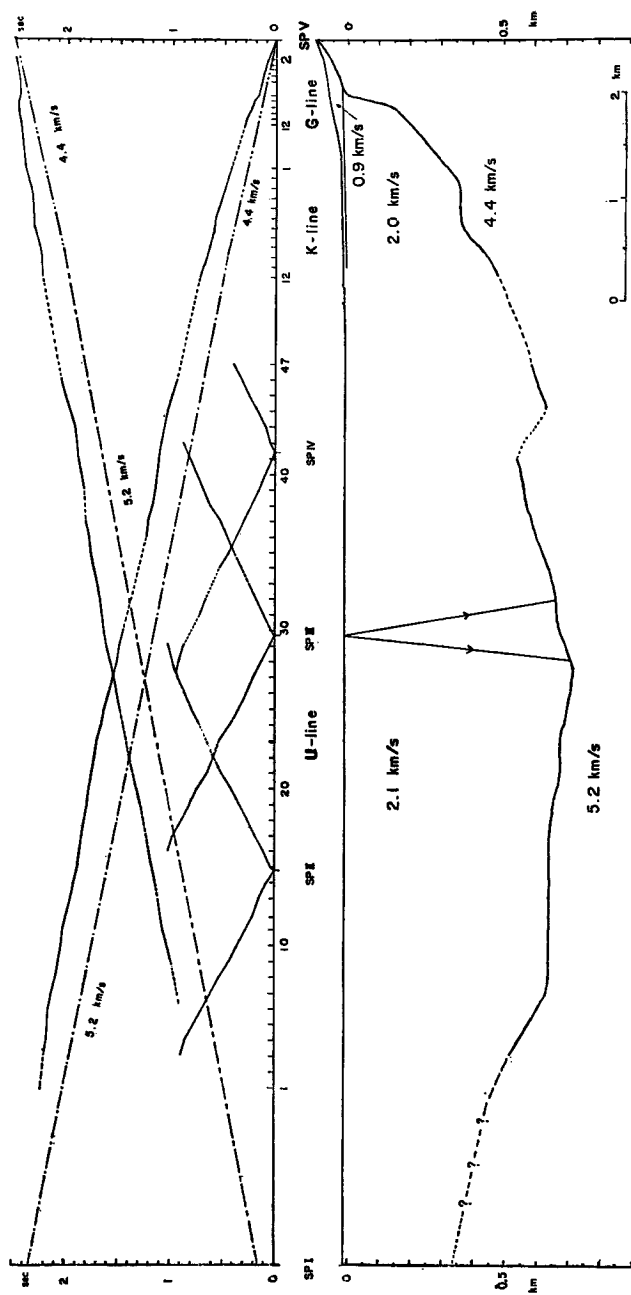


Fig. 2 Travel time curves and the vertical cross section of the structure.

法で構造の大局を掴んだ上で、同じ速度仮定を用いて Hales の方法を適用してみた。これを方法 B とする。結果は両者とも殆ど一致した。手続きの上で、B の方が体系的に整っているの、これをもって最終解析結果とした。

U 測線の解析

これは勿論応用地質調査事務所により行なわれた。ここでは、ともかく萩原のはぎとり法を実施してはぎとり走時を作り、また基盤深度を求める。但しこのとき、基盤速度としては、はぎとり走時のこまかな凹凸にこだわらず、これを直線で平均化した速度を採用する。これは既に前項で述べた理由により、正しい構造を示しているとはいえないが、一応の近似ではある。これをもとに、実際に波線を取り、走時を計算し、これを観測走時と比較することで、再び構造を手をおしするという試行錯誤による近似化の方法がとられた。

5. 解析結果とその検討

筆者らによる K-G 測線の解析結果を U 測線のそれとつなぎ合わせて、Fig. 2 に図示する。ここでの走時は、本来は Fig. 3 の如く、別々の発破点で部分的に観測された基盤からの屈折波を、同一の屈折波は発破点が異なっても平行に時間軸上を移動するだけであることを利用して、次々につなぎ合わせて、みかけ上両端の I と V の発破点からの屈折波の走時であるように編集されたものである⁴⁾。但し個々の II から IV までの発破点についても直接波部分は、図示しておいた。実際の観測走時は Fig. 3 の如く更にのびている。そののびている部分は屈折波である。

Fig. 2 を見ると、次のことが注目される。

(1) 巨椋池干拓地中央部の深さは約 700 m である。これは、今までの多くの人の予想に比し、非常に深い。しかし琵琶湖東岸ではボーリングにより、約 800 m の深度に基盤が確認されている。一般にこの付近の盆地の基盤深度は以前の予想より深いことが知られつつある。

(2) 2.1 km/s 値は直接波の観測走時であり、これは浅い部分の水平方向の速度である。ここでの基盤の上層の速度 2.1 km/s は、異方性を考慮すると更に 5~10% おそい方に傾くだろう。

一方深部では速度がおそらく増加することを考慮すると、平均的にこの 2.1 km/s なる速度は妥当であろう。K-G 測線で、2.0 km/s としたこととの 5% のずれはここでは論じる程のことではない。

(3) 構造深度の誤差を規定する主要な因子は走時の誤差 (よみとり誤差および解析上の不一致) と速度の

誤差である。この場合走時の誤差は U 測線では大体 ± 20 ms 以内であるから、これによる誤差は基盤深度にして、 ± 50 m 以内である。一方速度による相対誤差は、そのままこれによる分の構造深度の相対誤差となってあらわれる。従って、これは $\pm 10\%$ 程度と見積ると全体としての基盤深度の誤差は $\pm 10\% \pm 50$ m 以内とみてよからう。K-G 測線については走時による分については記録がよいから更に良い方向に向き、総合的な基盤深度の誤差は $\pm 10\% \pm 20$ m 程度となる。

(4) G 測線には、落差 150 m 程度の段違い構造が明瞭に認められる (Fig. 2, Fig. 4)。その記録は Fig. 5. に示す如く、教科書的に見事なものである。その位置からして、これはまず断層と見て間違いないだろう。これは、上治の地質図に示されているところと結果としてその位置がよく一致し、黄檗病院をわずか南にはずれたところ、京大グランドの中央部を横切る⁵⁾。

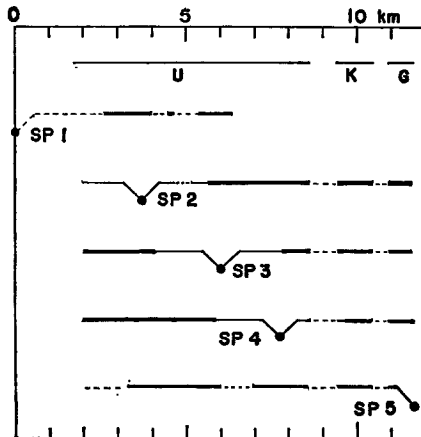


Fig. 3. The region within which the first kicks from each shot were detected. broader line; refracted wave finer line ; direct wave

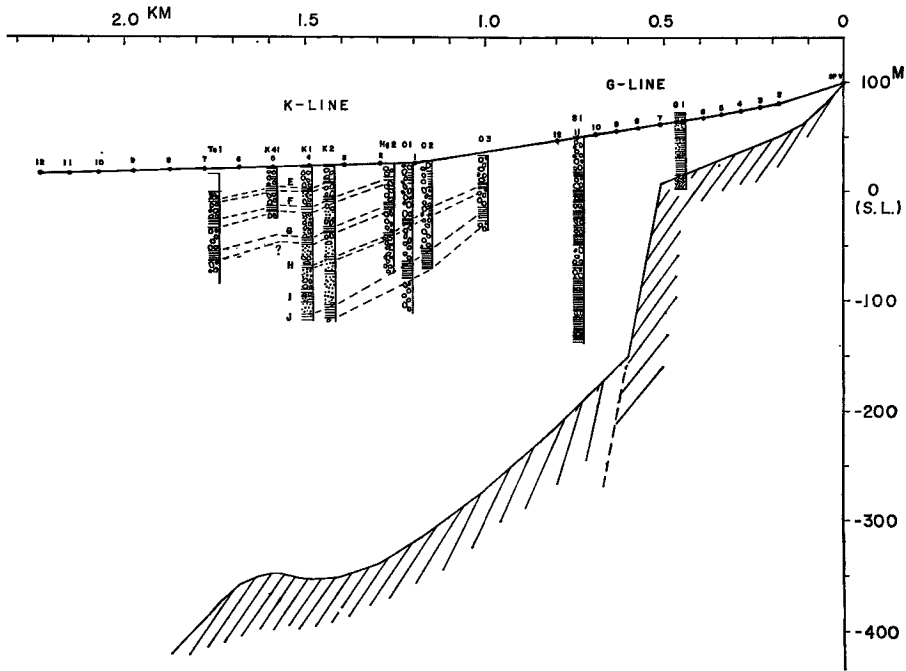


Fig. 4 Geological section along K-G line based on well log data.

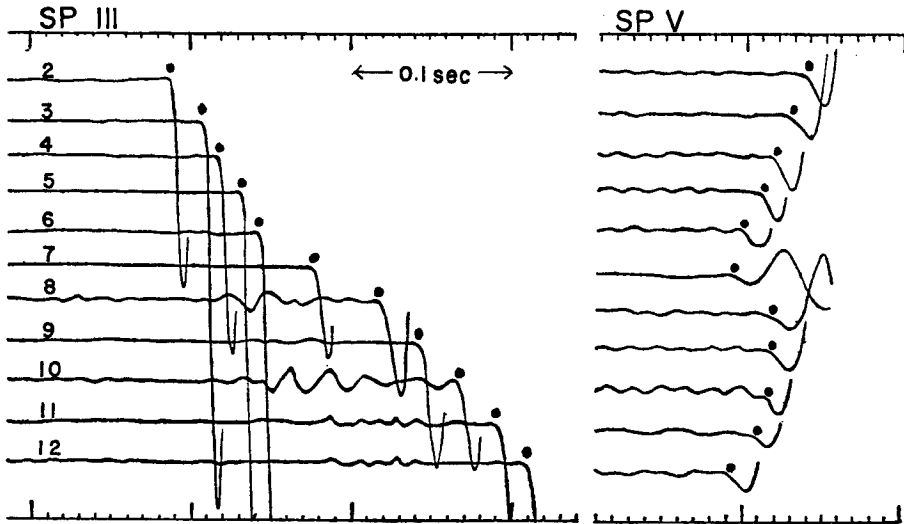


Fig. 5 Examples of the refraction records of G line showing the evidence of the fault.

(5) 発破点IVの下には東落ちの段違いがあるが、ここでは観測精度が悪かった上、U測線の端になっており、断層といえるほど急角度なものかゆるい起伏であるのかを判別する程の精度はなかった。

(6) 発破点Iは宇治川と木津川の合流点付近の洲の上にとられた。ここは北の山崎側の山と南の石清水(八幡宮)側の山とがせまる中を、合流してできた淀川が深くえぐって西に流れるところであり、地質学上、この基盤深度は注目されている。この深さは直接には求められないが、2.1 km/s 層と 5.2 km/s の基盤がそのまま連続しているという、無理のない仮定をおいて計算すると、発破点Iで 350 m 程度の深さがえられる。この仮定が妥当である限り、表層の速度仮定等にもとづく予想される誤差は±50 m 程度であるが、5.2 km/s のままであるという仮定をかえると、この基盤深度は大巾にかわる。たとえば発破点Iより2 km 区間では、4.4 km/s に低下するとすると基盤深度は、この 1/2 程度となる。

(7) G 測線の断層構造の実在と基盤深度の正しさは次のことで実証された。断層のすぐ東側のほぼ G 測線上で、この調査後間もなく、地下水の汲み上げのための井戸が掘られた。(Fig. 4) これは、地下水 56.5 m で砂岩の基盤に着岩した。着岩も、基盤が風化していたためパーカッション方式のままで、70 m まではどうにか掘り進め得た。基盤深度は 2 m 以内の誤差でともかく解析結果と一致する。

但し、次のような問題もある。

i) ここでの基盤の上層では 0.9 km/s の速度が仮定されているがこれは、礫質の水で飽和されていない地層に対する値であるのに、実際には 6 割方粘土質で(ここの粘土の P 波速度はおそらく 1.3 km/s 程度)、未飽和の上層全体としての平均は 1.1 km/s 程度となろう。

ii) 量が多くはないようだが、35~41 m の深さで、実際には揚水されており、すべてを未飽和とすることに問題がある。

iii) 基盤上部の風化した部分 15 m 程度の速度はおそらく、3 km/s 程度に低下しているだろう。

iv) i), ii) と iii) とは補いあって、結果として、解析結果はみかけ上妥当なものとなったと考えられる。

一方、断層の西側の、G 測線上にも、宇治市営プールの深井戸がある。これは、190 m 掘られたが着岩するに至らなかった。このことも上記の探査結果に適合する。これらの井戸は Fig. 4 に図示されている。

(8) 基盤速度は、K-G 測線では 4.4 km/s、U 測線では 5.2 km/s となっている。これについては、解析技術上各面からの検討を試みたが、基盤速度に水平方向の不連続があるとする、本稿の結果がもっとも、妥当なものであるという結論に達した。これはたとえば、両測線間におけるはぎとり走時 Fig. 2 の 1 点鎖線と 2 点鎖線) や、解析された基盤の連続性を考慮してのことである。基盤のこの速度変化を何によるものとすべきかは問題である。4.4~5.2 km/s では古生層としても花崗岩としてもかまわない。しかしここでは、地質学的な考慮から古生層であるとのたてまえをとった。4.4 km/s という低速化は、非常に大規模な風化か、層理の向きによる異方性の関与、あるいは岩質の変化(チャートや砂岩でなくスレート)を前提とすると説明できる。

(9) 2.0~2.1 km/s 層と 4.4~5.2 km/s 層との間に中間の速度をもつ、たとえば三紀層が介在しているとすると、この中間層が走時にあらわれない限度において、基盤(4.4~5.2 km/s)層は最大 20% 程度深くなりうる。ただし、さしあたっては、既述のごとく、このようなことの可能性は絶無ではないが薄いものとみている。基盤表面が風化しても同様な効果をもつ。ただし、このとき風化基盤の上面の深さは、当面の解析結果よりも浅くなる。

(10) Fig. 4 には井戸の地質資料から知られる地層の構造的状態もまとめられている。これを見ると、深さ約 20 m 以深では地層の傾斜がその下の基盤の傾斜とよく一致しているらしいことが伺われる。つまりここでは古生層基盤にのっている洪積層はごく浅いところを除き、ほぼ水平な基盤上に堆積した後、基盤と共に、傾斜もしくは褶曲させられた。そのような著しい地殻変動のあった時期は、地質の専門家の調べがここでは進んでいないから、わからないが、大方はここで現在みられる大阪層群の堆積後のことである。

従って、この間の事情がもっとはっきりしてくると、基盤に達していない比較的浅い井戸の柱状図を集成してえられる地層構造からその下の基盤の形を推定できるものと期待される。但し、安易に機械的にこれを

流用することは危険である。ともかく、このような方向の研究の道がついてくると、今回の探査結果を核として、基盤深度推定の網を京都盆地の全域にわたって広げてゆくことは必ずしも不可能なことではなくなる。もとより、基盤に達した試錐や物理探査によって要所々々をチェックすることが望ましい。しかし、そのような確かな探査の網が全域を覆わなくても（それは不可能である）その不足分は、深井戸資料の積極的集積によって、かなり埋められるであろう。このことは、地盤沈下の調査のためなどにより、深部ボーリングによって調査された、大阪平野地域の地質断面を見る時、そう見間違いなことではないように思える⁶⁾。

(1) 念のために、今回探査された区域の代表的な地点について、古生層基盤上の地層の S 波に対する共振周期を概算してみた。この際、地震波は鉛直下方から基盤上面に入射してくるとし、なおこの場所付近では基盤と地表は水平であると仮定する。S 波の速度仮定としては、基盤で 3km/s、その上では一様に 0.5km/s とおく。両者とも大体無理のない値である。このとき、共振周期は巨椋池干拓地の基盤の最も深いところで、約 6.5 sec、K 測線の京大構内の防災研究所のある付近で約 3.2 sec、G 測線の断層東側の黄槩病院付近で 0.4 sec となる。共振周期での増巾率は（表面層がなく基盤が露出しているときの地表面の振巾に対する、表面層のある場合の地表振巾の比）は約 7 倍となる。但し、これは正弦波としてのことであるから、継続してやってくる波の数が少なければ、最大振巾での増巾率はこれより小さくなる。

実体波が鉛直下方からやってくるとする考えで、長周期の波の主要な部分を説明することには疑問が残るし、また水平構造という考えにも実際上無理がある。上述の数値は小手調べに一例を示しただけのことである。

6. 今後の仕事

上記の探査の目的意識に関連しこれからやるべき仕事の一部は、既に前節で自然言及された。特に付記すべき事柄についてのべる。

(1) 構造に S 波速度の肉づけを

筆者らの測定は基盤深度と P 波速度とに関するものであって、S 波速度は直接には対象とならなかった。これからは、試錐孔や深井戸での物理検層を主軸として、地層図に S 波速度（参考のため P 波速度も測る）の肉づけをして行かなければならない⁷⁾。系統的に、井戸の柱状図を集め、地質の専門家の協力も得ながら、地層の構造図を充実させて行くとともに、孔中で S 波をはかる機会を増して行かなければならない。これには直接の S 波検層も勿論重要であるが、すべてについて、これをやることは、孔の保安、作業の混雑からみて非常にむづかしい。より簡単に、間接的に S 波速度をはかる検層法を実用にしなければならない。筆者らの 1 人、狐崎はこのため電気比抵抗の検層による方法と、tube wave による方法とを開発している。目下のところ、これらは有望である。できるところは、直接 S 波を測り、また間接的な測定法も併用し、両者の関係をできるだけ比較する。

そして、めんどうなところでは間接的な方法でおぎなう。少々精度は落ちるが、空白のままにしておくよりは、はるかに効果的である。

本論文の対象としては、比較的深い洪積層が重視されるが、実際上の震害は沖積層上で起こるのが普通であるから、勿論この方も機会をみて調査する。しかしこれは当面の主題でないからこれについてはここでは論じない。ただ沖積層の場合は、より土質力学的に、振動時の上の性状に注意した調査が必要となってくることだけ述べておこう。

(2) 測線上の地震観測

S 波速度やその減衰定数の分布測定ということは、いわば建物を構成する素材の応力と歪とに関する基礎量の組み合わせり方を調べることに相当する。原始的に、これから地震時のゆれ方が計算できるはずであるが、実際の地質構造は建物以上に複雑で、簡単に既製の理論で間に合わすことはできない。この面の研究も勿論必要である。しかし相手がなまの自然現象である以上、やはり直接に地震を観測してみることがどうし

でも必要である。これは建物についてもやられていることである。

特に長周期までも含めての、観測を実施し、実際の問題点を引き出すと共に、測定あるいは推定された構造から予想される結果と対比しなければならぬ。これには、基盤の露出しているところでの観測や、可能なら、地中での観測をも併用して、地表での観測がなされなければならない。地表での観測は基盤深度の異なったいくつかの場所で同時になされた方がよい。

(3) 地下水開発も含めた総合計画に利用

この表題の内容は、筆者らの当面の研究目標ではない。しかし、一つの種から、いろんな花を咲かせることができる。この意味で、総合的な地域研究の一環として、このような地質構造の調査の推進が考えられるべきである。従って、井戸の資料のようなものは、公共団体で収集し、これを公表するような方向が考えられてよい。そして地震対策上必要な地震波速度分布のデータをうるための検層は、簡単な間接検層だけでもよいから、ある有効な規格にもとづいて施工者に実施してもらえるような社会的奨励策がとられてよいと思う。これはまた地下水計画にも役立ち、全体として、都市計画上の有用な資料となるはずである。資料というのは、その作業が行なわれているとき確実に収集しておくのでなければ、散逸して消えてしまう。また必要な測定そのもののなされようがない。本格的調査のため、調査孔を掘ることも勿論必要であるが、通常の井戸から、常時得られる限りのところを貯えておくこともまた必要である。現在では、この機能も生かされておらず無駄が多いと筆者らは痛感している。

付 記

1. 筆者らの1人、狐崎はUMPの地質構造部門Cゾーンの関係者に、彼らの企画による地震探査について、その相談にあずかることを求められ、具体的な計画の立案から、解析まで後藤の協力もえながら、いわば顧問の立場で参与した。

2. UMP計画とは別に、これに便乗して行なった筆者ら自身による観測計画の全体は次のようなものであった。

計画全体は、狐崎の主導のもとに、後藤、岩崎の外、防災研究所の入倉考次郎、本学大学院生赤松純平、奥村組技術研究所の北角哲らにより共同で立案された。結局、実行されたのは次の2種目からなる。

(i) 本稿が主題とした地震探査

K測線観測担当：岩崎。G測線観測担当：後藤。次の(ii)も含めての全体としての運営、指揮、連絡：狐崎。解析：狐崎、後藤。また本稿は、狐崎の原稿をもとに、筆者ら全体の討議によって作製された。

(ii) 1 Hz地震計による観測(独立観測点)

長周期の波や波形を主とした観測のために、K測線とU測線の通常地震探査用の地震計配置に重ねて、それぞれ4点づつ観測点を設置。直流増巾器を通してデータレコーダとインクあるいは写真の電磁オシログラフで記録をとった。これの分は、本稿の内容には含まれていない。K測線の測点はNo. 1, 2.5, 4, 5.5 (2.5と5.5はそれぞれ、2と3, 5と6の中間)。No. 1だけが上下動1成分他は相互直角に3成分づつ。K測線の担当者は入倉。U測線の測点はNo. 29, 30, 31, 32。いずれも3成分。U測線の担当は赤松、北角。

3. 主題の地震探査に使用した器械はTable 1に示す。

Table 1 Instruments.

	G測線	K測線
受 震 器	E T L製, 固有周波数 14 Hz	E T L製, 固有周波数 7 Hz
ケ ー ブ ル	ベクトルケーブル 2組 (端子間隔 30m)	ビニール平行線
ハムパランサー	増巾器内蔵	手 製
増 巾 器	東芝地震探査装置 S T -2600 A, 12成分	E T L製 P R A -2-12, 12成分

減衰器	手製	なし
電磁オシログラフ	三栄測器製MR-102A	三栄測器製MR-102A
ガルバノメータ	三栄測器G500A	三栄測器製G500A
電話機	応用地質調査事務所製	応用地質調査事務所製
通信音声用スピーカ	トランジスタラジオ	トランジスタラジオ
通信、刻時、発破信号用増巾器	手製	手製

謝 辞

筆者らによる独自の観測の実施にあたって、種々の便宜を提供して下さったUMPの地質構造部門の関係者、京都大学理学部、中沢圭二教授、石田志朗助教授その他の方々に謝意を表します。またさらに、UMP本来の地震探査の結果の引用も許可して下さいました点について、上記の関係者に重ねて感謝します。

なお、筆者らの計画の実行にあたっては、株式会社応用地質調査事務所の方々、特に武内俊昭、寺崎晃の両氏のお世話になった。ここに改めて、謝意を表します。

本学工学部の足達紀尚助教授には、最後の夜の観測と翌日の撤収にかけ、人手不足で困っているところを、特に手伝っていただいた。また当時の本学大学院生の近藤尚二、林守孝、石原和弘、当時の学部学生の庄司野宇三郎、柴田義弘、柳哲雄、長尾英考、村上寛史、村田恵三、研修生の山崎純一の諸氏には、観測の実施にあたって各種の手伝いをしてもらった。当時の学部学生の増沢敏行氏には、電話、刻時、発破信号等の通信網の企画、試作から観測時の保守にいたるまで特に長期の協力をえた。その他、奥村組技術研究所、大阪土質試験所の幾人かの人々にも手伝ってもらった。

これら多数の人々の協力を得て筆者らはともかく目的を達することができた。これらの諸氏に謹んで謝意を表します。

筆者らの研究目的のために快く深井戸の資料を提供して下さいました、さく泉業者の方々に深く感謝の意を表します。

本稿の原稿執筆にあたっては、本学大学院生、竹内文朗氏の労をわずらわせた。ここに深く感謝します。

参 考 文 献

- 1) 武藤 清・洪忠熹・津川恒久・長田正至：霞が関ビルの耐震設計，鹿島建設技術研究所年報，第17号，昭43，pp. 277-286.
- 2) 狐崎長琅：京大・宇治構内の地下構造と地震波速度分布，京都大学防災研究所年報，第13号，昭和昭45. 3，pp.175-195.
- 3) Hales, F.W.: An Accurate Graphical Method for Interpreting Seismic Refraction Lines, Geophysical Prospecting, Vol. 6, 1958, pp. 285-294.
- 4) 金子徹一：正則走時曲線の提唱，物理探鉱，第16巻，第2号，昭38，pp.106-109.
- 5) 上治寅次郎：京都近傍地質誌，地下資源研究所，昭36. 9.
- 6) Ikebe, N. and J. Takenaka: Report on Land Subsidence in Osaka; Chap. 4-Geologic Structure of Osaka Basin, Editorial Committee for Technical Report on Osaka, 1969, pp. 44-88.
- 7) 狐崎長琅・後藤典俊：孔中固定式受震器によるS波の速度分布の測定，京都大学防災研究所年報，第29号A，昭44. 3，pp. 191-204.
- 8) 地震学会：「地震」第2輯20巻記念特集号，昭42，p. 302.
- 9) 岡本舜三：地震力を考えた構造物設計法，改訂第4版，オーム社，昭40，pp. 86-91.