

30. 微小地震反射波の観測と溶融体をともなう 地殻深部不連続面の検出

地震研究所 溝 上 恵

(昭和55年9月10日受理)

1. はじめに

地殻内部の溶融体を検出するために従来からさまざまな地震学的手法が試みられてきた。たとえば大西洋中央海嶺や東太平洋海膨の軸部直下の部分溶融の検出の試みにその例をみることができる。すなわち大西洋中央海嶺については *S* 波の減衰 (MOLNAR and OLIVER, 1969), 水平方向の地震波速度勾配に起因するメカニズム解の異常 (SOLOMON and JULIAN, 1974) および微小地震の発生領域の限界 (FRANCIS and PORTER, 1973) などから溶融体の存在を推定した例などがあげられる。また東太平洋海膨についてはレーリーの波の減衰による KAUSEL (1972) の例がある。

地震学的手法によって地殻内部構造を明らかにするとき地震波の波長による分解能が問題となる。たとえば上記のレーリー波を用いる場合については検出すべき溶融体の深さと地震波の波長がほぼ同じオーダーであるので高い分解能の検出は期待できない。これに対し海底地震計による人工地震の観測によれば分解能を 1 km のオーダーとすることができる (KENNETT and ORCUTT, 1976)。さらに海底地震計により局地的な微小地震を利用して地殻の微細構造を調べることもできる。微小地震などの自然地震の *S* 波の減衰は人工地震の *P* 波の減衰に比べて地殻内部での高温状態をより鋭敏に反映する傾向がある (SMITH, 1972) ので、溶融体の検出の目的には利用価値が高い。REID, ORCUTT and PROTHERS (1977) は屈折法により部分溶融の存在の検出を東太平洋海膨で試みた。また同時に局地的な微小地震の *S* 波の減衰による検証も行った。その結果、溶融部の深さと海膨の軸部からの幅を 1 km のオーダーの分解能で検出することに成功した。

上述の例は地殻浅所 (深さ 2~5 km) における溶融体の検出の例である。この他に地殻深部 (深さ 15~30 km) における溶融体の検出も試みられてきた。しかしこの場合には地殻浅所における溶融体の検出に比べて観測点との間に介在する媒質がはるかに厚いので分解能を高めることが著しく困難となる。高分解能での溶融体の検出が実際的な手法として取上げられるようになったのはきわめて最近のことである。その手法の1つは自然地震の震源からの *S* 波が地殻深部不連続面でほぼ垂直に反射した波を用いるものである。この手法は屈折法のような長距離の測線を必要としないうえに地震波の水平方向の伝播による影響をほとんど受けないので、観測点直下の不連続面の特性を調べるために都合がよい。自然地震を用いる場合には *S* 波反射を用いる方が *P* 波反射を用いるよりも有効だと考えられる根拠がある。それは自然地震では震源から *S* 波の大きな放射エネルギーが期待できること、溶融体の存在が *P* 波の反射係数の変化に対するよりも *S* 波の反射係数に対

してはるかに大きく反映されると考えられる点である。SANFORD and LONG (1965) および SANFORD, ALPTEKIN and TOPPOZADA (1973) は活発な火山性造構運動と高地殻熱流量のみられる Rio Grande Rift, Socorro, New Mexico 周辺における微小地震観測から観測点直下の約 18 km の深さに顕著な不連続面があることを S 波の垂直反射波を用いて検出することに成功した。さらに S 波として不連続面に入射し S 波として反射する波 S_xS と、 P 波として反射する波 S_xP との振幅比からこの不連続面が S 波速度の急激な減少 (溶融体の存在) をともなう可能性を示唆した。

地殻深部を探查するその他の方法として、人工震源からの波の垂直反射を用いるパイプロサイス (Vibroseis Profiling Technique) がある。この方法により OLIVER and KAUFMAN (1976) および BROWN *et al.* (1979) は Rio Grande Rift で地殻深部の探查を行ない前述の SANFORD, ALPTEKIN and TOPPOZADA (1973) の結果が正しいことを確かめた。これにより微小地震の S 波の垂直反射波 S_xS および S_xP による地殻深部不連続面の検出がきわめて有効な方法であることが立証されたといつてよい。

この Rio Grande Rift の例を念頭において、我国で観測された震源の浅い局地的な微小地震の記録を調べたところ、地殻深部不連続面での顕著な垂直反射波の例をみる事ができた。その 1 例として北関東、日光・足尾地域での反射波記録がある。この地域は群発性地震活動が著しいので、臨時および定常観測が行なわれてきた (神沼, 津村, 松本, 唐鎌, 1970; 鈴木, 亀山, 1972; 鈴木, 亀山, 越川, 笹沼, 1973; 荻野, 1974)。この地域における観測記録には反射波 S_xS および S_xP が含まれており、それらの波形、走時および振幅比に関し Rio Grande Rift, Socorro, New Mexico 周辺における記録例と比較するときわめて高い共通性が認められる。それらのデータを解析したところ、後述するように北関東、日光・足尾地域には地殻深部の深さ 14~17 km に S 波速度の急激な減少をともなう不連続面が存在すると考えられる。

一方、紀伊半島の和歌山市周辺は有数の群発性地震の発生地域であり、1965年以來、定常的な微小地震観測が行なわれてきた。またこの地域の地殻構造の研究が微小地震の反射波および屈折波を用いて行なわれた (MIZOUE, 1971)。その結果、和歌山市周辺では地殻深部の深さ約 24 km のコンラッド不連続面からの反射波を判別することができた。しかし反射波 S_xP と S_xS との振幅比についてみると、Rio Grande Rift, Socorro, Now Mexico 周辺および北関東、日光・足尾地域の例とは異なり、不連続面での S 波速度の増加が認められるという結果をえた。これは屈折波やモホ反射波などの走時からえられた紀伊半島北西部の地殻構造と矛盾しない。

2. 地殻深部垂直反射波の観測例

地殻深部における地震波速度不連続面の検出を行うために地殻浅所の震源からの地震波の走時を用いることがある。局地的な観測網が展開されているとき、そのごく近傍の地殻浅所で発生した地震による反射波の走時は観測網直下の地殻深部の構造を知る最も有効な方法の 1 つといえる。このとき震央距離がきわめて小さいので、震源からほぼ垂直下方に射出された地震波は地殻深部の不連続面でそのエネルギーの 1 部が反射されて観測点へほぼ垂直に入射する。しかし反射波の振幅は不連続面での反射係数、地震波の伝播にともな

う減衰および発震機構による震源での地震波エネルギーの放射などによるのでこの反射波を十分大きい S/N で常に検出できるとは限らない。また地殻深部不連続面での反射波は観測記録上で直達 S 波の後続部の coda wave に重畳するため S/N が極度に劣化する場合が多く定量的な解析に用いる観測記録例はきわめて少ない。ここでは i) Rio Grande Rift, Socorro, New Mexico 周辺, ii) 北関東, 日光・足尾地域および iii) 紀伊半島, 和歌山市周辺地域のそれぞれについて地殻深部不連続面からの垂直反射波の観測記録例を概観する。

2-1. Rio Grande Rift, Socorro, New Mexico 周辺における例

SANFORD and HOLMES (1962) は Rio Grande Rift, Socorro, New Mexico 周辺で短周期地震計によるトリパタイト方式で微小地震の高感度観測を行った。また SANFORD and LONG (1965) は 3~5 点からなる観測網で S-P 時間が 2.5 sec 以下の微小地震を観測し、その約 1/4 の記録について直達 S 波の約 2.5 sec および約 5.0 sec 後に顕著な地震波の位相を検出した。これらの位相は走時解析の結果から深さ約 18 km の速度不連続面での反射波 S_xP および S_xS (Fig. 1-(a), (b)) であると判別された。 S_xP 波および S_xS の直達 S 波に対する振幅比は平均でそれぞれ 0.21 および 0.32 となった。この振幅比は震源での地震波エネルギーの一様方向の放射と水平な速度不連続面への SV 入射波

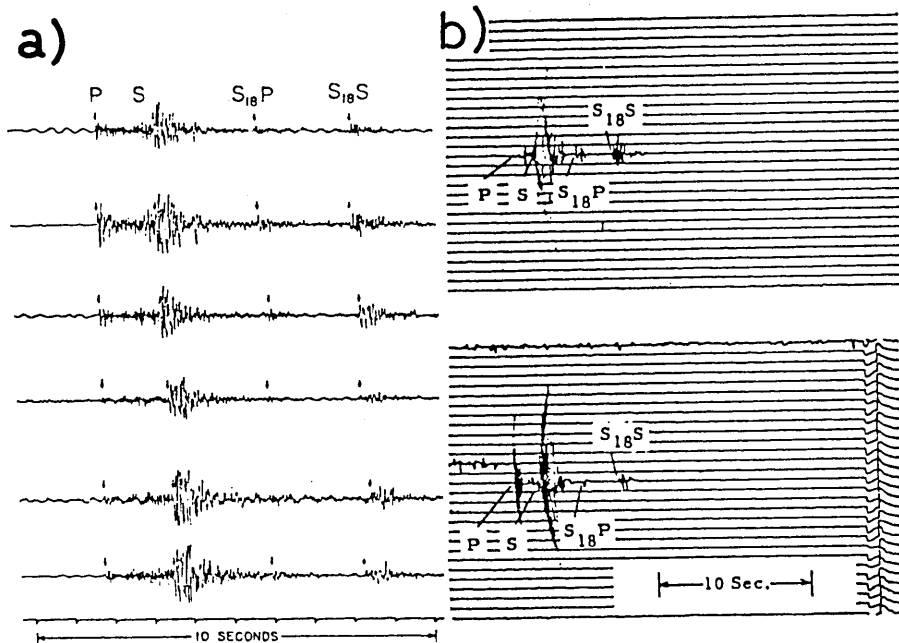


Fig. 1. (a) Strip-chart seismograms (vertical component) and (b) portions of helical seismograms (vertical component) of microearthquakes with S_xP and S_xS phases from a deep crustal discontinuity at a depth of about 18 km recorded at a station located in Rio Grande rift (after Sanford and Long, 1965).

に対する反射を仮定したときの理論値と比較し異常に大きいことが指摘された。これは i) 震源での地震波エネルギーの放射の指向性, ii) 不連続面の曲率または iii) 不連続面の特異な物理的性質などによるという可能性が指摘された。この Sanford らの報告以前では, KAMITSUKI (1956) による震央距離 4.0~11.5 km での S 波のモホ面反射波 $S_M S$ の検出の例がある。SANFORD, ALPTEKIN and TOPPOZADA (1973) は前述の反射波の観測を継続しさらに詳細な解析を行ない, この不連続面の下部では剛性率が非常に小さくなっているという結論を導いた。

一方パイロサイスを用いる地殻深部の探査計画 COCORP (the Consortium for Continental Reflection Profiling) が 1975 年にはじめて Rio Grande Rift, Socorro 周辺で実施された (SCHILT *et al.*, 1979; OLIVER and KAUFMAN, 1976; BROWN *et al.*, 1979)。その結果は SANFORD らの微小地震の反射波による結果とよく一致し, 溶融体の存在とその形態が一層明確となった。それによると, この溶融体は地殻底部ないしは上部マントルで生成されたマグマが上昇移動する過程で薄い貫入層となって溜ったものであろうと考えられている。

Rio Grande Rift, Socorro, New Mexico 周辺のテクトニクスの特徴を要約すると次

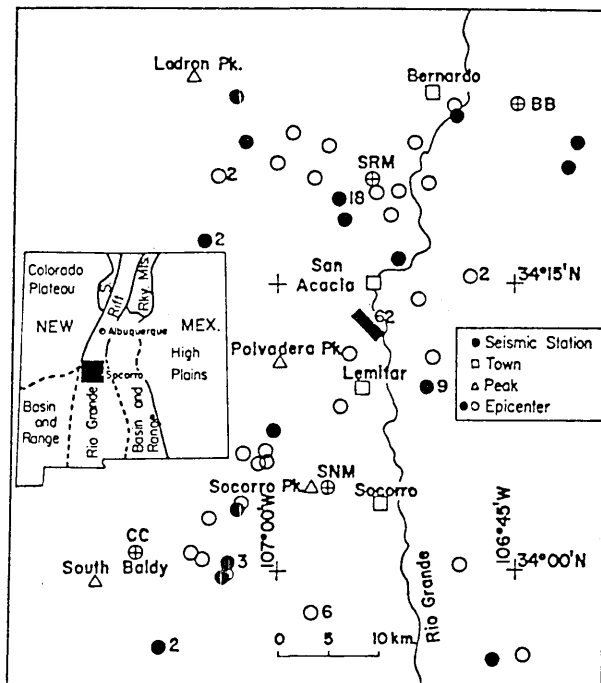


Fig. 2. Map showing location of seismograph stations and epicenters for microearthquakes occurring in Rio Grande rift near Socorro, New Mexico, from July 1, 1969 through June 30, 1970. The solid circles and rectangle indicate good earthquake locations; the open circles indicate fair locations. Numbers are used when more than one event occurs at a given location (after Sanford, Alptekin and Topozada, 1973).

のようである。Rio Grande Rift は New Mexico 南部から Colorado 中部にいたる縁辺の隆起をともなう一連の沈降帯である (Fig. 2)。Rift の Albuquerque-Socorro 間では沈降盆地と周辺の高地との相対的な上下運動が重力異常から推定された (JOESTING, CASE and CORDELL, 1976; GEDDES, 1963; SANFORD, 1968)。Socorro の西隣の山地は鮮新世後期の地畳で (DENNY, 1941), Socorro では $1\sim 3$ mm/year の地殻の上下変動が現在も進行中であると推定されている (SANFORD *et al.*, 1972)。Rift の内部および境界域では構造的な沈降運動をともなった広範囲の火山活動がみられ、北部では非常に浅い所 ($15\sim 20$ km) で分晶すると考えられるマグマの存在が確認されている (LIPMAN, 1969)。

Rift をよぎる測線にそった地殻熱流量は Rift の近傍で最も高い値を示し (EDWARDS, REITER and WEIDMAN, 1973), Socorro の西方 $2\sim 3$ マイルの山岳地域で 11.5 HFU という値をえている。

上述のように Rio Grande Rift の地殻および上部 マントルの特異性が明確になったが、これらの事実以外にも Rift 深部での熱的異常と関連する電気伝導度の高いゾーン (WARREN *et al.*, 1969) や P_n 波の異常な減衰 (LEE and BORCHERDT, 1968; JORDAN *et al.*, 1965) などの特筆すべき現象が検出されている。以上の Socorro 周辺のテクトニクスの背景を念頭において SANFORD らは Socorro 周辺で検出された顕著な反射波は高温状態にある溶融体をともなう S 波速度不連続面の存在によると判断した。

2-2. 北関東、日光・足尾地域における例

北関東、日光・足尾地域の地震活動の顕著なものとして 1949 年 12 月の今市地震およびその余震活動がある。この地震活動の他に足尾近傍での群発地震活動が指摘される (神沼, 津村, 松本, 唐鎌, 1970; 鈴木, 亀山, 1972; 鈴木, 亀山, 越川, 笹沼, 1973)。神沼らによれば気象庁のデータから 1962 年 6 月から 10 月に足尾近傍で $M=3$ クラスの地震を含む群発地震活動が認められた。また 1973 年 8 月中旬から下旬にかけて最大 $M=4.2$ を含む群発地震活動が鹿沼市北方域で認められた。この時の観測結果 (神沼ら, 1970) から鹿沼市北方域での地震活動以外に足尾近傍の群発地震活動が認められている。このような足尾近傍での微小地震活動の特性を明らかにすることを目的として 1972 年 8 月から 1973 年 3 月まで局地的観測網により高感度観測が行なわれた (荻野, 1974)。

この臨時観測における観測点は Fig. 3 に示すように銀山平 (GNZ), 田の端 (TNH) および古峰原 (KBH) の 3 観測点からなる。それぞれの観測点には短周期上下動地震計が設置され多数の局地的微小地震が検知された。そのほとんどが震源の深さが 10 km より浅いものであった。また Fig. 3 にこの 3 点観測による足尾近傍の微小地震の震央の分布を示す。地震波形については、いづれの観測点についても $S-P$ 時間が $0.9\sim 1.5$ sec の範囲に入る短周期成分 ($10\sim 20$ Hz) の卓越した記録がえられた。特に注目すべきことは銀山平観測点において S 波の到着時刻 2.5 sec ~ 3.0 sec および 4.5 sec ~ 5.0 sec に顕著な位相が検出されることである。送り速度 4 mm/sec でのドラム記録例を $S-P$ 時間順に並べたものが Fig. 4-(a) である。これらの位相は後述するように走時解析の結果、Rio Grande Rift, Socorro, New Mexico 周辺で観測された反射波 S_xP および S_xS と同様な特性の走時を示すことがわかった。なお Fig. 4-(b) に銀山平観測点での 10 mm/sec

の紙送り速度での流し記録例を示す。 S_xP 波は上下動成分に、 S_xS 波は水平動成分に卓越する傾向がみられる点についても Rio Grande Rift における例と共通性がある。 Fig. 5 および Fig. 6 にそれぞれ古峰原観測点および田の端観測点における記録例を示す。古峰原観測点においては銀山平観測点におけると同様に S_xP 波および S_xS 波が検知されたが、田の端観測点においては S_xS 波のみが明瞭に検知されて S_xP 波はきわめて振幅が小さいか全く検知されなかった。 Fig. 7 は 1980 年 8 月より定常観測を開始した微小地震観測関東テレメータリング観測網の日光観測点 (NIK) (Fig. 3) の上下動および水平動成分 (NS 成分) の記録例 (紙送り速度 10 mm/sec) である。これらの記録例にも他の観測点と同様に S_xP 波および S_xS 波が明瞭に検知されている。上記の各観測点の記録例について S_xP 波と S_xS 波の振幅比 A_{S_xP}/A_{S_xS} (入射角による補正を行なわない値) は 0.3~0.7 という値を示す。この値は前述の Rio Grande Rift における値とほぼ等しい。この振幅比が不連続面上部と下部の媒質中の S 波速度の差に大きく依存することを考えると、北関東、日光・足尾地域の地殻深部において溶融体が存在する可能性を示唆する観測事実として注目に値する。

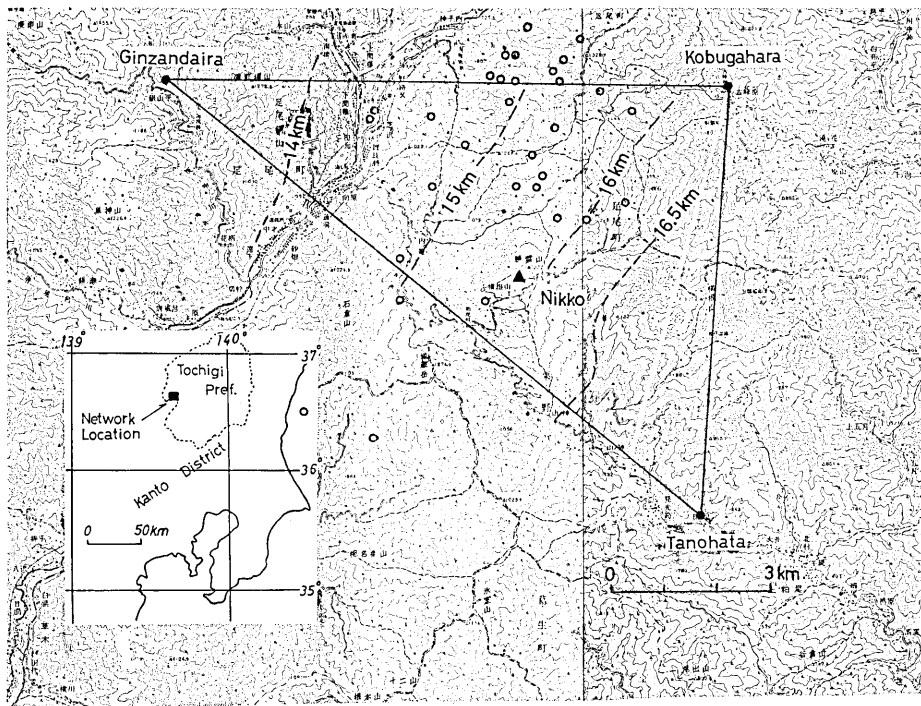


Fig. 3. Map showing location of seismograph stations (solid circles) of Ginzandaira (GNZ), Kobugahara (KBH) and Tanohata (TNH) for microearthquake observations in the Nikko-Ashio region and epicenters (open circles) of very shallow microearthquakes determined by the network observations from August, 1972, to March, 1973. The solid triangle indicates the telemetering Nikko station (NIK) installed in March, 1980. The distribution of the depth of the discontinuity obtained from travel time analysis is contoured with dashed lines.

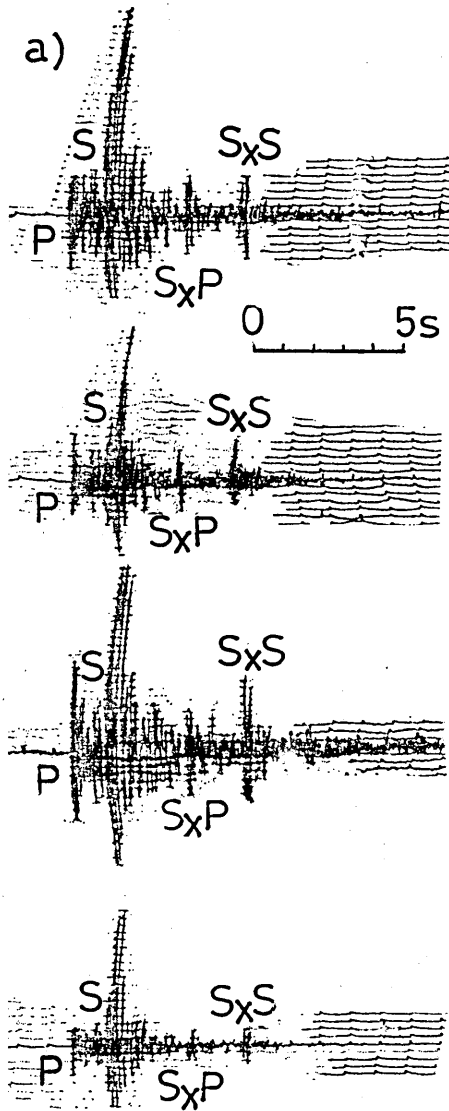


Fig. 4-(a). Portions of helical seismograms (vertical component at a paper speed of 4 mm/sec) of microearthquakes with S_xP and S_xS phases from a crustal discontinuity at a depth of about 14.2 km recorded at Ginzandaira (GNZ) station.

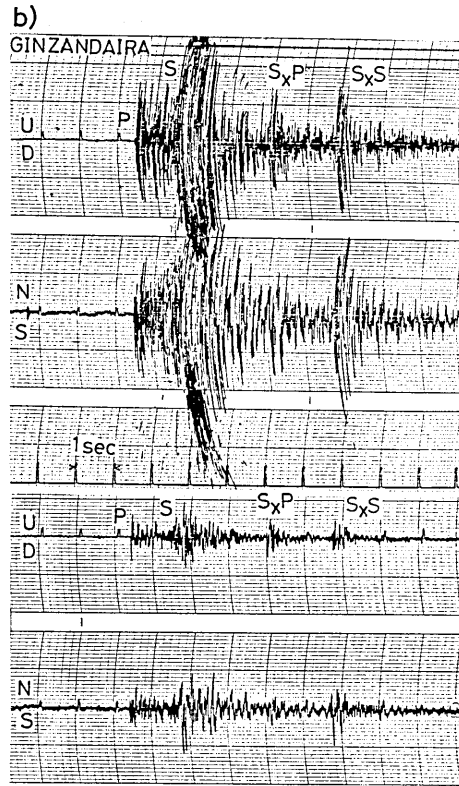


Fig. 4-(b). Strip chart seismograms (vertical and horizontal (NS) components at a paper speed of 10 mm/sec) of microearthquakes with S_xP and S_xS phases from a crustal discontinuity at a depth of about 14.2 km recorded at Ginzandaira (GNZ) station.

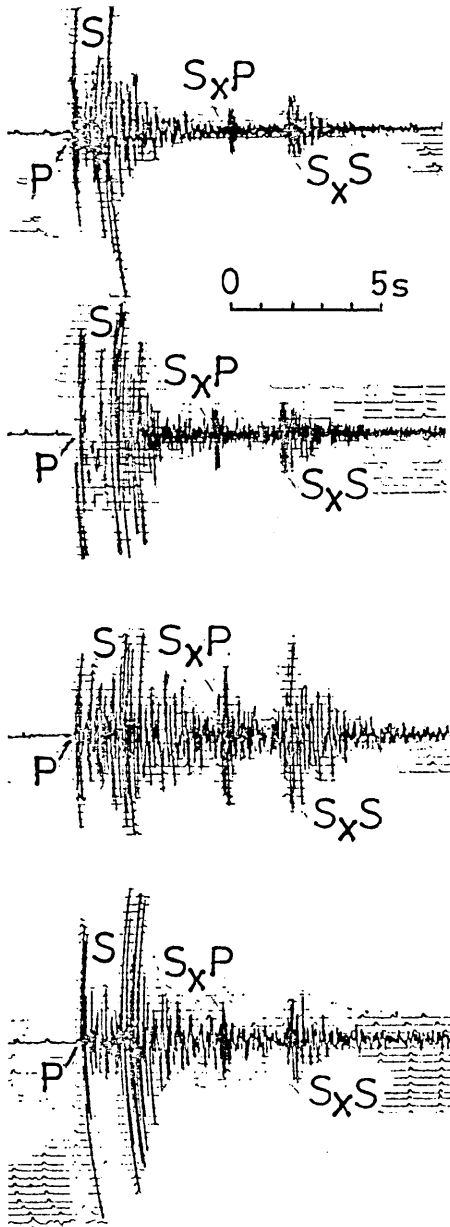


Fig. 5. Portions of helical seismograms (vertical component at a paper speed of 4 mm/sec) of microearthquakes with S_xP and S_xS phases from a crustal discontinuity at a depth of about 16.0 km recorded at Kobugahara (KBH) station.

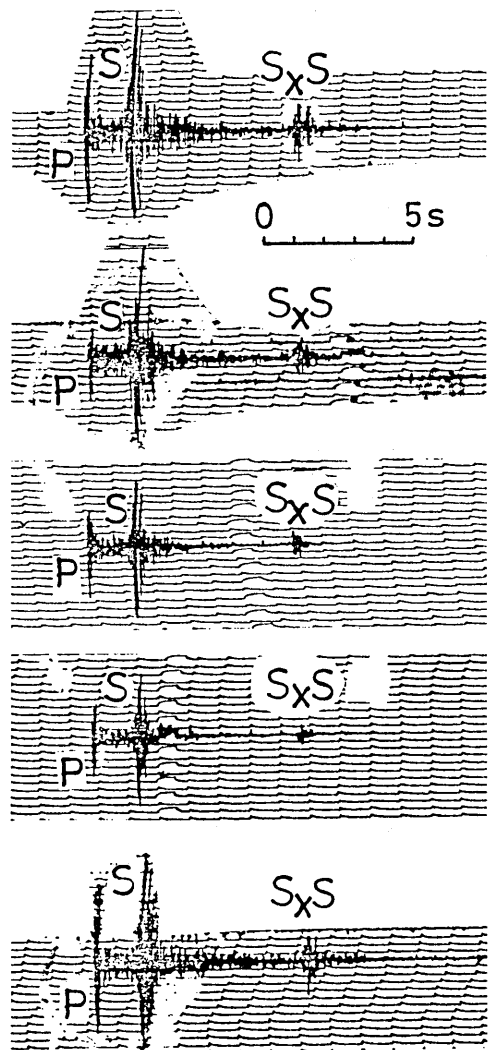


Fig. 6. Portions of helical seismograms (vertical component at a paper speed of 4 mm/sec) of microearthquakes with S_xP and S_xS phases from a crustal discontinuity at a depth of about 16.9 km recorded at Tanohata (TNH) station.

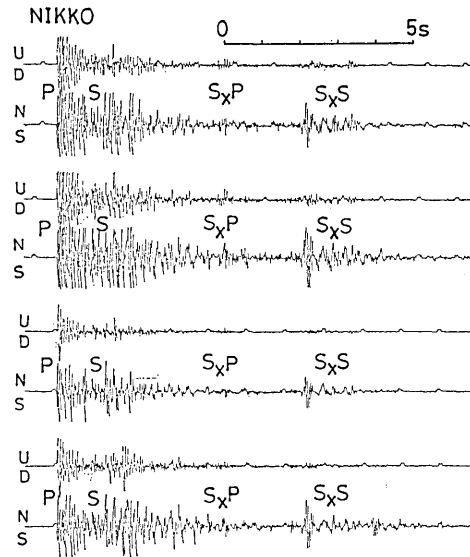


Fig. 7. Strip-chart seismograms (vertical and horizontal (NS) components at a paper speed of 10 mm/sec) of micro-earthquakes with S_xP and S_xS phases recorded by Nikko (NIK) station.

2-3. 和歌山市周辺地域における例

紀伊半島においては1965年以来微小地震の定常観測が行なわれている。観測網 (Fig. 8) は紀伊半島全域をおおっているが、和歌山市周辺では地殻浅所に発生する群発地震の研究を目的として観測点密度を多少高くしてある。従って和歌山市周辺では微小地震を用いて地殻深部から垂直反射波を観測するに適した条件がそろっている。定常観測による長期間にわたっての地震記録例が多数蓄積されているために、単独の記録例では反射波 S/N のレベルが低く検出が困難な場合でも、ほぼ同一位置の震源からの地震波の記録例を多数重ねて比較することにより地殻深部不連続面による特定の走時をもつ反射波を効率よく判別することが可能である。定常観測は主に送り速度 4 mm/sec でのドラム記録による。

和歌浦観測点 (WK) は和歌山市周辺の群発地震域のほぼ中央に位置し $S-P$ 時間が 2.5 sec 以下の微小地震を 400個/月以上検知できる。和歌山市周辺では微小地震の震源の深さは 5~7 km に集中し、深さが 3 km 以浅および 8 km 以深にはほとんど地震が発生しない (溝上, 中村, 1976; MIZOUE, NAKAMURA, ISHIKETA and SETO, 1978)。和歌浦観測点において ($S-P$) 時間が 0.6~2.5 sec の範囲にある微小地震を観測すると水平動成分に直達 S 波よりも 5~11 sec おくれて顕著な位相がしばしば検出される (Fig. 9)。その走時から判定するとこれは深さ約 24 km での不連続面からの反射波 S_xS であり、この不連続面は紀伊半島西岸から内陸部へ向って約 6° の勾配で浅くなっているといえる。この結果は和歌山市周辺の地震に対し $S-P$ 時間で 4.5~7.5 sec の位置にある猿谷観

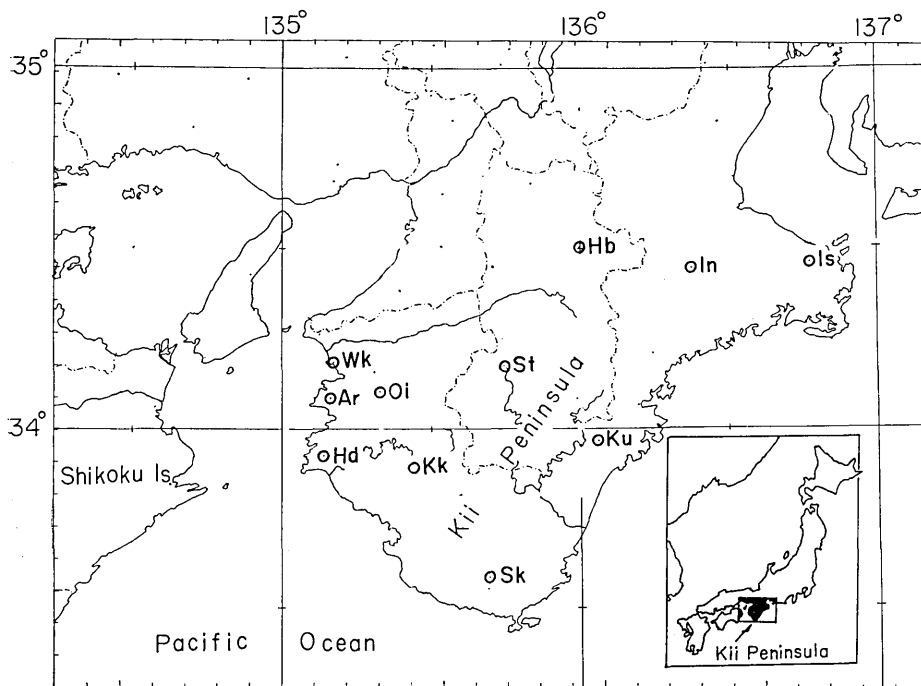


Fig. 8. Map showing locations of seismograph stations of Wakayama Micro-earthquake Observatory (1965-1978) in the Kii Peninsula.

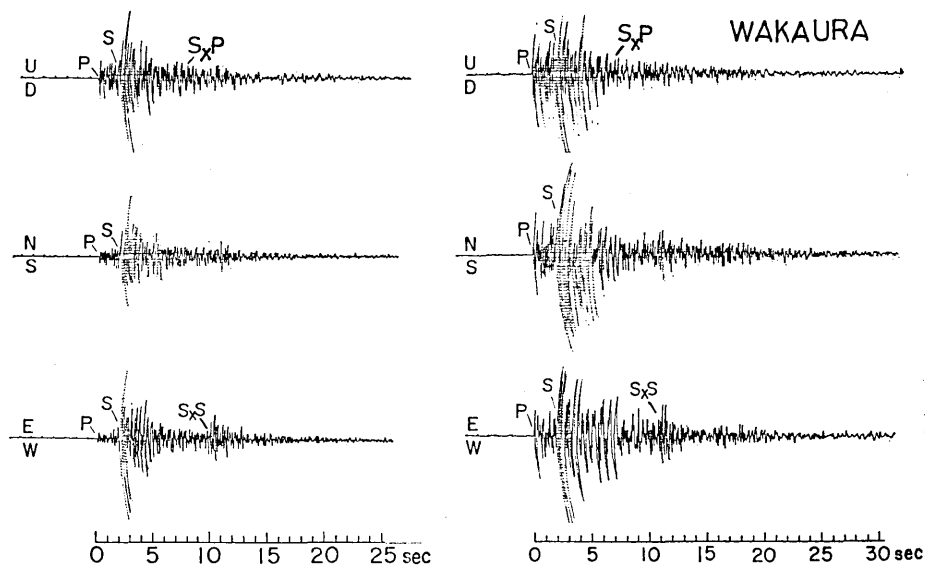


Fig. 9. Portions of helical seismograms (three components at a paper speed of 4 mm/sec) of microearthquakes with S_xP and S_xS phases from a crustal discontinuity at a depth of about 24 km recorded at Wakaura (WK) station.

測点 (ST) の上下動成分での反射波走時と調和的である。すなわち直達 P 波より 1.0~2.4 sec おくれて 1 つの顕著な位相が検出され、さらに直達 S 波より 1.9~3.9 sec おくれて別の顕著な位相が検出される。これら 2 つの位相は和歌浦観測点で検出された垂直反射波 S_xS に対応する不連続面での P 波および S 波の critical reflection P_xP および S_xS であると判断される。モホ不連続面に対する反射波および P_n 波は別の走時をもつ位相として明瞭に検出されることを考慮すると、上述の S_xS および P_xP はいわゆるコンラッド不連続面での反射波であるといえる。この不連続面の上部での平均的な地震波速度は P 波および S 波についてそれぞれ 5.80 km/sec および 3.46 km/sec であり、不連続面下部では 6.80 km/sec および 4.05 km/sec と推定された (MIZOUE, 1971)。

Rio Grande Rift および北関東、日光・足尾地域での垂直反射波の観測結果と比較するためには、和歌浦観測点の上下動成分の記録での S_xP 、 S_xS および直達 S 波の振幅比を調べる必要がある。しかし直達 S 波はその振幅が記録紙上でふり切れていることが多く、 S_xP および S_xS の直達 S 波に対する振幅比を求めることは困難である。和歌浦観測点においては上下動成分での S_xS の振幅は水平動成分でのそれに比較して一般にきわめて小さいため S/N レベルが非常に低く S_xS の判別がむずかしい。しかし S_xS と coda wave との卓越周波数が異なることと水平動成分から測定される走時とを念頭において上下動成分での S_xS を検出するとその振幅の測定が可能な場合もある。一方 S_xP が上下動成分で判別ができる場合がある。和歌浦観測点において上下動成分での S_xP に対する S_xS の振幅比は 2.5~5.0 (入射角による補正前の値) となる。この値は Rio Grande Rift および北関東、日光・足尾地域における値 0.3~0.7 (入射角による補正前の値) と著しく異なる。この観測結果は北関東、日光・足尾地域での垂直反射波が Rio Grande Rift におけるような地殻深部溶融体の存在による可能性をもつものに対し、和歌山市周辺での垂直反射波は地震波速度の急激な増加をともなう通常的地殻深部不連続面の存在によるという物理的条件の相違に起因していることを示唆する。なおこの点については後節で詳しく検討する。

3. 反射波の走時と不連続面

前節で述べた各地域、すなわち i) Rio Grande Rift, Socorro, New Mexico 周辺地域、ii) 北関東、日光・足尾地域および iii) 紀伊半島和歌山市周辺地域のそれぞれについて反射波の走時と地震波速度および不連続面の深さとの関係について検討する。これにより各地域において検出された地震波位相 S_xS および S_xP が実際に地殻深部での垂直反射波であることを走時解析から確認し不連続面の深さとその上部の媒質中での地震波速度を求めることとする。

3-1. Rio Grande Rift, Socorro, New Mexico 周辺における例

SANFORD and LONG (1965) は Rio Grande Rift における反射波の走時解析を行ない次のような結果をえた。すなわち反射波 S_xS と S_xP の走時と $S-P$ 時間との関係を Fig. 10 に示す。Socorro, New Mexico 周辺の微小地震の震源の深さが 4~9 km であることを考慮してこの走時を解析すると不連続面の深さは約 18 km で不連続面上部

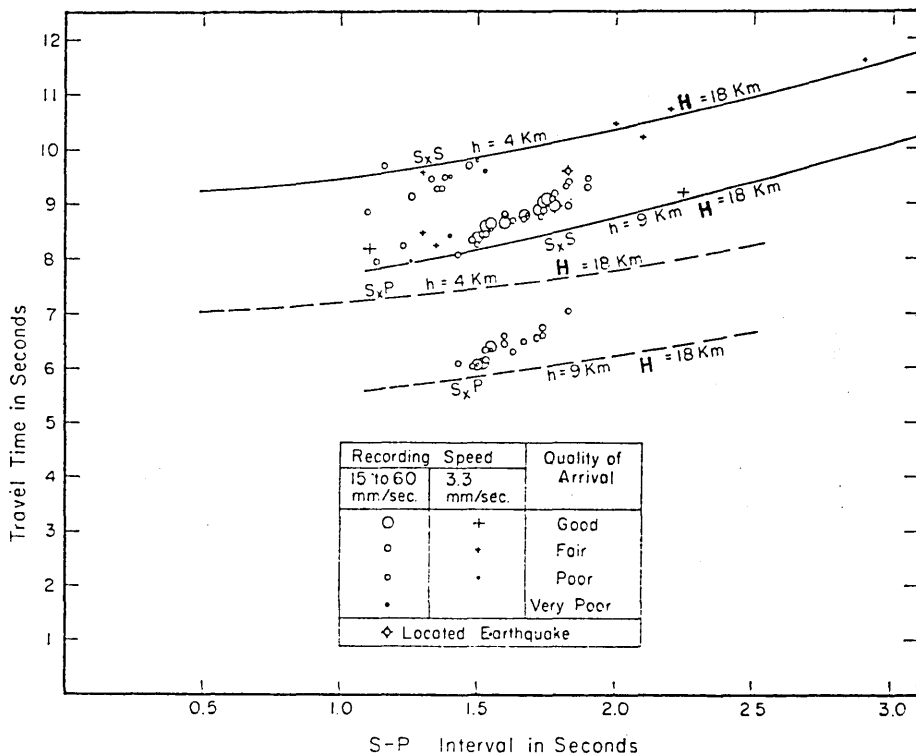


Fig. 10. Observed and theoretical travel times of reflected phases S_xP and S_xS versus $S-P$ time for Rio Grande Rift, near Socorro, New Mexico. Theoretical travel time curves are drawn for S_xP and S_xS from a horizontal velocity discontinuity at a depth (H) of 18 km. Two curves for each reflected phases are given, one for a 4 km depth of focus (h), the other for a 9 km depth of focus. The left-hand ends of each curve are the theoretical limits of observable reflections at the specified depth of focus (after Sanford and Long, 1965).

Fig. 11-(a). Observed and theoretical travel times of reflected phases S_xP and S_xS and travel time difference of the two reflected phases versus $S-P$ time for Ginzandaira (GNZ) station. Theoretical travel time and travel time difference curves are drawn for S_xP and S_xS from a discontinuity at a depth of 14.2 km. Two curves of the travel time for each reflected phases and of the travel time differences are given, one for a 4 km depth of focus (h), the other for a 7 km depth of focus. The left-hand ends of each curve are the theoretical limits of observable reflections at the specific depth of focus. In the upper part of the figure, the observed travel time data for S_xP and S_xS are shown by the solid and open circles, respectively. In the lower part of the figure, the observed travel time difference S_xS-S_xP are shown by the open circles.

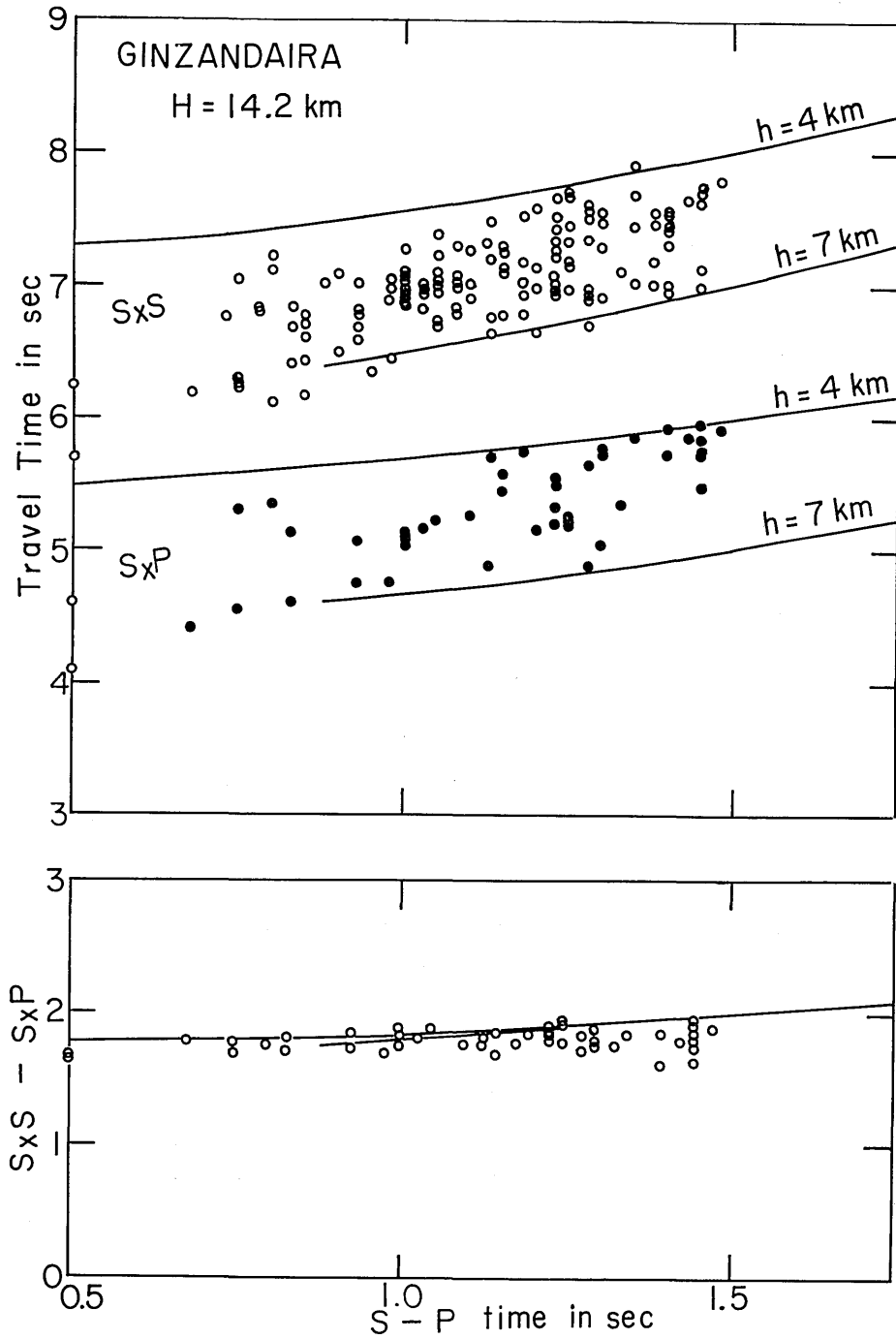


Fig. 11-(a).

の媒質中の P 波および S 波の速度は 6.0 km/sec および 3.46 km/sec となった。SANFORD, ALPTEKIN and TOPPOZADA (1973) はさらに多くのデータにもとづいて反射波の走時を調べ次のような結果をえた。すなわち不連続面上部の媒質中の P 波および S 波の速度は人工地震による結果なども考慮し、それぞれ 5.80 km/sec および 3.35 km/sec となった。また Socorro, New Mexico 周辺での地殻深部不連続面の深さは約 18 km であり北方へ約 6° で傾斜していることがわかった。

3-2. 北関東、日光・足尾地域における例

この地域は浅発性の群発地震がしばしば発生しその地震活動を調査するために局地的な観測網が臨時的に設置され多数の微小地震を検出している。辺長約 10 km のトリパタイト方式による観測結果(荻野, 1974)から Fig. 3 に示す銀山平 (GNZ), 古峰原 (KBH) および田の端 (TNH) の3観測点においてそれぞれ反射波が検出された。銀山平観測点と古峰原観測点においては反射波 S_xS と S_xP と判別される顕著な2つの位相が観測された。しかし田の端観測点においては反射波 S_xS は検出されが S_xP の識別はきわめて困難であった。

それぞれの観測点について反射波 S_xS および S_xP の走時および S_xS と S_xP との走時差を求め S-P 時間との関係をしらべた。震源の深さが $4\sim 7 \text{ km}$ であることを考慮しそれぞれの観測点における反射波走時および走時差が同時に説明できる P 波および S 波速度を求めた。不連続面上の深さはそれぞれの観測点直下およびその近傍で多少異なることを考慮し走時解析を行った。その結果を Fig. 11-(a)~(c) に示す。

走時解析の結果、不連続面上部の P 波および S 波の平均的速度はそれぞれ 5.80 km/sec , 3.35 km/sec であることがわかった。またこの地震波速度を仮定しかつ銀山平観測点の直下の不連続面の深さを 14.2 km とすると、Fig. 11-(a) に示すように反射波 S_xS と S_xP の走時およびそれらの走時差をよく説明することができる。観測値をはさむ2本の走時曲線はそれぞれ震源の深さが 4 km および 7 km の場合に対応したものである。同様にして Fig. 11-(b) は、古峰原観測点における反射波 S_xS と S_xP の走時およびそれらの走時差を示したものである。走時曲線は不連続面の深さが 16.0 km の場合に対応したものであり観測値をよく説明している。Fig. 11-(c) は田の端観測点における反射波 S_xS の走時を示したものであり不連続面の深さが 16.9 km の場合の走時曲線とよく一致する。田の端観測点においては反射波 S_xP が多数例について検出されないためその走時および S_xS 波との走時差は求められない。

震源座標が求められた微小地震の各々についてそれぞれの観測点における反射波走時を用いて反射点の深さを計算することができる。それらの結果からこの地域における不連続面の深さ分布を推定することができる。この方法によって求められた不連続面の深さ分布を Fig. 3 に等深度線で表わす。これからこの不連続面は東南東の方向へ傾斜約 11° で深くなっていると考えられる。

3-3. 和歌山周辺地域における例

和歌山市周辺では和歌浦観測点 (WK) (Fig. 8) の水平動成分に S_xS 波を検出するこ

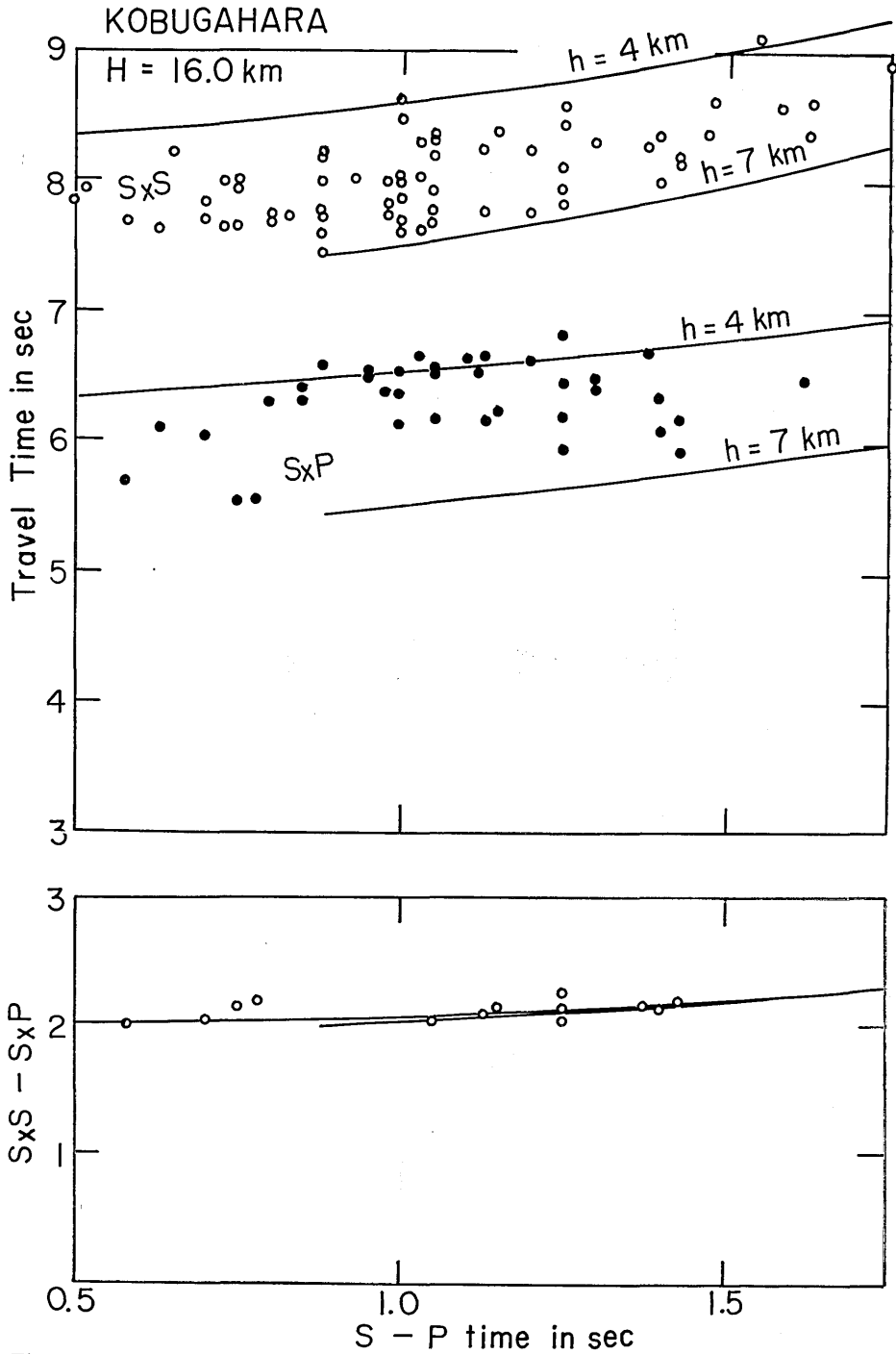


Fig. 11-(b). Observed and theoretical travel times of reflected phases $S_x P$ and $S_x S$ and travel time difference of the two reflected phases versus $S - P$ time for Kobugahara (KBH) station. Theoretical travel time and travel time difference curves are drawn for $S_x P$ and $S_x S$ from a discontinuity at a depth of 16.0 km.

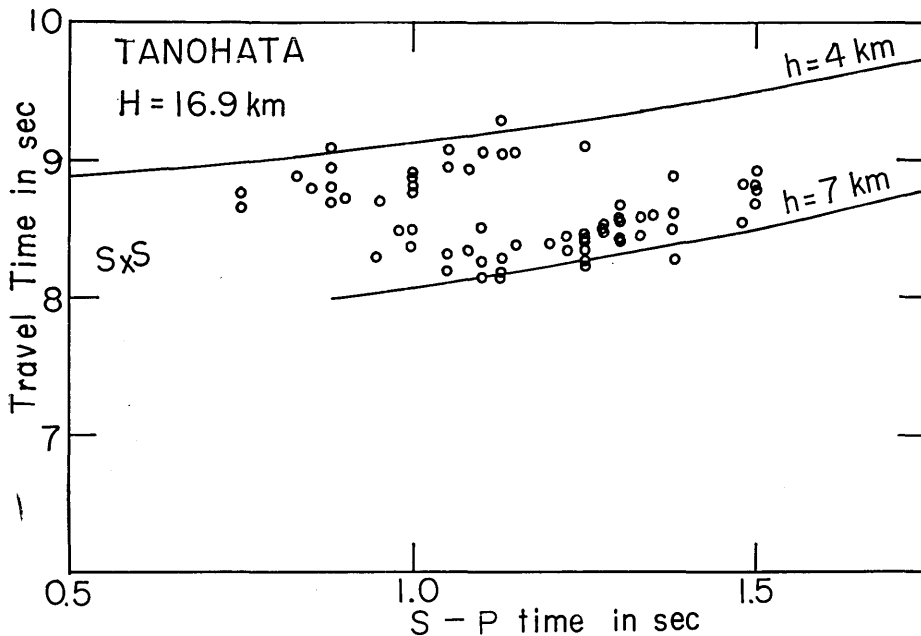


Fig. 11-(c). Observed and theoretical travel time of reflected phase S_xS versus $S-P$ time for Tanohata (TNH) station. Theoretical travel time curves are drawn for S_xS from a discontinuity at a depth of 16.9 km.

とができる。この S_xS 波の走時から深さが約 24 km の不連続面の存在が推定されている (MIZOUE, 1971)。また上下動成分には S_xP 波が検出される場合がある。反射波 S_xS と S_xP の走時およびそれらの走時差と ($S-P$) 時間との関係を Fig. 12 に示す。不連続面の深さを 24 km と仮定し、不連続面より上の部分の P 波および S 波の速度をそれぞれ 5.80 km/sec, 3.46 km/sec とすると計算による走時は観測値とよく一致する。また $S-P$ 時間が 2.0 sec 以下では S_xS 波と S_xP 波との走時差がほとんど一定となることは Socorro, New Mexico 周辺の Rio Grande Rift 地域、北関東、日光・足尾地域における地殻深部反射波の走時と共通している。なおこの不連続面は和歌山市周辺地域から東方、内陸部へ向って約 6° で浅くなっている可能性のあることが内陸部の猿谷観測点 (ST) における反射波の走時から指摘されている (MIZOUE, 1971)。以上の考察からここで取上げた地震波位相はその走時から判断して地殻深部の不連続面での反射波 S_xP および S_xS 波であるといえる。また S_xS 波については水平動成分でその振幅が卓越し上下動成分ではその振幅が相対的に小さいことからこの S_xS 波が P 波としてではなく S 波として観測点に入射したものであることの根拠を与える。

4. 地殻深部の溶融状態と地震波速度

不連続面下部の溶融状態の検証を反射波の観測から行うためには、あらかじめ溶融物質の粘弾性体モデルにより高温での P 波および S 波の伝播速度について実験的・理論的考

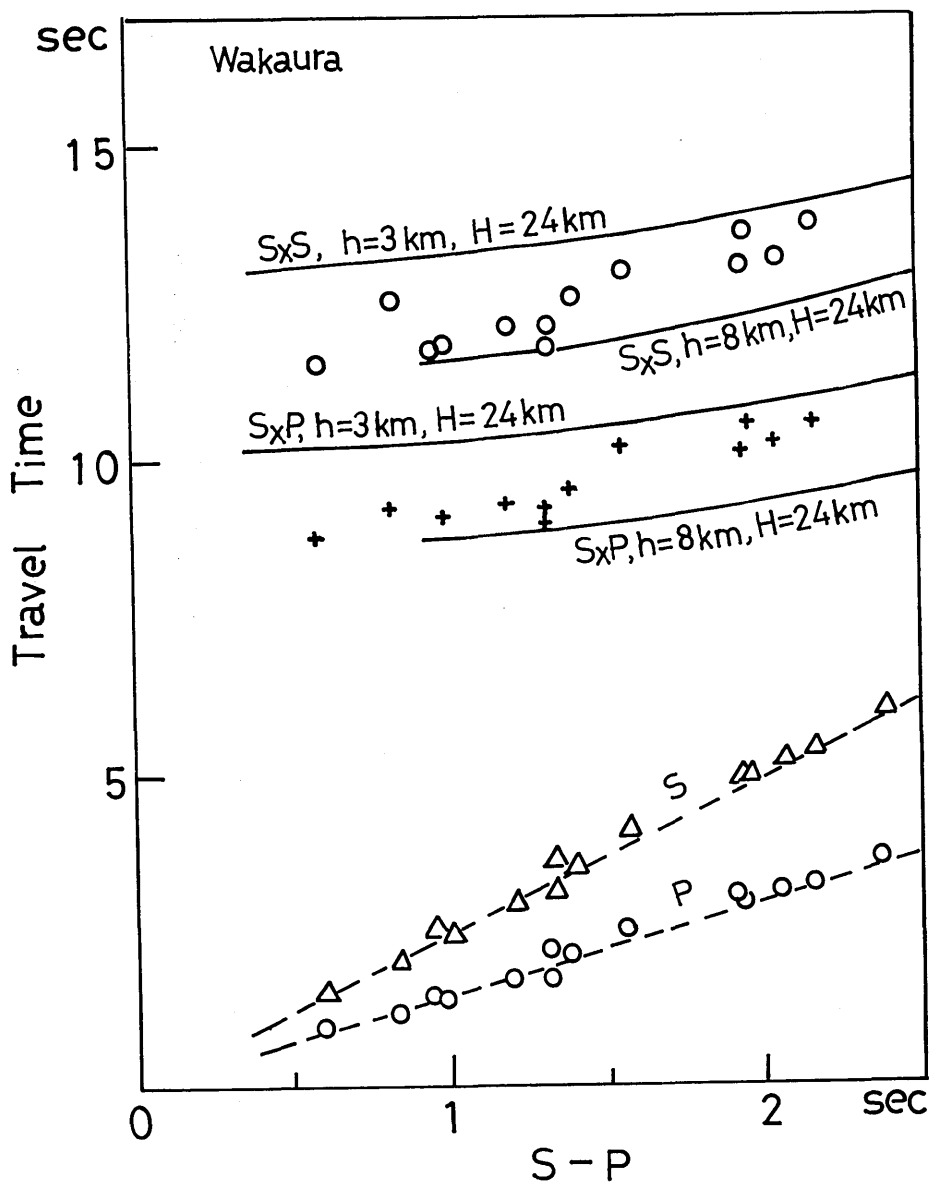


Fig. 12. Observed and theoretical travel times of reflected phases $S_x P$ and $S_x S$ and travel time differences of the two reflected phases versus $S - P$ time for Wakaura (WK) station located at Wakayama city, northwestern part of the Kii Peninsula. Theoretical travel time and travel time difference curves are drawn for $S_x P$ and $S_x S$ from a horizontal velocity discontinuity at a depth of 24 km for Wakaura (WK) station. Two curves for each reflected phases and travel time differences are given, one for a 3 km depth of focus (h), the other for a 8 km depth of focus. The left-hand ends of each curve are the theoretical limits of observable reflections at the specified depth of focus.

察を行ない実際の溶融体の地震波速度を推定しておく必要がある。この溶融部の地震波速度と反射波の走時解析から求められた不連続面上部の地震波速度から不連続面の反射係数がえられる。反射波 S_xS と S_xP との振幅比の観測値と溶融体の存在を仮定した理論値との比較から不連続面下部の媒質が溶融状態にあるか否かの推定を行なう。

熊沢, 古橋, 飯田 (1963) は融点の低いアルカリ珪酸塩を材料として高温溶融状態 (600~900°C) における地震波速度を超音波速度測定から求めた。これは粘性係数の比較的大きいマグマの中を伝播する地震波速度を実験室内で求めたことになる。珪酸塩溶融体 (または溶融岩石すなわちマグマ) 中の超音波速度の測定値から周波数が 10~100 Hz の地震波速度を求める方法は次のとおりである。

いま溶融岩石 (マグマ) を粘弾性体として簡単な Maxwell モデルを適用する。この粘弾性体中の縦波および横波速度を v_P および v_S とし, 超音波速度を V_P および V_S とする。Lame の弾性常数を λ, μ としこれらに対応する粘性係数を ξ, η とする。ここで V_P および V_S は ρ を密度として $V_P = \sqrt{(\lambda+2\mu)/\rho}$, $V_S = \sqrt{\mu/\rho}$ で与えられる。また v_P および v_S はそれぞれ周波数 f の関数として

$$v_P^2 = V_P^2 \left(1 - \frac{i}{2\pi f \tau_3}\right) / \left(1 - \frac{i}{2\pi f \tau_1}\right) \left(1 - \frac{i}{2\pi f \tau_2}\right),$$

$$v_S^2 = V_S^2 / \left(1 - \frac{i}{2\pi f \tau_1}\right)$$

で与えられる。ここに $i = \sqrt{-1}$, $V_P^2 = (\lambda+2\mu)/\rho$, $V_S^2 = \mu/\rho$, τ_1, τ_2 および τ_3 は緩和時間であり

$$\frac{1}{\tau_1} = \frac{\mu}{\eta}, \quad \frac{1}{\tau_2} = \frac{\lambda+(2/3)\mu}{\xi+(2/3)\eta},$$

$$(\lambda+2\mu) \frac{1}{\tau_3} = \left(\lambda + \frac{2}{3}\mu\right) \frac{1}{\tau_1} + \frac{4}{3}\mu \frac{1}{\tau_2}$$

である。 $\lambda = \mu$ を仮定し, $1/\tau_2 = 0$ ($\xi = 0$) の場合についての v_P および v_S 周波数依存性をみるのに, τ_1 を用いて

$$f_0 = \frac{1}{2\pi\tau_1} = \frac{\mu}{2\pi\eta} \quad (1)$$

で与えられる周波数を f_0 とする。弾性常数は粘性係数ほど温度変化に対して広い範囲で変化しないので, f_0 および τ_1 はほとんど粘性係数の変化による。以上のことを考慮すると粘弾性体中を伝播する周波数 f なる v_P および v_S は近似的に f が f_0 より大ならば $f = \infty$, f が $f_0 \cdot 10^{-2}$ より小ならば $f = 0$ とみなせる。従って,

$$f > f_0 \text{ ならば } \left. \begin{aligned} v_P &= V_P = \sqrt{(\lambda+2\mu)/\rho} \\ v_S &= V_S = \sqrt{\mu/\rho} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

$$f < f_0 \cdot 10^{-2} \left. \begin{aligned} v_P &= \sqrt{(\lambda+(2/3)\mu)/\rho} = \sqrt{V_P^2 - (4/3)V_S^2} \\ v_S &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

となる。ここで特に注目すべき点は $f < f_0 \cdot 10^{-2}$ なる周波数領域では式 (3) で示されるように $v_s = 0$ となりいわゆる溶融状態にあるといえることである。

以上のような方法により熊沢ら (1963) は Table 1 に示す珪酸塩溶融体中の超音波速度の測定値から地震波速度 (Table 2) を推定した。なお Table 2 中の括弧内の値は外挿値である。BIRCH (1942) による高温における物質の粘性係数の値から判断してここでの η の値は $10^7 > \eta > 10^{2 \sim 3}$ poises の範囲にあると考えられる。従って式 (1) から $f < f_0 \cdot 10^{-2}$ となり、(3) 式から地震波速度を求めることができる。ただし V_s の測定値がないので高温状態で $\lambda = \mu$ を仮定している。このような手順で求められた珪酸塩溶融体中の地震波速度を Table 2-b に示す。

Table 1. Chemical composition and physical properties of glass samples (after KUMAZAWA et al., 1963).

Sample No.	Composition SiO ₂ :Na ₂ O:K ₂ O	Melting Point	Density	Elastic Wave Velocity V_p
1	7:3/2:3/2	690°C	2.46 gr/cm ³
2	7:3/4:9/4	540°C	2.45 gr/cm ³	5.27 km/sec

Table 2. (a) Ultrasonic wave velocity V_p and (b) calculated seismic wave velocity v_p and v_s in the molten silicate at various temperatures. Extrapolated values are represented with parentheses (after KUMAZAWA et al., 1963).

	Temperature °C	600	700	800	900	1000	1100	1200
(a)	V_p (km/sec)	4.35	4.00	3.70	3.45	(3.20)	(2.95)	(2.75)
(b)	v_p (km/sec)	3.25	3.00	2.80	2.60	(2.40)	(2.20)	(2.05)
	v_s (km/sec)	0	0	0	0	0	0	0

熊沢ら (1963) による以上の結果を考慮して次節において反射波 S_xS と S_xP との振幅比を求め観測値と比較する。

5. 溶融体の存在と反射波の振幅比

平面波の反射を仮定し反射波の振幅を Zoeppritz の方程式 (RICHTER, 1958) を用いて求める。反射波 S_xP と S_xS との振幅比 A_{S_xP}/A_{S_xS} (S_xP 波の振幅を A_{S_xP} , S_xS 波の振幅を A_{S_xS} と記す) と入射角または震央距離との関係から不連続面での地震波速度の差を求めることができる。反射波 S_xP と S_xS は震源でわずかに異なる射出角をもつ S 波の反射波であるので、その振幅比 A_{S_xP}/A_{S_xS} は震源での S 波エネルギーの放射の発震機構による非一様性によってほとんど影響されないと考えてよい。

SANFORD, ALPTEKIN and TOPPOZADA (1973) は Rio Grande Rift の例について反射波振幅比 A_{S_xP}/A_{S_xS} を求めた (Table 3)。ここで α_1 および β_1 はそれぞれ不連続面上部の媒質の P 波および S 波の速度、 α_2 および β_2 はそれぞれ不連続面下部の媒質の P 波および S 波の速度である。いま不連続面を境として地震波速度が増加する場合

Table 3. Observed and theoretical ratios of S_xP to S_xS amplitudes (after SANFORD et al., 1973).

Observed				Theoretical							
Angle of Incidence S_xP	Angle of Incidence S_xS	Measured S_xP/S_xS Ave. \pm S.D.	Corrected S_xP/S_xS Ave. \pm S.D.	$\alpha_1=6.00$	$\alpha_2=8.00$	$\alpha_1=5.80$	$\alpha_2=5.80$	Ratio	Reflection Coefficient P	Reflection Coefficient S	Ratio
				$\beta_1=3.46$	$\beta_2=4.60$	$\beta_1=3.35$	$\beta_2=0.00$				
6.0	8.9	0.11 \pm 0.023	0.017 \pm 0.0035	0.05	0.18	0.28	0.12	0.94	0.13		
11.9	17.3	0.15 \pm 0.057	0.046 \pm 0.017	0.09	0.09	1.0	0.22	0.83	0.27		
14.1	21.1	0.24 \pm 0.20	0.088 \pm 0.074	0.10	0.03	3.3	0.25	0.75	0.33		
15.6	23.3	0.27 \pm 0.22	0.111 \pm 0.086	0.11	0.04	2.7	0.27	0.72	0.38		
20.2	30.5	0.58 \pm 0.10	0.314 \pm 0.056	0.12	0.18	0.67	0.32	0.67	0.48		

* From McCAMY et al. (1962).

を考え $\alpha_1=6.00$ km/sec, $\beta_1=3.46$ km/sec および $\alpha_2=8.00$ km/sec, $\beta_2=4.60$ km/sec とすると観測値と理論値とは著しく異なる。これは通常の地殻構造に対応する不連続面での地震波速度の変化を仮定したのでは観測によりえられた相対的に大きな S_xS 波の振幅を説明することができないことを示している。これに対し観測値と理論値が比較的良好一致し、しかも岩石学的見地からも著しい矛盾のないモデル (Table 4. Model-B-(a)) として $\alpha_1=5.80$ km/sec, $\beta_1=3.35$ km/sec および $\alpha_2=5.80$ km/sec, $\beta_2=0.00$ km/sec が考えられた。

北関東、日光・足尾地域においては辺長約 10 km のトリパタイト方式による観測結果 (荻野, 1974) および 1980年 8月 から微小地震観測関東ネットワークシステム (溝上, 中村, 1980) の日光観測点の記録から振幅比 A_{S_xP}/A_{S_xS} を求めることができる。反射波の振幅測定は銀山平 (GNZ), 古峰原 (KBH) および日光 (NIK) 観測点の 3 観測点について行った。田の端 (TNH) 観測点では S_xS のみしか観測されないので振幅比の測定はできない。なお地震計成分は SV 波の振幅を測定するため上下動成分を用いた。地動振幅比を求めるために入射角による補正を行った。振幅比の観測結果は Fig. 13 に示すように概略において Rio Grande Rift における値とほぼ等しい。北関東、日光・足尾地域では反射波の走時から $\alpha_1=5.80$ km/sec, $\beta_1=3.35$ km/sec とすることができる。

和歌山市周辺においては和歌浦観測点 (WK) で 3 成分観測が行なわれている。反射波の振幅比 A_{S_xP}/A_{S_xS} は Rio Grande Rift および北関東、日光・足尾地域の場合と同様に上下動成分の記録から求めた。反射波の入射角と振幅比との関係を Fig. 13 に示す。和歌山市周辺においては振幅比の値が 1.0~5.0 であり北関東、日光・足尾地域における値 0.1~0.3 よりもはるかに大きいことは注目される。これは和歌山市周辺においては上下動成分のみ S_xS 波の振幅が相対的に小さいことに対応する。走時解析から地震波速度は $\alpha_1=5.80$ km/sec, $\beta_1=3.46$ km/sec, $\alpha_2=6.80$ km/sec, および $\beta_2=4.05$ km/sec となる。

Rio Grande Rift において反射波の振幅比の理論値と観測値の比較を行ったのと同様

$$A_{S_x P} / A_{S_x S}$$

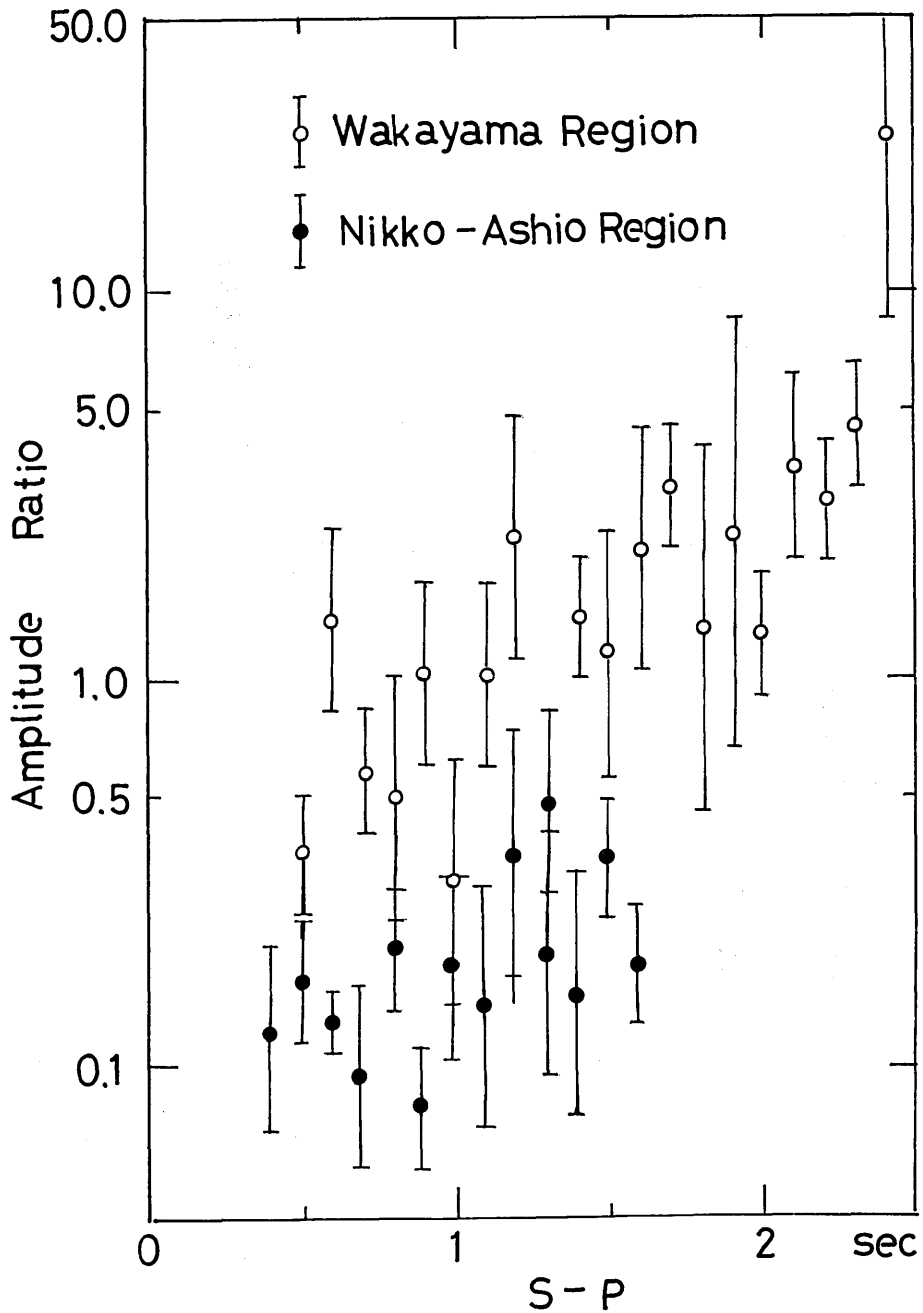


Fig. 13. Observed ratios of reflected phases of $S_x P$ and $S_x S$ amplitudes detected at the stations of GNZ, KBH, TNH, and NIK in the Nikko-Ashio region, northern Kwanto district (solid circles) and at WK station, Wakayama, northwestern part of the Kii Peninsula (open circles).

Table 4. Velocity models of the crust used for the evaluation of the reflection coefficients of S_xP and S_xS phases.

	Model—A			Model—B		
	a	b	c	a	b	c
α_1	5.80	5.80	5.80	5.80	5.80	5.80
β_1	3.35	3.35	3.35	3.35	3.35	3.35
α_2	7.00	6.90	6.80	5.80	5.80	5.80
β_2	4.05	3.99	3.93	0.00	0.03	0.17
ρ_2/ρ_1	1.11	1.10	1.09	1.00	1.00	1.00

	Model—C			Model—D				
	a	b	c	a (600°C)	b (700°C)	c (800°C)	d (900°C)	e (1000°C)
α_1	5.80	5.80	5.80	5.80	5.80	5.80	5.80	5.80
β_1	3.46	3.46	3.46	3.35	3.35	3.35	3.35	3.35
α_2	6.90	6.80	6.70	3.25	3.00	2.80	2.60	2.40
β_1	4.12	4.05	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ρ_2/ρ_1	1.11	1.09	1.09	0.93	0.93	0.91	0.91	0.89

α_1, α_2 ; P wave velocities (km/sec) in the upper and lower layers.

β_1, β_2 ; S wave velocities (km/sec) in the upper and lower layers.

ρ_1, ρ_2 ; Density in the upper and lower layers.

Model D; Based on the data of the molten silicate for the temperatur range of 600°C~1000°C (after KUMAZAWA et al., 1963).

の方法で北関東，日光・足尾地域および和歌市周辺地域の反射波振幅比について検討を行うこととする。北関東，日光・足尾地域については地殻モデルとして， $\alpha_1=5.80$ km/sec, $\beta_1=3.35$ km/sec (反射波走時から求めた値), $\alpha_2=6.80$ km/sec, $\beta_2=3.93$ km/sec, $K=\rho_2/\rho_1=1.09$ の場合 Model-A-(c) と，不連続面下部が熔融状態にある例として $\alpha_1=5.80$ km/sec, $\beta_1=3.35$ km/sec, $\alpha_2=5.80$ km/sec, $\beta_2=0$ km/sec, $K=\rho_2/\rho_1=1.00$ の場合 Model-B-(a) について理論値を求め観測値と比較する。ただし ρ_1 および ρ_2 はそれぞれ不連続面上部および下部での岩石密度であり，それらの値は TALWANI *et al.* (1959) によった。また参考のために熊沢ら (1963) によるアルカリ珪酸塩の溶融体中の地震波速度 (Table 2-(a), (b)) による反射波振幅比の理論値を求めた。Table 4 に示す地殻構造のモデル A, B, C および D についての反射係数の理論値 (SV 入射波, SV 反射波および P 反射波についての反射係数と入射角との関係) を Fig. 14 に示す。

次に入射角の関数として与えられた S_xS 波および S_xP 波に対する反射係数から S-P 時間の関数として反射波の振幅比 A_{S_xP}/A_{S_xS} の理論値を求めた。このとき北関東，日光・足尾地域については不連続面の深さ 14.2 km (銀山平観測点の場合)，震源の深さ 4 km および 7 km の場合について求めそれを観測値と比較した。その結果を Fig. 15-(a) に

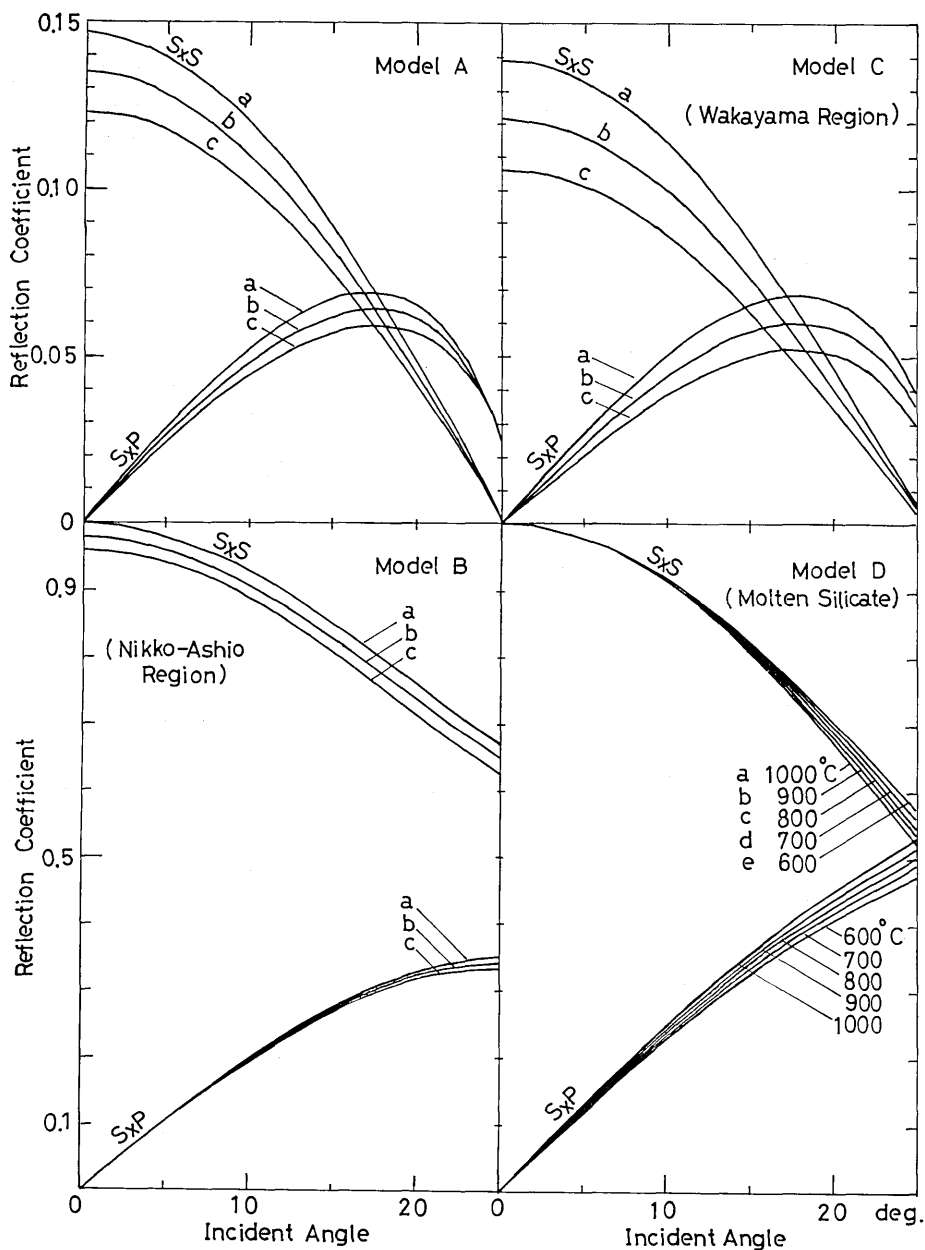


Fig. 14. Reflection coefficient of S_xP and S_xS phases in relation to incident angles calculated for velocity models of the crust given in Table 4. Model A represents a normal crust. Model B represents an unusual crust with a discontinuity underlain by molten material. Model C corresponds to the crust obtained by a travel time analysis in the Wakayama region. Model D is based on the experimental data of the molten silicate (Kumazawa et al., 1963).

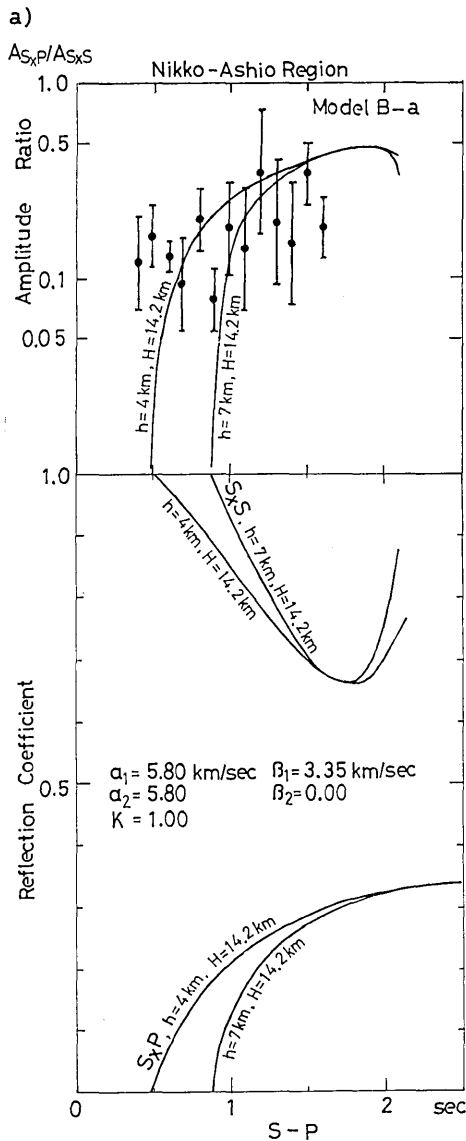


Fig. 15-(a). Comparison of the observed and theoretical values of the amplitude ratio of reflected phases of S_xP and S_xS (upper figure) and the corresponding reflection coefficients of the two reflected phases (lower figure) for the Nikko-Ashio region, northern Kwanto district. Theoretical curves are based on the crustal structure of Model B-(a) in Table 4 in case of the depth of the discontinuity $H=14.2$ km (for Ginzandaira station) in combination with the depth of focus $h=4\sim 7$ km.

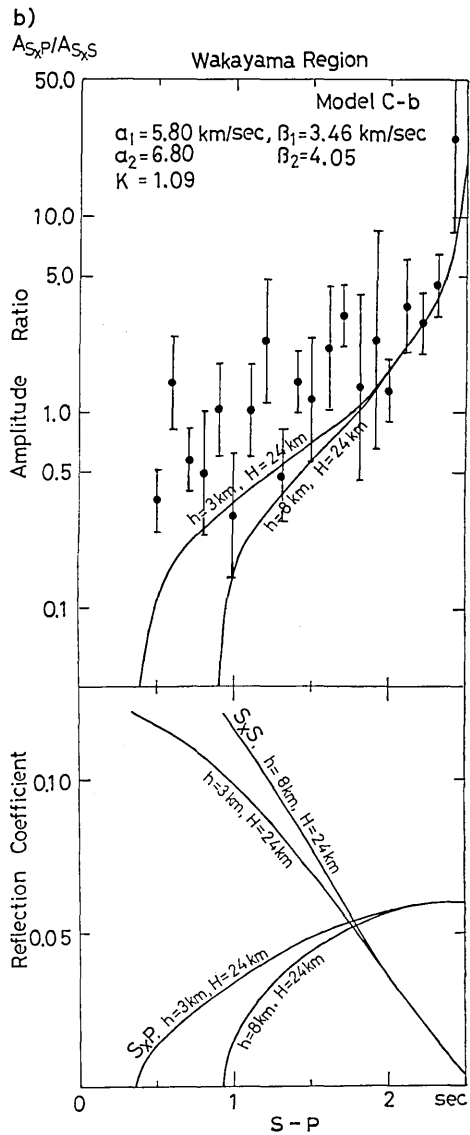


Fig. 15-(b). Comparison of the observed and theoretical values of the amplitude ratio of reflected phases of S_xP and S_xS (upper figure) and the corresponding reflection coefficients of the two reflected phases (lower figure) for the Wakayama region, northwestern part of the Kii Peninsula. Theoretical curves are based on the crustal structure of Model C-(b) in Table 4 in case of the depth of the discontinuity $H=24$ km (for Wakaura station) in combination with the depth of focus $h=3\sim 8$ km.

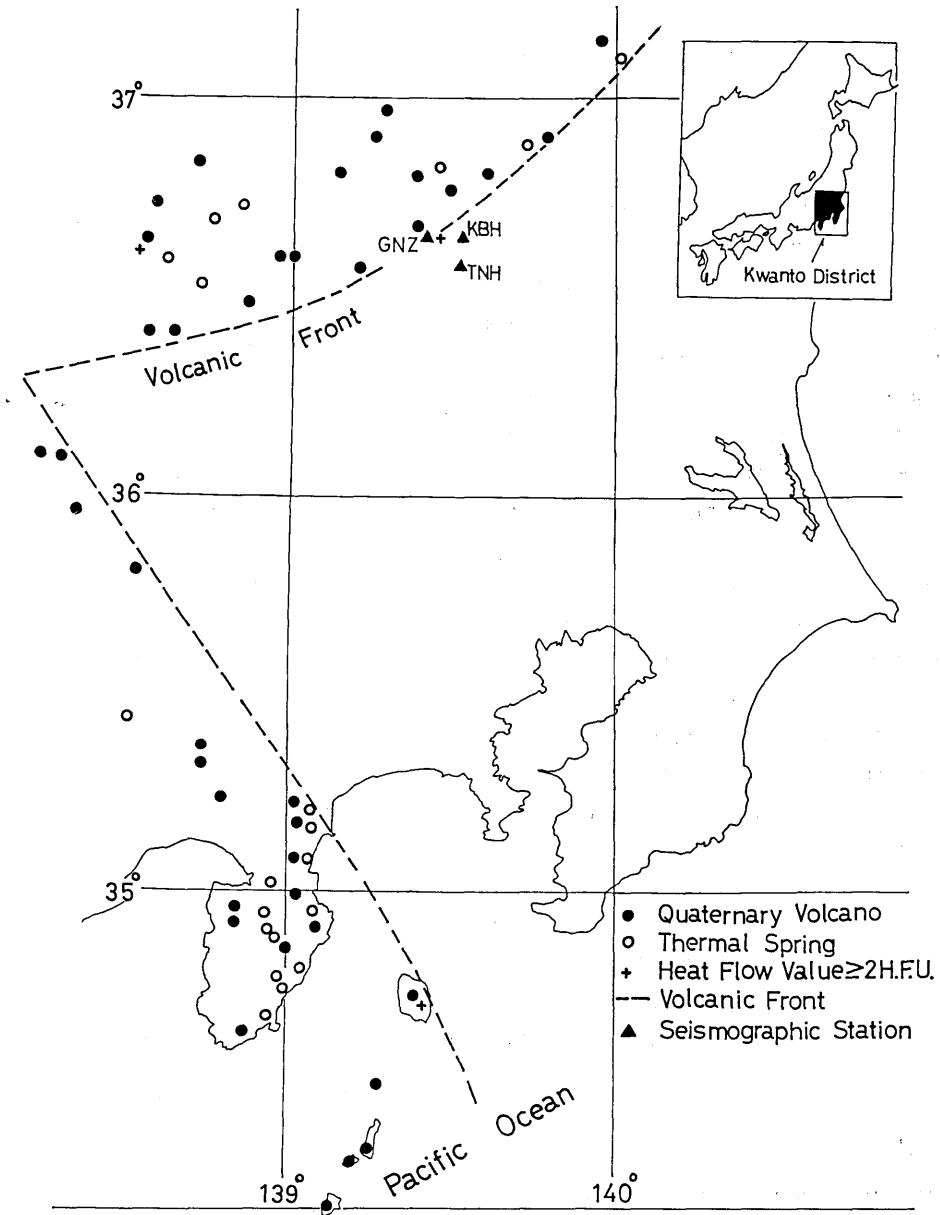


Fig. 16. Volcano-tectonic environments represented by Quaternary volcanoes (solid circle), thermal springs (open circle), sites of high heat flow values (cross) and volcanic front (dashed line) in the Kwantō district in connection with the location of seismographic stations (solid triangle) of GNZ, KBH and TNH. Note that the seismographic stations are located at the volcanic front where the magma types fractionate at shallower depths can be expected.

示す。この結果からみて北関東、日光・足尾地域では不連続面で P 波速度の変化をとまわず ($\alpha_1 = \alpha_2 = 5.80$ km/sec), S 波速度のみが変化する Model-B-(a) ($\beta_1 = 3.35$ km/sec, $\beta_2 = 0$ km/sec) がよく観測値を説明するといえる。また同様に和歌山市周辺地域の反射波の振幅比 A_{S_xP}/A_{S_xS} の理論値を S-P 時間の関数として求めた。すなわち不連続面の深さ 24 km (和歌浦観測点の場合), 震源の深さ $h = 5$ km および 8 km の場合について求め、それを観測値と比較した。その結果を Fig. 15-(b) に示す。この結果からみて和歌山市周辺地域の反射波振幅比の観測値は走時解析からえられた Model C-(b) ($\alpha_1 = 5.80$ km/sec, $\beta_1 = 3.46$ km/sec, $\alpha_2 = 6.80$ km/sec, $\beta_2 = 4.05$ km/sec, $K = \rho_2/\rho_1 = 1.09$) の理論値とよく一致する。さらにアルカリ珪酸塩の溶融体についてのモデル D に対する理論値は Rio Grande Rift および北関東、日光・足尾地域の観測値により近く、和歌山市周辺地域の観測値とは著しく異なる (Fig. 14)。

以上の考察から反射波振幅比からみる限り北関東、日光・足尾地域においては和歌山市周辺地域と異り地殻深部で $\beta_2 = 0$ となる溶融体が存在する可能性がきわめて高いといえる。ここで用いている地震波が 10~20 Hz であることを考慮すると、溶融体の厚さは 300~600 m 程度のものであってもよい。従って Rio Grande Rift においてパイロサイスにより検出された溶融体の薄い貫入層と同様の形態のものであっても S_xS 波に対して十分大きな反射係数を与えるものと考えられる。北関東、日光・足尾地域は東日本火山帯の火山フロントに接し、周辺部には男体山、日光白根山、庚申山、赤城山などの第四紀の火山が分布している。また地殻熱流量 (HORAI, 1964) も関東南東部に比較してかなり高い。Fig. 16 に日光・足尾地域における銀山平 (GNZ), 古峰原 (KBH), 田の端 (TNH) および日光 (NIK) の反射波 S_xS と S_xP の検出される観測点および第四紀の火山の分布と火山フロントを示す。また地殻熱流量が 2.0 HFU 以上の値の地点を示す。火山フロントとマグマの生成との関係 (杉村, 1965) を考慮すると、火山フロント直下の上部マントルで生成されたソレライトマグマがありその上昇過程で地殻内部にある何らかの障害物によりその上昇移動がさまたげられ貫入層として溶融体の溜りをつくりこれが反射波により検知されたのだとも解釈できる。これに対し和歌山市周辺地域の地殻深部不連続面については溶融体の存在は考えられない。上記の事情を考慮すると我国における地殻深部の溶融状態の研究課題として火山フロントに沿った微小地震垂直反射波の観測を行う必要があると考えられる。

6. 結 論

地殻深部における溶融体の探査を行う方法の 1 つとして垂直反射波の走時と振幅比を用いることが考えられる。ここで反射波走時は溶融体の存在する位置 (深さ) を、また振幅比は溶融状態を検出するために用いられる。Rio Grande Rift Socorro, New Mexico 周辺の地域、北関東、日光・足尾地域および和歌山市周辺地域の 3 地域における垂直反射波の観測例について地殻深部における溶融体の存在との関連に着目して比較、解析を行った。その結果を要約すると次のようである。

i) Rio Grande Rift, Socorro, New Mexico 周辺の地域において微小地震の垂直反射波 S_xS および S_xP の走時と振幅比の解析からそれらの反射波に対応する不連続面の

下部が溶融状態にあることが検出された (SANFORD, ALPTEKIN and TOPPOZADA, 1973). この結果はその後 バイブロサイスによる 同地域の地殻深部探査により再確認された (SCHILT *et al.*, 1979; OLIVER and KAUFMAN, 1976; BROWN *et al.*, 1979). 従って垂直反射波による 地殻深部における 溶融体の検出はきわめて有効な方法であるといえる.

ii) 北関東, 日光・足尾地域において局地的な 浅発性微小地震を 観測すると, 直達 S 波の後に 2つの 顕著な位相が 検出される. これらの位相はその走時および波形から観測点直下の深さ約 16 km における不連続面での反射波 S_xS および S_xP であると判断される. また和歌山市周辺地域において局地的な 浅発性微小地震を 観測すると, 前述の北関東, 日光・足尾地域におけると同様に直達 S 波の後に 2つの 顕著な位相が 検出される. これらの位相はその走時および波形から観測点直下の深さ約 24 km における不連続面での反射波 S_xS および S_xP であると判断される.

iii) Rio Grande Rift 地域, 北関東, 日光・足尾地域および和歌山市周辺の 3 地域における地殻深部不連続面からの反射波の振幅比 A_{S_xP}/A_{S_xS} の値について比較検討した. その結果, 入射角が $0^\circ \sim 30^\circ$ の範囲について Rio Grande Rift および北関東, 日光・足尾地域においては A_{S_xP}/A_{S_xS} が $0.1 \sim 0.3$ であるのに対し和歌山市周辺地域においては A_{S_xP}/A_{S_xS} が $1.0 \sim 5.0$ となる. これは地殻深部不連続面の物理的特性のちがいによるものと考えられる.

iv) 高温におけるアルカリ珪酸塩の超音波速度の測定から地殻深部での $600^\circ\text{C} \sim 900^\circ\text{C}$ 粘性係数 $10^{2-3} < \eta < 10^7$ poises の媒質中では $10 \sim 100$ Hz の周波数領域でみると S 波速度 $v_s = 0$ と見做しうる (熊沢ら, 1963). この結果を念頭において地殻深部不連続面による反射波の振幅比の理論値を溶融体をともなう場合とそうでない場合とについて求め観測値と比較した. 地殻深部不連続面の下部が固体と溶融体の場合とでは反射波の振幅比 A_{S_xP}/A_{S_xS} は 1 桁以上も異なることが理論的に確かめられた. 一方 iii) で述べたように Rio Grande Rift および北関東, 日光・足尾地域と和歌山市周辺地域とでは A_{S_xP}/A_{S_xS} の値がほぼ 1 桁ちがう. このことから和歌山市周辺地域では溶融体の存在は考えられないのに対し, 北関東, 日光, 足尾地域においては Rio Grande Rift 地域におけると同様に溶融体をともなう地殻深部不連続面が存在する可能性が高いことがわかった.

v) ここで用いた地震波が $10 \sim 20$ Hz であることを考えると, 溶融体が厚さ 1 km 以下の比較的薄い貫入層を形成している場合でも振幅比からその存在を検出できる可能性がある.

謝 辞

本研究は地震研究所地震観測情報センター地震予知移動観測室, 荻野 泉氏による長年にわたる栃木県西部における微小地震観測の成果に負うところが多い. ここにその旨を記し同氏に感謝する.

参 考 文 献

- BIRCH, F., et al., 1942, Handbook of physical constants, Geol. Soc. Am., Special Paper No. 36.
- BROWN, L.D., C.E. CHAPIN, A.R. SANFORD, S. KAUFMAN and J. OLIVER, 1979, Deep structure of the Rio Grande Rift from seismic reflection profiling, Rio Grande Rift: Tectonism and Magmatism, *Amer. Geophys. Union. Spec. Pub.*, in press.
- DENNY, C.S., 1941, Quaternary geology of the San Acasia area, New Mexico, *J. Geol.* 49, 225-260.
- EDWARDS, C.L., M.A. REITER, and C. WEIDMAN, 1973, Geothermal Studies in New Mexico and Southern Colorado (abstract), *Trans. Am. Geophys. Union* 54, 463.
- FRANCIS, T.J.G. and I.T. PORTER, 1973, Median valley seismology: The Mid-Atlantic Ridge near 45°N: *Royal Astron. Soc. Geophys. J.*, 34, 279-311.
- GEDDES, R.W., 1963, Structural geology of the Little San Pasqual Mountain and the adjacent Rio Grande trough, M.S. Thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, New Mexico.
- JOESTING, H.R., J.E. CASE and L.E. CORDELL, 1961, The Rio Grande near Albuquerque, New Mexico, New Mexico Geol. Soc. Guidebook, 12th Field Conf., 148-150.
- JORDAN, J., R. BLACK, and C.C. BATES, 1965, Patterns of maximum amplitudes of P_n and P waves over regional and continental areas, *Bull. Seism. Soc. Am.* 55, 693-720.
- KAUSEL, E.G., 1972, Regionalization of the lithosphere and asthenosphere of the Pacific Ocean, Ph. D. Thesis, New York, Columbia Univ., 147.
- 神沼克伊, 津村建四朗, 松本英照, 唐鎌郁夫, 1970, 栃木県・古峰ヶ原における極微小地震観測, 1969年8月13日の地震の余震観測, 地震研究所彙報, 48, 53-63.
- KAMITSUKI, A., 1956, On the seismic waves reflected at the Mohorovicic discontinuity (I), *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. A.*, 28, 143-159.
- KENNETT, B.L.N., and ORCUTT, J.A., 1976, A comparison of travel time inversions for marine refraction profiles, *J. Geophys. Res.*, 81, 4061-4070.
- 熊沢峰夫, 古橋 博, 飯田波事, 1963, 高温におけるケイ酸塩溶融体中の地震波速度, 火山, 9, 17-24.
- LEE, W.H.K. and R.D. BORCHERDT, 1968, P_n spectral variations of the Gasbuggy explosion at intermediate distance ranges, USGS Open File Report, Tech, Letter NCER-9, 18.
- LIPMAN, P.W., 1969, Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, southern Colorado and northern New Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 80, 1343-1354.
- MIZOUE, M., 1971, Crustal structure from travel times of reflected and refracted seismic waves recorded at Wakayama Micro-earthquake Observatory and its substations, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 49, 83-92.
- 溝上 恵, 中村正夫, 1976, 微小地震の震央分布と発震機構にもとづく断層系の推定, 地質学論集, 12, 75-87.
- MIZOUE, M., M. NAKAMURA, Y. ISHIKETA and N. SETO, 1978, Earthquake Prediction from Micro-earthquake Observation in the Vicinity of Wakayama City, Northwestern Part of the Kii Peninsula, Central Japan, *J. Phys. Earth*, 26, 397-416.
- 溝上 恵, 中村 功, 1980, 微小地震観測ネットワークシステムについて, 関東ネットワーク, その1, テレメータリングシステム, 地震研究所地震予知観測情報センター, 地震予知観測室観測技術報告, 1.
- MOLNAR, P. and J. OLIVER, 1969, Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 74, 2648-2682.
- 萩野 泉, 1974, 栃木県足尾地域の微小地震について, 地震研究所速報, 12, 159-169.
- OLIVER, J. and S. KAUFMAN, 1976, Profiling the Rio Grande Rift, *Geotimes*, 21, 20-23.
- REID, I., J.A. ORCUTT and W.A. PROTHERO, 1977, Seismic evidence for a narrow zone

- of partial melting underlying the East Pacific Rise at 21°N, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 678-682.
- RICHTER, C.F., 1958, *Elementary Seismology*, W.H. Freeman and Co., San Francisco, 768.
- SANFORD, A.R. and L.T. LONG, 1965, Microearthquake crustal reflections, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 55, 579-586.
- SANFORD, A.R., 1968, Gravity survey in central Socorro Country, New Mexico, *New Mexico State Bur. Mines and Mineral Resources*, 91, 14.
- SANFORD, A.R., A.J. BUDDING, J.P. HOFFMAN, O.S. ALPTEKIN, C.A. RUSH and T.R. TOPPOZADA, 1972, Seismicity of the Rio Grande rift in New Mexico, *New Mexico State Bur. Mines and Mineral Resources*, 120, 19.
- SANFORD, A.R., O. ALPTEKIN and T.R. TOPPOZADA, 1973, Use of reflection phases on microearthquake seismograms to map an unusual discontinuity beneath the Rio Grande Rift, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 6, 2021-2034.
- SCHILT, S., J. OLIVER, L. JENSEN, P. KRUNHANSL, G. LONG and D. STEINER, 1979, The heterogeneity of the continental crust: Results from deep crustal seismic reflection profiling using the vibroseis technique, *Reviews of Geophys. and Phys.*, 17, 2, 354-368.
- SOLOMON, S.C. and B.R. JULIAN, 1974, Seismic constraints on ocean-ridge mantle structure: Anomalous fault plane solutions from first motions, *Jour. Royal Astron. Soc. Geophys.*, 38, 265-285.
- SMITH, S.W., 1972, The anelasticity of the mantle, in Ritsema, A.R., ed., *The upper mantle*: Amsterdam, Elsevier Publ. Co.
- 杉村 新, 1965, 火山の分布とマントル地震との関係, *火山*, 10, 2, 37-58.
- 鈴木将之, 亀山 弘, 1972, 栃木県西部における地震活動 (I), *宇都宮大学教育学部紀要*, 22, 2, 45-52.
- 鈴木将之, 亀山 弘, 越川善明, 笹沼武美, 1973, 栃木県西部の微小地震活動 (II), *昭和48年度地震学会秋季大会講演予稿集*, 2.
- TALWANI, M., G.H. SUTTON and J.L. WORZEL, 1959, A Crustal section across the Puerto Rico Trench, *Jour. Geophys. Res.*, 64, 1545-1555.
- HORAI, K. 1984, Studies of the Thermal State of the Earth. The 13th Paper: Terrestrial Heat Flow in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 42, 93-132.
- WARREN, R.E., J.G. SCHLATER, V. VRQUIER and R.E. RAY, 1969, A comparison of terrestrial heat flow and transient geomagnetic fluctuations in the southwestern U.S., *Geophys.*, 34, 463-478.
- ZOEPPRITZ, K., 1919, Über Erdbebenwellen VII 6, *Göttinger Nachrichten*, 66-84.

30. *Deep Crustal Discontinuity Underlain by Molten Material as Deduced from Reflection Phases on Microearthquake Seismograms.*

By Megumi MIZOUE,

Earthquake Research Institute, University of Tokyo.

Microearthquake seismograms recorded by stations located in or bordering 1) the Rio Grande rift near Socorro, New Mexico, USA, 2) the Nikko-Ashio region, northern Kwanto district, Japan and 3) the Wakayama region, northwestern part of the Kii

Peninsula, Japan, frequently have two sharp impulsive phases following the direct S . In each of these three regions, the two phases recorded at very small epicentral distances are identified as S_xP and S_xS reflections from a velocity discontinuity in the deeper part of the earth's crust. Travel times of the reflected phases provide a reliable information of the depth of the discontinuity, while amplitude ratios of the reflected phases can be used to estimate the velocity contrast across the discontinuity. The use of the reflected phases on the microearthquake seismograms proved to be a practical and highly promising method for the detection of unusual crustal discontinuity underlain by molten material with very low rigidity.

Comparative study of the characteristics of the reflected phases S_xP and S_xS in the three regions clarifies the differences in the physical properties of the deep crustal discontinuity as summarized in the following.

1) Microearthquake seismograms recorded by stations located in or bordering the Rio Grande rift near Socorro, frequently have two sharp impulsive phases following the direct S . These phases have been identified as S_xP and S_xS reflections from a sharp discontinuity that reaches a depth of about 18 km beneath Socorro and dips northward at an angle of about 6° for a distance of 30 km. Ratios of S_xP to S_xS amplitudes in conjunction with the plane-wave reflection theory indicate a zone of very low rigidity beneath the discontinuity. Large S_xS amplitudes are believed to be the result of the large velocity contrast across the discontinuity and a fault mechanism that radiates more S-wave energy downwards than upwards from the focus (SANFORD and LONG, 1965; SANFORD, ALPTEKIN and TOPPOZADA, 1973).

The first full-scale application of the VIBROSEIS profiling technique by COCORP (the Consortium for Continental Reflection Profiling) to a specific geological problem was initiated in the Rio Grande rift near Socorro, in 1975 (OLIVER and KAUFMAN, 1976; BROWN et al., 1979). The result of the surveys corresponds in depth and dip to the unusual velocity discontinuity related to a magma body previously inferred from independent geophysical evidence, including anomalously large reflected S phases on microearthquake seismograms (SANFORD et al., 1965, 1973).

2) Microearthquake seismograms recorded by stations located in the Nikko-Ashio region, northern Kwanto district and in the Wakayama region, northwestern part of the Kii Peninsula, frequently have two prominent phases following the direct S similar to the case of the Rio Grande rift. The best interpretation of the travel times of these phases can be described as follows. In the Nikko-Ashio region, these two phases can be identified as S_xP and S_xS reflections from a sharp discontinuity that has a depth of about 14.2 km beneath Ginzandaira (GNZ) station near Ashio and dips south-eastward at an angle of about 11° for a distance of more than 20 km. On the other hand, in the Wakayama region, these phases can be identified as S_xP and S_xS reflections from a discontinuity at a depth of about 24 km beneath Wakaura (WK) station in Wakayama and dips westward at an angle of about 6° for a distance of more than 50 km (MIZOUE, 1971).

3) Observed values of the amplitude ratio A_{S_xP}/A_{S_xS} of the reflected phases S_xP and S_xS vary from 0.1 to 0.3 for the incident angle in the range from 0 to 30° in the regions of the Rio Grande rift near Socorro, and the Nikko-Ashio region. On the other hand, in the Wakayama region, the equivalent values of A_{S_xP}/A_{S_xS} vary from 1.0 to 5.0 for the same range of incident angles. Considering the fact that S_xP and S_xS are generated by S-phase energy traveling slightly separated ray paths from the focus, their amplitude ratio is relatively unaffected by differences in radiated energy from the focus (SANFORD et al., 1973). The difference in the observed amplitude ratios A_{S_xP}/A_{S_xS} can be attributed to the difference in the properties of the deep crustal discontinuity.

4) Theoretical amplitude ratios A_{S_xP}/A_{S_xS} based on the plane-wave theory are calculated assuming various velocity models of the earth's crust. In case of the Rio

Grande rift, SANFORD et al (1973) applied a model with a discontinuity across which the S -wave velocity drops to zero. In the Nikko-Ashio region, fairly good agreement between theoretical and observed values is obtained when the P -wave velocity remains constant at 5.80 km/sec and the S -wave velocity decreases from 3.35 to 0.0 km/sec across the discontinuity. The results support the idea that the deep crustal discontinuities in the Rio Grande rift near Socorro, and the Nikko-Ashio region, are sharp and could be underlain by material of very low rigidity. On the other hand, the observed values of the amplitude ratios for the Wakayama region agree with the theoretical values when the P -wave velocity increases from 5.80 km/sec to 6.80 km/sec and the S -wave velocity increases from 3.46 km/sec to 4.05 km/sec across the discontinuity.

5) It can be concluded from the above-mentioned studies that the analysis of the deep crustal reflections S_xP and S_xS at very small distances are useful for the detection of the physical properties of the deep crustal discontinuity. The values of the amplitude ratio A_{S_xP}/A_{S_xS} depends critically on whether the discontinuity is underlain by a molten material or not. It is worth while to mention that the unusual characteristics of the discontinuities detected in the Nikko-Ashio region, northern Kwanto district and in the Rio Grande rift near Socorro not only shear similar types of wave forms of the reflections but also the volcano-tectonic environments accompanied by high heat flow values (EDWARDS et al, 1973; HORAI, 1964) and the magma types fractionate at shallower depths (LIPMAN, 1969; SUGIMURA, 1965).