



北西太平洋におけるリソスフェアの地震波速度構造 ：速度異方性と P_0 、 S_0 相の散乱減衰

久保, 篤規

(Degree)

博士 (理学)

(Date of Degree)

1993-03-31

(Date of Publication)

2008-06-16

(Resource Type)

doctoral thesis

(Report Number)

甲1213

(JaLCOI)

<https://doi.org/10.11501/3092470>

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/D1001213>

※ 当コンテンツは神戸大学の学術成果です。無断複製・不正使用等を禁じます。著作権法で認められている範囲内で、適切にご利用ください。



博士論文

北西太平洋におけるリソスフェアの地震波速度構造
-- 速度異方性と P_0 , S_0 相の散乱減衰 --

平成 5 年 3 月

神戸大学自然科学研究科

久保篤規

北西太平洋におけるリソスフェアの地震波速度構造

要旨

海洋リソスフェアの地震波の伝播の実態を明らかにすることはプレートの詳細な構造を明らかにするうえで重要である。速度と減衰はその海洋リソスフェアの構造を表現するうえで重要な二つの物性量である。筆者は北西太平洋の海洋リソスフェアについてのこれらの二つの量に関係する重要な問題である

1. 速度方位異方性の再検討

2. Po, So 相と呼ばれる高周波で、効率良く伝播する波のメカニズム

を中心に取り上げ新たな研究結果について報告する。用いたデータは、1986年に行なわれたDynamics and Evolution of Lithosphere Project (DELP)地震予知航海のものであり筆者自身も参加しデータ処理、解析を行なった。本論文は上記のふたつの課題についての二部構成となっている。第一部では海洋リソスフェアの地震波速度構造とその方位異方性を取り扱った。海洋リソスフェアではしばしば地震波速度の方位異方性が見いだされている。北西太平洋では特に大きな方位異方性が報告されている。これは地磁気縞模様に乗る垂直な方位に速いというものであった。ここでは新たなデータをもとに北西太平洋の異方性モデルにおける速度の遅い方向での結果を中心に再検討した。従来の異方性主軸を地磁気縞模様に乗る方向に仮定して走時データにもとづくモデル化、WKB法による波形計算との比較によるモデル化を行ない地震波速度構造を決定した。求められた海洋リソスフェアの構造は40kmよりも浅部では平均的な地球のモデルとほぼ等しい速度勾配であったが、40または70 km以深ではそれよりもかなり大きな速度勾配が得られた。その結果、深部リソスフェア(70-90 km)では8.4 km/sec程度の速度が必要になった。また自然地震のP, S波の見かけ速度、P波の平均速度の方位角依存性を求めた。P波の見かけ速度は異方性のモデルの遅い方位(50-90°)では従来の値よりも明らかに速く、8.22 km/secであった。今回の長距離爆破でえられた速度構造を深さ方向に平均した速度となり、見かけ速度と長距離爆破の結果は調和的になった。また海陸の両側から精密に再決定された震源を用いて平均速度(震央距離/走時)を求めた。平均速度の方位角依存性がみられるが従来の異方性モデルよりは弱い。考える構造で見かけ速度と平均速度との関係を明かにした。その結果予想される、地殻、リソスフェアの構造では0.22km/secだけ見かけ速度のほうが大きいことがわかった。この値は距離によらずほとんど一定であったので見かけ速度に換算した平均速度、長距離爆破による速度構造、と自然地震の見かけ速度の三つのデータをまとめた。今回のデータのみではほとんど系統的な方位依存性は見られなかった。従来のモデルと今回のデータを同等にみなした場合でも異方性の強さは5%程度となり従来のモデルに比べて半分以下である。

深さ方向の速度変化や、水平方向の不均質に寄るばらつきを考えると、本質的な異方性は小さいと考えなければならない。

従来、北西太平洋での結果から海洋リソスフェアの深部の異方性が13%に至る大きいもので最上部マントルのものよりも大きいという考えもあったが、5%程度の異方性で

あれば、深部リソスフェアの方位異方性が浅部で報告されている異方性に比べて特に大きいとはいえない。

運動学的な異方性形成とプレートの成長モデルとを考える最深部のリソスフェアの異方性はその時々プレートの運動の方向に向いているであろうとする考えがある。北西太平洋は過去に運動方向を変えているためリソスフェアの異方性が運動学的な選択配向の方位変化の化石となっているかどうか確かめるのに重要であるが、今回の平均速度のデータではこの考えを示唆するような、現在のプレート運動の方向での高速度な結果は得られなかった。

方位異方性は従来のモデルほど強くないことがわかったので、第二部では海洋リソスフェア中を伝播するPo, So相の距離減衰について議論した。まだ十分に研究されていない海洋における短周期実体波の減衰とその周波数依存性を決定した。また包絡線の拡がりについてしらべた。減衰と同時に議論することによって散乱の形態を良く理解することができる。

短周期実体波では80年代には周波数依存する減衰が報告されてきておりほぼ確立されている。しかし海のリソスフェアでのこの種の報告はまだ一件しかない。海洋リソスフェア中の伝播経路では実体波としてPo, Soと呼ばれる後続の高周波の相が観測されていて、この様な波の伝播のメカニズムがどのような構造によるものなのかを調べるということは興味深い。今回のデータでは直線上の海底地震計アレイにたいしてその延長上の地震の距離減衰を直接求めた。求めた減衰は、陸上でのものよりも小さい値が求められた。またWake 島付近で震央距離が 30° に対して求められたもうひとつの海洋での測定例も陸上より小さい減衰を示している。このことから海洋リソスフェア中の減衰は周波数依存性を考慮した場合でも陸上のリソスフェアに比べて大きいということがわかった。周波数依存性については他の研究とほぼ同じ程度の大きさで周波数の0.9乗から1.1乗に比例する。この様な見かけ上の減衰の陸上との違いが、本質的な吸収によるものか散乱によるものか議論するために、不均質による包絡線の拡大に注目した。相対的に減衰の大きい陸上の包絡線の拡がり方と比べて、海洋での包絡線の拡がり方が小さいのか、それともほとんど変わらないのかを調べることによって、減衰に見られる違いが本質的な吸収によるのか、それとも散乱による減衰が違うのかを明かにすることができる。包絡線の特徴の定量化には立ち上がりから最大振幅までの時間 t_p 、と立ち上がりから最大振幅を越えてその半分になる時間 t_q 、が用いられた。それらの値震央距離への依存性を見た。島孤における例と比較してその震央距離による包絡線の拡大の仕方が非常に弱い。このように減衰と包絡線の特徴の海洋と陸上との違いは波動のエネルギーが保存される形になっている。本質的な減衰が卓越する場合、波動のエネルギーは保存されなくてもよいから、このような特徴は見かけ上の減衰のうち散乱減衰が主に違うことを意味している。これは島孤と海洋の不均質の強さや散乱の非等方性が大きく関係していると考えられる。不均質の強さについて海洋では推定例がないが、反射率法による海洋リソスフェアの水平成層構造のモデルに対する波形計算から、観測されるPo, So相を

説明するためにマントルにおいても速度のゆらぎは数%程度必要であるということが報告されている。これはわかっている島孤下の速度のゆらぎに比べてほぼ同程度の強さを持っている。水平成層という条件から散乱は前方散乱に限ったことになる。不均質が弱いだけでも包絡線を拡がりにくくさせることはできるが、非等方性の散乱の方がより効果的に包絡線形に影響するであろう。非等方性と多重散乱とを考えた数値シミュレーションの結果から、前方散乱の程度が強くなればなるほど、距離減衰は小さくなり、包絡線の幅は拡がりにくいことが示されている。よって海洋リソスフェア中の実体波の伝播は前方散乱の傾向が強いことによって形成されるwave guideによるものと考えることによって今回観測されたPo, So相の特徴を良く説明できることがわかる。減衰が大きく、包絡線が距離と共に崩れにくいということから、海洋リソスフェア中を伝播するPo, So相が陸上のP, S, 波に比べて非常に効率よく伝播していることになる。

謝辞 本研究は宇井忠英教授のもとで行なわれました。修士課程入学以来、お世話になった寺島敦教授、大内徹博士に感謝します。データを使わせていただいた北海道大学の島村英紀教授に感謝します。また震源決定のデータをお送りいただき、その他多くの助言を頂きました、東京大学地震研究所の岩崎貴哉助教授には厚く感謝します。長距離爆破については北海道大学の関原康信さんの処理した結果を使わせていただきました。

東北大学助教授の佐藤春夫氏には氏の研究について詳しく教えていただきました。防災科学技術研究所の小原一成博士には印刷中の博士論文のデータを送っていただきました。合わせて感謝します。本研究の間Sun ワークステーションを使わせて頂きました名古屋大学の藤井直之教授に感謝します。自然地震の波形のA/D変換の際には北海道大学の小平秀一博士にお世話になりました。はげましていただいた多くの方々に感謝します。

DELP地震予知'86航海に参加された研究者の方々、また若潮丸、第三海工丸の乗船者の皆さんに感謝します。

はじめに

海洋リソスフェアの構造の詳細を明かにすることはその成因を考えていく上でもダイナミクスを理解していくうえでも極めて重要な問題である。本研究は1986年北西太平洋海域で行なわれた海底地震観測をもとにして、海洋リソスフェアの地震波速度構造の解明を目的にしたものである。解析には爆破地震を用いた屈折法探査と自然地震観測によりえられたデータが用いられた。論文の構成は全体として二部からなっている。第一部は爆破地震探査および自然地震によるリソスフェアの地震波速度構造の決定である。第二部は自然地震の散乱減衰の問題を扱った。

北西太平洋のリソスフェアの速度異方性についてはその強さが他の研究よりも大きいこと、典型的な海洋リソスフェア深部の異方性としては数少ない報告であること、北西太平洋が過去に運動方向を変えたことなど多くの面から特徴的であるといえる。長距離爆破探査の解析、見かけ速度の解析、平均速度の解析から従来の異方性モデルを検討した。第二部においては海洋リソスフェアを特徴づけている高周波の実体波 P_0 , S_0 相の伝播のメカニズムについて検討した。このような波については、現在までWake島近くのアレイでの距離減衰の決定を除いては個々の波形の特徴を調べるような研究が多く、これらの相の系統的な解析はほとんど見られない。周波数依存性のある減衰、更に包絡線の拡がりの距離依存性を求め島孤の場合と比較し、その違いから海洋リソスフェアの散乱がどのような特徴を持つか考察した。

目次

はじめに

実験について

第1部 海洋リソスフェアの速度構造と異方性

1-1 レビュー

1-1-0 長距離爆破による地震波速度構造

1-1-1 北西太平洋での異方性

1-1-2 表面波による海洋リソスフェアの研究

1-1-3 海洋リソスフェアの岩石モデル

1-1-4 異方性のメカニズム

1-2 解析

1-2-1 長距離爆破解析

1-2-1a) データ

1-2-1b) 走時モデル

1-2-1c) WKBJ 波形計算法

1-2-1d) 波形によるモデル化

1-2-2 見かけ速度解析

1-2-2a) P, Po相の分離

1-2-2b) P波の見かけ速度

1-2-2c) S波の見かけ速度

1-2-3 自然地震の走時解析

1-3 議論

1-4 結論

第2部 P_o , S_o 相の減衰と包絡線の拡がり

- 2-1 レビュー
 - 2-1-1 地震波の減衰
 - 2-1-2 P_o , S_o 相
 - 2-1-3 不均質による包絡線の拡がり

- 2-2 解析
 - 2-2-1 距離減衰
 - 2-2-1 a) 方法
 - 2-2-1 b) 結果
 - 2-2-2 不均質による包絡線の拡がり
 - 2-2-2 a) 方法
 - 2-2-2 b) 結果

- 2-3 議論
 - 2-3-1 Q 値の大きさ一周波数依存性
 - 2-3-2 不均質と減衰の関係と包絡線モデル
 - 2-3-3 High Q でかつ包絡線が拡がりにくい構造

- 2-4 結論

図の説明

表

参考文献

実験

本研究は主に1986年に行なわれたDynamics and Evolution Lithosphere Project (DELP)と地震予知の共同実験のデータを用いる。この実験は、北西太平洋での長距離爆波実験の一環として行なわれたもので1977年、1978年[Asada et al. (1983)]に行なわれた実験で高速度のP波速度が得られなかった方位について場所を変えて行なったものである。実験の全体像はJapanese DELP Research Group on Deep Structure of the Oceanic Lithosphere. (1990)に報告されている。観測点数、ショット数、ともに従来の実験を上回る大規模なものであった。実験は約130Maの海底年代の海洋底で行なわれた。

この実験に用いられた海底地震計は、東大理学部、北大理学部、東大地震研、千葉大理学部、の自己浮上式海底地震計である。各機関の用いている海底地震計の特徴は末広(1991)にまとめられている(表 0-1)。本研究ではこの内 東大、北大型、についてのデータを用いている。また一部 東大地震研型のデータを使用している。

データの取り扱い

刻時について

海底地震計に用いられる地震計は自己浮上式で各OBSが独自の時計を有する。刻時の精度は 5×10^{-7} ($0^\circ - 40^\circ \text{C}$) である。水中にいる間の、標準時からずれていく割合を船上にいる間に測り続けて投入時、回収時の時間差を外挿して求める。この値から観測中の標準時からのずれを与える。またレコーダーのチャンネル間の時間差を主に観測前のテスト録音の情報から補正して求めた。

船位の決定

現在の位置決定はGPSを用いるが、この当時まだGPSは十分ではなかったため、この実験での位置の決定はロラン-Cで行なった。誤差は一般に100-200mとされる。

第1部 海洋リソスフェアの速度構造と異方性

1-1 レビュー

地震波速度の異方性は表面波、実体波を問わず議論されている。Hess (1964)によってハワイ沖で海洋底の最上部マントルが方位によって速度が 2θ (θ :方位角)で系統的に変わることが報告されて以来、各所で報告されている。これらの研究はリソスフェアの最上部を伝播するものともっと深くまでもぐっているものに分けられる。P波の方位異方性について、簡単にその強さとパスの長さについて分類を表1-1の様にしめす。最上部を通る波だけを用いるようなケースとしては典型的な方位異方性の探査の手法である同心円状のシューティングによるものが上げられる。加えて直交する二つまたはそれ以上の屈折法探査の測線がとられることが多い。この場合円の半径は最上部マントルの屈折波が出現する当たりにとられる。こうして調べられる異方性はこのような探査は最上部マントルの異方性を反映していると考えられる。このような探査での典型的な例としてShearer and Orcutt (1985)による南太平洋でのODPでの実験がある。しかし最上部マントルよりも深くもぐる波についてはどの深さまでもぐったかが各方位のパスで異なる可能性が出てくる。Firbas (1988)は傾斜の不均質と異方性の両方の構造で、走時と振幅の計算を行ない、それぞれの場合200 km以上の震央距離で同じ程度の重要性があったとした。表1-1で地震波のパスがマントル最上部を通過すると考えられるもの"upper most", "deep"としたものパスがリソスフェアの深部にまでもぐると考えられるものである。Talandier and Bouchon (1979)によるフレンチポリネシアの場合異方性の強さは 2θ の係数として0.1km/sec, 2%で小さく。ヨーロッパにおいては、Bamford (1978)によって 2θ の係数として0.3 km/secの強い異方性が報告されている。P波の走時異方性と比較して、S波の偏向異方性は本質的異方性の存在の検知では有効な手段である。Vinnik et al. (1989)はSKS, ScSの解析からヨーロッパにおける方位異方性を確認している。残念ながら海洋地域における海底地震計によるS波の偏向異方性による報告はまだ極めて少ない。最上部マントルでは異方性は、波線が深くもぐる場合に比べて曖昧さが小さいがPurdy (1983)によれば大西洋でのcircle shootingでは異方性が検知されなかった。このことは大西洋の拡大速度の遅さに原因を求めることもできるが、一見均質なリソスフェアでも異方性をもたないこともあるということが示された例である。

1-1-0 爆破による海洋リソスフェアの構造

Hales (1970)は海洋では最初にメキシコ湾で長距離発破による実験を成功させた。距離360 km以遠で8.7 km/secの速度を観測した。彼らは800 kmでの振幅の減少を認め、約100 kmの厚さのリソスフェアをモデル化した。LADLE Study group(1983)は大西洋での800 kmの測線長の実験を行ない600 km付近に振幅の強い相が見られることがわかった。理論地震記象と比較解析を行ない、P波速度 8.5 km/secの層を深さ55 km以深においた。それ以浅の速度は8.2- 8.4 km/secであった。彼らはパイロライトやペリドタイト

を初期成分としたモデルではこのような高速度は考えにくいので深部のこの相がエクロジャイト層に対応するであろうとした。日本の海底地震計を用いた研究グループは繰り返し北西太平洋とマリアナで実験を行なった。その結果、距離1000 kmでのわずかな走時の飛びを示した[Asada and Shimamura (1976)]。求められた深さ方向の構造は約80 kmの厚さのリソスフェアとその下の20 km程度の低速度層をもっている。

1-1-1 北西太平洋における異方性

北西太平洋では1970年代になって長距離爆破を海底地震計で捕える観測が繰り返し行なわれ、図1-1に示すような測線のデータから、強い異方性が報告された。Shimamura et al. (1983)が報告した異方性を求めるために用いられた実験の場所と速度の方位依存性を示す。この異方性は長距離爆破による屈折法探査と自然地震の見かけ速度の決定による。これらの波は数百km以上の伝播距離で決定されたもので波はリソスフェアにかなり深くまでもぐっていると考えられる。この研究の結果によるとリソスフェアの異方性は 2θ の係数として0.55 km/secで13%の強さとされた。またShimamura et al. (1984)ではリソスフェア全体の異方性が主張されているが、異方性モデルで速いと考えられた方位での長距離爆破 (Longshot6) [図1-2(a)]でも近距離では8.2 km/secの速度が認識されており強い異方性が深部に限定されるのではないかと考えられる。この大きさは今まで報告された他の結果に比べて大きい。また等方性からの摂動で表しえる範囲を越えている。この異方性は地磁気縞模様と直交する方向に速いとされている。最も速い方位は 155° 、遅い方位は 65° となっている。遅い方位では明瞭な初動が見えず最新の地磁気縞模様を図1-2(b)に示す (Nakanishi et al. 1992)。この異方性の研究がなされた当時は Hilde et al. (1976)の結果が主に用いられていた。この間の進歩として'Kashima Fracture Zone'の認識などがある。このFracture zoneはLongshot 2の際のOBS配列、と浅い角度で交っており(S波の高速度の相を発見した観測でもある) 何らかの影響を受けていると考えられる。この地域の異方性が報告されるなかIshikawa (1984)は40Maの太平洋プレートの運動方向の変化に注目し、リソスフェアの深部は現在のプレートの運動方向に速いのではないかとした。太平洋プレートの現在の運動方向は北西太平洋において 120° 程度である。運動学的な方位に選択配向が起こり異方性のメカニズムとなっていることは、現在も異方性メカニズムの主流の考えであり、これとプレートの成長モデルを同時に採用するならば運動方向の変化に対応する異方性が残されていると予想される。Yoshii (1975)のプレートの熱的な成長モデルによると130Maの年代の海洋底での場合、40Maのiso-ageの境界面は厚さ85 kmのリソスフェア中の70 kmの深さに当たる。よって図1-4[Ishikawa (1984)]のように深部の異方性が複雑に存在する可能性がある。Butler (1985)はWakeのアレイで見かけ速度による異方性を報告した。速い見かけ速度が見つかった方位は 280° 方向と求めたがこのアレイの下の地磁気縞模様とは相関しない (図1-3)。この方位のパスの最深点と思われるマリアナ沖では確かにその方向に地磁気縞模様が向いている。しかし現在のプレート運動の方向もこの向きと大きく変わらないことからどちらの方向に相関しているのか明確ではない。震央距離が長いので最深点はかなり深くなっている

と思われる。深くまでもぐる場合、上記のようなプレート運動を変えた様などころでは地磁気縞模様に関係を求めるのは難しい。むしろ現在のプレート運動の方向と考えたほうがよい。最上部マントルでは最深点の一致に対しての曖昧さがないため、かなり厳密に方位依存性を吟味することができると考えられる。しかし十勝沖での実験ではIwasaki et al. (1989) が直交する二つの測線で同じ7.9 km/sec という速度を報告している (図1-5)。この測線は厳密には地磁気縞模様というよりも海溝の走行を意識して設定されていて、地磁気縞模様から20°程度ずれている。しかし7%の異方性があれば、0.3 km/sec 程度の速度差が見られると考えられる。

自然地震の走時を用いた研究では、Ostrovsky et al. (1992) が北西太平洋での複数の海底地震観測データの解析からその平均速度の方位角分布から異方性を確認できたとした (図1-6)。しかし平均速度の精度のよい決定のためには精度のよい震源が必要である。

1-1-2 表面波による海洋リソスフェアの研究

実体波の経路は陸上での観測だけでは大陸間の震央距離の場合最深点が非常に深くなるので海洋リソスフェアの情報は得られない。そこで表面波が用いられる。Oliver (1960) は大陸と海洋では分散の様子が異なること示しその地殻構造の違いを明らかにした。Yoshii(1975)は海洋プレートの成長の様子を年代によって変化する分散のモデルで説明した。ラブ波とレイリー波の構造のずれからKaminuma (1966) は異方性を考えざるを得ないことを示した。けれどもモデルパラメータとして正面から異方的ものが使われるようになったのはその後70年代後半からであり横方向に等方な異方性を導入して解析されるようになった。その結果比較的薄いリソスフェアのモデルが提唱されはじめた。方位異方性をトモグラフィを用いて求める研究も80年代には始まっている。Suetsugu and Nakanishi (1987)は各周期の太平洋での方位異方性を求めそれが統計的に有意であることをしめした。Kawasaki (1986) はオフィオライトに見られる異方性をリソスフェア全体に仮定しその厚さが太平洋の平均的な年代でたかだか45 km程度であるとした。ここで仮定された異方性はかなり強いが一般的に求められた方位異方性はレイリー波の場合1-3%である。ラブ波の場合方位異方性はほとんど見られない。また横方向の等方性を仮定した場合の鉛直方向と水平方向のあいだの異方性も3%程度である。Nishimura and Forsyth (1988) は周期と共に異方性の速い方向が変化していることを示した。これは先にのべたIshikawa (1984) の提唱した考え方に沿った観測結果である。しかしSuetsugu and Nakanishi (1987) の結果はそれとは一致しておらず周期に依存せず現在のプレート運動の方向に向いていることを示した。Nishimura and Forsyth (1989) がおこなった古拡大方向に異方性軸を仮定して解いた解において、太平洋の若いプレートでは、異方性は220 kmの深さまで見られるのに対して、古いプレート (80Ma)では50kmまでしかみられないことを報告した。彼らはこのことから太平洋プレートの運動方向の変化が異方性に影響していると考えるのが妥当であろうとした。Montagner and Jobert (1988), Montagner and Nataf (1988) は異方性の高速度軸方向を水平面内仮定するのではなく、任意の方向としてこれらを逆問題で求めるベクトリアル トモグラフィをインド洋で行

なった。この結果従来の異方性トモグラフィよりも複雑なパターンが求められた。より長い周期ではTanimoto and Anderson (1984) がマントル対流、つまり現在のプレート運動に非常に相関の高い結果を示した。このことは少なくともアセノスフェアで支配的な選択配向は現在のプレートの運動方向になっていることをしめしている。

Yoshida (1990) は横方向に等方的なモデルにおいて年代ごとの深さ方向のSv波速度構造を求めた。深さ方向の速度構造としては30 km付近の深さに低速度層を持つ構造であったがより深部に向かっては増加傾向のある速度構造となった。130 Ma ではリソスフェアの厚さは約70 km 程度となった。

1-1-3 海洋リソスフェアの岩石モデル

Shimamura et al.(1977)は地震波速度の観測結果と20kbarでのオリビン-パイロキシン-ガーネットの三成分系に対する高温高圧の実験からリソスフェアの下部の温度圧力ではガーネットが60%以上入っているだろうとした(図1-7)。しかしその後Shimamuraらによる一連の論文で異方性を主張している。Shimamura(1984b)ではリソスフェア全体の異方性を主張している。しかしながらガーネットはほとんど等方的である[例えば Bubska (1981)]。異方性のモデルの場合はおもにオリビンの選択配向などによって説明される。両者のモデルは相いれない。速い地震波速度を異方性で説明するか、等方的な速度で説明するか大きな問題である。

Yoshii (1975) はプレートの成長モデルを分別固化のモデルと非分別固化のモデルのふたつのモデルを考えた。熱的なモデルプレート成長モデルの説明には分別固化のモデルの方が都合がよい。分別固化のモデルでは浅層からカンラン岩、ザクロ石カンラン岩、エクロジャイトの三層の分化が見られるであろうとした。海底の屈折法探査でえられる8.3, 8.4, 8.6 km/sec の速度がこれらに対応するのではないかとした。

1-1-4 異方性のメカニズムと探査

上部マントルの地震波速度の異方性は単結晶での測定結果と体積組成からオリビン、パイロキシン、の選択配向に寄るものであると考えられている。海洋リソスフェアでの異方性はオリビンの[100]軸が流れの方向にそろることによって形成されているとされる。Hess(1964)は速度差0.6 km/secのかなり大きな異方性を報告した。その後見つかる異方性は必ずしもそれほど大きくないことが多い。Shimamura et al. (1983) で報告された異方性がそれよりも大きい異方性をもつということはどう考えたらいいのであろうか。唐戸(1986)によると上部マントルの異方性をつかさどるメカニズムとしては二つありひとつは比較的高温、低歪みで卓越する転位すべりの効果で、ありもうひとつは低温、大歪みで卓越する動的再結晶の効果である。その卓越の優位さの境界は深さ10-50 km であると考えられている。よって異方性の強さは深さによって変わりえる。唐戸(1986)は深いほうが異方性が強いことがありえてShimamura et al. (1983)の強い異方性の結果は、そう考

えると矛盾がないと述べている。一方Nishimura and Forsyth (1988)では表面波のインバージョンの結果から太平洋のレイリー波の位相速度の方位異方性は短周期側でより大きくなっており浅部又は最上部マントルの異方性がそれ以深のマントルよりも強いことを示す。異方性の深さ依存性がどちらのセンスになっているのかが重要な課題である。先にも述べたように深くもぐるような波は水平方向の不均質とのコンタミネーションを引き起こす可能性が強くなる。より詳細なイメージを明かにするには現在のプレート運動の方向での高速度の出現についてもっと検討しなければならない。

我々が知りえるマントルの異方性の情報としてはオフィオライトによるものと、捕獲岩によるものである。Christensen (1984)によるとオフィオライトの異方性は地質学的に考えられる運動学的な方向よく一致する。しかしオフィオライトの情報は最上部マントルに対応しており深部の情報としては捕獲岩のものしかない。この場合深部の地質学はわからないが面構造と斜交する選択配向が見られるものがあり、より複雑と考えられる。

1-2 解析

ここではこれまで異方性のモデルで遅いとされていた方向での長距離爆破の解析と自然地震の見かけ速度、自然地震の平均速度の方位依存性を決定を行なった。データは共に1986年7月DELPと地震予知計画によってえられたものである。海底地震計の投入位置を図1-8に示す。長距離爆破と小発破測線を図1-9に示す。地殻構造は小発破測線に沿って求められている。これらに対する地殻構造モデルは筆者や関原らによって求められた[Kubo (1989), 関原(1990)、Nagumo and Kubo et al. (1990)]。地殻構造の解析例（観測波形、走時計算例、レイパス）を図1-10に示す。Kubo (1989)、関原(1990)による地殻構造モデルの重ね合わせを図1-11に記す。求められた地殻構造は厚さ7-8 kmで第二層の速度4.0-5.0 km/sec, 第三層の速度6.7-7.2 km/secの典型的な海洋地殻のものであった。長距離爆破測線での観測点下の水深を図1-12に示す。

1-2-1 長距離爆破解析

1-2-1 a) データ

平均的な地下構造を求めるために東西の測線上用いた。図1-13に東北東-西南西方向の測線の記録8点分を示す。すべて北海道大学海底地震観測施設のシステムにおいて処理された。TOBS2,3,4,5及びTOBS 13,14,15,16を逆測線として解析した。これらの観測記録から走時を読み取り、地形に関する補正を行なったものを図1-14(a)に示す。補正に関しては観測点*i*, 爆破震源を*j*とするととき垂直入射を考えて

$$t_{cor} = (h_j - h_i) * (1/V_2 - 1/V_1)$$

但し

ここで*h*は水深

*V*₂は基盤の速度

V_1 は水中の音波速度である。

$V_2=3.5\text{km/sec}$, $V_1=1.5\text{km/sec}$ を補正值とするような走時の補正を行なった。東側から西へのパス△印と西から東へのパス○印はほとんど同じ走時曲線上にのっている。よって平均的な構造はほぼ水平成層構造で良いことになる。得られた走時曲線には、震央距離100 km 付近から8.0 km/sec 以上の速度が見られ、800km 以上では見かけ速度 8.3-8.4 km/secになる。

1-2-1 b) 走時モデル

初動走時データについての分布から走時モデルを求めた。走時—距離のデータから試行錯誤によって速度勾配モデルを作った。上に述べた走時のモデルについてそれをみたくような走時のモデルを求める。

走時計算は二次元波線追跡[Odegard (1975)] によって行なった。この方法では極座標系におけるスネルの法則を常微分方程式化しそれを4次のルンゲクッタ法で解いている。速度は不連続面の上と下で与えそれらを深さ方向のスプライン補間でもとめた。できるだけ単純なモデルで説明するために、平均的な初動走時曲線をほぼ満足するモデルとして速度勾配一定のモデル、test0 を作った。このモデルは深さ15 km で8.1 km/sec , 90 km で8.25 km/sec というモデルである[図1-16]。その速度勾配は 0.002 S^{-1} である。このモデルでは1000 km を越える距離では走時曲線を説明するのに困難である。2層として走時曲線の折れ曲がりやを800 km 付近においたモデルを考えた。40 km までは上のモデルと同じであるが90 km で8.35km/sec となっている。遠距離における初動の検出は振幅が小さく困難であり、これらの二つのモデルの優劣を走時データとの比較だけで決めることはできない。より詳細な構造の議論には振幅の評価が必要になる。

1-2-1 c) WKBJ 波形計算方法

北西太平洋の長距離爆破の解析には従来の走時のみの解析しか用いられていない。今回は走時に加えて振幅の評価も行なった。波形計算にはChapman (1978) のWKBJ法を用いた。WKBJ法は成層構造に対する波形計算法である。成層構造の場合任意の波形は次のような二重積分で表される。

$$u(t,x) = \frac{1}{4\pi^2} \int \hat{u}(\omega,p) (-i\omega) (-\text{sgn}(\omega)) \exp\{-i\omega(t-px)\} d\omega dp$$

$$\text{ここで } \hat{u}(\omega,p) = -i \text{sgn}(\omega) \exp\{i\omega\tau(p)\} R(p)$$

$R(p)$: Rayに沿った反射率透過率の乗積 $\tau(p)$: 垂直走時積分

これらの方法のうち周波数積分をさきに行なうものをslowness法, 周波数積分をあとで行なうものをspectral法という。spectral法は構造のレスポンスをすべて計算すること

になる。この方法には厳密法としてしられるreflectivity法などがあるが構造が複雑になると計算時間がかかる。これに対してslowness法では実際の波形に効果的に効くようなgeneralized rayに対して計算ができるため効率がよい。Chapman and Orcutt (1985)ではreflectivity法などの厳密法との比較を行ない屈折法の初動付近の振幅を議論するためにはWKB法で十分であることを示した。

WKB法はもともと直交系で書かれた計算法であるがEarth Flattening Transformationを用いて地球の曲率を補正した構造について入力した。極座標 (r, θ) での速度 α 、密度 ρ はつぎのような変換で幾何学的拡がりや反射率を変えないように直交系 (z, x) に変換できる。

$$z = R \ln(r/R)$$

$$x = R\theta$$

$$\alpha_f(z) = (R/r)\alpha_s(r)$$

$$\beta_f(z) = (R/r)\beta_s(r)$$

$$\rho_f(z) = \rho_s(r)(r/R)$$

f : flat s: spherical
R: radius of the Earth

1-2-1 d) 波形によるモデル化

走時や波形を等方的な方法で計算することは測線と異方性の主軸が揃っていることを仮定したときに可能である。従来の異方性モデルを検証するために異方性モデルで遅いとされる方向での観測記録について理論波形と比較した。波形計算に際して地殻構造は平均的な地殻構造を仮定した。密度はBirch (1961)により $V_p(\text{km/sec}) = -1.87 + 3.05\rho(\text{g/cm}^3)$ の関係を用いて仮定した。合成波形と比較するために用いたのは、TOBS 2,3,4,5についての重ね合わせの波形である。まず走時モデルtest0, ttnのモデルについて波形合成を行った。test0のモデルとに対する合成波形を図1-15に示す。観測される距離全体で同等の振幅が届く結果となった。これは観測結果における800 kmのフォーカシングと合わない。つづいてttnモデルについて示す[図1-16]。このモデルでは800km以遠で強い振幅が見られ、観測される特徴と一致する。

振幅の強い層が記録断面上で上に凸の走時曲線となるが実際の記録では下に凸の走時曲線の相が見られる。このような特徴を合わせるためにはより速い層を下において走時曲線が戻りになるような振幅が必要になる。このような特徴を反映させたモデルがttnbである。このモデルではretrogradeの反射相が見られる[図1-17]。800-1000 kmでの振幅の減少の様子が説明される。これらのモデルを重ね合わせたのが図1-18である。L6については異方性の速い方向での解析結果[Shimamura et al. 1983]であり、それ以外はこの実験での速度モデルである。リソスフェアの速度構造は40 km以浅で標準の速度構造(例えばJeffreys - Bullenでは 0.0025 s^{-1} 程度)に比べてほぼおなじ速度勾配を持っていることがわかった。

また深部では8.3 km/sec - 8.4 km/secの速度が必要であつ(ttn, ttnb)。今回の観測で今まで遅いとされていた方向でも, Shimamura et al. (1983)に報告された遅い速度7.6 - 7.8 km/secに比べて明らかに速い速度がえられた。

1-2-2 見かけ速度解析

見かけ速度についてその方位角依存性を求めたい。観測点配置の関係から主に異方性モデルの遅い方位について議論することになる。実際に見かけ速度を求める前に相の認識について考える。海洋のリソスフェアでは初動のP波及びそれに遅れる高周波の波 P_0 が分離することがある。海洋底でとらえられている波形がどちらを反映しているのかについて議論をする。

1-2-2 a) P, P_0 相の分離

見かけ速度を決定する際に最も重要なのはどの相を見ているのかをはっきり認識しておく必要があるということである。今までに報告されている分離の例としては図1-20の様に二つの例がある。ひとつは海洋地域において遠地 (22° 以上) での観測 (図1-19(a)) である。もうひとつはそれほど遠地でなくても沈み込み帯の深発地震を観測した場合である(図1-19 (b)) [Nagumo and Ouchi (1990)]。見かけ速度を決定して構造を議論するために我々が見ている相が何であるか明確にしておく必要がある。

まず図1-19 (a) のケースについて実際の例としてはWalker (1981) の様に、海洋底中の島での観測によるものがある。Sutton and Walker (1972) は北西太平洋の島嶼上での地震観測から震央距離 40° までのP波初動走時データを示した[図1-20(a)地図参照]。これに対する平均速度の震央距離分布が図1-21(a)の+印となる。これに加えてSutton and Walker (1972) が観測した後続の高周波の P_0 相の平均速度を描いた[図1-21(a)黒丸]。1991年から気象庁が南鳥島で半年間試験観測を行なったのでその間の初動データの平均速度も加えている。この記録から本来 P_0 相は 22° 以上で初動のP波との間に明確に走時に差がつくことがわかる。これに対して海底での記録ではOstrovsky et al. (1992) はP波の平均速度として図1-20 (b) のパスを用いて図1-21(b) の平均速度データを示した。先のSuttonらの研究と比較すると明かに初動のPとなるべき相が観測されていないことがわかる。これは本質的な違いかも知れないがのS/Nに関係した検知能力の差かも知れない。同様のことを深発地震でみてみることにしよう。この様な相の分離が今回の北西太平洋での観測データから見られるかどうか確認するために、バンドパスレコードセクションと連続ウェーブレット変換を用いて距離とともに周波数の違う波が分離するかどうかを調べた。図1-23にバンドパスフィルター記録を示した。標準走時 (ここではiasp91モデル[Kennet et al. (1991)]) に対して遅れていてかつ、見かけ速度も小さい比較的高周波の相が見られる。図1-22のNagumo and Ouchi (1990) の例と比べると初動の相が見えていないことになる。図1-24 には各観測点での連続ウェーブレット変換図を示した。周波数分解をしてみても初動に当たる相は分離は困難であった。これは図1-23の伊豆小笠原に比べて沈み込み帯の角度が緩やかであるためにスラブのしたを通ってくる波が震源付近でうまく分離できずにほとんどの波がスラブにそって伝播してくるのだと考えられる。

このように海洋底における実体波の二種類の分離例について海底地震計による観測例

を調べるとしばしば初動部の欠落が見られる。本来後続相であるPo, So 相がOstrovsky, Po 系列の内、初動のP波認識されていないことがわかる。マグニチュードがそれほど大きくない微小地震の場合、我々が見ている主な相は相対的にエネルギーの大きなPo 相的なものが見えていると考えられる。

1-2-2 b) P波のみかけ速度

見かけ速度の決定はレコードセクション上で行なった。見かけ速度の決定に利用した地震を図1-25に示した。観測点補正値は各観測点直下の地形を使って

$$t_{cor} = -h_i * (1/V_2 - 1/V_1)$$

但し

ここでhは水深

V₂は基盤の速度

V₁は水中の音波速度である

とした。基盤の速度3500 m/secとした。今回の観測点配置は直交する二つの線上にのっているためこれらの方位の双方から遠い方位では見かけ速度の方位角分解能が落ちる。よってazimuthで110°を中心とする方位では見かけ速度は分解能があがらない。TOBS8から見て290°までのものは東西の測線を用い、それ以上のものは南北の測線を用いた。求められた見かけ速度方位角はTOBS8から見たものを用いた。それぞれの測線から30°以上離れた部分に網目をかけている。これは双方の測線から遠いために方位角の分解能がよくないと考えられる領域である。見かけ速度の決定例を図1-26、27に示した。それぞれ東西測線によって求めた場合、南北測線によって求めた場合である。方位角分布図1-28は従来の速度の遅い方位(55-90°)でも平均的には8.22 ± 0.07km/sec程度の見かけ速度が得られた。また305°以上の方位角でも8.1-8.25 km/secの見かけ速度がもたれている。この速度を長距離爆破の図1-15と重ね合わせると、自然地震で求めた見かけ速度は長距離爆破で求めた速度構造、tt_n,tt_{nb}の深さ方向の平均的な速度にほぼ一致する。見かけ速度は最深点の速度に対応するがこの場合、距離と見かけ速度決定にもちいた距離範囲が同じ程度の大きさであるので、速度勾配モデルにおいては深さ平均の速度に対応すると考えるのが妥当であろう。

1-2-2 c) S波の見かけ速度決定

岩石の鉱物組成を考えるうえにおいてはS波の速度を求めることも重要である。S波についてもみかけ速度を決定した。観測点補正値はP波のものに1.73倍とした。S波は初動の明瞭さがP波よりも落ちるため、決定できるものは少なかった。S波の見かけ速度を求めるのに用いた地震の震央を図1-29に示す。見かけ速度の決定例は図1-30の様なる。P波について8.22km/secであったところが約4.69 ± 0.04 km/secとなった。その速度比は1.75である。この値はShimamura (1977)の報告するS波の見かけ速度4.88 km/secに比べて明らかに小さい。Butler (1985)によるWakeのアレイでの結果はかなり小さく平均的な速

度4.57 km/secである。この値は今回の測定結果に近い。またYoshida (1990)による表面波のSv波速度構造は130 Maでは4.55~4.75 km/secでほぼ深さ方向に増加する。今回求めた見かけ速度はこのちょうど中間的な値となっており、P波と同様に速度勾配のモデルで空間的に粗い観測点で見かけ速度を求めた結果と考えられる。

1-2-3 自然地震の走時解析

今回のデータについては見かけ速度の決定は観測点配置のため特定の方位角でしか精度良くもとめられない。よって震源の精度良いデータのみを用いて見かけ速度ではなく絶対的な走時を用いてP波の速度を見積った。観測期間中の地震について国立大学震源カタログ[Earthquake prediction data center, (1986)]の震源要素についてDELP '86 測線上での海底地震計の初動走時を求めると、図1-32の様になる。70 kmよりも浅い地震に対して求めた走時は大きくばらつく。このバラツキの大きさは震源の深さによる違い(0-70 km)によるバラツキの範囲よりも明かに大きい。構造の不均質と震源決定の誤差が原因として考えられるが、陸側だけの観測から求めたことから震源の誤差が最も大きな原因であると考えられる。平均速度を精度良く求めるためには精度の良い震源データが必要になる。震源データの善し悪しは観測点と地震の空間的な配置に良って決まる。とくに海溝に近い地震は陸上側からだけではうまく決まらない。この1986年DELP実験の際には根室沖においても同様の海底地震観測がおこなわれていた。Iwasaki et al. (1991)では、この観測のデータと北海道大学地震予知センターのデータを両方用いて震源の再決定を報告している。観測点配置と求めた分布を震央分布を図1-33に示す。このデータセットの中でとくに決定精度の良いものを用いて走時解析を行なった。

ここでは正確を期すためIwasaki et al. (1991)の再決定震源の誤差の水平各成分が3 km以内になるような地震を選びその地震に対して走時を求めた。すべて海底地震計の配置と陸上の観測点との間で深さ30-50 kmの地震であった。これらの震源から海洋上の観測点で立ち上がりが見瞭なもので震源からの距離を800 km以内のものパスを図1-34に示す。これらの震源の位置をそれよりも南で行なわれた屈折法の構造の断面[図1-5][Iwasaki et al. (1989)]と比較することによってマンツルの地震であることがわかる。図1-35に観測波形例を示す。

これらの地震の走時データから平均速度を求めた。国立大学震源カタログの場合と海底地震計を含めた再決定された震源の場合の平均速度の比較は図1-36のとおりであり、その速度のばらつきは大きく改善されている。平均速度は地殻の存在や波線の曲がりの影響とを含んだ量である。このことで速度がどう変わりえるかを実際に近いモデル上で波線追跡を行なうことで評価した。震源をマンツル下30km (用いた震源の深さは30-50 kmに分布する。)として海洋地殻を平均的なものに仮定し、途中の海洋リソスフェアには今回求められた速度構造を仮定した場合、見かけ速度と平均速度との差は震央距離にほとんど依存せず0.2 - 0.22 km/secである[図1-37]。これによって平均速度と見かけ速度の関係を用いて換算し直すと速度の分布は方位角100°付近で見かけ速度による決定した速度と平均速度で求めた速度が一致することがわかる[図1-38,+印 (見かけ速度、

△印（平均速度）。平均速度には方位角依存性が見られ170° 方向のデータが最も大きな値をしめす。

1-3 議論

海洋リソスフェアの平均的な速度構造として速度勾配モデルが求められた。最上部マントルでは地殻構造探査による結果から7.9 km/secの速度が得られている[関原(1990)]。しかしながら、長距離爆破による最初に現われる屈折波はインターセプトタイム5.3秒程度で見かけ速度は8.1 km/secであるので、ごく薄い領域で速度増加している可能性が高い。このような構造は地殻マントル間の遷移相の存在を示唆している。それ以深では速度勾配は深さ40kmまでは平均的な地球のモデルとほぼ同じ値をもっている (0.0025 s^{-1})。走時解析と波形の振幅から深さ40kmまたは70km以深ではもっと大きな速度勾配となることが必要になる。ttmモデルでは40km以深の速度勾配が 0.0046 s^{-1} 、ttnbモデルでは70kmまで 0.0025 s^{-1} 程度であるが70 km以深で 0.01 s^{-1} まで大きくなっている。少なくとも数十kmに何らかの速度勾配が不連続になる境界が必要となる。このようなリソスフェアの数十km以深の速度勾配の増加は200 - 300 km以遠に振幅の強い領域を作る。このようなフォーカッシングは20 kgの薬量の爆破が数百kmまで届くこと[関原 (1990), 大内、南雲 (1990), Nagumo, Kubo et al. (1990)]を矛盾なく説明することに必要であると考えられる。

深部リソスフェアに速度勾配の大きい層を置くことによって、深さ90- 100 kmで速度は8.4 km/sec程度に達する。観測された初動は1000 km程度まで追うことができるがそれ以上は確認できない。1000kmまででは顕著な低速度層の影響は見いだされていないので、リソスフェアの厚さとしてははっきりした制限を与えることはできない。波形計算の結果から考えると100 km以深は今回のデータからはほとんど制限できない。90-100km程度の深さで8.4km/secの速度であるということは異方性モデルの遅い方位の速度よりもかなり大きい。異方性の遅いとされる方位で長距離爆破の深さ方向の構造が求められたのははじめてである。長距離爆破の速い見かけ速度が出た記録でも8.6 km/secの速度が出現するのは600 kmより遠くであり浅層に8.2 km/secの速度が認識されている。から構造のパターンはどちらも深部が早くなっている。Shimamura (1984)ではこれからの課題は深さ方向の異方性の分解であると述べられている。今回の構造と速いと考えられているLongshot6を比べると最上部マントルでは0.2 km/sec 深部の80 - 100 kmでは0.25 km/secとなり異方性がそれぞれの深さで見ると速度の差は3 %程度である。これは13% 異方性の強いモデルとは大きく異なる。

今回得られた長距離爆破の構造に現われる速度と測定した見かけ速度と平均速度のデータをShimamura et al. (1983)の速度の方位角依存性に重ね合わせたものを図1-38にしめした。今回求めた見かけ速度データや平均速度から0.2 km/secのバイアス換算した速度の方位角依存性はほとんどない。100°以上でばらつきが多少大きくなるが地磁気縞模様に関連のある異方性は1, 2%もない。図1-39にはShimamura et al. (1983)による見か

け速度のデータと今回得られた速度をあわせてプロットした。 $\cos(2\theta)$ での回帰式は $V(\theta)=8.23+0.21\cos(2(+163))$ であった。この係数から異方性の大きさは5%である。水平不均質の影響によるデータのばらつきを考えると求められる異方性の大きさは3%程度、大きくても5%までであることが考えられる。異方性の強さの水平方向の不均質も考えられるがまずは単純な水平方向の不均質を考えるべきであろう。トモグラフィー的な研究による水平不均質によるものと、異方性によるものに残差の減少について比較する必要がある。表面波では、長距離爆破では水平不均質による影響がどれだけ方位依存性に影響しているかが定量的に評価できていない点が問題として残る。

今回の結果から深さ方向のバラツキや水平不均質によるバラツキを考えると異方性の強さは数%以下であることが考えられる。表1-1によると北西太平洋での結果だけが強い異方性を示していたので、数%以下であれば他の研究の値に比較して強いとはいえない。よって海洋リソスフェア深部が特に異方性が強いと考えることは難しい。よって選択配向の転位と動的再結晶の両方が効いて深部の異方性が強いという考えは、観測事実の方を見直す必要がある。

現在のプレート運動の方向は 120° 程度の方位角であると考えられるがこの方位では特に速い速度は得られていない[図1-38(a)]。速度は 8.2 km/sec で平均的な値である。運動学的に選択配向した層が図1-40にYoshida(1990)の表面波を用いたSv波の構造を示す。これによると今回の我々の研究領域は130Ma程度の年代でありS波の速度は $4.5-4.75\text{ km/sec}$ となる。我々が求めた見かけ速度はその深さ方向の平均に近い。このことはリソスフェアの内部の速度構造がP波もS波も深さに関して増加関数であり、正の速度勾配をしていることを意味する。

Shimamura et al. (1977)に参照されている岩石実験において深部のリソスフェアを考えて $V_p=8.4\text{ km/sec}$, $V_s=4.73\text{ km/sec}$ とすればやはりガーネットの量がかなり多くなる(図1-40)。しかし速度が遅い高温領域での存在の可能性しか残らないため、50 km程度の浅い領域からガーネットが多量に入っているモデルは考えにくい。Shimamura et al. (1977)におけるS波速度の高速度は異常に速くNakanishi et al. (1992)の"Kashima fracture zone"と平行に近い角度で交わっているのでこれらの影響も観測点近傍の影響がでてい

る可能性が残る。今回求められた構造は速度勾配モデルでありマントル中に明瞭な速度境界は示されなかった。分別固化の様な枯渇による分別が起こっている場合境界が明瞭でなければならない。今回のモデルはそのような屈折相の分離は明瞭には見られなかった。又速度も 8.4 km/sec 程度までであるから、Yoshii(1976)の様な分別固化のモデルは直接は示さない。

1-4 結論

●従来の異方性モデルで遅い方位でも、長距離爆破の結果、見かけ速度の結果、従来報告されている速度よりも速い速度 8.2 km/sec が求められた。また高速度側の方位でも平均速度、見かけ速度は異方性モデルよりも小さい値となった。

●今回得られたデータの速度の方位依存性はほとんどない。長距離爆破3%程度、見かけ速度、平均速度、2%以内、またShimamura et al. (1983)のデータと今回得られたデータを同等に扱った場合の異方性の大きさは5%以内である。13%から5%まで下がる。深さ方向の速度の変化や水平不均質によるばらつきの影響が大きいと思われる。

●異方性獲得のモデルとしては運動学的なモデルが現在主に考えられているが今回のデータも現在のプレート運動の方向には速い速度を示さなかった。

●0-5%程度の異方性は最上部マントルに見られる異方性に比べて大きいとはいえない。よって深部で動的再結晶の効果が加わって異方性が大きくなっているとは断定できない。

第二部 Po, So 相の減衰と包絡線の拡がり

リソスフェアの速度構造については、異方性が小さいことが得られたので、減衰は方位については意識しないでも一意的な値を持つと考え、ここでは自然地震の波形を用いて最大振幅の減少の仕方から散乱の度合いを含む減衰を推定する。また不均質構造による包絡線の拡がる様子を調べを島孤における観測と比較した。海洋リソスフェアがどのような特徴をもった媒質であるか調べた。

2-1 レビュー

2-1-1地震波の減衰

表面波や地球の自由振動の研究は減衰を表わす Q^{-1} がそれらの周波数帯域で本質的に周波数に依存しないことを示した。最近の短周期実体波の研究は Q が周波数とともに増加する事を示した。[Anderson and Hart (1978)]これを説明するために物質の緩和時間が周波数に依存して変わるabsorption bandモデルが提唱された[Liu et al.(1976), Anderson and Given (1982)]。現在盛んに行われている微小地震などの観測帯域はこの高周波側のスロープに位置すると考えられる。低周波における Q 値は深くまで影響するから汎地球的な値を持つかもしれないが、高周波側の落ち方はより表層のテクトニックな関係を反映していると考えられるので、陸上と海洋とで異なるかどうかは非常に興味深い。

陸上の観測から沈み込むスラブの高周波を効率よく伝播させることは1960年代後半にUtsu(1967)やOliver and Isacks (1967)たちによって北海道、トンガなどで報告された。深発地震帯における相対的なhigh Q が分離された頃には周波数依存性は考えられていなかったのものでその当時求められた研究の結果はほとんどがコンスタント Q である。それらの場合震源でのスペクトルを平坦であると見なせるであろう周波数帯の観測スペクトルの傾きから求めたり、また震源のスペクトルを一定のモデルで仮定することによって Q 値が求められる。そのような方法で求めた海洋での Q 値を表2-1にまとめる。 Q 値は数千から 2×10^4 と大きな値をとっている。陸上ではコーダを使った Q の推定がおもになされている。それらは佐藤(1991)図2-1にまとめられている。1Hz以上では揃って強い周波数依存性を示す。 Q の周波数依存性を取り扱った海洋での例としてはNovelo-Casanova and Butler (1986), Butler et al.(1987)[図2-2,図2-3]がある。。前者はコーダ波を用いており、後者は距離減衰を求めたものである。これらはWake島のhydrophoneのアレイを用いて行なわれたモデルである。この二種類の減衰はNovelo-Casanova (1989)によって比較されておりほぼ同じ値、同じ周波数依存性を示すと考えられる。Butler et al. (1987)の結果も図2-1に示されており(WP:Western Pacific)他の陸上の結果よりも減衰が弱い傾向にある。しかし地球は一般に深くなるほど減衰が弱くなるので震央距離が他の陸上の研究に比べて大きいことが原因なのか、それとも海と陸の構造の違い自体が表れているのか、明確ではない。最近Yoshimoto et al. (1993)らによって陸上でも一点多数のデータから距離減

衰を求める研究がなされておりコーダQとよい一致をしていることが示された。

実際の観測にみられる見かけ上の減衰 Q^{-1} は $Q_{app}^{-1}=Q_{abs}^{-1}+Q_{scat}^{-1}$ のように本質的に吸収されてしまうものと散乱によって時空間に広がってしまうものがある。これらの分離については エネルギー積分を用いてやることが有効であることがわかった。

2-1-2 Po, So 相

海洋地殻を伝播する自然地震の実体波は高周波成分にとみ長い継続時間を持つ波形となることが多くの研究から報告されている。Walker (1981)はそれらの相が震央距離 22° 付近で分離し初動をPそれに続く高周波の相をPoと呼んだ。S波ではその初動は明瞭ではないが高周波の相をSoと呼んでいる。これらの相についてはいくつかのスペクトルの解析やreflectivity法によるモデル化の研究があるがまだメカニズムは明らかではない。今までに考えられているモデルは低周波の選択的な漏れが起こるというもので具体的にはウィスバリングギャラリー[Menke (1980)]、薄い高速度層の存在[Fuchs and Schultz (1976)]が考えられる。ウィスバリングギャラリーは、速度勾配があるモデルでのこれは波が速度勾配でバウンスしてやってくる場合に、転回点付近では高周波ほど波線理論的に速度勾配に沿って曲がるが低周波で波線理論的でなくなり回折波となり曲がりにくくなる、というものである。そして低周波ほど下方に漏れていくこととなる。このようにして水平方向には高周波が良く伝播することが可能となる[図2-4]。Fuchs and Schultz (1976)の考えた同様の周波数選択は薄い不連続な高速度層によるもので普通の二相構造では境界に沿って伝わる側方波となるエネルギーが(本来は境界に沿った、深さと共に指数関数的に減少する波であるが)下の遅い層で再び波線理論的な波になり下方に逃げていくものである[図2-4 (b)]。これらの波形のシミュレーションに関する研究として、Gettrust and Frazer (1981)はマントルに水平成層構造で速度勾配モデルを仮定しreflectivity法で約20秒のコーダ波をつくれることを報告した。また Mallick and Frazer (1990)は同様の研究を、より現実的な周波数に依存する減衰を導入して、北西太平洋のDSDP site 581Cにおける孔内地震計での観測結果について波形計算した。この場合観測されたコーダ波を出すためにマントルに約数パーセントのゆらぎを与えればよいということを報告している。Sereno and Orcutt (1985), (1987)は南太平洋における坑内地震計での観測波形のスペクトルをシミュレートした。そして海水層や堆積層の多重反射がスペクトルに強く影響しているとした。しかしどの研究も全体としてひとつの地震のひとつの独立した波形に注目した研究であり、観測事実としての空間的に広がったデータやその解析が不足している。

2-1-3 不均質による包絡線の拡がり

不均質媒質は地震波の波形を散乱させたり、到達時刻を微妙に変化させたりして波形データを複雑化させている。不均質媒質を表すのに基本的なパラメータは速度のゆらぎ ϵ と相関距離 a である。ゆらぎは速度がどれくらい変わりえるかを割合で表したもの

で、その値はリソスフェアで数パーセント [Wu and Aki (1988)] と考えられている。相関距離は速度のゆらぎの空間的な相関関数を特定の関数形で与えたときの特徴的な長さである。相関距離はリソスフェアでは2~10 km程度と考えられている [佐藤(1991)]。

一般に震源ではインパルス状の波でも伝播を続けるうちにその包絡線は広がる。地下のインピーダンスコントラストの空間分布によって様々な散乱が引き起こされ手いるからであろう。散乱による地震波形の包絡線関数は等方で一回散乱の場合には解析的に解かれている (Single Isotropic Scattering : SIS [Sato (1977)])。

$$E_{SIS}(f;r,t) = \frac{W_0 g_0(f)}{4\pi r^2} K\left(\frac{\beta_0 t}{r}\right)$$

ここで $K(x) = (1/x) \ln[(1+x)/(1-x)]$ $\beta_0 t > r$

$W_0(f)$: 震源スペクトル

$g_0(f)$: 散乱係数

このようなモデルは coda波 Q の解析などに役だっている。しかしこのような形では包絡線の形は一義的にきまってしまう。これでは包絡線形の様々な表現ができない。他に考慮すべき効果として非等方散乱の効果、多重散乱の効果と考えられる。多重散乱の効果としては Gao et al. (1983), Menke and Chen (1984) 等の研究がある。非等方散乱は解析的な取り扱いの困難さからその議論は遅れている。定性的には $\lambda < a$ の時は前方散乱が卓越し $\lambda \approx a$ の場合は等方散乱的になる。Gusev and Abuvakirov (1987) は非等方散乱をモンテカルロ法の数値計算の形で非等方散乱のパラメータを変えて包絡線の形を議論している。Jannaud et al. (1992) はそれぞれの方向で異なるガウス型の相関関数で二次元不均質を表現して積極的に非等方散乱を取り扱ったが時間領域の波形の変化の表現までは与えていない。

具体的な包絡線形の観測例としては、Sato (1984) はランダムな不均質構造における三成分の包絡線の拡がりをシミュレーションした。Sato (1989) は栃木県足尾における S 波の波形の包絡線を求め、その特徴を S 波の立ち上がりから最大振幅までの時間 t_p と立ち上がりから最大振幅を越えて最大振幅の半分になるまでの時間 t_q で表しそれらの震央距離に関する変化を示した。 t_p, t_q の対数を震源距離の対数との関係、 $\log(t_p \text{ or } t_q) = A + B \text{Log}(R)$ (R : は震源距離) を求め B が 1.8 (t_p), 1.5 (t_q) 程度の値をもつことを示した [図2-5]。これらの関係は周波数によらずほぼ一定であることがわかった。またガウス型の自己相関関数で表される不均質を考えて、 A から不均質に関する量 $\log(\epsilon^2/a)$ を求めた。その値は 10^{-3} であった。

Bransdottir and Menke (1988) は全く独自の包絡線の形状のパラメータ化を行なって、海底地震計の観測包絡線形をポアソン関数で近似している。その fall off rate の P, S 波の違いや震央距離依存性を議論している。P 波では fall off rate が震央距離に依存しており少なくとも震源、観測点の近傍以外の大規模な散乱が起こっていることを示した。

2-2 解析

一般に陸上の観測点では一様に観測点がばらついていることが多いのでコーダ波を用いて減衰を求めることが多い。減衰を求めるのに、今回のデータでは観測点配列が直線上であり、距離減衰を直接求めるのが適当である。S/Nのよい陸上の観測では coda normalization 法が用いられることが多い。これによって複数の地震を使って距離減衰を求めることが可能になる。この研究では個々の地震について距離減衰を求めた。この場合も主に東西に伸びる測線を用いた。

2-2-1 距離減衰の決定

2-2-1 a) 方法

空間的な減衰は

$$Q_s^{-1} = \frac{\Delta E}{2\pi E} \text{ suffix s:spatial}$$

ΔE : 波動エネルギーの減少分

E : 波動エネルギー

Q_s^{-1} : 空間減衰

で定義される。これを複数の空間的な観測から求める場合

$$A_i = A_0 g^{-1} \exp(-\gamma_s x_i)$$

γ_s : 減衰率

g : 幾何学的拡がり

A_i : i 番目の観測点でのバンドパス最大振幅

X_i : i 番目の観測点の震央距離

A_0 : 震源での振幅

で近似しその減衰率 γ_s から Q を求める。

$$Q_s = \frac{\pi f}{c \gamma_s}$$

f : 周波数

c : 群速度

周波数依存性を見るためにバンドパス波形の振幅について減衰をみた。用いたフィルターはチェビシェフフィルターで[斉藤(1978)]その特性は図2-6に示す。図2-7の様にバンドパスサイスモグラムの最大振幅の距離変化から距離減衰が求められる。フィルター特性の平坦な部分の中心周波数をそのバンドの f : 周波数として用いた。 c は平均的な速度としてP波の場合8.0 km/sec、S波の場合4.6 km/secを用いた。減衰を求めるためには幾何学的な拡がりを補正する必要がある。第一部で相の分離で述べたように今回の実験で得られた相はButler et al.(1987)と同様に P_0 相としてガイドされた波であると考えて幾

何学的拡がりの補正としては基本モードの表面波と同じ様に考え速度振幅に対する幾何学的拡がりを $g = \sin(\Delta) / \sin(\Delta_0)$ とした。これは震央距離が小さいのでほとんど R と震央距離 10° まででは1%以内で等しい。

地震波形のデータは71sample/sec でA/D変換されている。用いた地震計の上下動に関して3つの倍率を持っており、それぞれ倍率が91dB, 63dB, 35dBである。同じ地震の最も大きい振幅が飽和していないことを条件として最も倍率の高いものを用いた。高いノイズレベルは結果に影響を与えるので各バンドパスフィルターの特性に関してイベントよりも前の部分でノイズレベルを調べてノイズレベルの平均値 μ とその分散 σ を求めノイズレベルが $\mu+2\sigma$ 以上のもの、逆に最大振幅がこのレベルに達しないものはそのデータを取り除く操作をした。

2-2-1b) 結果

理想的な場合として、本研究の観測点配置の延長上に近く観測期間中に起こった3番目に大きい地震 マグニチュード4.0 についてとその周辺の地震についてP,S の減衰をもとめた。用いた地震の震源要素は国立大学地震カタログによった。その震央を図2-9に示す。震源要素は表2-2に示す。

バンドパス最大振幅の距離に対する減少の例は図2-10の様になる。求められた距離減衰の結果を表2-3, 2-4に示す。メカニズムの節線などの影響が考えられるので130番の地震と平均値両方の共通の特徴について考察することにする。佐藤(1991)によってコンパイルされた結果に更に加えると図2-11の様になる。求められた減衰は現在までに報告されている多くの値とほぼ同じ傾向の周波数依存性であった。band3,4はS/Nの悪いものが多くもとまらなかった。

佐藤(1991)によると一般には周波数依存性は0.7 - 1.0の間で分布する。その周波数依存性は大きいほうに分類される。今回のQ値について得られた結果を周波数に対してlog-logの直線であてはめると

$\log(Q_p) = 2.367 + 0.99 \log(f)$	130番
$\log(Q_p) = 2.410 + 0.94 \log(f)$	平均
$\log(Q_s) = 2.690 + 1.03 \log(f)$	130番
$\log(Q_s) = 2.260 + 1.22 \log(f)$	平均

となる。

値としてはP波, S波共に陸での観測結果よりも大きい。また震央距離 30° , 大太平洋上のWakeでもとめられたButler et al. (1987)の結果よりもHigh Qである。これらの最深点は200km程度でありアセノスフェアと何らかのやり取りをしている可能性がある。またButler et al.(1987)によってこのことからアセノスフェアの減衰がリソスフェアよりも大きくなっていることが考えられる。海洋リソスフェアはかなり減衰の小さいところと考え

られる。

2-2-2 不均質によるパルスの拡がり

2-2-2 a) 方法

Sato (1989) と同じ初動から最大振幅まで時間 t_p 、初動から最大振幅のあとその半分の振幅になるまでの時間 t_q としてこれを各周波数バンド、様々な震央距離で包絡線の拡がりを定量化し。この解析にも周波数依存性が検討できるように距離減衰の際に用いたのと同じバンドパスフィルター特性を用いて解析した。Sato (1989) の研究ではtransverse成分が用いられている。本研究の場合自己浮上式の海底地震計のデータであり、水平成分は向いている方向がわからないので鉛直成分で求めている。このことはP-SV系をより意識しなければならない。小原私信(1993)[図2-13]によると関東地方の観測点において水平動から求めた t_p と上下動から求めた t_p はほとんど変わらないことが報告された。立ち上がりはバンドパスフィルターサイズモグラムを $v(t)$ とすると、Root Mean Square の記録は

$$\text{RMS}(t) = \left[\frac{1}{T} \int_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} v(t)^2 dt \right]^{\frac{1}{2}}$$

と表される。を移動ウィンドウの長さとした。立ち上がりとしてP波のあと、S波前の極小をとった。 T は500 sample, 7秒とした。震央距離に関する関係式を

$$\log(t_p \text{ or } t_q) = A + B \log(R)$$

R: 震央距離

として求めた。

2-2-2 d) 結果

図2-14に示すパスの地震波形について包絡線の t_p , t_q を測った。島弧のリソスフェアにおけるデータ [Sato (1989)]と比較した。例としてband0について求めた例が図2-15である。 t_p, t_q の震央距離に対するlog-logの依存性を図2-16に示す。それらに関して $\log(t_p \text{ or } t_q) - \log(R)$ (R: 震源距離)の関係式を求めた。一部分布から外れるデータがあるので最初に適当な関係を与えて、その関係に対して残差の大きいものからデータを削除して、関係式を求め直すということを繰り返して行ない。データの分布が一塊になったところで削除をやめ、その時の関係を採用した。 $\log(t_p \text{ or } t_q) - \log(R)$ (R: 震源距離)の関係はSato (1989)では傾きはほとんど周波数によらず t_p の場合1.5で t_q の場合約1.8であった(図2-5, 表2-6)。今回の北西太平洋においては0.75程度である。band3,4はS/Nの悪いものを除くと分布が少なくなるので議論が困難であった。band0からband2までは同じ傾向が見られる。

2-3 議論

2-3-1 距離減衰

図2-11 から表2-3, 2-4 の海洋リソスフェア中の値が今まで求められている陸上のリソスフェアの値に比べて大きいものであることがわかった。Butler et al. (1987) の Wake の結果も陸上での値よりも大きめにもとまっていることから、海洋リソスフェアが陸上に比べて high Q であることはほぼ確定的である。周波数依存性は他の多くの研究と比較してばらつきの範囲で変わらない。今回の結果がほぼリソスフェアのみのパスであることから、Butler et al. (1987) との差はアセノスフェアとの相互作用が強いかどうかに関係している可能性も考えられる。また彼らの減衰の決定方法が一定の範囲の群速度に関して平均をとっていること影響している可能性もある。周波数依存性はほとんど同じなので陸のリソスフェアも海のリソスフェアもほぼ同じようなサイズ分布の不均質のにおいて構成されているのであろう。しかしながらウィスパリングギャラリーなどの水平成層構造で考えられているメカニズムは島孤のような三次元的な不均質の構造の場合、効くとは考えにくい。周波数依存性がほぼ等しいことが見かけ上であって海洋の方が小さい周波数依存性をしている可能性もある。Mallick and Frazer (1990) は $Q \propto f^{0.25}$ 程度の周波数依存性を持たせれば、計算波形から求めた見かけ上の減衰は Butler et al. (1987) の減衰を 10Hz までの範囲で 10% の誤差で説明できるとした。よってこの場合、海洋底の周波数依存性は小さいがウィスパリングギャラリーなどのマクロな構造によって周波数依存性が大きく見えている可能性がある。しかしこの場合 reflectivity 法の計算上の制約から高周波まで議論されていないのが残念である。

2-3-2 不均質による包絡線の拡がり

また S 波において P 波に変換するものは立ち上がりを前に押し出すように働く。P 波への変換が起こるとすれば速度差があるので t_p の距離依存性を大きくすることになる。また陸上の硬岩上であるということと、海底の堆積層の上ということも結果に影響するかもしれない。Sato (1989) が用いた足尾の観測点は鉾山でもあり堆積層による共鳴、やその他観測点近傍の影響が非常に少ない地点である。一方海底は海水層での多重反射、堆積層での共鳴がよく起こっていると考えられる。しかしこれらは大洋底ならほぼどこでも存在するものである。また今回用いた観測点の地震から遠い点と近い点で系統的に地形や堆積層の厚さが変わっているとは考えにくい。このことは足尾での島孤リソスフェアの t_p に比べて海洋での t_p が大きくでることに寄与する。しかし実際には島孤の transverse で求めたほうが傾きが大きい。このことは海洋でのリソスフェアの方が包絡線の幅がひろがりにくいことを示している。Po, So の特徴として長い継続時間がしばしば挙げられるが今まで定量されたことはなかった。海洋リソスフェアの波形は島孤と比べて伝播距離に比して波形の拡がり方が小さいと言わなければならない。

ここで比較したSato (1989)の結果は500 km 程度までの震央距離である。今回我々が求めたのは400 - 1500 km のデータに関してであるので距離の範囲そのものの違いが、B 値の違いの原因となっているかも知れない。包絡線の拡大の小原 (1993) はウェッジマントルの不均質の統計的な性質を議論するために関東、中部地方に分布する防災科学技術研究所の各点について t_p , t_q を求めた。用いた地震は太平洋プレート内の地震である。全周波数帯 (1-16Hz) で $\log(t_p \text{ or } t_q)$.vs. $A + B \log(R)$ の関係で、B が1よりも小さい観測点は図2-18 のようになる。観測点ABNを除いてはすべて太平洋側の観測点であり、距離範囲に近いものを用いてもやはり沈み込む海洋プレートに関係した観測点だけがB値が小さい。このことから包絡線の拡がりの距離依存性は海洋リソスフェア中で小さくウェッジマントルで大きいと言うことがより強く示唆される。

減衰の結果と比べると陸上での値と比べてhigh Qであるのは、散乱減衰が島孤リソスフェアに比べてずっと小さいということであると考えられる。

2-3-3 high Q でかつ包絡線が拡がりにくい構造の解釈

減衰が小さくパルスの幅が拡がりにくい (崩れない) ということは信号をより遠くまで正確に伝えるのに必要な性質である。このことから海洋リソスフェアが優れたwave guideを構成していることが考えられる。実際このような特徴はどのような構造を考えればよいか。エネルギー保存則から考えると時空間に拡がらないことは強い振幅を保持できることを示している。Abubakirov and Gusev (1990) も振幅の減少 ($A \propto r^2$) と、包絡線の距離による拡がり $w \propto r^2$ を現象の重要な制限と考えている。図2-19に本質的減衰と散乱による減衰が卓越した場合のそれぞれの包絡線の拡がりの距離依存性と空間減衰の特徴をしめした。今回の結果と島孤での結果の比較は散乱による減衰の効果が卓越することを示している。散乱によって説明するとすれば時間的に拡がらないための最も重要な要素は散乱特性を前方散乱に限定することと不均質が弱いということが上げられる。Mallick and Frazer (1990) の研究は全く標準的な海洋の深さ方向の速度変化だけではreflectivity法の波形のコーダがほとんど生成されないことから、 P_o , S_o の振幅を説明するためには、マントルに5% 程度の速度のゆらぎを与える必要があると述べている。このゆらぎはウェッジマントルに比して小さいとはいえない。不均質が海洋リソスフェアでもある程度以上に大きいのであれば、最も大きい要素としては散乱の方向特性に原因を求めなければならない。一般的な波動の散乱特性を決めるものとして波長 λ と相関距離 a の関係がある。前方散乱に卓越するためには $\lambda < a$ であればよく。これに対して陸上では $\lambda \approx a$ であれば等方散乱的になって今回得られた減衰、包絡線の広がりの違いが現われる。Mallick and Frazer (1990) の様な水平成層モデルは相関距離が無限大で当然前方散乱しかなくなる。実際の計算例は、地震学の分野では等方、一回散乱を用いたCoda波の解析がおもで非等方散乱はまだあまり実際のデータ解析には用いられていない。非等方性と多重散乱の取り扱いをしたものとしてはGusev and Abubakirov (1987) らのモンテカルロ法による数値シミュレーションがある。Gusev らは散乱角と自由行程の確率密度を与えてエネルギー輸送の問題として取り扱い、多数の射出の重ね合わせとして包絡

線形を求めた。等方性の散乱、散乱角 50° 、散乱角 25° の場合である。自由行程の確率密度は指数型である[図2-20]。

例えば tq の距離依存性を彼らの結果から求めると図2-18のようになる。距離依存性を示す傾きが等方性のもの、散乱角 50° 、散乱角 25° のもの順に小さくなっていく。また振幅の減衰を見ても、距離に対する傾きは等方な場合散乱角 50° 、散乱角 25° の順に小さくなっている。よって Q は順に大きくなる。散乱角の小さく、後方散乱の寄与の小さい構造がhigh Q と包絡線の拡がりの距離依存性が小さいことをよく説明する。Gusevらの論文では自由行程の長さや散乱角のみに依存しており、パラメータは実際の構造の表現には不十分であるが、定性的に島弧下でのランダムな媒質を図2-23 (a) Jannaud (1991), の様な等方的にランダムな媒質と考えた場合、海洋リソスフェアでは直達波のパスはかなり水平方向にねるので二次元の速度ゆらぎの相関関数で考えると海洋リソスフェアの伝播に効いている水平方向の相関距離が陸上のリソスフェアの媒質よりも大きいことが必要である。この場合媒質が、Jannaud et al. (1992) の様な非等方な媒質[図2-23(b)]になっているかどうかはわからないが、層序のようなものが相関関数を支配しているとする。このような楕円型の相関距離をもった媒質の可能性も考えられる。

2-4 まとめ

●海洋リソスフェアでの減衰も周波数依存することを Butler に続いて確認した。

●定性的なつぎの特徴は陸上での場合と同じである。

○ほぼ $Q \propto f^{1.0} - f^{0.7}$ 程度であること

○陸上のリソスフェアよりもhigh Q である

●バンドパス立ち上がりから最大振幅までの時間の震央距離依存性を見てもその拡がり方が島弧の場合と比べて明かに小さい。

●このことから陸上の島弧、での減衰の違いは、本質的減衰ではなく散乱減衰の大きさが異なっていることによる。

●海洋リソスフェア中の波動伝播は導波路的な構造をしている。

●このような特徴を説明するのに最も都合がよいのは、海洋底での散乱がつよい前方散乱に指向性をもっていて包絡線が崩れにくいことを差している。

第ゼロ部

表 0-日本の自己浮上式海底地震計の特性[末広(1990)]

第1部 図の説明

図1-1 Shimamura(1983)による長距離爆破測線、及び、速度--方位角分布

図1-2 (a)長距離爆破による高速度の例 (Longshot 6) (b)長距離爆破の低速度の例

図1-3 最新の北西太平洋の地磁気縞模様 [Nakanishi et al.(1992)]

図1-4 Ishikawa (1984) によるプレート運動方向の変化をそのまま記録した異方性のモデル

図1-5 十勝沖における直交する屈折法の結果 (Iwasaki et al. (1989))

図1-6 北西太平洋海盆での平均速度の方位角依存性 [Ostrovsky et al. (1992)]

図1-7 P,S波の速い見かけ速度に基づく、ガーネットに富んだリソスフェアのモデル [Shimamura et al. 1977]

図1-8 今回用いた1986、DELP, 地震予知実験の測線図、

図1-9 人工地震の位置図

図1-10 地殻構造モデル[Kubo (1989) , 関原 (1990)]

図1-11 小発破の観測記録の例及び地殻構造の解析例 [Nagumo et al. (1990)]

図1-12 長距離爆破の測線に沿った海底地形

図1-13 (a)長距離爆破の観測記録 TOBS2

図1-13 (b)長距離爆破の観測記録 TOBS3

図1-13 (c)長距離爆破の観測記録 TOBS4

図1-13 (d)長距離爆破の観測記録 TOBS5

図1-13 (e)長距離爆破の観測記録 TOBS13

図1-13 (f)長距離爆破の観測記録 TOBS14

図1-13 (g)長距離爆破の観測記録 TOBS15

図1-13 (h)長距離爆破の観測記録 TOBS16

図1-14 (a) TOBS 2,3,4,5,13,14,15,16 についての初動の読み取り走時の重ね合わせ

(b)均一な速度勾配モデル、test0 と深部がより速度勾配が大きいモデル ttn に対する計算走時

図1-15 解析に用いた速度構造モデル、L6は 異方性モデルでの速い方向でのモデル[Shimamura et al. (1983)]

図1-16 走時モデルに対する波形計算 test0 モデル

図1-17 走時モデルに対する波形計算 ttnモデル

図1-18 ttn モデル下部の層の速度勾配を大きくしたモデル

図1-19 太平洋における自然地震波形の相の分離の例

図1-20 北西太平洋での観測例, (a) Sutton and Walker (1972) と (b) Ostrovsky (1992) の観測点を表す地図

図1-21 (a)平均速度の距離依存性、Sutton and Walker (1972) の初動と Walker (1980) のデータの重ね合わせ、十字は Sutton and Walker (1972) のテーブルから作り直したものの主にPの平均速度、黒丸は P_0 相の平均速度である。四角は気象庁が昨年から行なった、南鳥島での短周期試験観測期間中の読み取り値から求めたもの、
(b) Ostrovsky et al. (1992) がP波平均速度としてあげているもの、実線は Jeffreys - Bullen の標準走時曲線

図1-22 Nagumo and Ouchi (1990) による深発地震での分離の例

図1-23 能登沖の深発地震を深発地震のバンドパス記録波形

図1-24 深発地震の初動部の連続ウェーブレット変換図

図1-25 P波見かけ速度決定に用いた地震

図1-26 P波見かけ速度決定例

図1-27 P波見かけ速度決定例

図1-28 P波見かけ速度の方位角分布

図1-29 S波見かけ速度決定に用いた地震

図1-30 S波見かけ速度決定例

図1-31 S波見かけ速度の方位角分布

図1-32 国立大学震源に対する海洋底の海底地震計での読み取り走時のプロット

図1-33 Iwasaki et al. (1989) による再決定震源、楕円は震源決定の誤差を表す。

図1-34 震源決定の誤差（水平各成分の読み取り誤差）距離と海洋底側の地震計での読み取りが曖昧でない条件によって選ばれた地震から観測点への経路

図1-35 読み取りの例、(a) 波形の全体像、(b) P波初動部

図1-36 (a) Iwasaki et al. (1990) によって再決定された決められた震源に対する平均速度
(b) 陸上の国立大学観測網で決められた震源に対する平均速度

図1-37 観測点側の地殻構造と速度勾配による波線の曲がりによる平均速度と見かけ速度の違いについての波線追跡による評価

図1-38 今回得られた長距離爆破の構造、見かけ速度、平均速度を Shimamura et al. (1983) の結果に重ね合わせたもの。

図1-39 Shimamura et al. (1983) の見かけ速度と図1-39に示した今回得られた見かけ速度、平均速度から補正した速度、同等にプロットしたもの。曲線は $v = 8.23 + 0.21 \cos(2 \cdot az)$ でフィットしたもの。

図1-40 Yoshida (1990) の横方向に等方な異方性による 表面波による inversionの結果

図1-41 Shimamura et al. (1977) で参照されている実験に今回のリソスフェア深部での、P, S波速度をあてはめたもの

第2部 図の説明

図2-1 佐藤(1990)のリソスフェアのQ値のコンパイル

図2-2 Butler (1987) の海洋での距離減衰の決定が行なわれた位置

図2-3 Butler (1987) によって求められた距離減衰のQ値

図2-4 Whispering gallery [Menke (1980)]と Low frequency tunneling(Fuchs and Schultz (1976)]

図2-5 Sato (1989) による包絡線の広がり地震中央距離依存性

図2-6 距離減衰決定の概念図

図2-7 用いたバンドパスフィルターの特性

図2-8 用いたバンドパス波形の記録 (130番)

図2-9 用いた地震の震央 震源要素の数値は表 2-2に示す。

図2-10 バンドパス振幅の距離による減衰 (No 130, band0)

図2-11 減衰決定の結果佐藤 (1991)への重ね合わせ

図2-12 RMS Seismogram 上でのtp, tqの求めかた

図2-13 上下動で求めたtpと東西成分で求めたtpの比較 小原私信(1993)

図2-14 包絡線の拡大について用いたパス

図2-15 包絡線での t_p , t_q の決定例

図2-16 北西太平洋での包絡線の t_p , t_q の距離依存性

図2-17 ばらつきの大きいものの削除とそのフィッティング

図2-18 北西太平洋での包絡線の t_p , t_q の距離依存性

図2-19 Obara (1993) による t_p , t_q の距離依存性 B が 1-16 Hz の周波数帯ですべて 1.0 よりも小さい観測点の分布

図2-20 Gusev and Abubakirov (1987) の散乱角と自由行程の確率密度分布
求められた包絡線形、[Gusev and Abubakirov (1987)]

図2-21 Gusev and Abubakirov (1987) t_p , t_q の距離依存性 振幅の距離依存性

図2-22 Gusev and Abubakirov (1987) の結果から求めた振幅の減衰、と t_q の拡がりの距離依存性

図2-22 (a) 等方的なガウス型相関関数を持つランダムな媒質 Jannaud (1991)
(b) 非等方なガウス型相関関数を持つランダムな媒質 Jannaud (1992)

表1-1 世界におけるP波方位異方性解析の結果のまとめ

異方性の強さ : 2θ の係数、最大速度と最小速度の差の半分

分類 : deep : パスがリソスフェアの深部にまで潜るもの

: uppermost : パスが最上部マントルのみを通るもの

研究名	地域	平均速度 (km/sec)	異方性の強さ (km/sec)	分類
Shimamura et al.(1983)	NW Pacific	8.15	0.55	deep
Bamford(1977)	Europe	8.3	0.3	deep
Talandier (1979)	S. Pacific	8.15	0.15	deep
Beghoul et al. (1990)	Basin and Range	7.9	0.1	deep
Hess (1964)	E. Pacific	8.3	0.3	uppermost
Raitt et al.(1969)	S. Pacific	8.3	0.17	uppermost
Shearer and Orcutt(1986)	S. Pacific	8.20	0.2	uppermost

表1-2 海底地震計の設置位置

海底地震計番号	緯度(°)	経度(°)	深さ(m)
TOBS02	38.4705	145.5982	5320
TOBS03	38.7367	146.1943	5284
TOBS04	39.1635	147.2067	5402
TOBS05	39.5968	148.2462	5473
TOBS06	40.0077	149.2917	5330
TOBS08	40.5410	150.6360	5427
TOBS09	40.7602	151.2167	5320
TOBS10	41.0318	151.9733	5301
TOBS11	41.3218	152.7860	5902
TOBS13	41.8788	154.4253	5476
TOBS14	42.2387	155.5355	5596
TOBS15	42.5843	156.6526	5452
TOBS16	42.9243	157.7932	5561
TOBS17	43.2553	158.9505	5563
TOBS20	37.3972	152.5915	5320
TOBS21	38.1127	152.1160	5861
TOBS23	39.7347	151.1627	5391
TOBS24	41.3417	150.0937	5250
EOBS01	36.8926	152.8810	5644
EOBS03	38.6525	151.8295	5865
EOBS04	39.1945	151.4953	5472
EOBS05	40.0828	150.9030	5389
EOBS06	40.5418	150.6391	5431

表1-3 長距離爆破震源のデータ

Shot番号	緯度(°)	経度(°)	深さ(m)
01	38.1837	145.003	5279
02	38.4267	145.498	5316
03	38.6470	145.998	5270
04	39.2793	147.525	5375
05	39.5543	148.135	5446
06	39.8067	148.757	5504
07	40.1357	149.589	3740
08	40.336	150.639	5441
09	40.5412	151.175	5435
10	40.7393	151.175	5442
11	41.1305	152.247	5301
12	41.3570	152.897	5155
13	41.5858	153.552	5568
14	42.2413	155.540	5593
15	42.4517	156.212	5039
16	42.6573	156.888	5414
17	43.2573	158.950	5560
18	43.4123	159.529	5410
19	43.5705	160.074	5079
20	36.4760	153.129	5677
21	37.4050	150.089	5856
22	41.3427	150.089	5239

表2-1 海洋における減衰の構造 (コンスタントQのもの)

論文名	Qp	Qs	地域名
Walker (1978)	3700	8500	Western Pacific
Walker(1983)	8400	19100	Western Pacific
Kasahara et al.(1976)	1000-1500	4000-6000	Pacific (Kuril)
Shimamura et al. (1976)	-----	6000	NW Pacific

表 2-2 用いた震源

No.	年月日	時分秒	経度 (°)	緯度 (°)	深さ	m
069	19860717	5 52 50.3	145.068E	39.603N	51.0	3.1
130	19860720	8 46 42.9	141.236E	35.740N	34.5	4.0
143	19860721	1 6 34.6	140.977E	36.673N	46.1	3.2
146	19860721	3 23 32.1	146.136E	43.189N	63.1	3.7
207	19860725	4 20 35.4	141.712E	36.717N	52.6	3.8

表2-3 減衰の結果(130番)

バンド名	中心周波数(Hz)	Qp	Qs	Qs/Qp
band 0	17.25	4324	6288	2.45
band 1	8.62	1656	2714	2.63
band 2	4.32	1183	1276	2.20
band 3	2.16	-----	-----	-----
band 4	1.08	-----	-----	-----

表2-4 減衰の結果

バンド名	中心周波数(Hz)	Qp	Qs	Qs/Qp
band 0	17.25	6507	8568	1.31
band 1	8.63	2976	4227	1.42
band 2	4.32	1430	2078	1.45
band 3	2.16	----	-----	-----
band 4	1.08	----	-----	-----

表 2-5 周波数依存性の比較

研究名	P波周波数依存性	S波周波数依存性
本研究	-0.97	-1.11
Butler(1987)	-0.7	-1.1
Yoshimoto(1992)	-1.0	-0.7
Sato(1984)	-0.7	-0.8
Abubakirov (1989)	-----	-0.75

表 2-6 $\log(tp), \log(tq)$, vs $\log(R)$ の関係

$$\log(tp \text{ or } tq) = A + B \log(R)$$

バンド	中心周波数 (Hz)	A	B
for tp			
band0	17.25	-0.73	0.71
band1	8.63	-0.45	0.57
band2	4.32	-1.30	0.90

Island arc Sato (1989)			
band0	16.0	-3.01	1.59
band1	8.0	-2.88	1.54
band2	4.0	-2.90	1.55
band3	2.0	-2.44	1.36
=====			
for tq			
NW Pacific			
band0	17.25	0.54	0.395
band1	8.63	0.71	0.317
band2	4.32	0.77	0.305

Island arc Sato (1989)			
band0	16.0	-2.78	1.72
band1	8.0	-3.00	1.80
band2	4.0	-2.73	1.68

参考文献

- Abubakirov, I. R. and A. A. Gusev , Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake, *Phys. Earth Planet. Interior*, 64, 52-67, 1990
- Anderson, D. L. and J. W. Given , Absorption band model for the Earth, *Jour. Geophys. Res.*, 87, 3893-3904, 1983
- Asada, T. and H. Shimamura (1976). Observations of earthquakes and explosions at the bottom of the western Pacific : Structure of oceanic lithosphere revealed by long shot experiments. A.G.U., *Geophys. Monogr.* G. H. Sutton, M. H. Manghnani, R. Moberly,
- Asada, T., H. Shimamura, et al. , Explosion seismological experiments on the long-range profiles in the northwestern Pacific and the Mariana sea, *Geodynamics of the Western Pacific - Indonesian Region Geodynamics Series*, 11, 105-120, 1983
- Babuska, V. , Anisotropy of V_p and V_s in rock - forming minerals, *Jour. Geophys.*, 50, 1-6, 1981
- Bamford, D. , P_n velocity anisotropy in a continental upper mantle, *Geophys. Jour. Roy. astr. Soc.*, 49, 29-48, 1977
- Beghoul, N. and M. Barazangi , Azimuthal anisotropy of velocity in the mantle lid beneath the Basin and Range province, *Nature*, 348, 536-538, 1990
- Birch, F., Composition of Earth's mantle, *Jour. Geophys. Res.*, 69, 4377-4388, 1961
- Brandstottir, B. and W. H. Menke , Measurement of coda buildup and decay rates of western Pacific P, P_o , and S_o phases and their relevance to lithospheric scattering, *Jour. Geophys. Res.*, 93, 10541-10559, 1988
- Brazangi, M., B. Isacks, et al. , Propagation of seismic waves through and beneath the lithosphere that descends under the Tonga islands arc., *Jour. Geophys.*

Res., 77, 952-958, 1972

Butler, R., Anisotropic propagation of P- and S-waves in the western Pacific lithosphere, *Geophys. Jour. Roy. astr Soc.*, 81, 89-101, 1985

Chapman, C. H. , A new method for computing synthetic seismogram., *Geophys. Jour. Roy. astr. Soc.*, 54, 481-51, 1978

Chapman, C. H. and J. A. Orcutt , The computation of the body wave synthetic seismograms in laterally homogeneous media, *Review of Geophys.*, 23, 105-163, 1985

Christensen, N. I. , The magnitude symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonics, *Geophys. Jour. Royal astr. Soc.*, 76, 89-111, 1984

Earthquake prediction data center, E.R.I., University of Tokyo, Japan university network earthquake catalog, July-December 1986, 1990

Firbas, P. , Inhomogeneity versus anisotropy in the interpretation of seismic data, *Physics Earth Planet. Interior*, 51, 36-41, 1988

Forsyth, D. W. , The Early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle, *Geophys. Jour. Roy. astr. Soc.*, 43, 103-162, 1975

Fuchs, K. and K. Schulz , Tunneling of low frequency waves through the subcrustal lithosphere, *Jour. Geophys.* , 42, 175-190, 1976

Gao, L. S., L. C. Lee, et al. , Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 377-389, 1983

Gettrust, J. F. and L. N. Frazer , A computer model study of the propagation of the long - range Pn phase, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 749-752, 1981

Gusev, A. A. and I. R. Abubakirov , Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake, *Phys. Earth Planet. Interior*, 49, 30-36, 1987

Gubbins, D. and R. Snieder , Dispersion of P waves in subducted lithosphere evidence for an eclogite layer, *Jour. Geophys. Res.*, 96, 6321-6333, 1991

Hales, A. L., C. E. Helsley, et al. , P travel times for an oceanic path, *Jour. Geophys. Res.*, 75, 7362-7381, 1970

Hess, H. H. , Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *Nature*, 629-631, 1964

Hilde, T. H. and W. J. M. Isezaki N. , Mesozoic sea-floor spreading in the north Pacific , in *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin*, *Geophys. Monogr. Ser.* edited by Sutton G.H. , Manghanani, and Moberly R., Vol. 19, pp. 205-226, AGU, Washington, D.C. , 1976

Ishikawa, Y. , Anisotropic plate thickening model, *Jour. Phys. Earth*, 32, 219-228, 1984

Iwasaki, T., H. Shiobara, et al. , A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies., *Tectonophysics*, 165, 315-336, 1989

Iwasaki, T., N. Hirata, et al. , Earthquake distribution in the subduction zone off eastern Hokkaido, Japan, deduced from ocean-bottom seismographic and land observation., *Jour. Geophys. Res.*, 105 , 693-711, 1991

Jannaud, L. R., P. M. Adler, et al. , Spectral analysis and inversion of codas, *Jour. Geophys. Res.*, 96, 18215-18231, 1991

Jannaud, L. R., P. M. Adler, et al. , Wave propagation in random anisotropic media, *Jour Geophys. Res.*, 97, 15277-, 1992

Japanese, Delp Research Group, Report of DELP 1986 Cruises in the Northwestm Pacific Part1 Genaral Outline, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 65, 49-88, 1990

Kaminuma, K. , The crust and upper mantle structure in Japan, 3 , Anisotropic model of the structure of Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 512-518, 1966

唐戸俊一郎 地震波異方性のメカニズム. 固体地球のレオロジー. 東海大学出版会., 鳥海、唐戸編, 1986

Kawasaki, I. , Azimuthally anisotropic model of the oceanic upper mantle, *Phys.*

Earth Planet. Interior., 43, 1-21, 1986

Kennet B. L. N. , E. R. Engdahl, Travel times for global earthquake location and phase identification, Geophys. Jour. Int., 105, 429-465, 1991

Kubo, A. , Crustal structure and heterogeneity in north western Pacific. Thesis for Master degree , Kobe University. 1989

LADLE, S. G. , A lithospheric seismic refraction profile in the western North Atlantic Ocean, Geophys. Jour. Roy. asrt. Soc., 75, 23-69, 1983

Liu, H. P., D. L. Anderson, et al. , Velocity dispersion due to a aelasticity : implications for seismology and mantle composition, Geophysics, Jour. Roy. astr.Soc, 47, 41-58, 1976

Mallick, S. and L. N. Frazer , Po/So synthetics for a variety of oceanic models and their implications for the structure of the oceanic lithosphere, Geophys. Jour. Int., 100, 235-253, 1990

Menke, D. W. H. and P. G. Richards , Crust and mantle whispering gallery phases : a deterministic model of teleseismic Pn wave propagation, Jour. Geophys. Res., 85, 5416-5422, 1980

Menke, W. and R. Chen , Numerical studies of the coda falloff rate of multiply scattered waves in randomly layered media, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1605-1621, 1984

Morris, J. B., R. W. Raitt, et al. , Velocity anisotropy and delay - time maps of the mantle near Hawaii, Jour. Geophys. Res., 74, 4300-4316, 1969

Nagumo, S., A. Kubo, et al. , Report of DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific Part III : Seismic Structure Revealed by explosion Experiments, Bull. Earthq. Res. Inst., 65, 105-133, 1990

Nagumo, S. and T. Ouchi , An effect of source on Po/So generation evidenced by a deep focus earthquake, Geophys. Res. Lett., 17, 965-968, 1990

Nakanishi, M., K. Tamaki, et al. , Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean, Geophys. Jour. Int., 109, 701-719, 1992

- Nishimura, C. E. and D. W. Forsyth , Rayleigh wave phase velocities in the Pacific with implication for azimuthal anisotropy and lateral heterogeneities., *Geophys. Jour.*, 94, 479-501, 1988
- Nishimura, C. E. and D. W. Forsyth , The anisotropic structure of the upper mantle in the Pacific, *Geophys. Jour.*, 96, 203-229, 1989
- Novelo-Casanova, D. A. , Comparison of the quality factor for coda and oceanic S-waves in the western Pacific lithosphere, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1642-1644, 1989
- Novelo-Casanova, D. A. and R. Butler , High frequency seismic coda and scattering in the North-western Pacific, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 76, 617-626, 1986
- Odegard, M. E. Upper mantle structure of the North Pacific, Ph. D thesis , *Geology and geophys.* , University Hawaii.
- Oliver, J. and B. Isacks , Deep earthquake zones , anomalous structure in the upper mantle and lithosphere. *Jour. Geophys. Res.* 72 4259-4275, 1967
- Ostrovsky, A. A. and A. A. Buravtsev , Generalized seismic properties of the lithosphere in the northwestern Pacific Basin, *Tectonophysics*, 201, 329-340, 1992
- 大内徹, 南雲昭三郎, 太平洋における地殻・マントル探査, *地球*, Vol.12, No. 5, 1990
- Purdy, G. M., The seismic structure of 140 Myr old crust in the western central Atlantic Ocean., *Geophys. Jour. Roy. astr. Soc.*, 72, 115-137, 1983
- 齊藤正徳, 漸化式デジタルフィルターの自動設計, *物理探坑*, 31, 240-263, 1978
- 佐藤春夫, ランダムな不均質による地震波の散乱, *地震*, 44, 85-97, 1991
- Sato, H. , Attenuation and envelope formation of three component seismograms of small local earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere, *Jour. Geophys. Res.* , 89, 1221-1241, 1984

Sato, H. , Broadening of Seismological Envelopes in the Randomly Inhomogeneous Lithosphere Based on the Parabolic Approximation Southeastern Honshu, Japan, Jour. Geophys. Res., 94, 17735-17747, 1989

関原康信 , 海底地震計を用いた長距離爆破による北西太平洋海盆のリソスフェア構造. 北海道大学修士論文, 1990

Shearer, P. M. and J. a. Orcutt , Compressional and shear wave anisotropy in the oceanic lithosphere, Geophys. Jour. Roy. astr. Soc., 87, 967-1004, 1985

Shimamura, H., T. Asada, et al. , High shear velocity layer in the upper mantle of the western Pacific, Nature, 269, 680-682, 1977

Shimamura, H., T. Asada, et al. , Longshots experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of the northwestern Pacific., Phys. Ear. Plan. Int., 31, 348-362, 1983

Shimamura, H. , Anisotropy in the oceanic lithosphere of the Northwest Pacific ocean, Geophys. Jour. Roy. astr. Soc., 76, 253-260, 1984

Shimamura, H. and T. Asada , Velocity anisotropy extending over the entire depth of the oceanic lithosphere., A.G.U. , Geodynamic Series, 11, Hilde, T. W. C. and Uyeda S.(eds), 121-125, 1984b

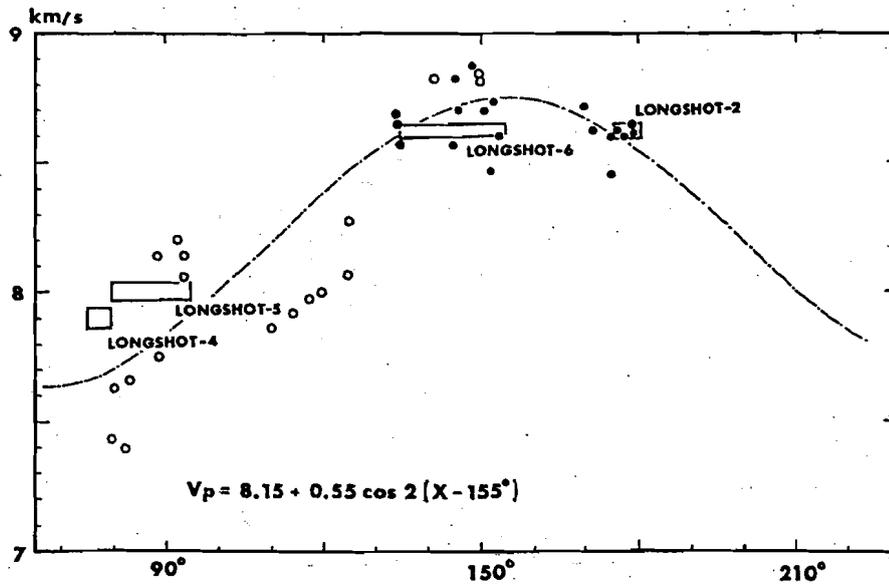
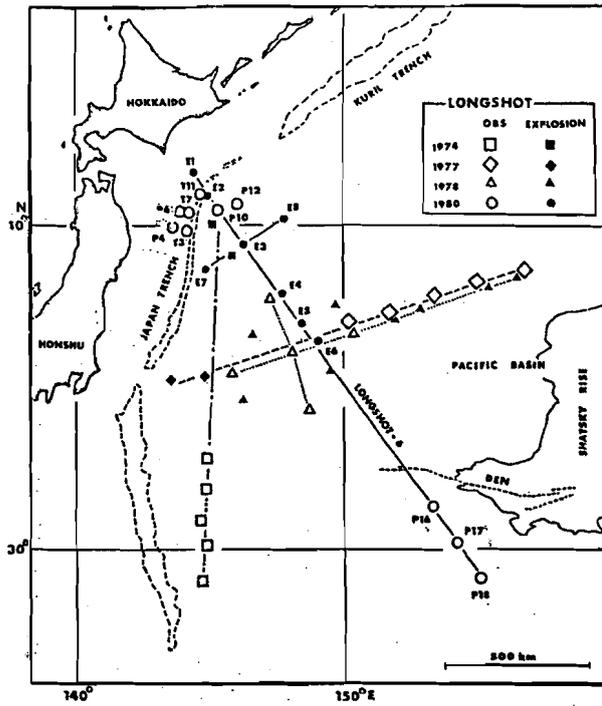
Suetsugu, D. and I. Nakanishi , Regional and azimuthal dependence of phase velocities of mantle Rayleigh waves in the Pacific Ocean, Phys. Earth. Planet. Interiors, 47, 230-245, 1987

Sutton, G. and D. Walker , Ocean mantle phases recorded on the seismograms in the northwestern pacific at distances between 7 degree and 40 degree, Bull. Seis. Soc. Am., 62, 631-655, 1972

末広 潔 , 1980年代の海底地震観測 , 地震 , 2,44, 27-40, 1991

Talandier, J. and M. Bouchon , Propagation of the high frequency Pn waves at great distances in the Central and South Pacific and its implications for the structure of the lower lithosphere., 1979

- Utsu, T., Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone(I) , Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. , ser. 7, 3 1-25
- Vinnik, L. P., V. Farra, et al. , Azimuthally anisotropy in the Earth from observation of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations, Bull. Seis. Soc. Am., 79, 1542-1558, 1989
- Walker, D. A. , High frequency Pn , Sn velocities: Some comparisons for the western , central , and south Pacific, Geophys. Res. Lett., 8, 207-209, 1981
- Walker, D. A. , Oceanic Pn/Sn phases : a qualitative explanation an reinterpretation of the T phases, Hawaii Inst. Geophys. Rep., HIG-82-6, 1982
- Wu, R. S. and K. Aki, Seismic wave scattering in the three dimensionally heterogeneous Earth, Pure Applied Geophys., 128, 1-6
- Yoshida, M. , Characteristics of Vertically Heterogeneous and Anisotropic Plate Structure in the Pacific: Implication of the Plate thickness., Jour. Physics of the Earth, 38, 57-73, 1990
- Yoshimoto, K. , Frequency dependent attenuation of P and S waves in the Kanto Area, Japan Based on the Coda Normalization Method, Geophys. Jour. Int., 1992



Shimamura and Asada (1983)

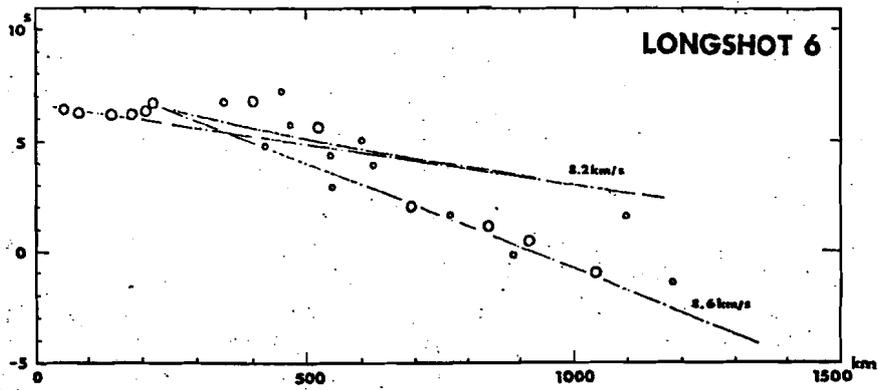


Fig. 7. Observed travel times obtained from present experiment: OBS-shot pairs which lie in the direction $145 \pm 15^\circ$ are plotted, excluding the data from P4 and P6.

Shimamura and Asada (1983)

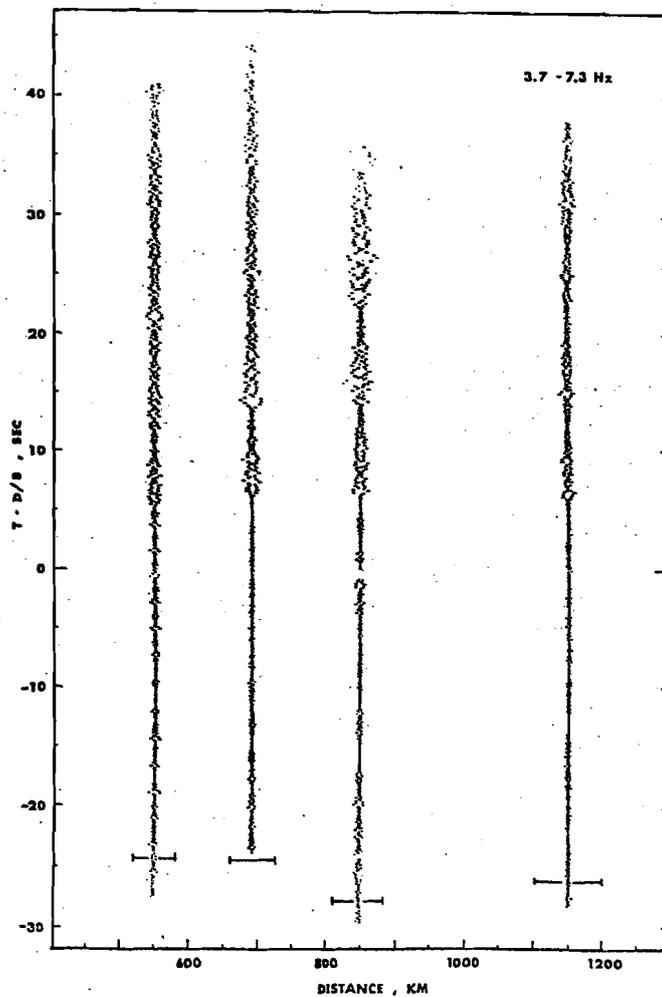


Fig. 7. Record section for the experiment on the profile from east to west in the Northwestern Pacific in 1977.

Asada et al. (1983)

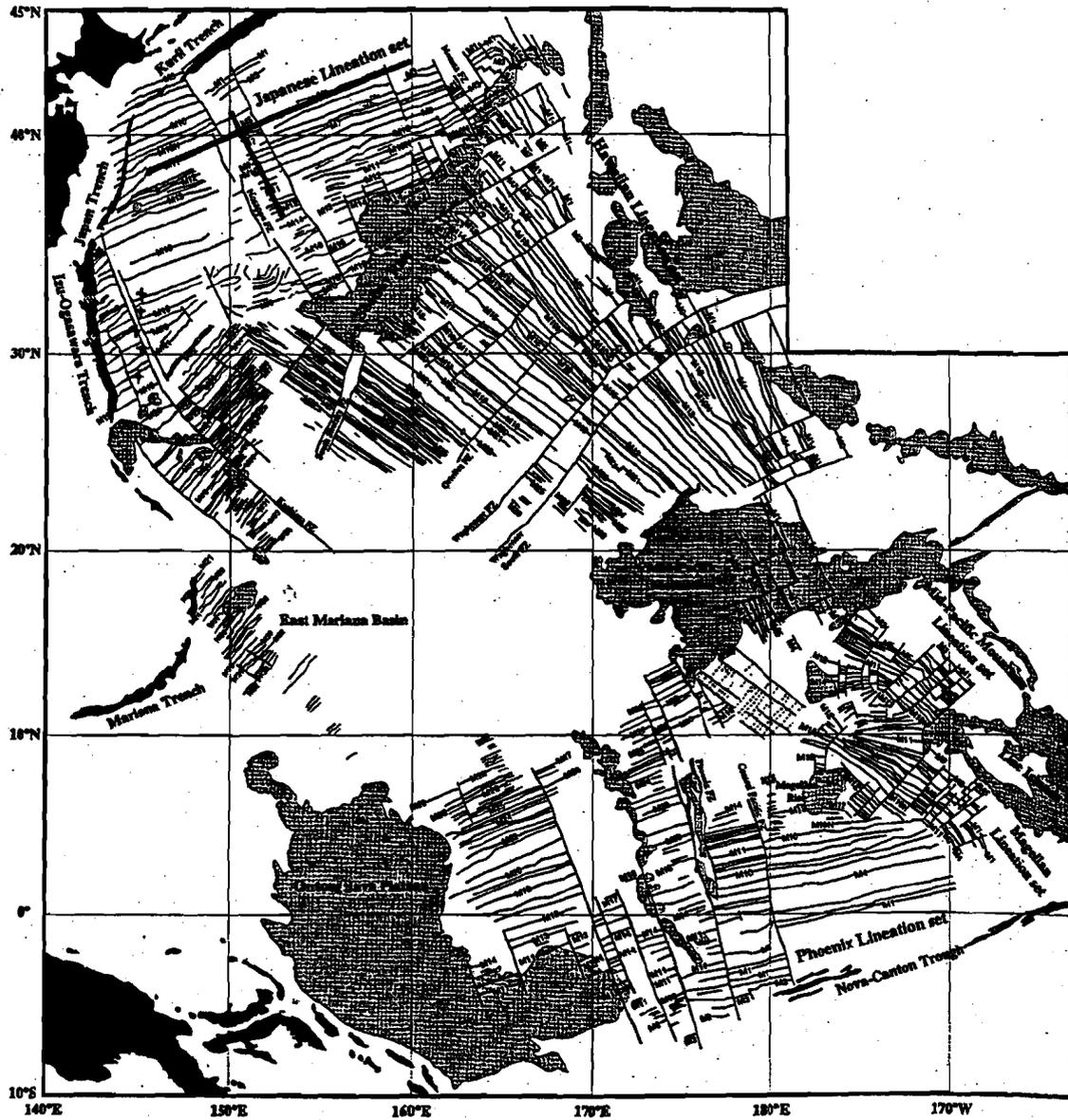
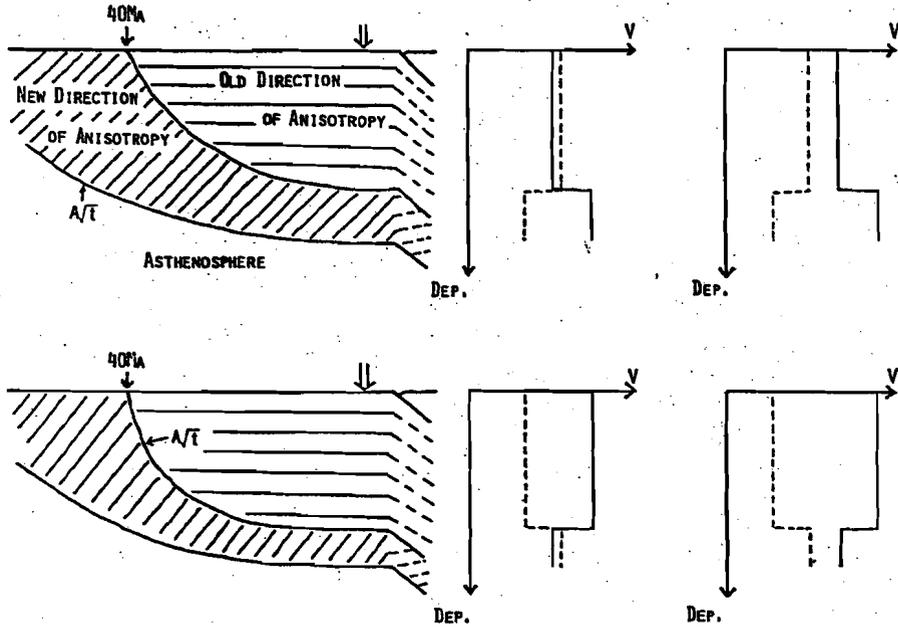


Figure 4. Summary map of Mesozoic magnetic anomaly lineations and fracture zones in the whole northwestern Pacific Ocean. Heavy solid lines are the lineations identified with M numbers. Anomalies are numbered in accordance with the Mesozoic magnetic anomaly sequence of Larson & Hilde (1975), Cande, Larson & LaBrecque (1978), Handschumacher & Gettrust (1985) and Tamaki & Larson (1988). Positions of fracture zones are indicated with solid lines. The 4000 m, 5000 m and 7000 m GEBCO bathymetric contours are shown for reference.

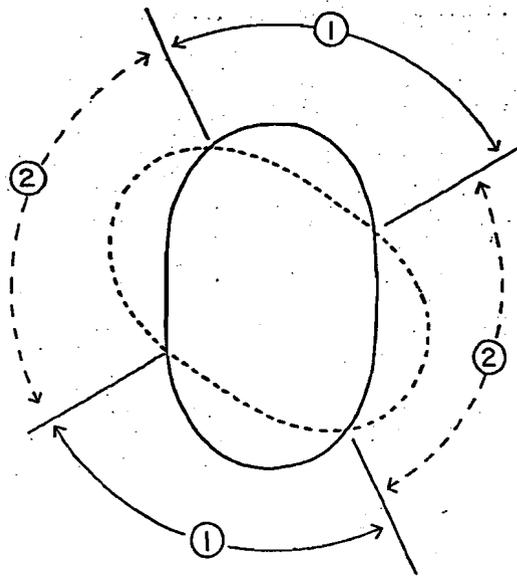
Nakanishi et al. (1992)

Anisotropic Plate Thickening Model

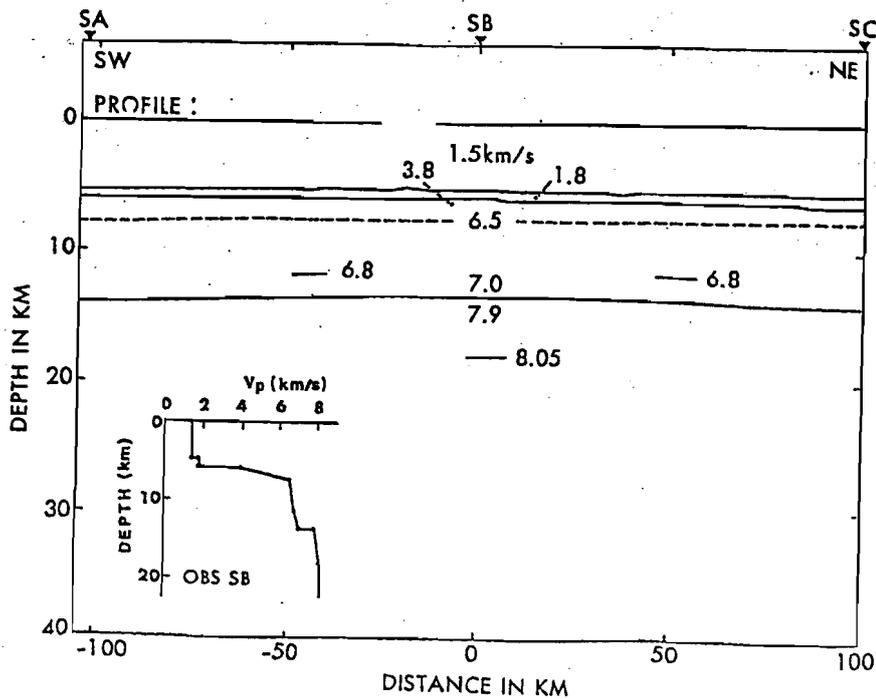
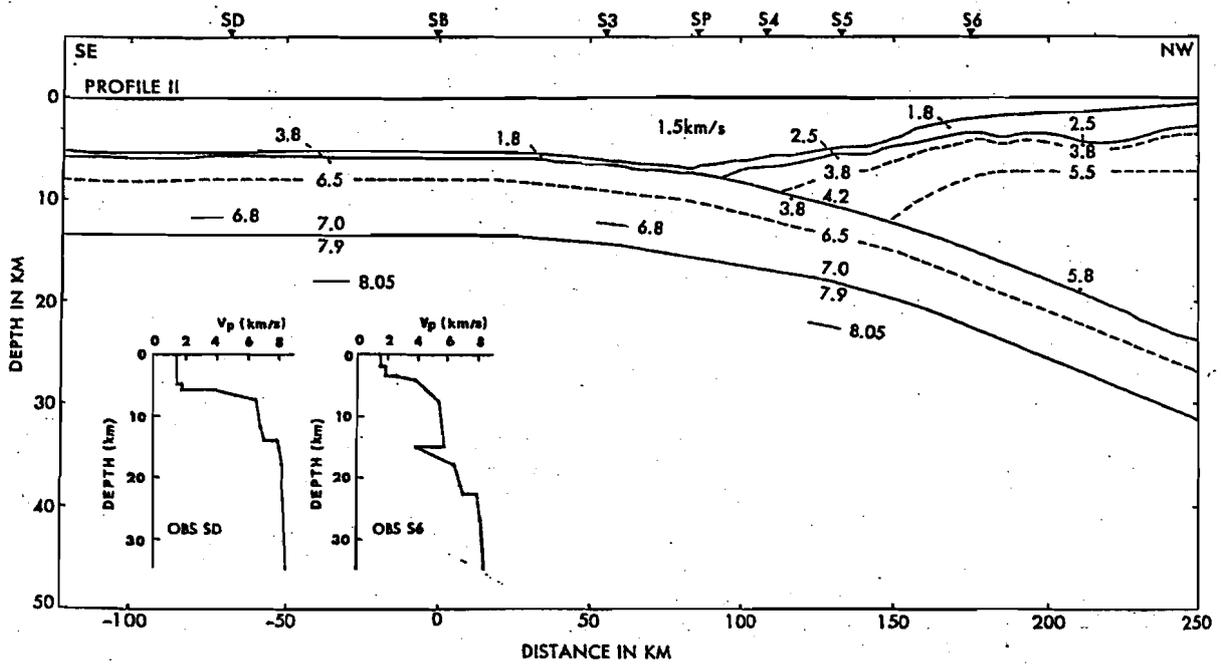
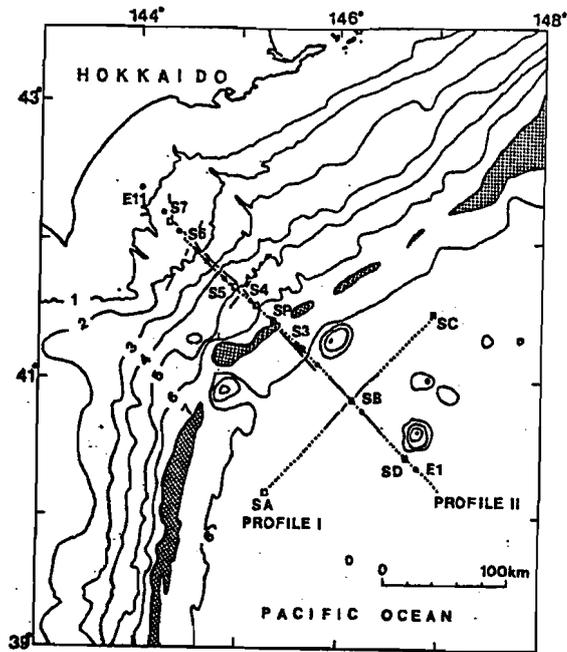
CROSS SECTION ALONG THE DIRECTION OF PRESENT PLATE MOTION



Y. ISHIKAWA



Ishikawa (1984)



Iwasaki et al.
(1989)

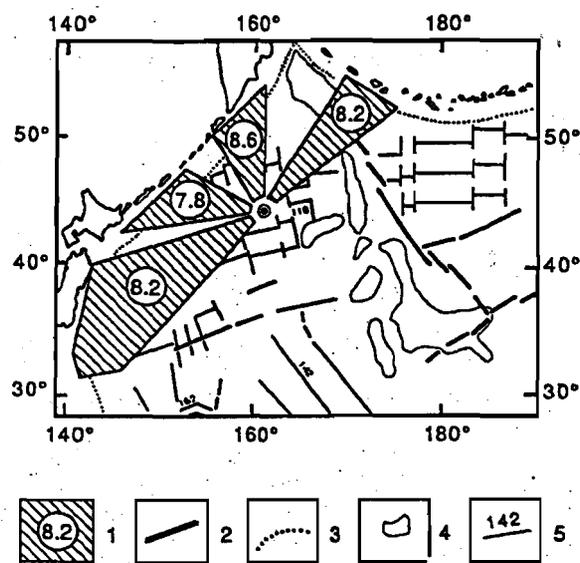
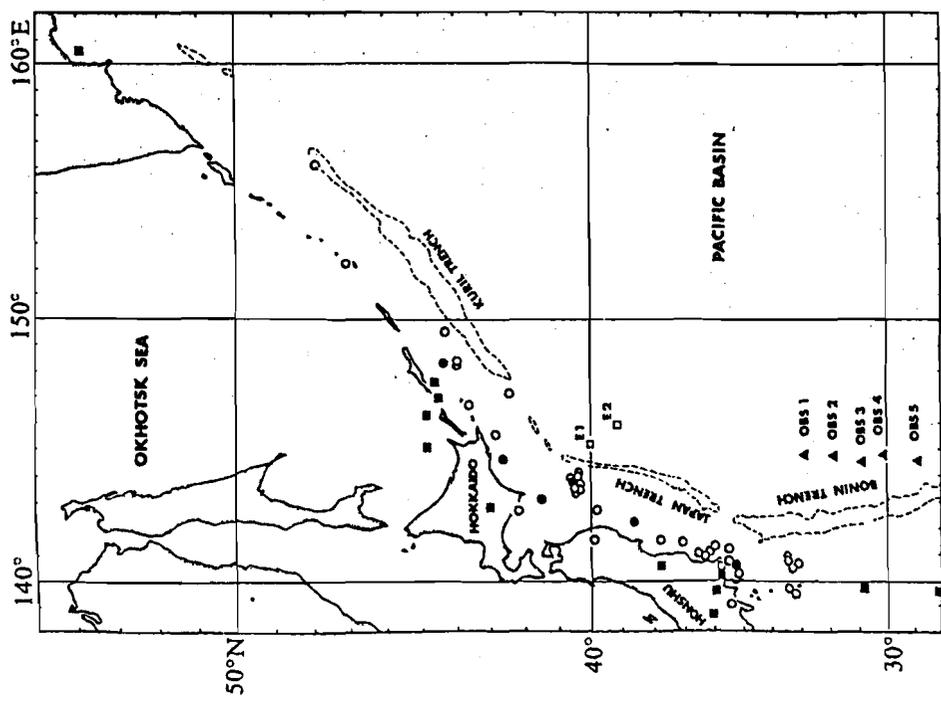
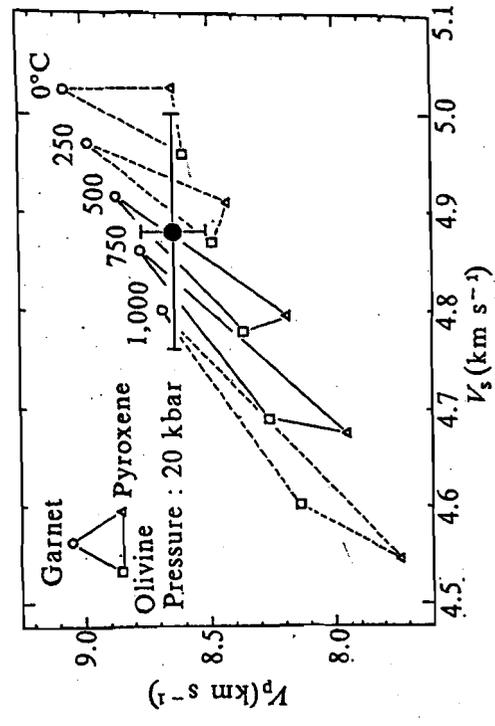
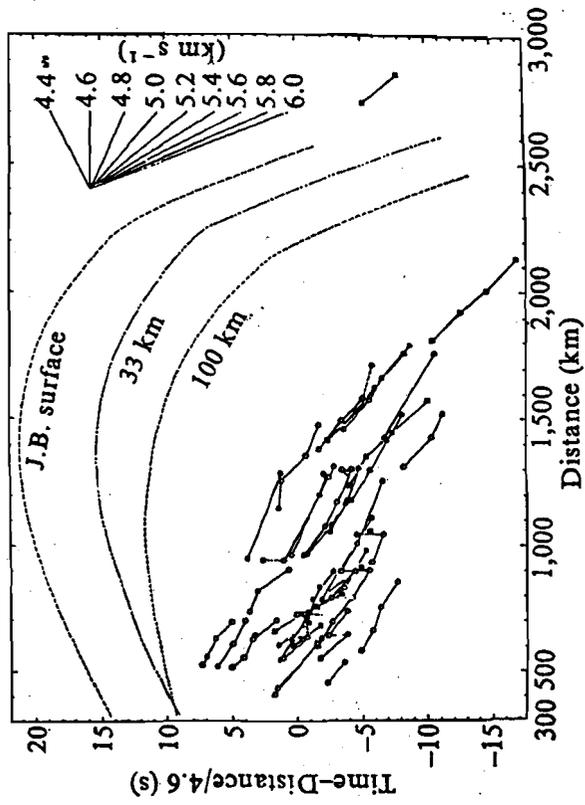
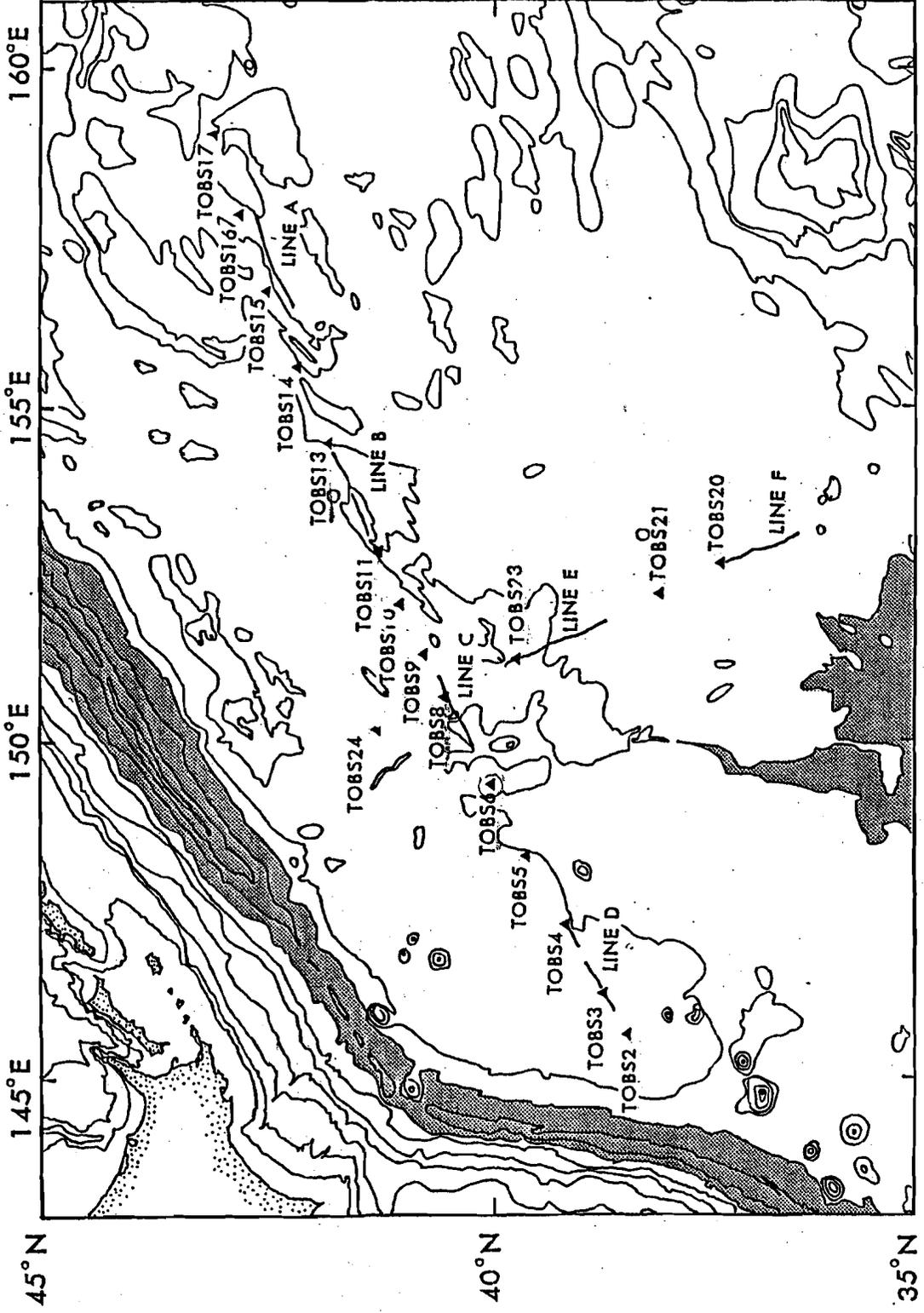


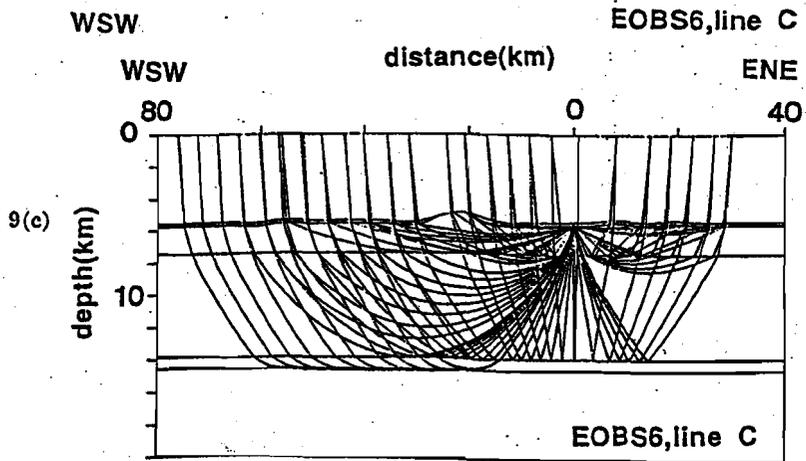
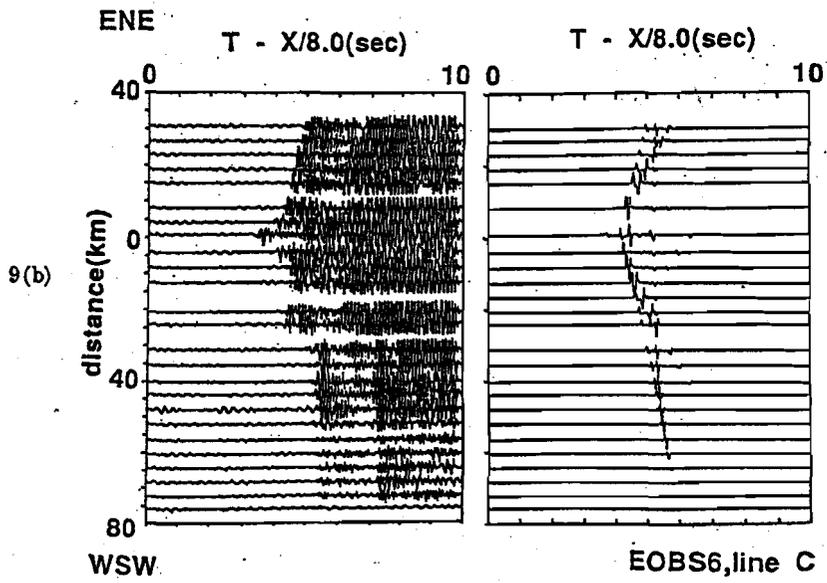
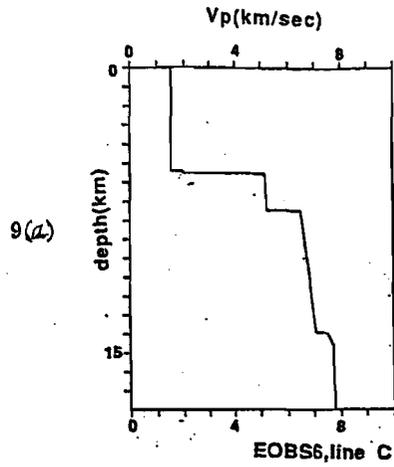
Fig. 8. Generalized map illustrating the azimuthal anisotropy of seismic velocities in the upper mantle of the northwestern Pacific Basin. 1 = data of cruises 21, 23, and 29 of the R/V "Dmitriy Mendeleev"; 2 = major crustal faults; 3 = boundaries of the Pacific plate; 4 = main tectonic elements; 5 = linear magnetic anomalies.

Ostrovsky (1991)



Shimamura et al. (1977)





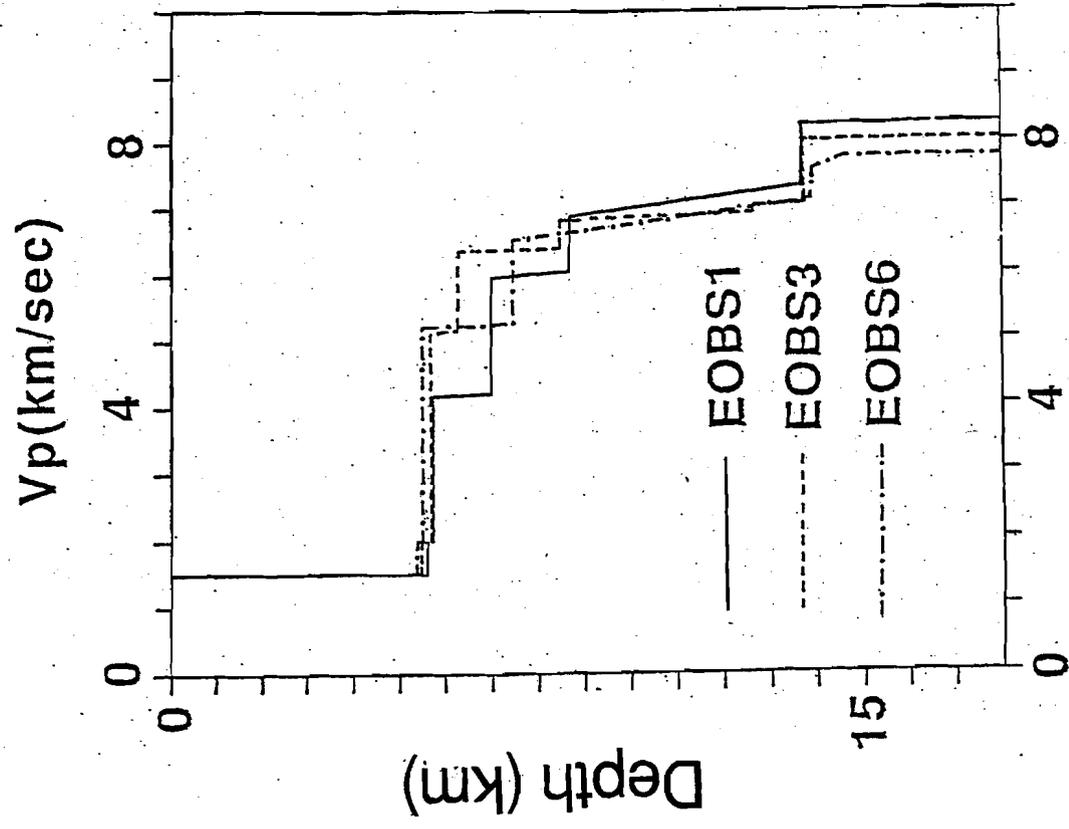
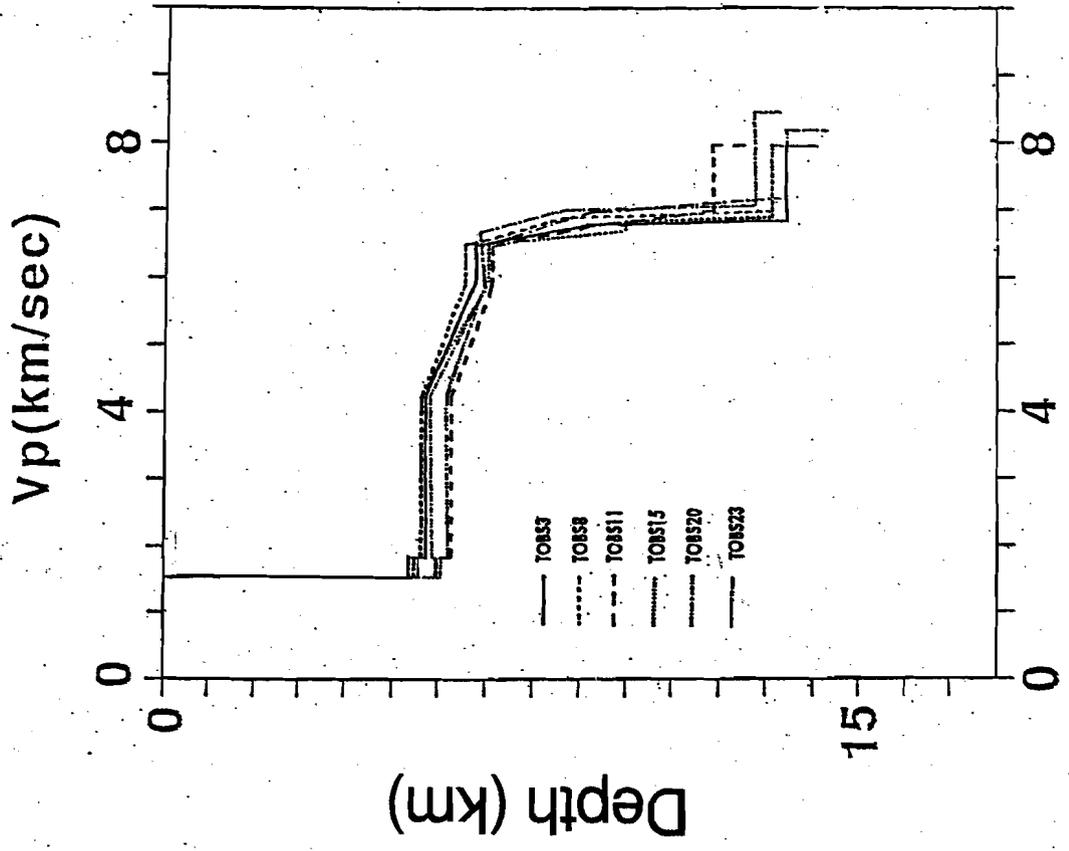


图 1-11

関原(1990)

Kubo (1989)

depth(m)

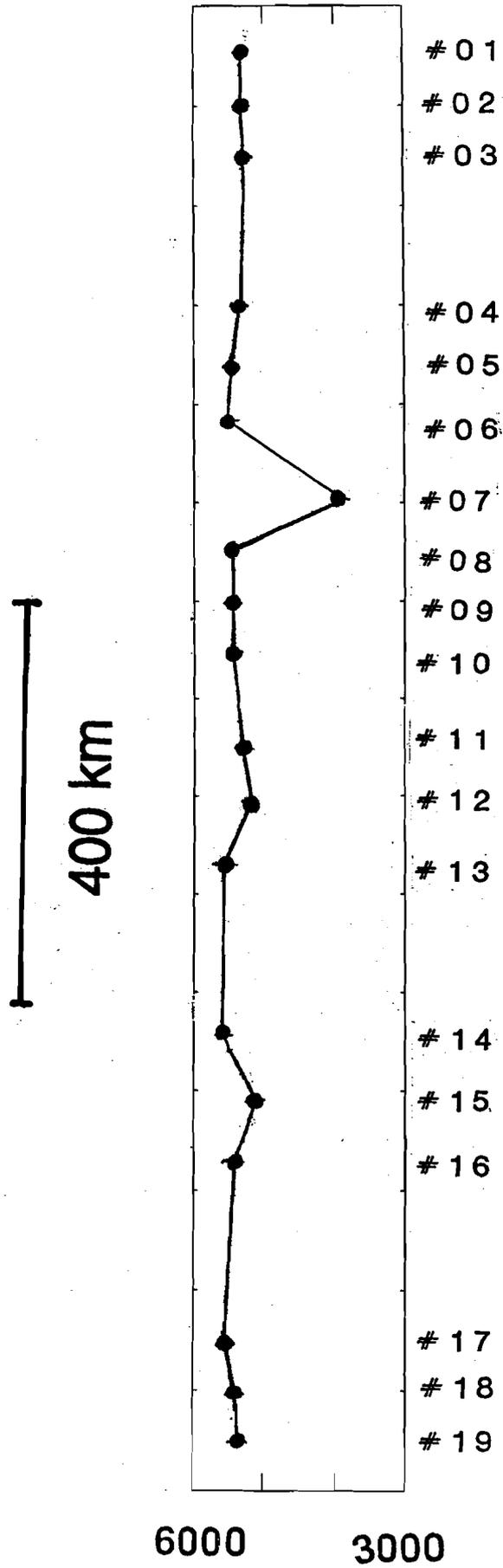
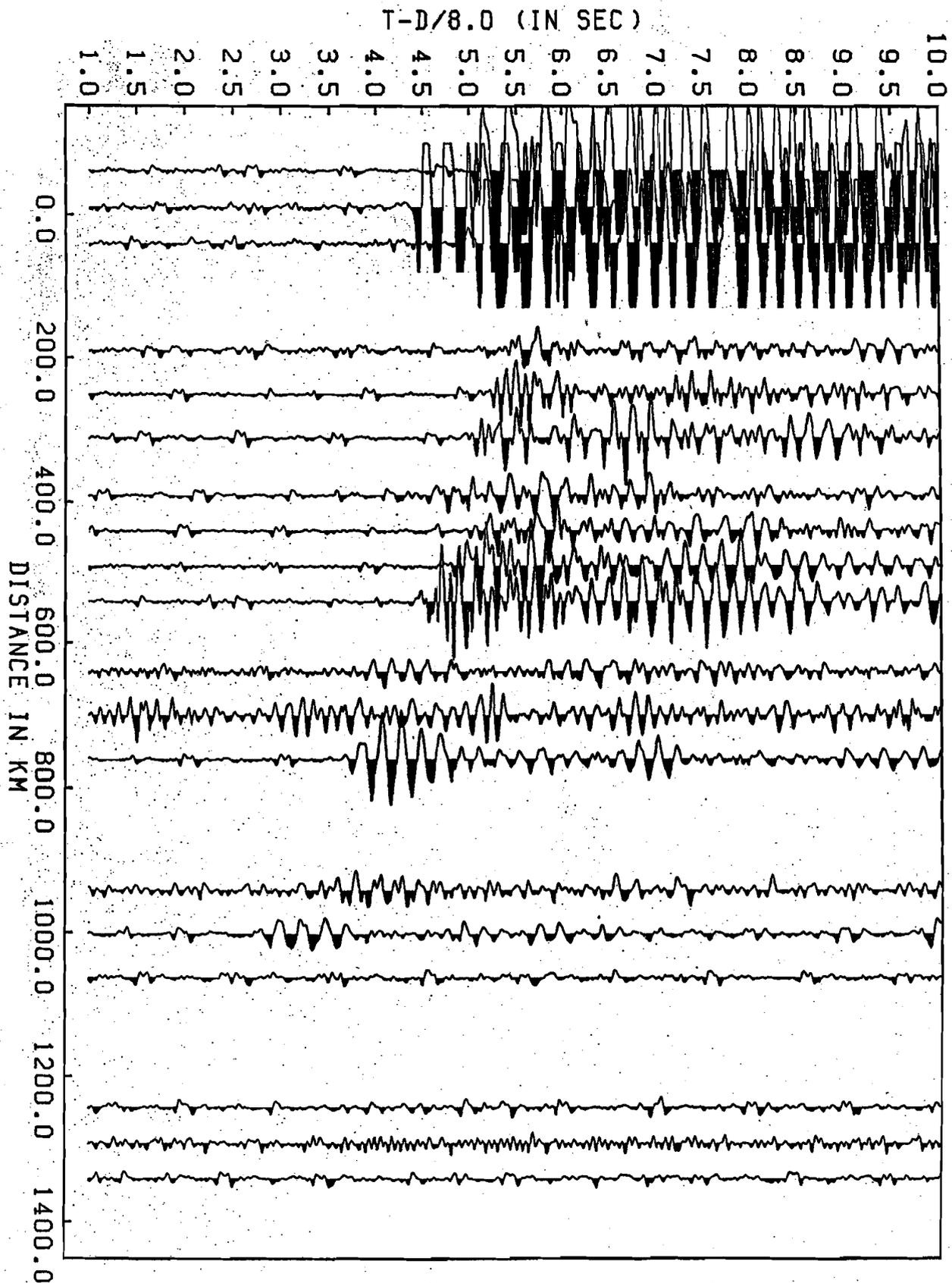


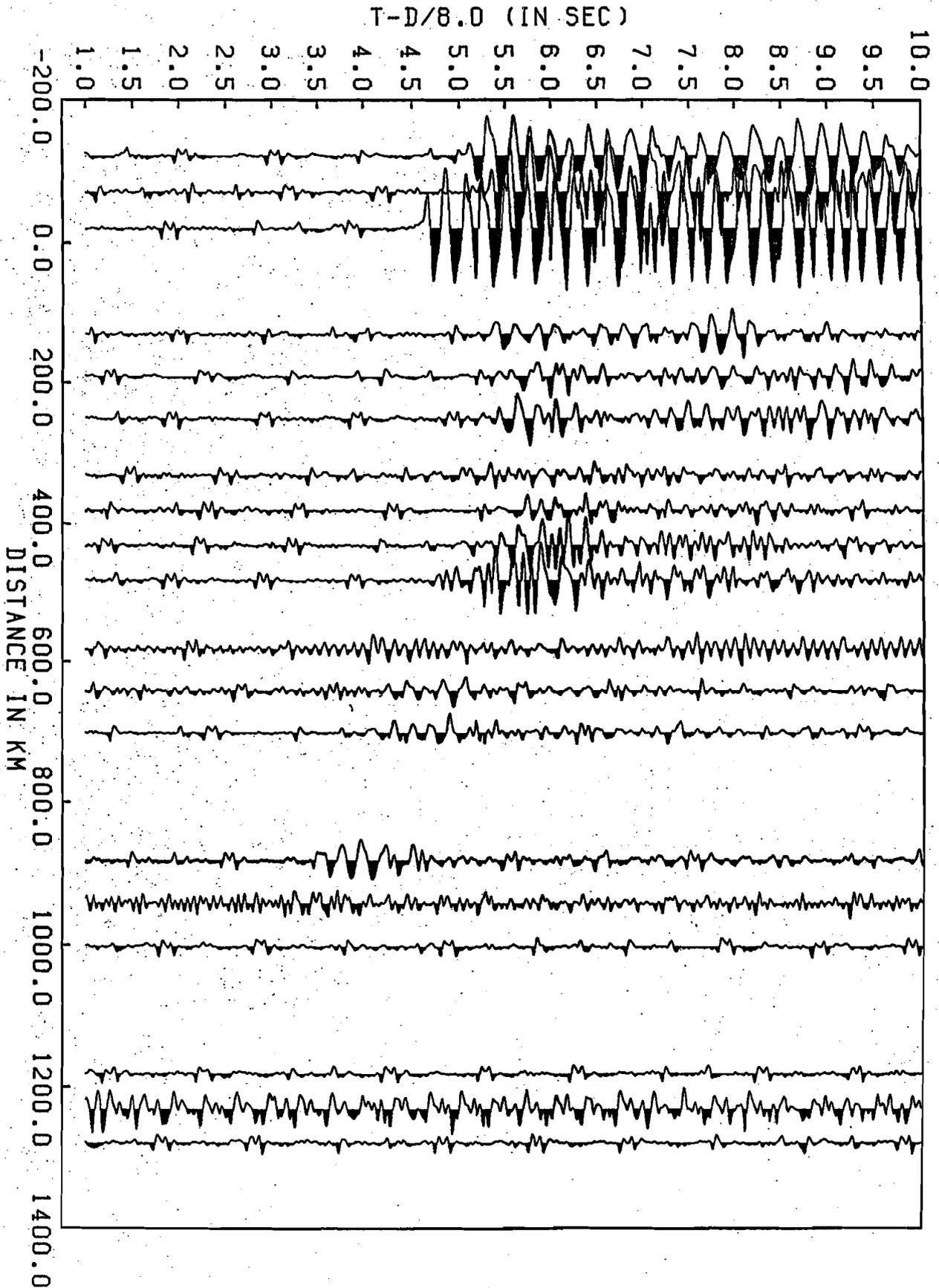
图 1-12

DELP86 PO2V CHANNEL: VH DELAY: 0.171
FILTERED FL=2.0 FH=15.0 FS=30.0
TRUE AMPLITUDE

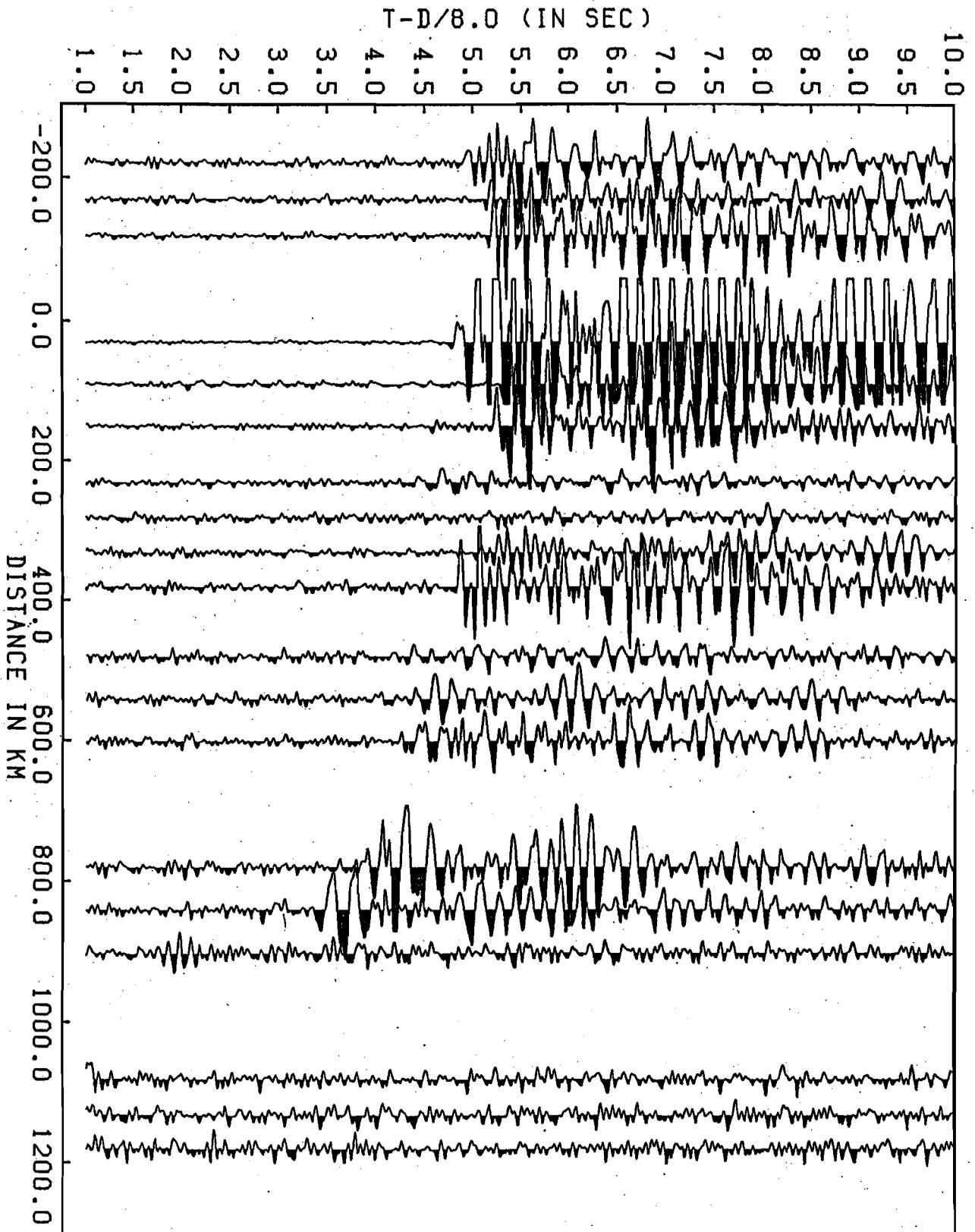


☒ 1-13(a)

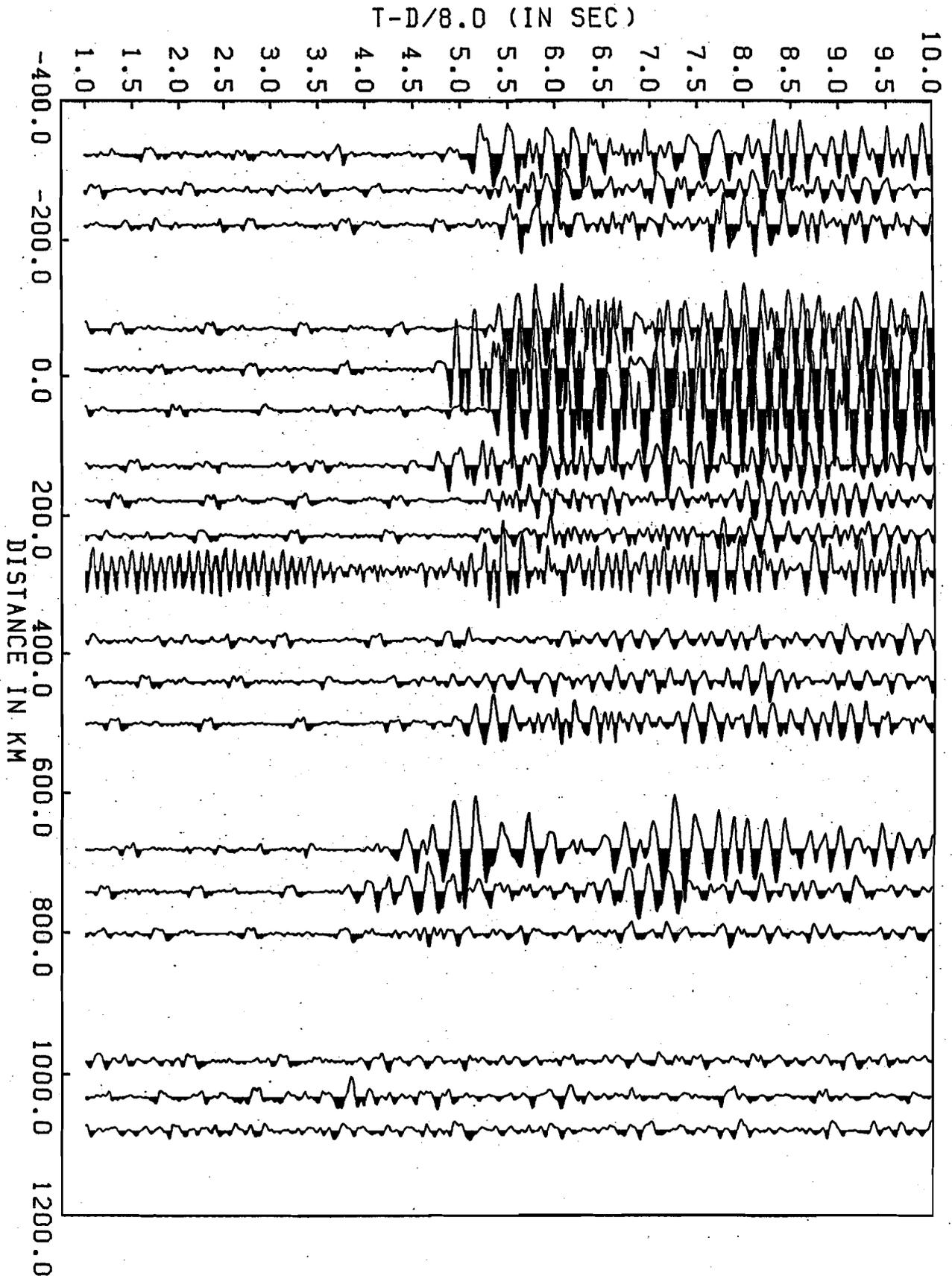
DELP86 PD3V CHANNEL: VH DELAY: 0.173
FILTERED FL=2.0 FH=15.0 FS=30.0
TRUE AMPLITUDE



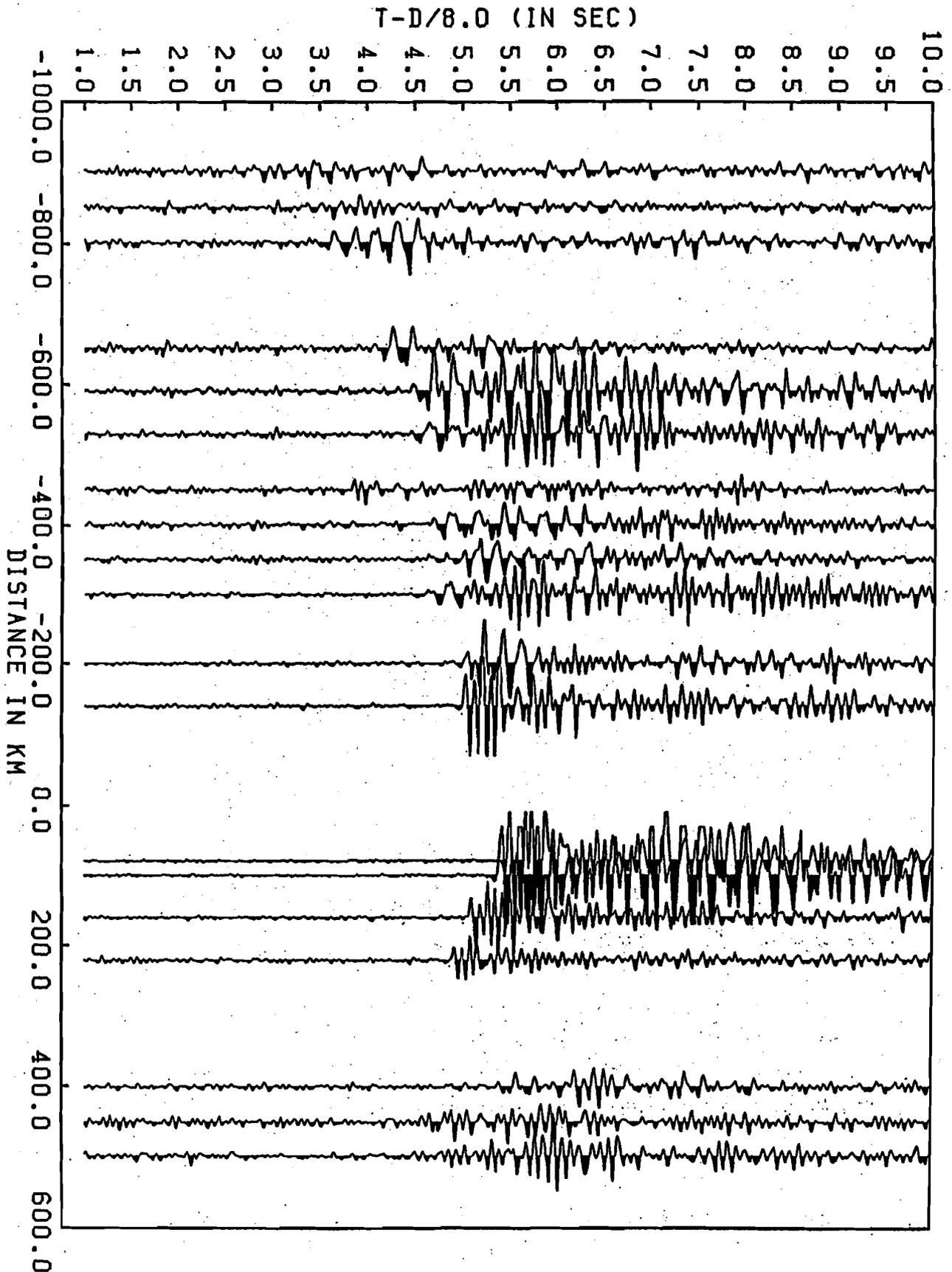
DELP86 P04V CHANNEL: VM DELAY: 0.080
FILTERED FL=2.0 FH=15.0 FS=30.0
AMPLIFICATION: (R/RO) \times 1/2



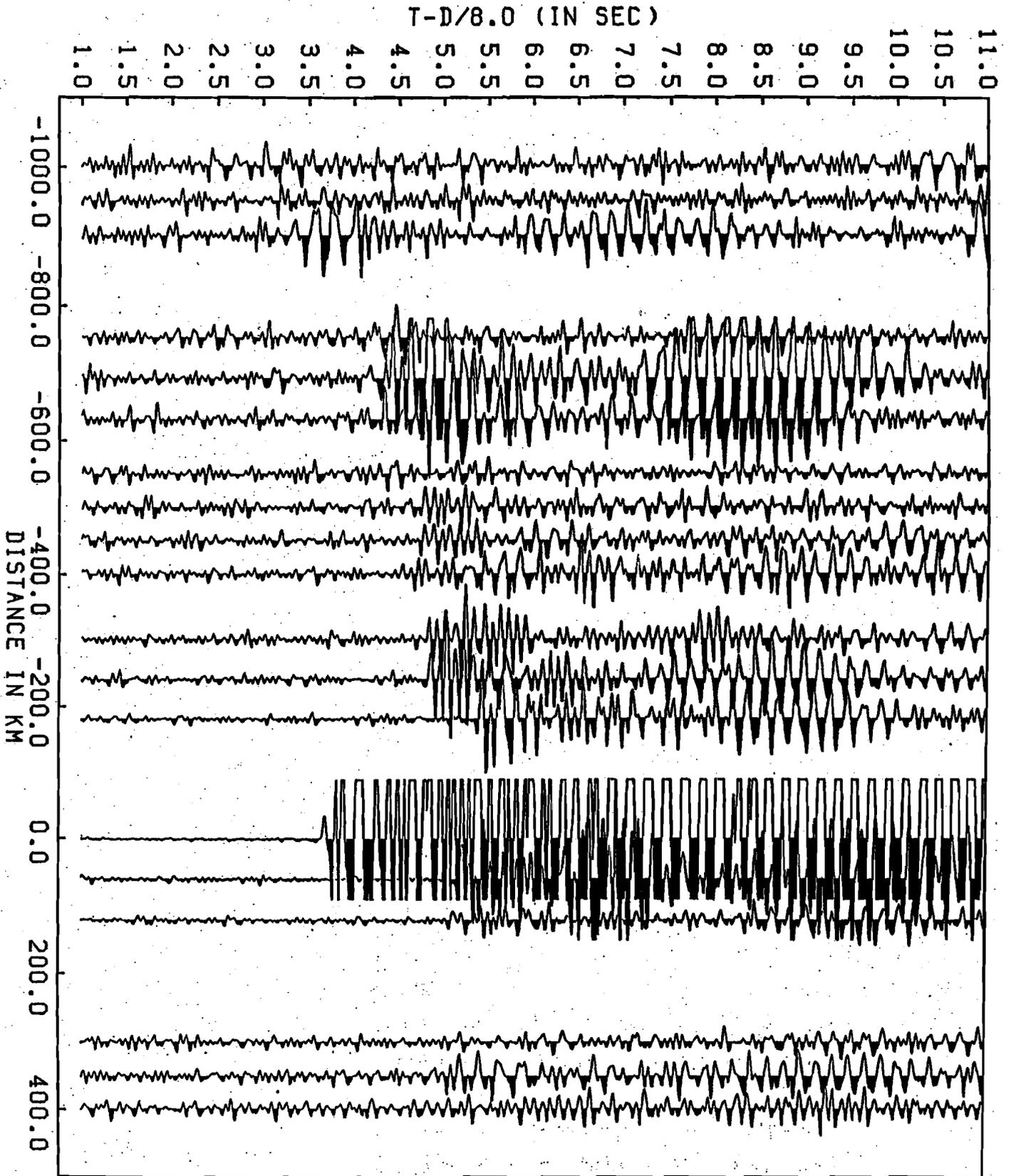
DELP86 POSV CHANNEL: VH DELAY: 0.080
FILTERED FL=2.0 FH=15.0 FS=30.0
TRUE AMPLITUDE



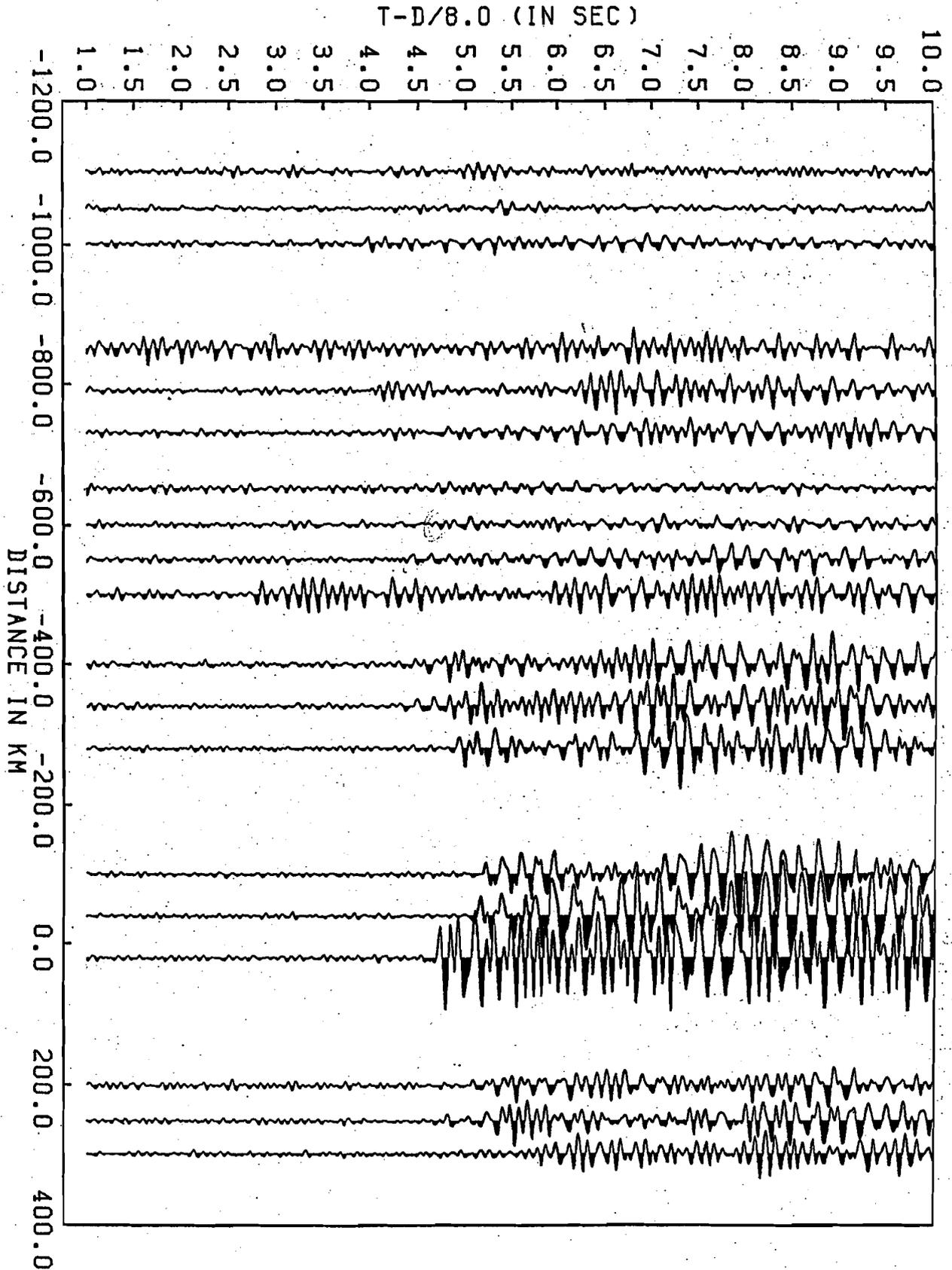
DELP86 P13V CHANNEL: VM DELAY: 0.124
FILTERED FL=2.0 FH=15.0 FS=30.0
AMPLIFICATION: (R/RO)MM1/2



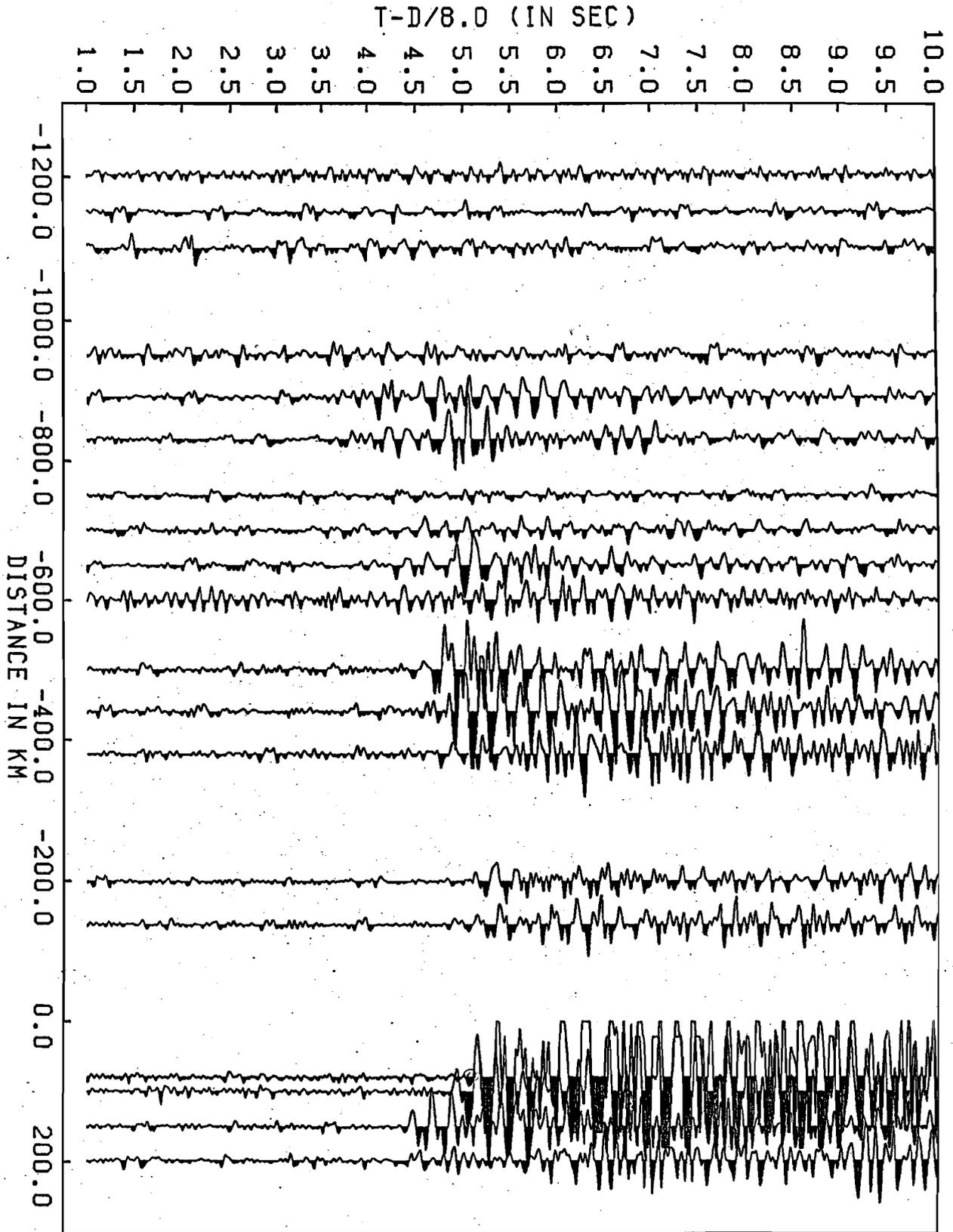
DELP86 P14V CHANNEL: VM DELAY: 0.092
FILTERED FL=4.0 FH=15.0 FS=30.0
AMPLIFICATION: (R/RO)MM1/2

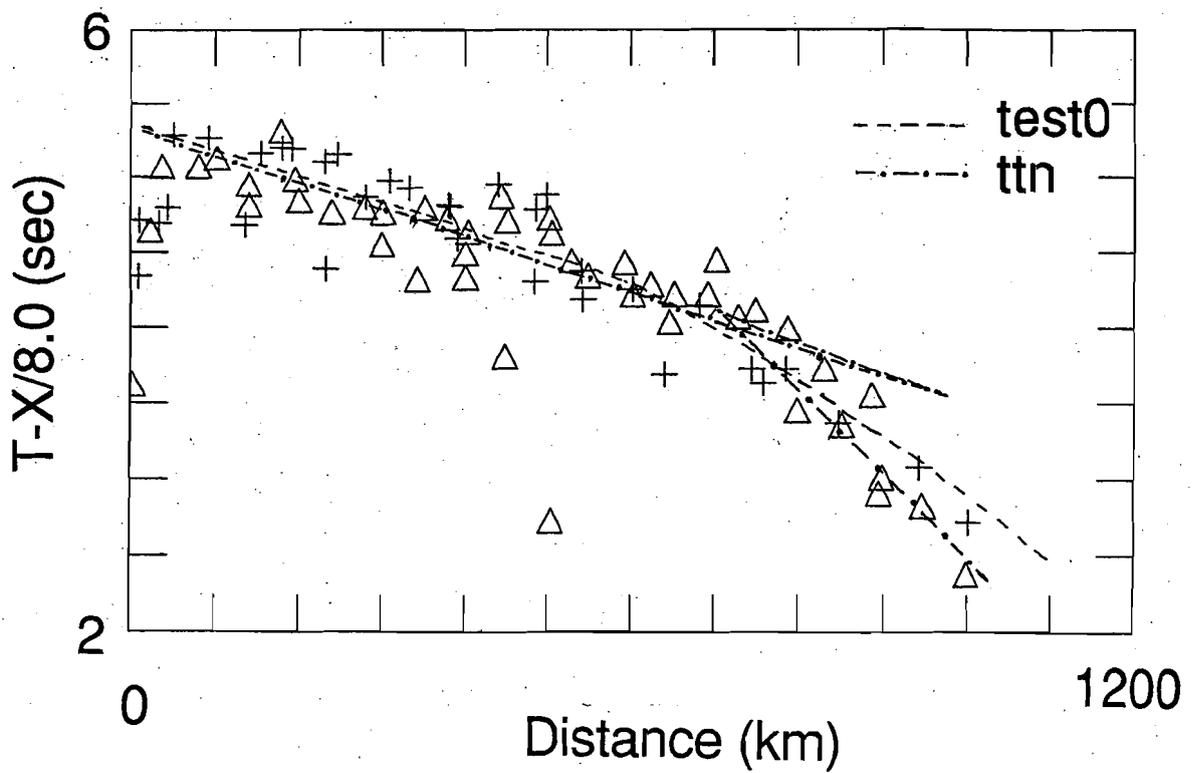
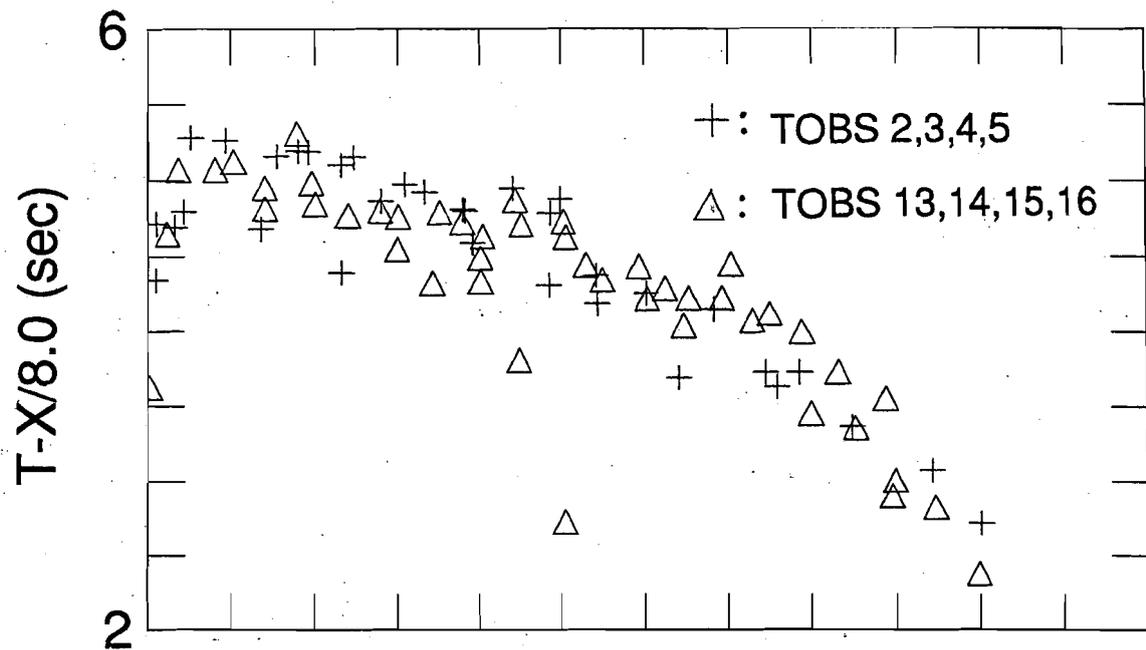


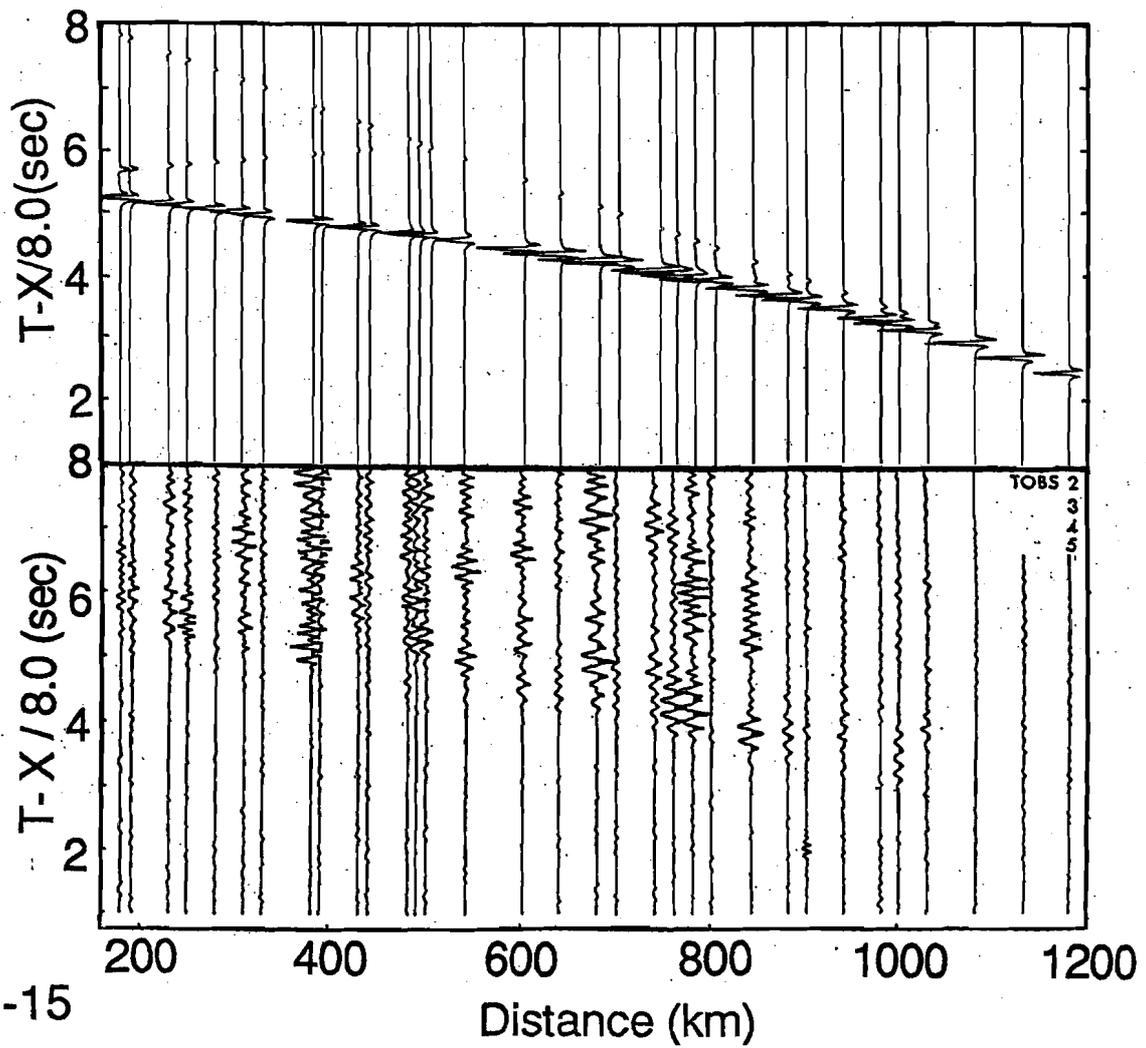
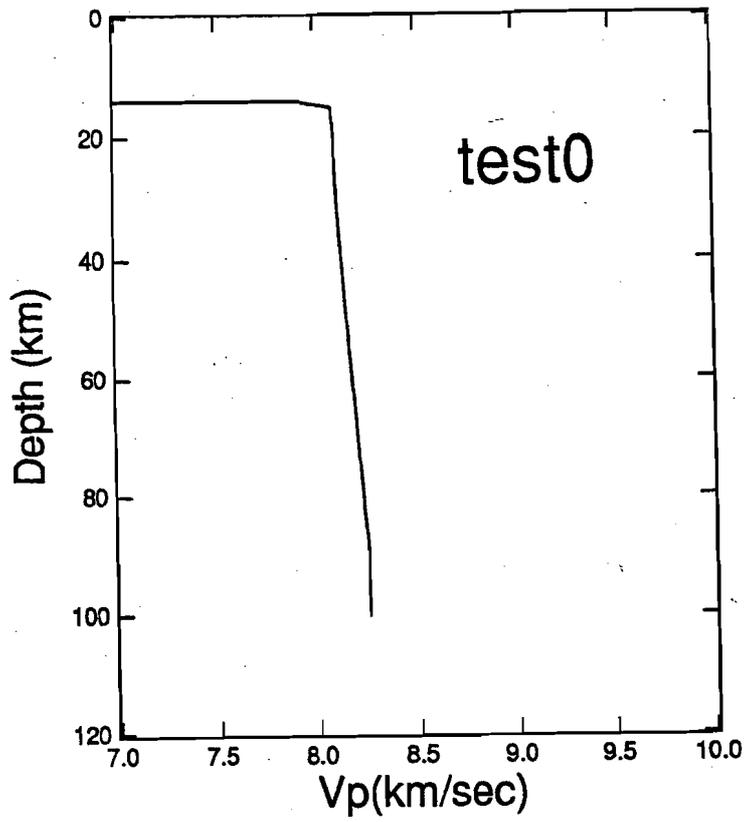
DELP86 P15V CHANNEL: VH DELAY: 0.104
FILTERED FL=5.0 FH=12.0 FS=24.0
TRUE AMPLITUDE

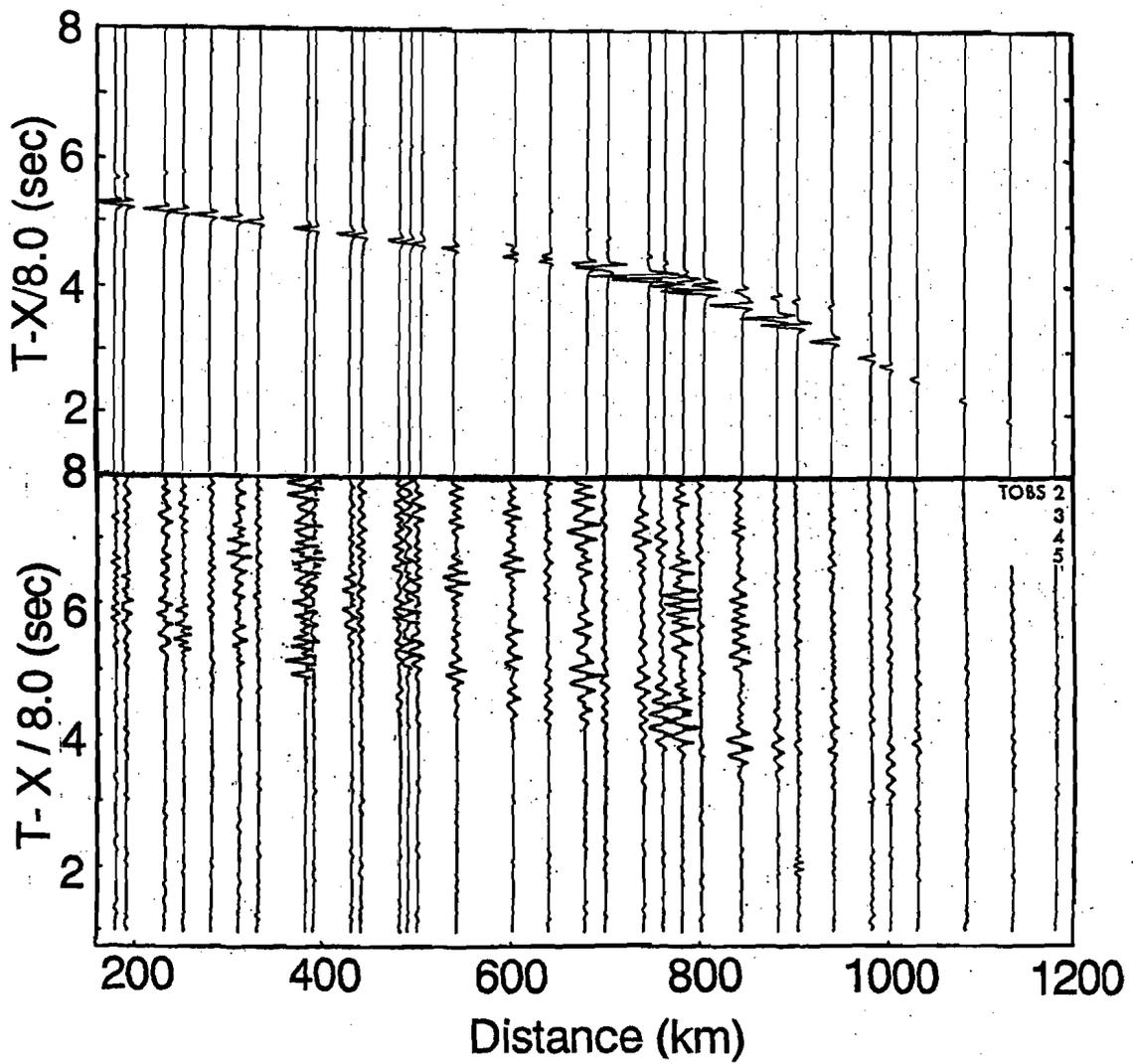
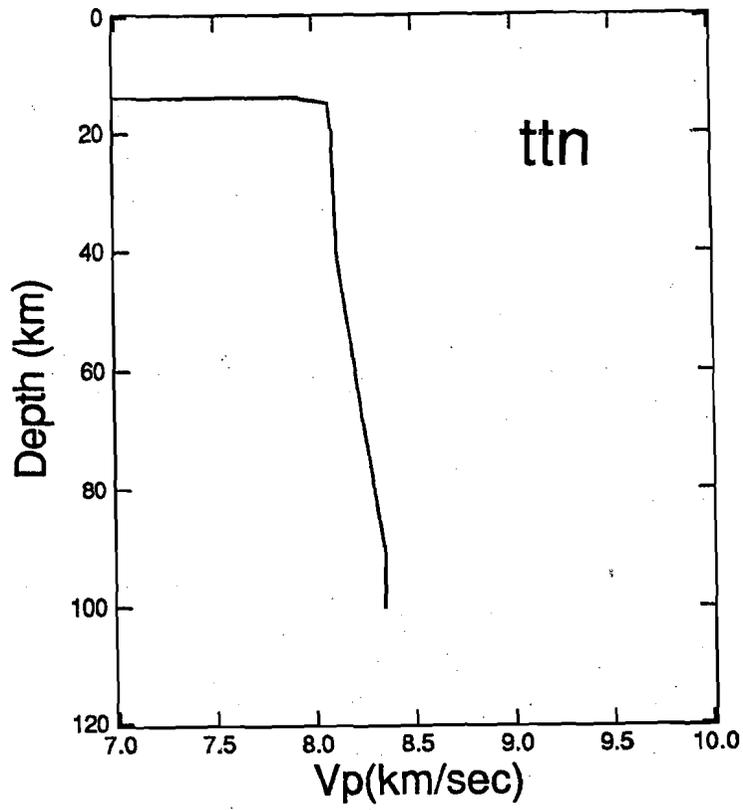


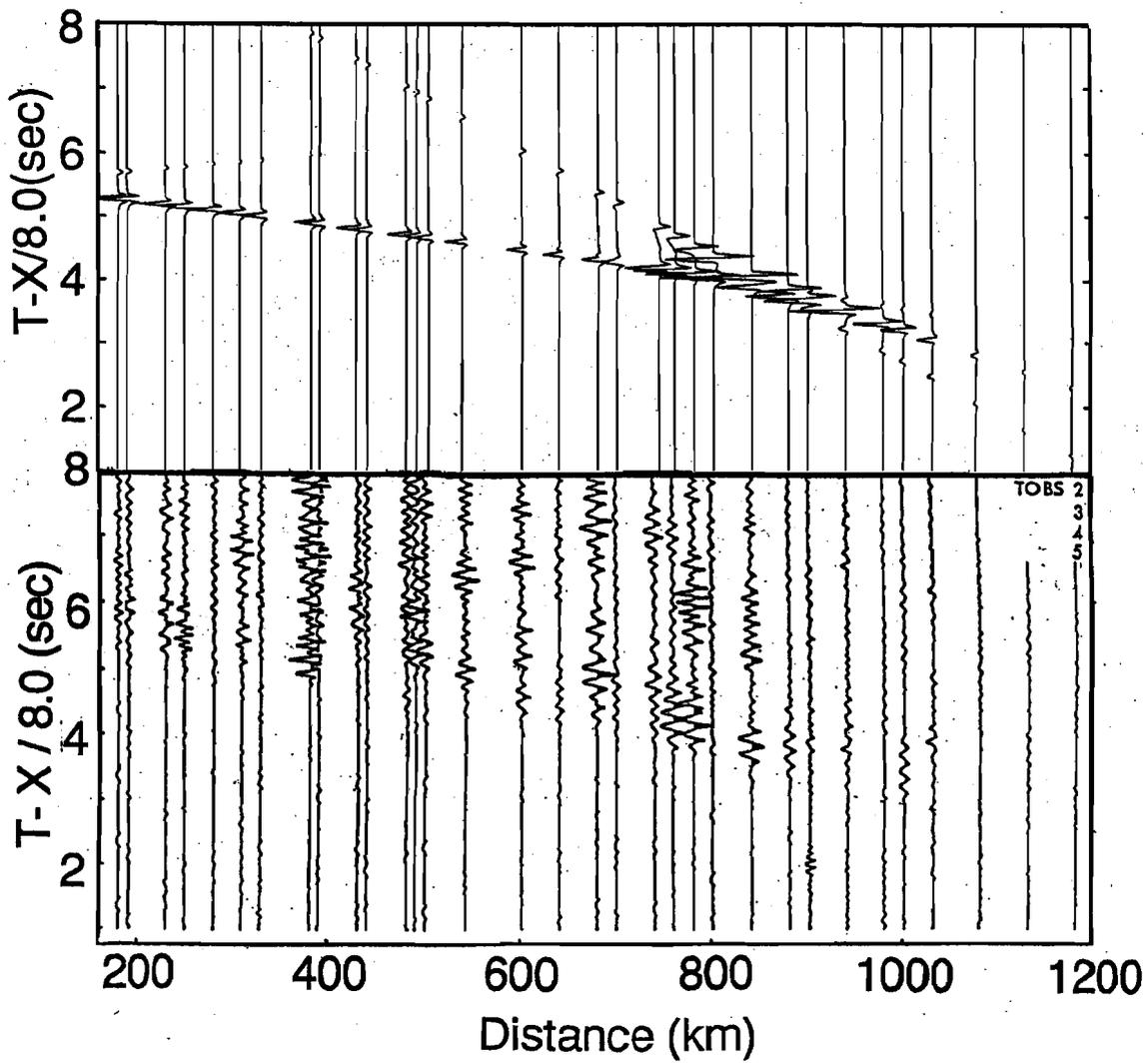
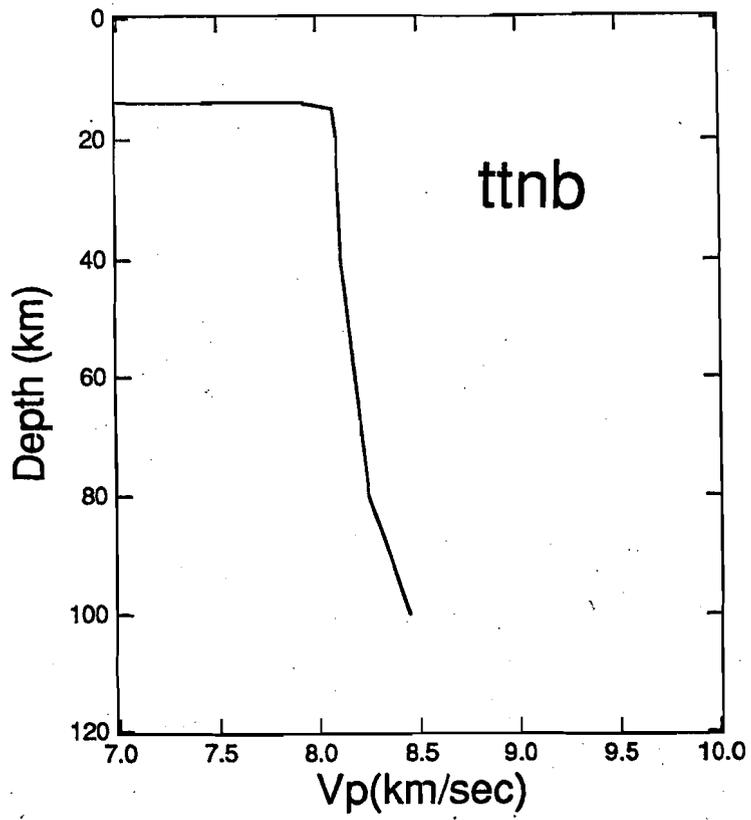
DELP86 P16V CHANNEL: VH DELAY: 0.013
FILTERED FL=2.0 FH=15.0 FS=30.0
TRUE AMPLITUDE

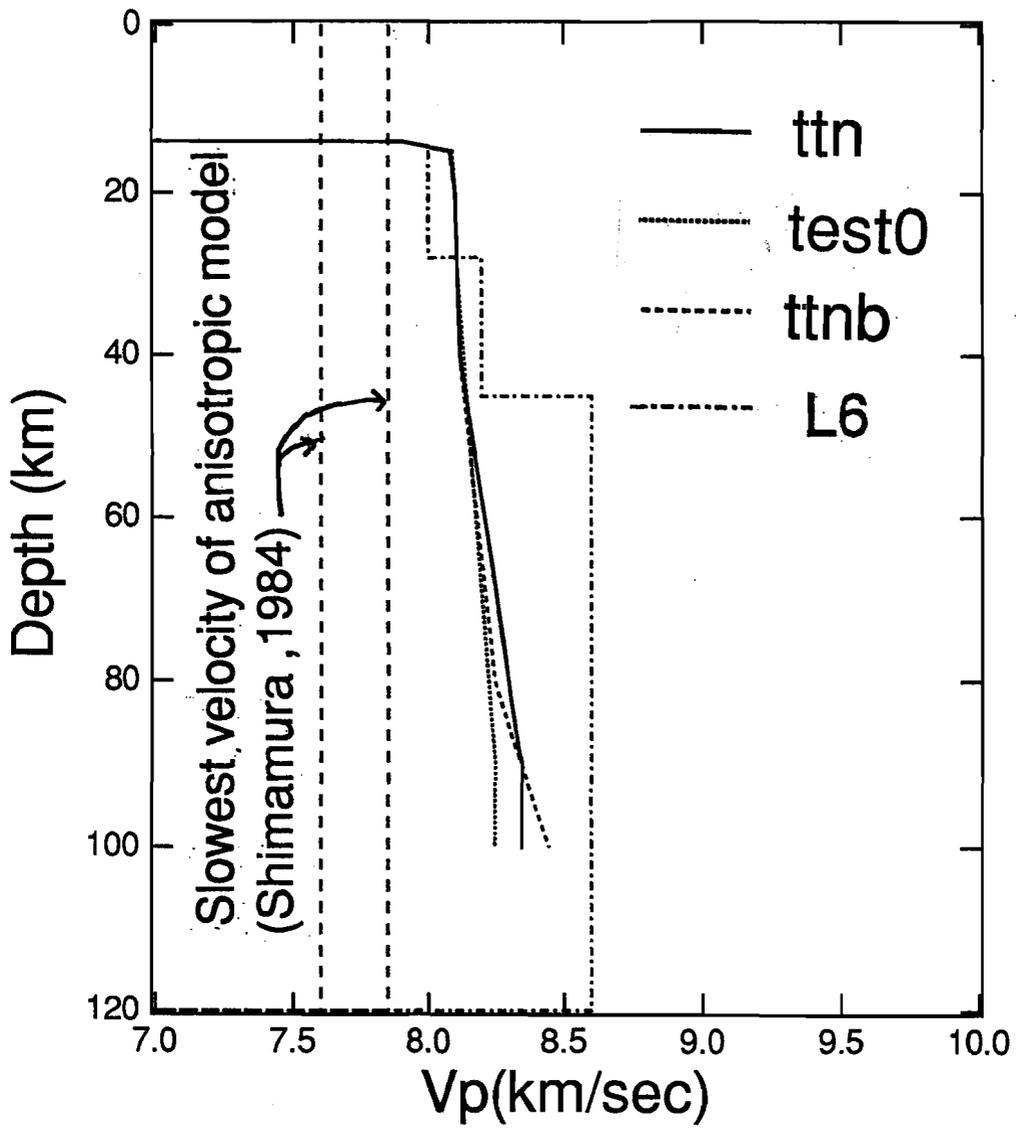




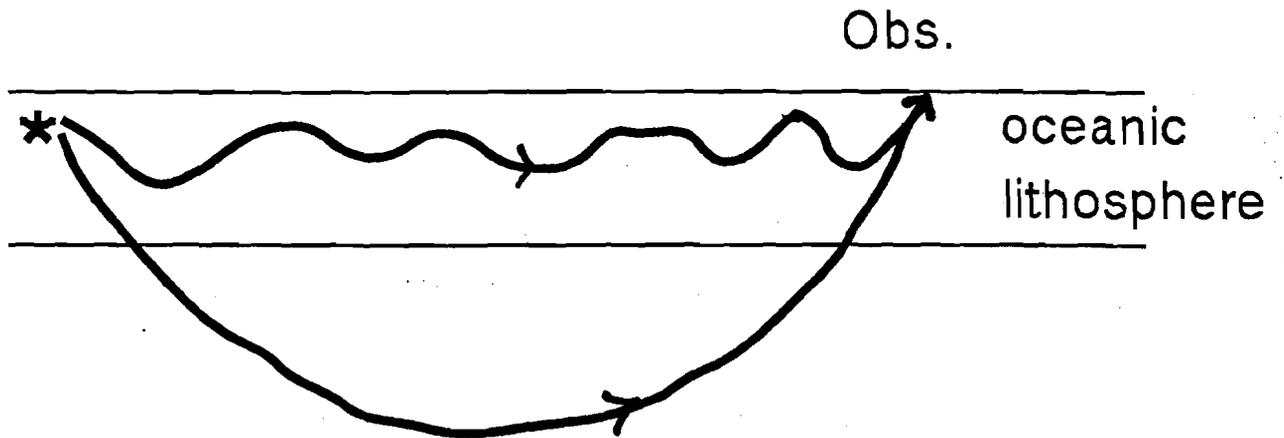




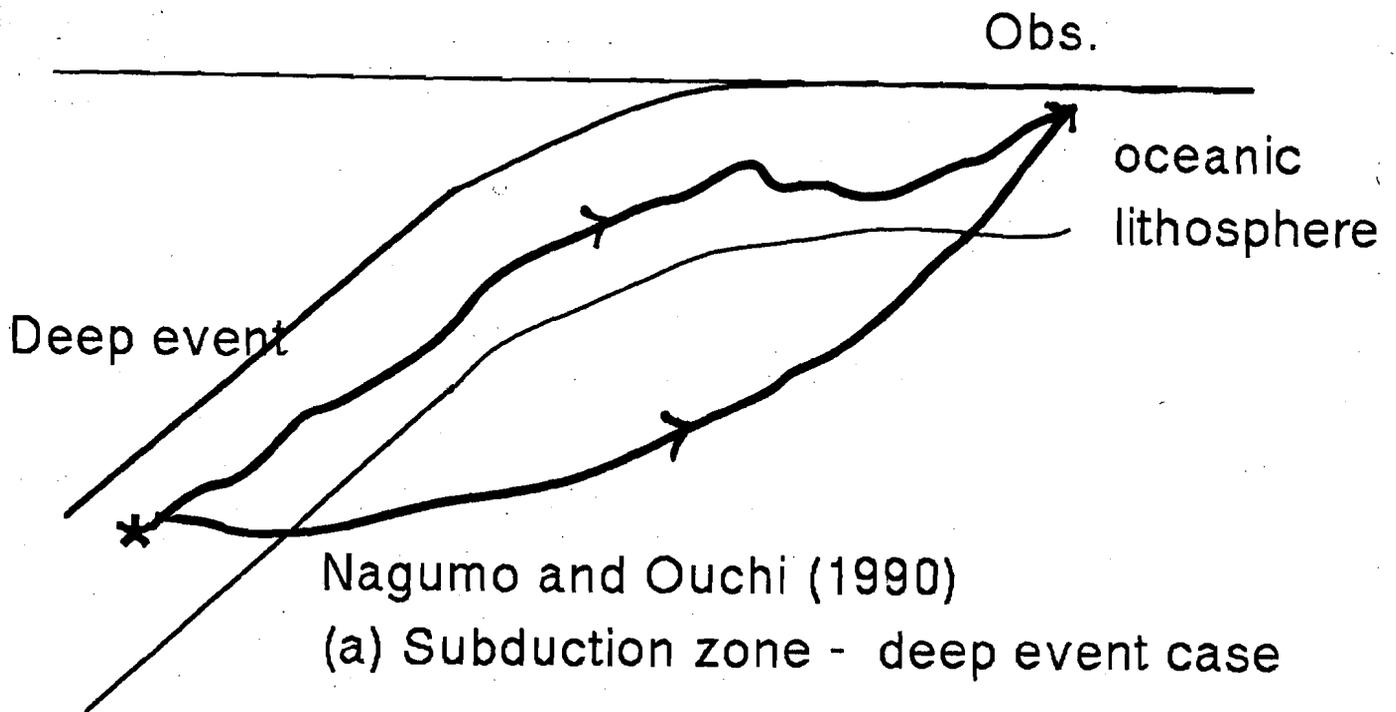




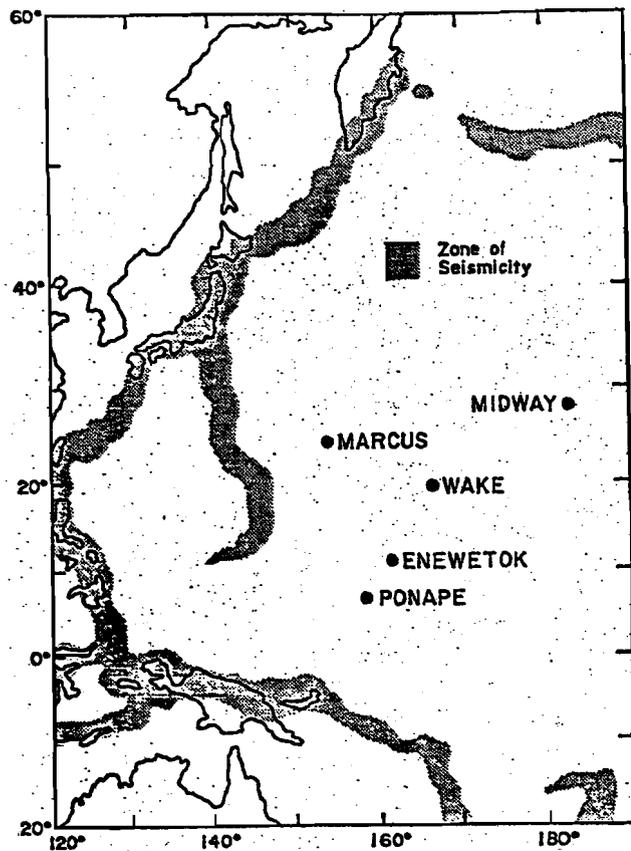
22 deg



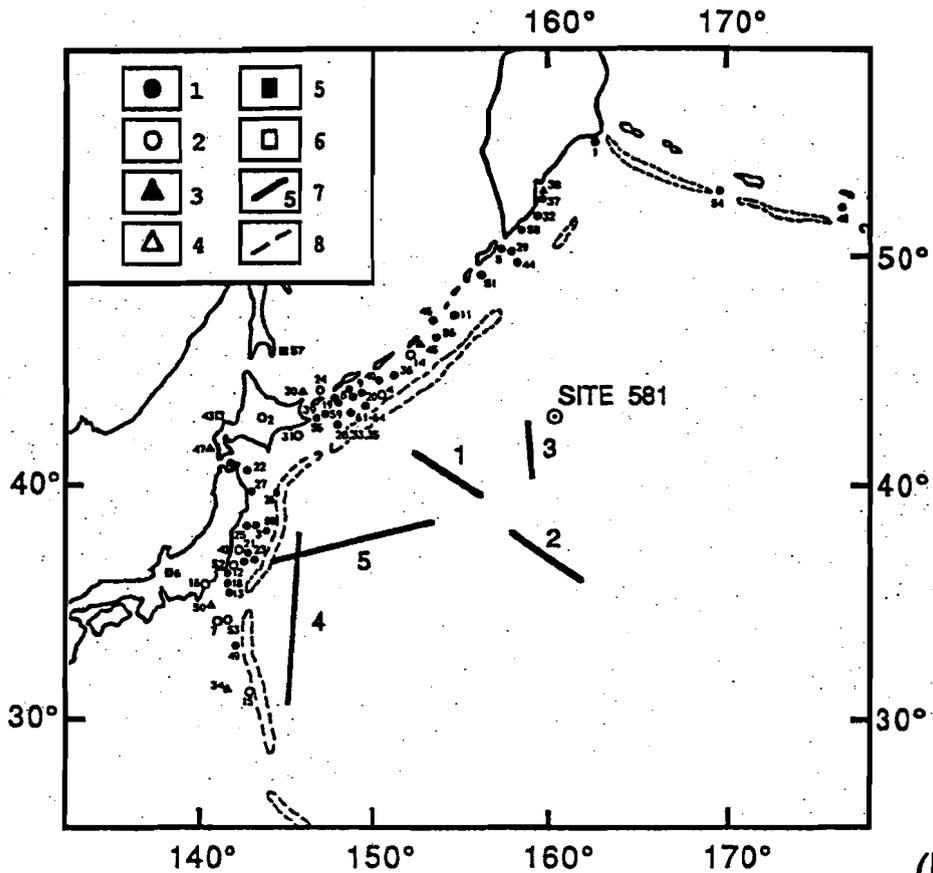
Walker (1982)
(b) Distant event



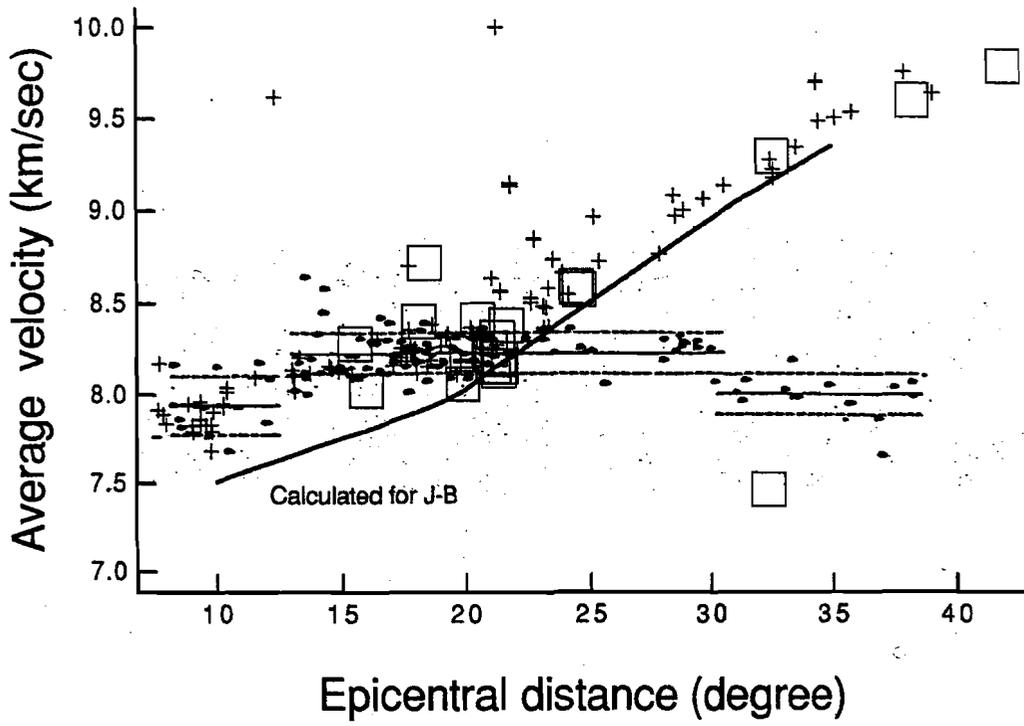
Separated case P, and
later high frequency P



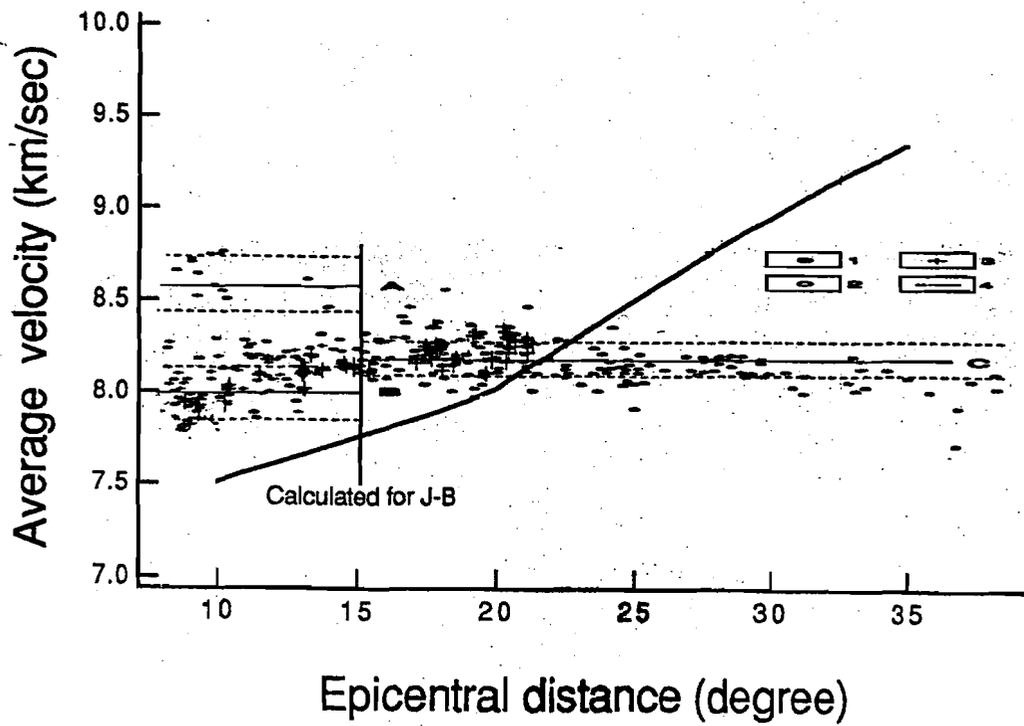
(a)



(b)

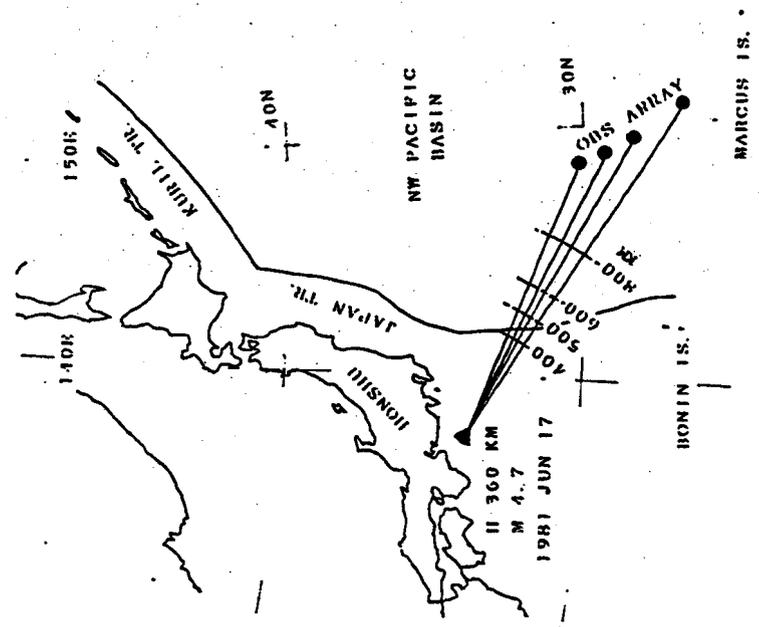
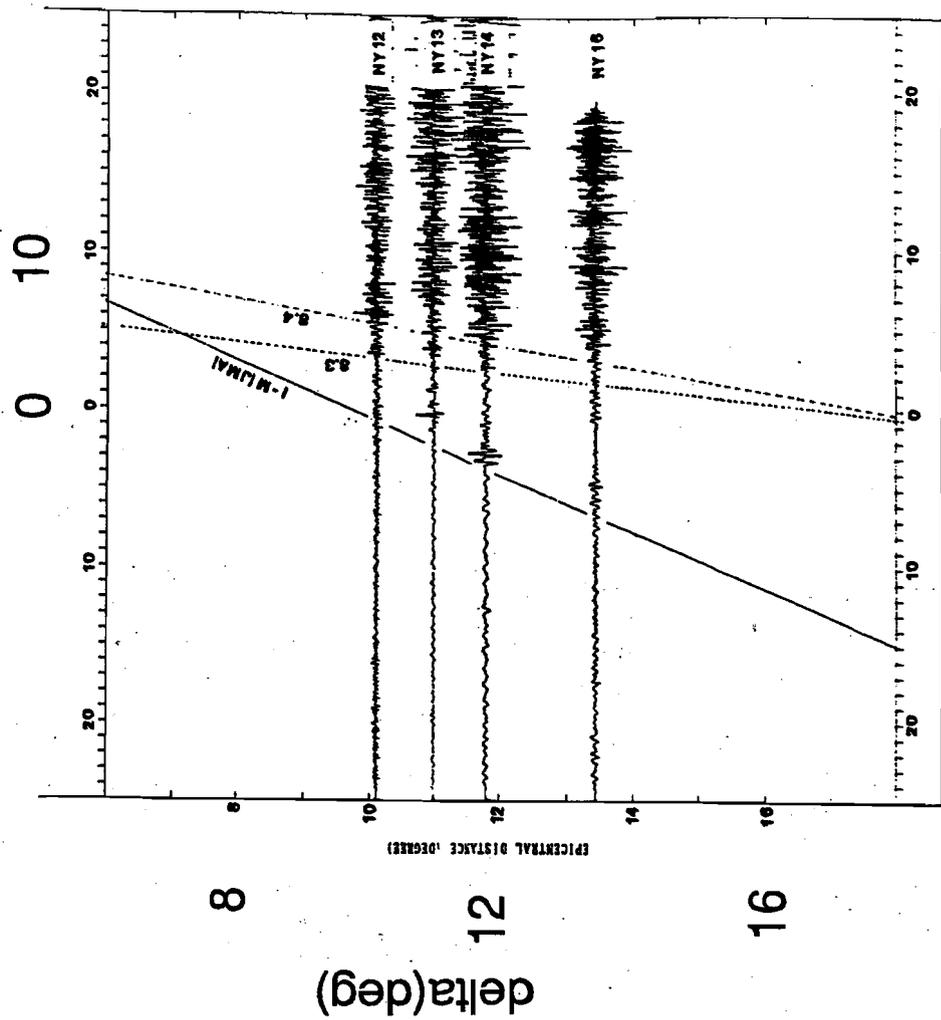


(a)

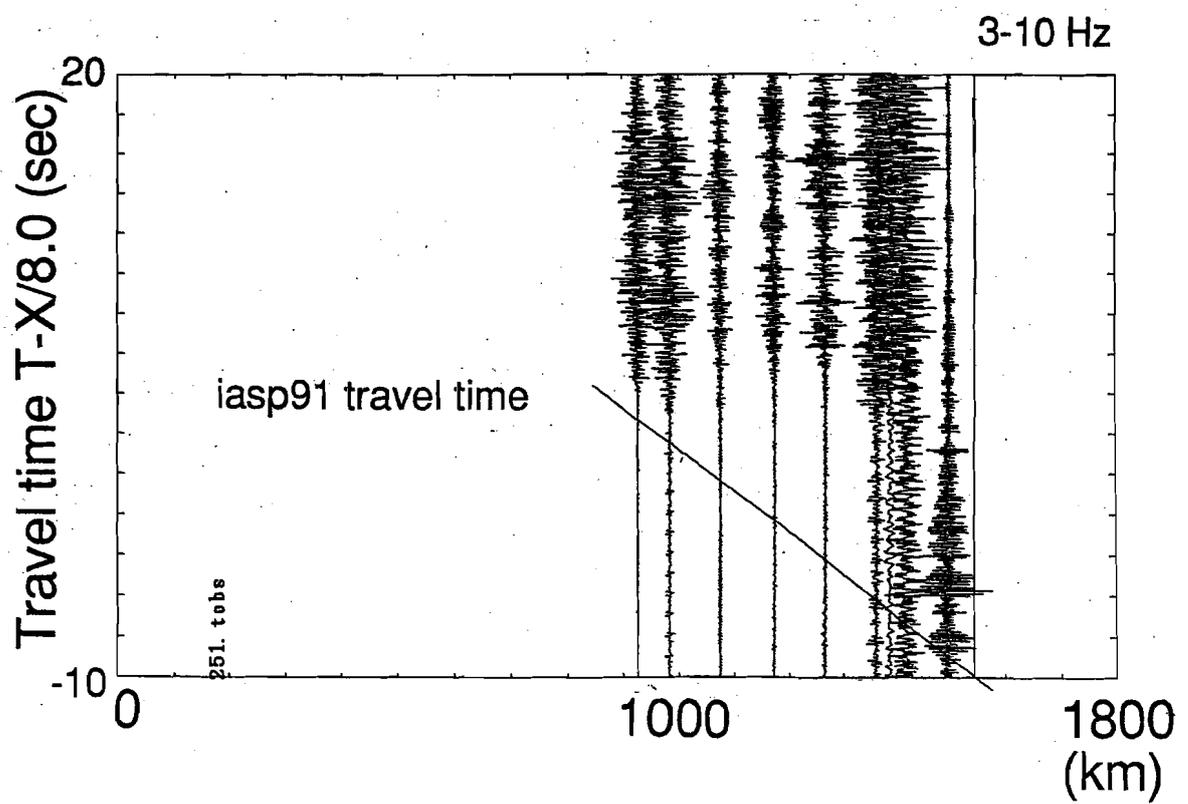
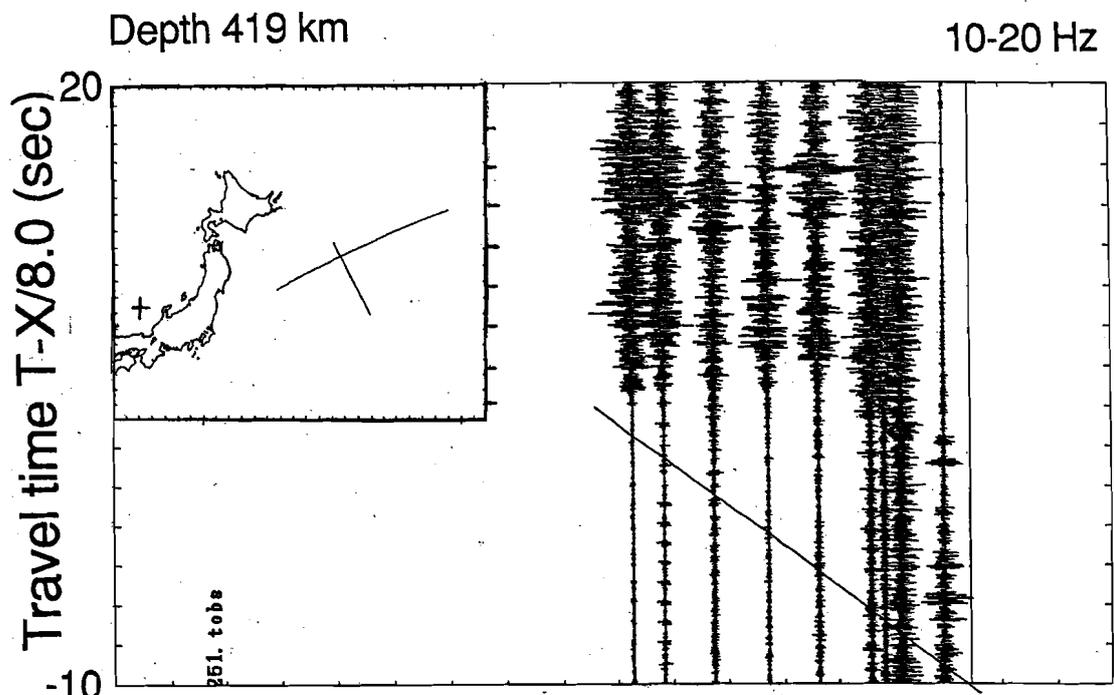


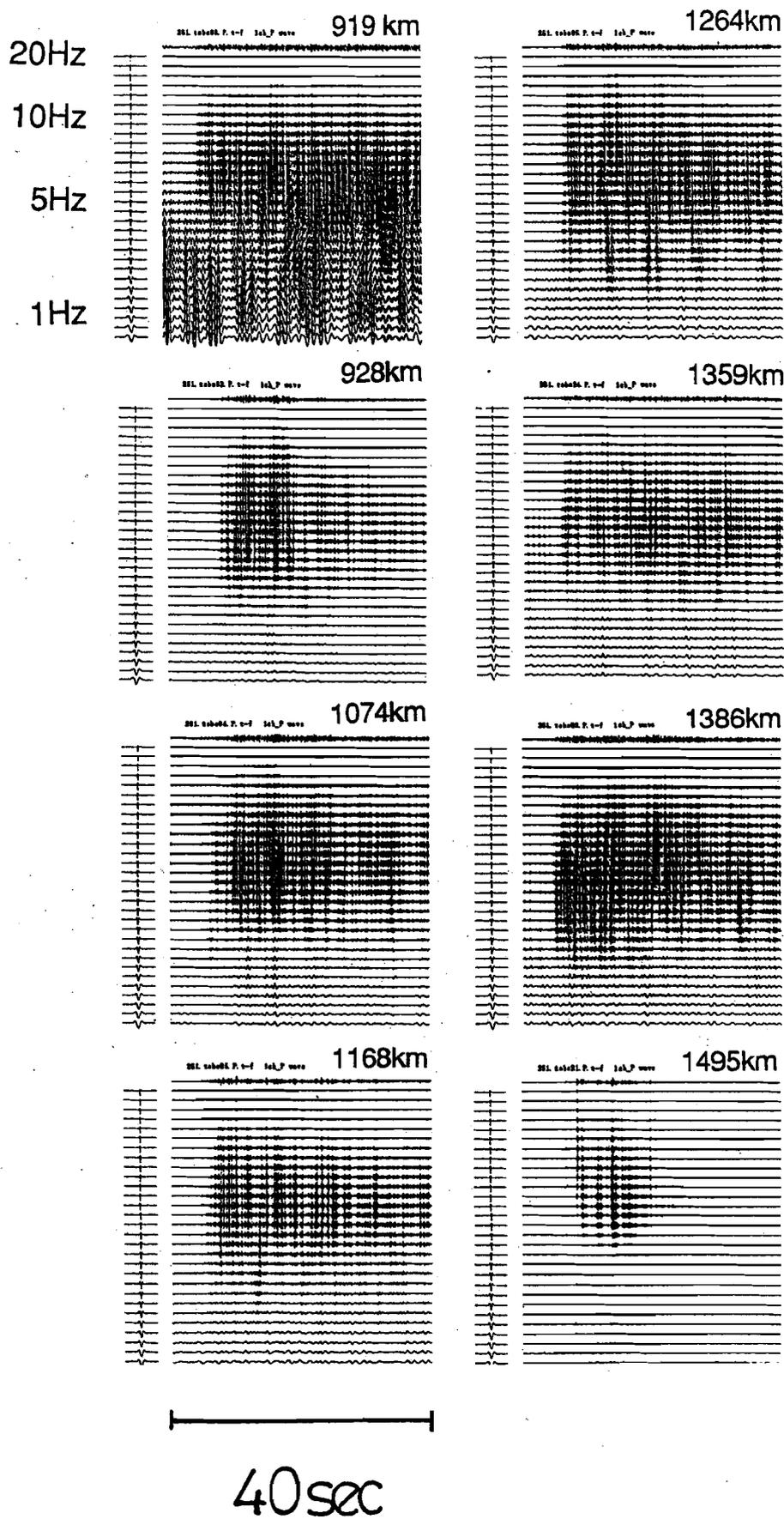
(b)

T-X / 8.0 (sec)



Nagumo&Ouchi(1990)





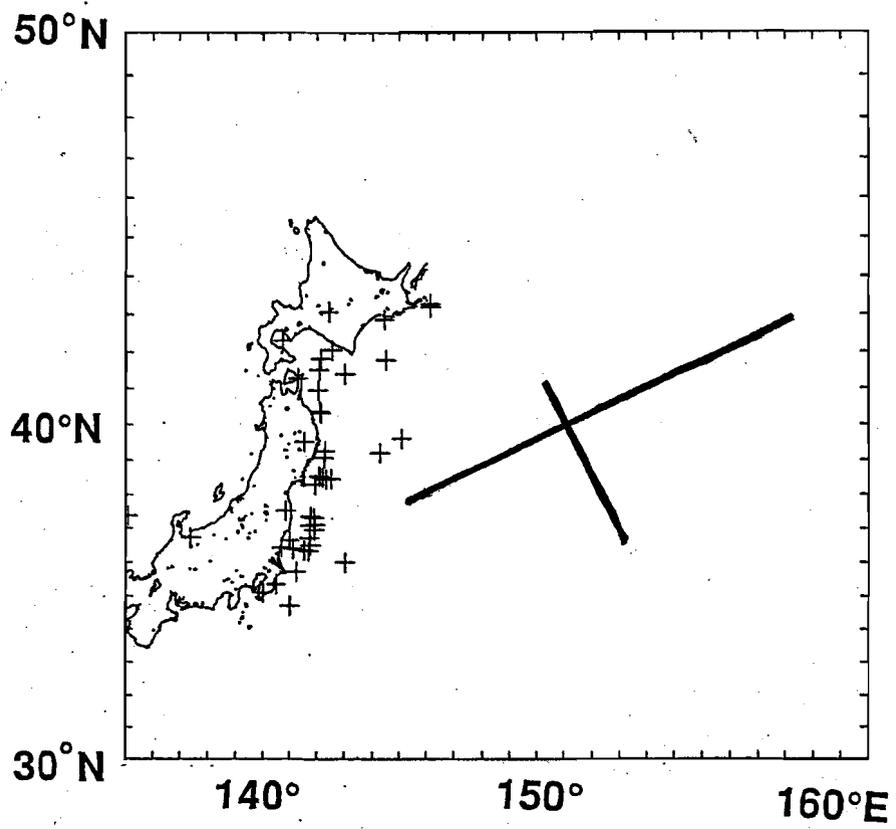
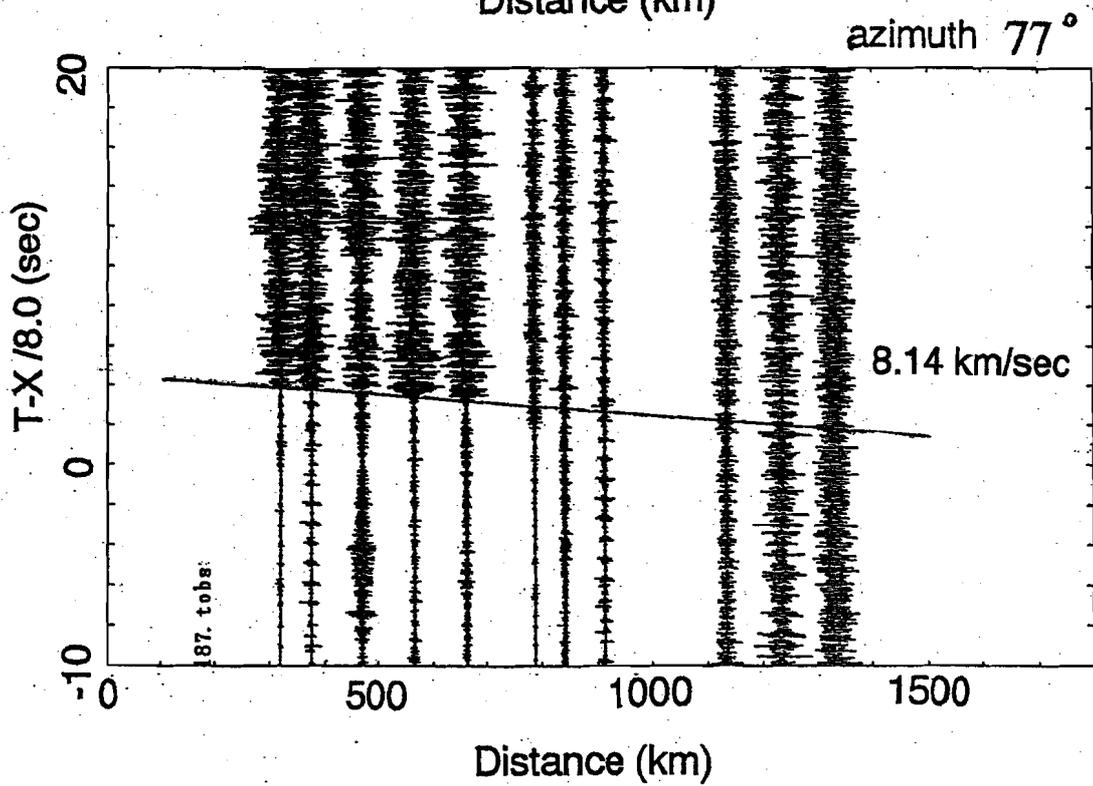
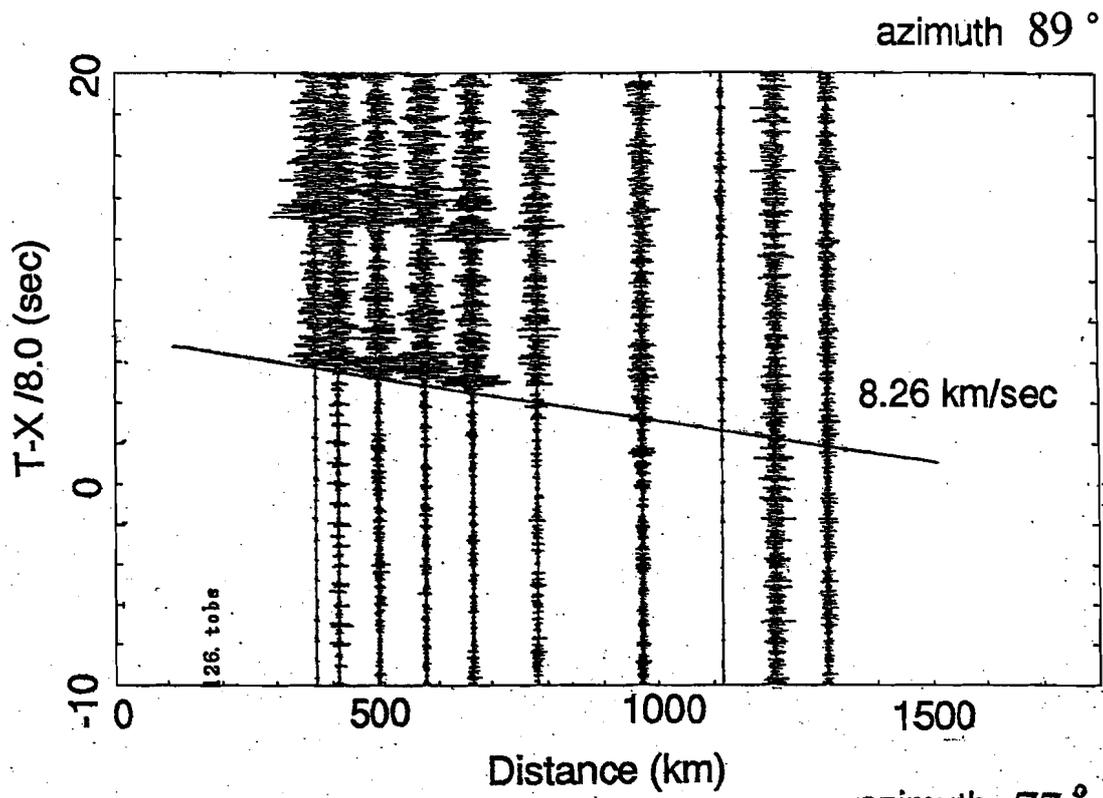
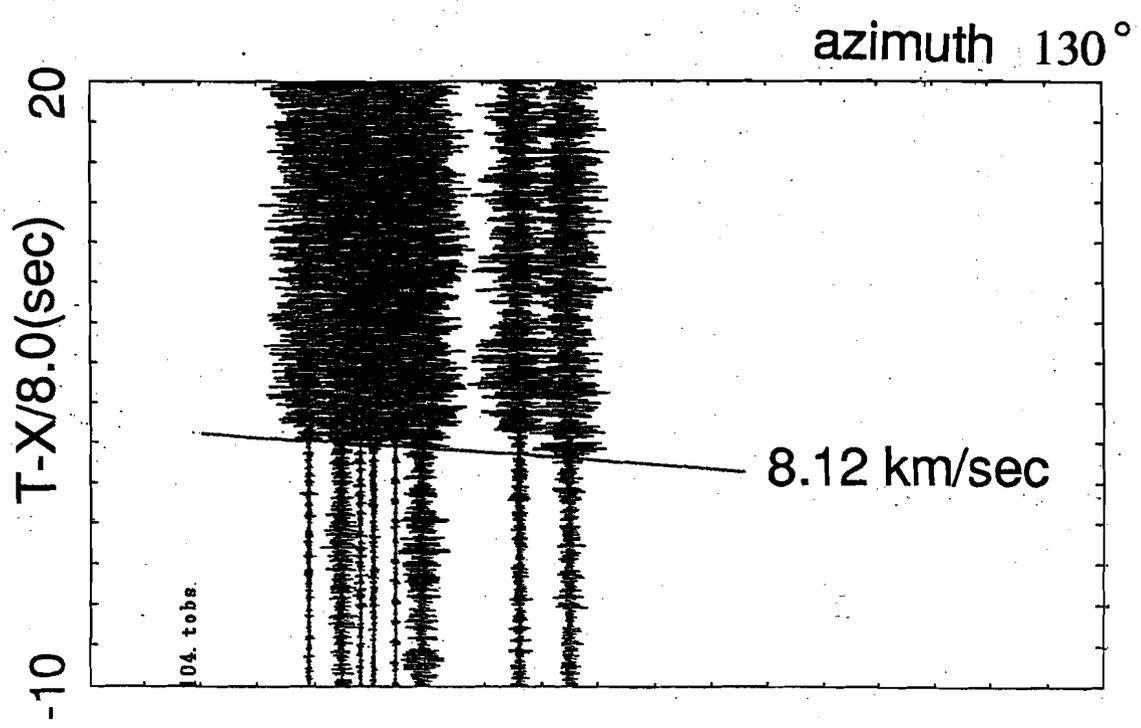
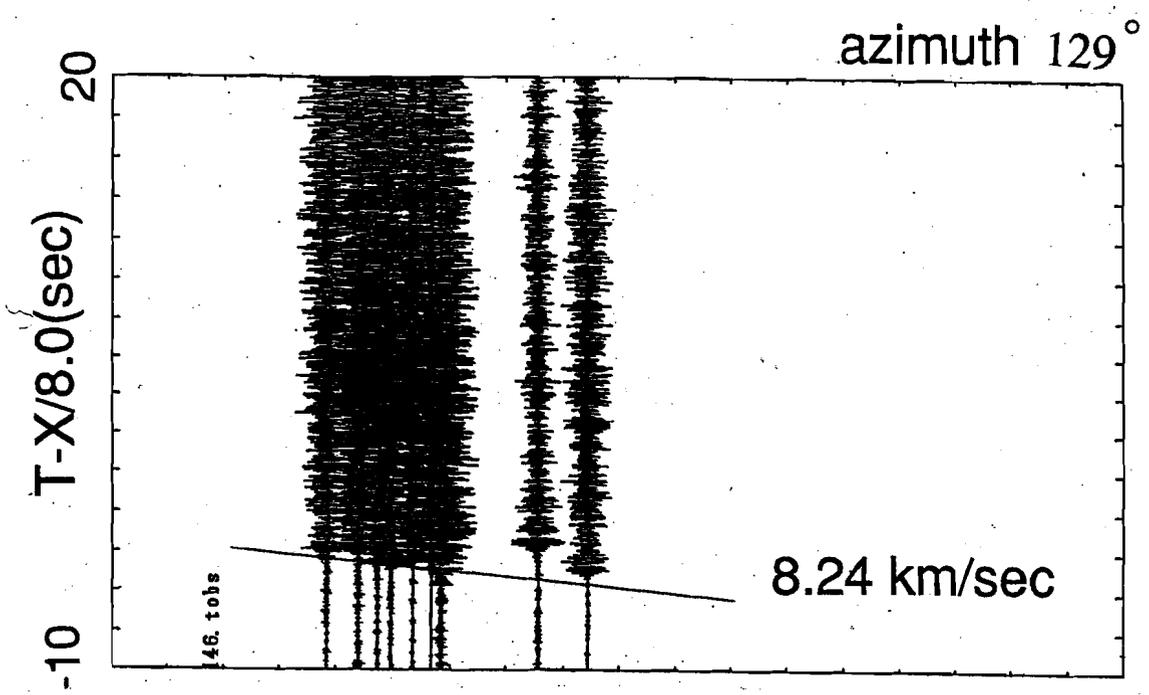


图 1-25





☒ 1-27

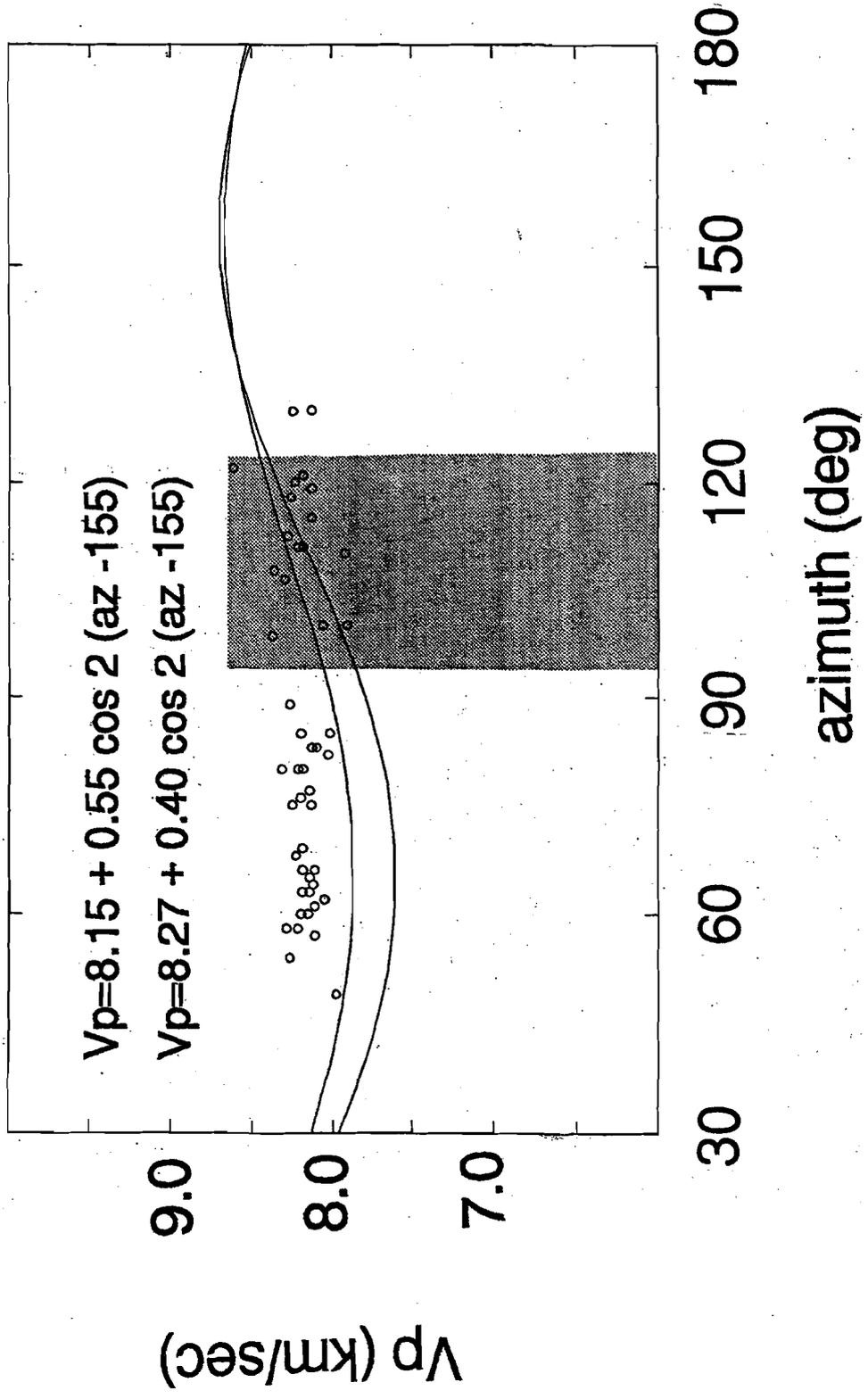


图 1-28

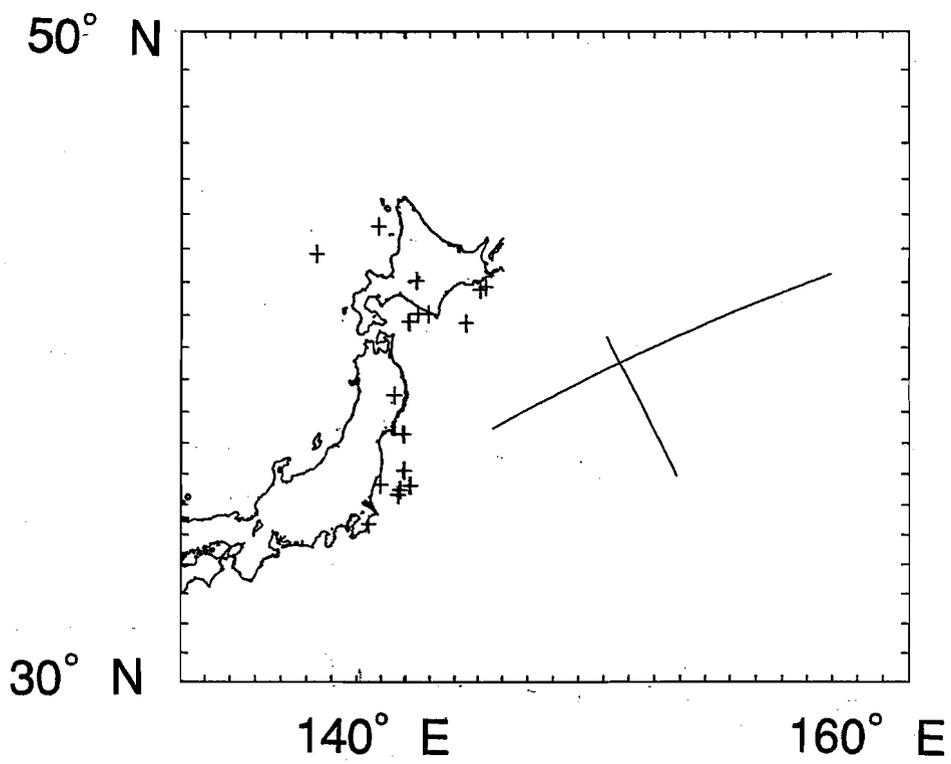
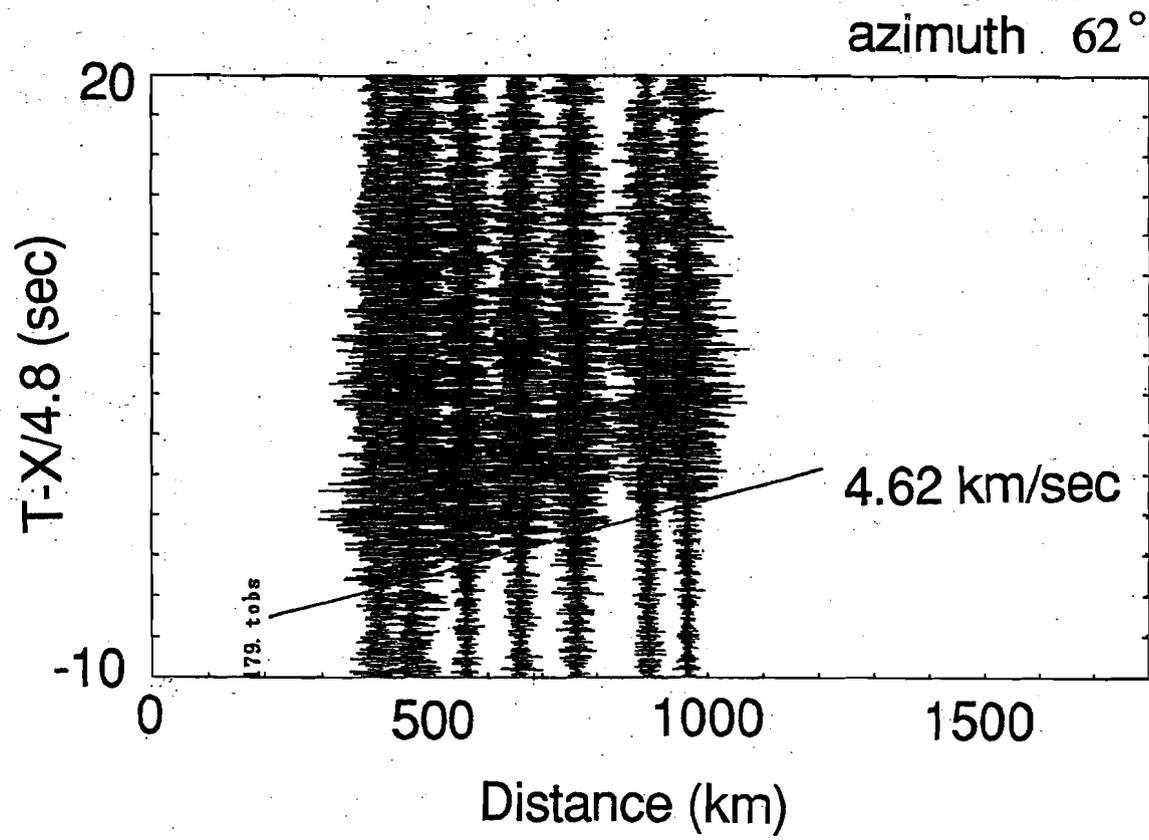
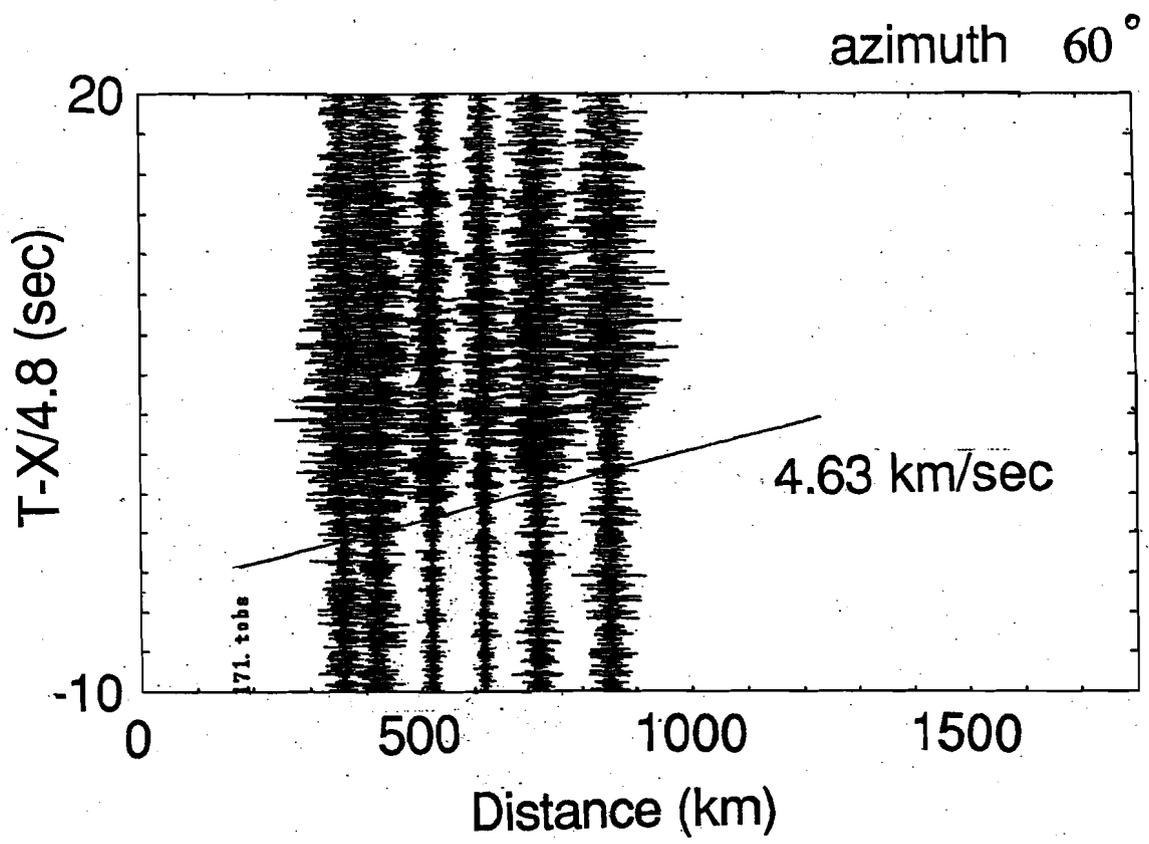


图 1-29



☒ 1-30

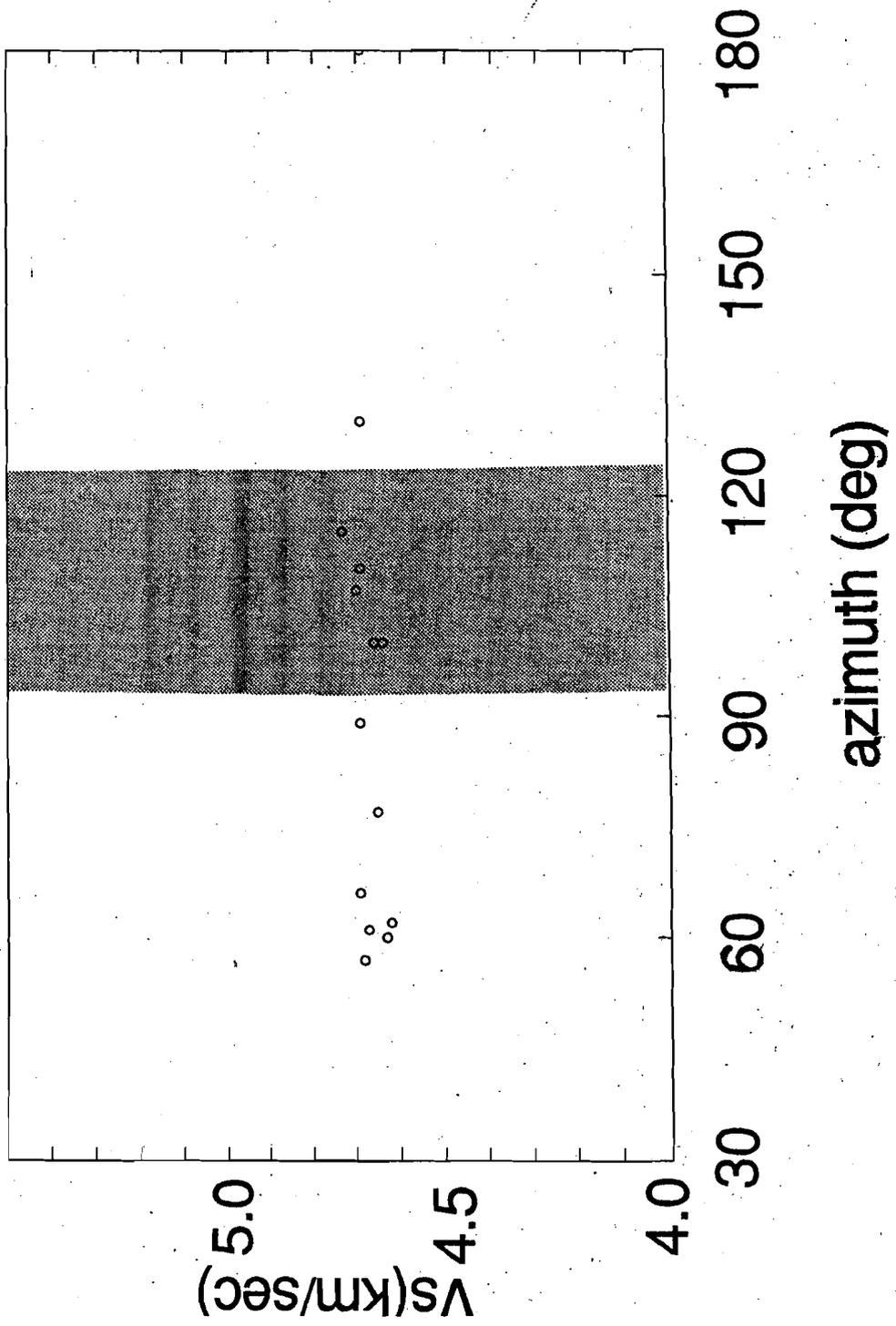
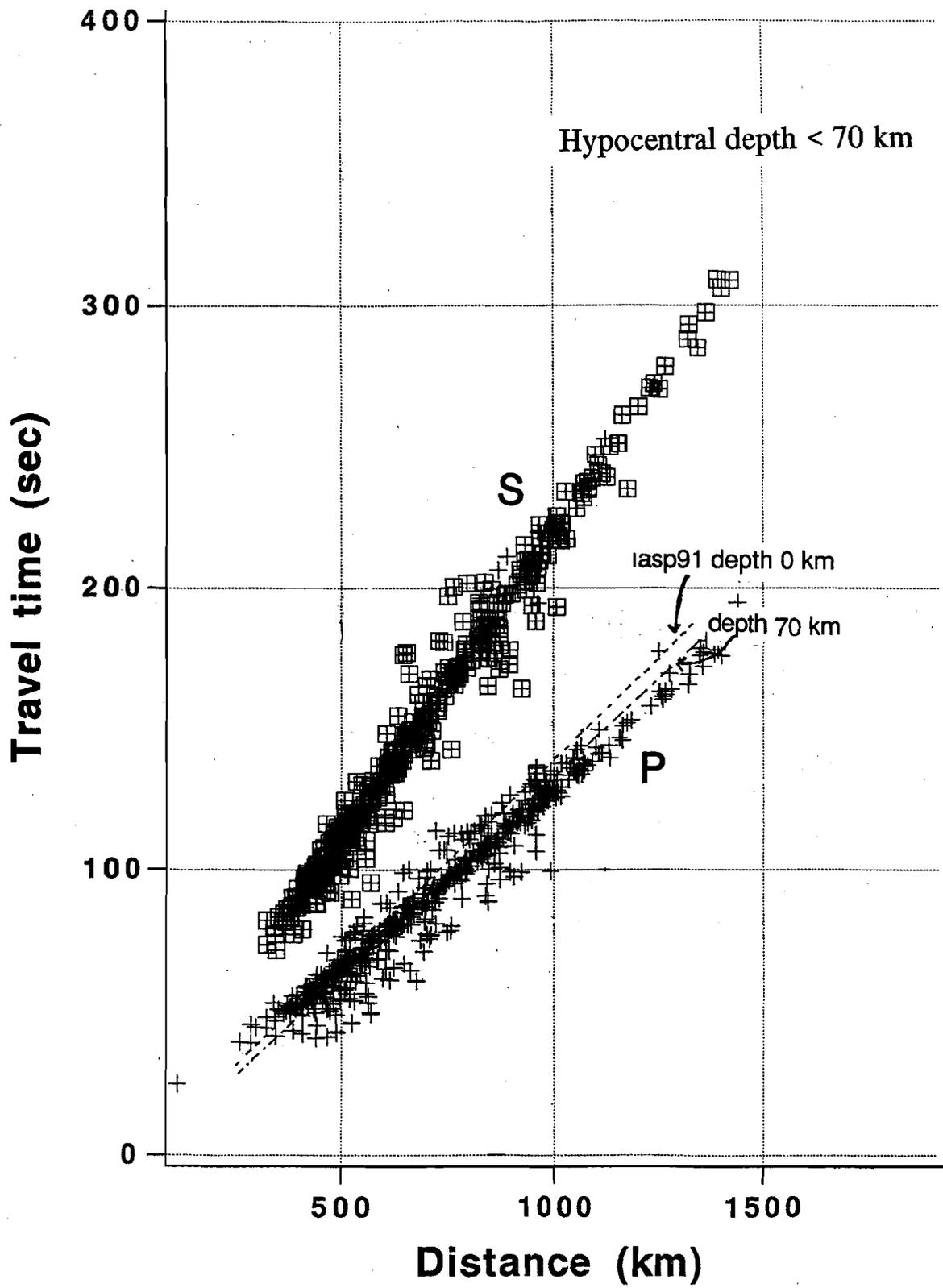
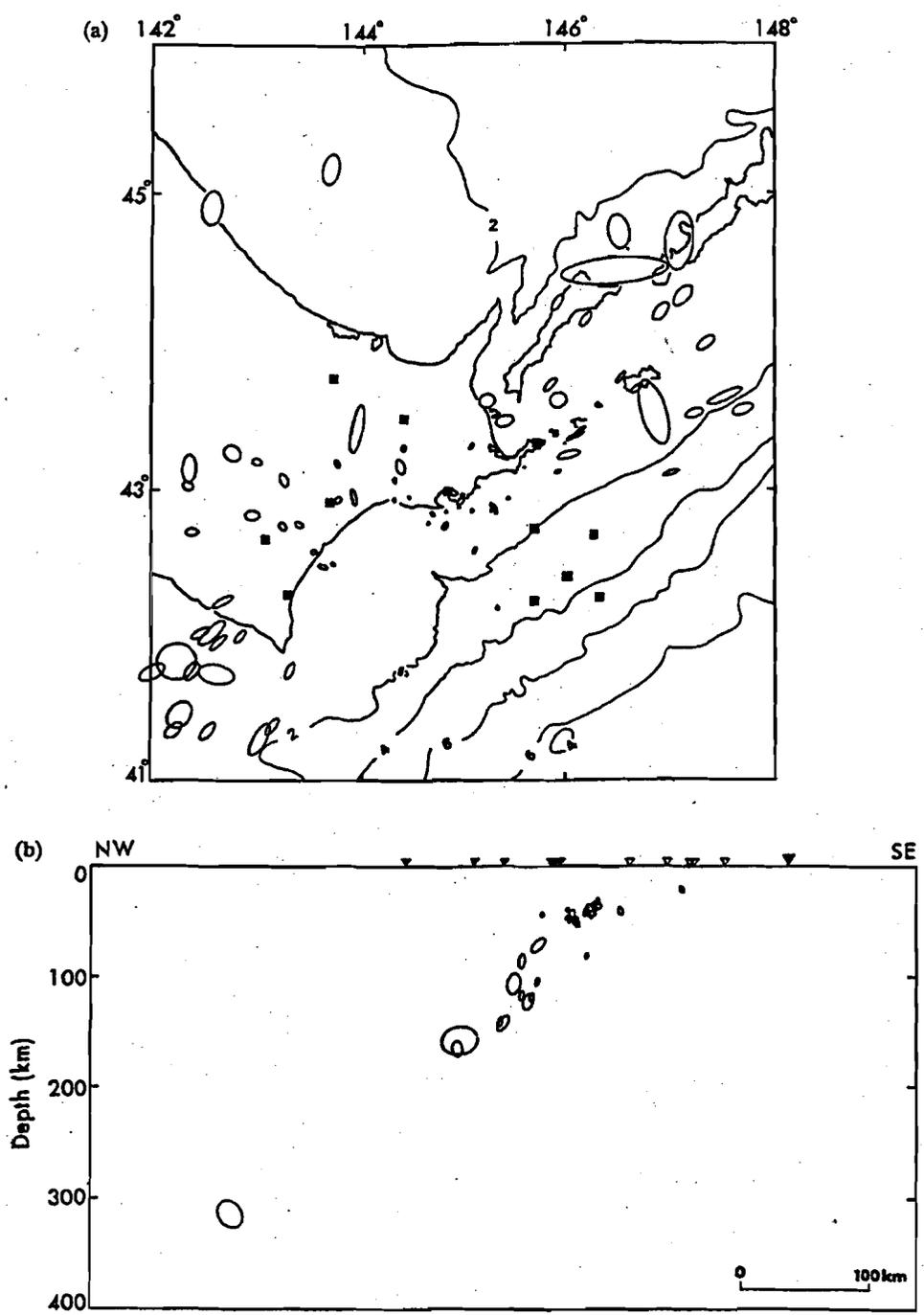
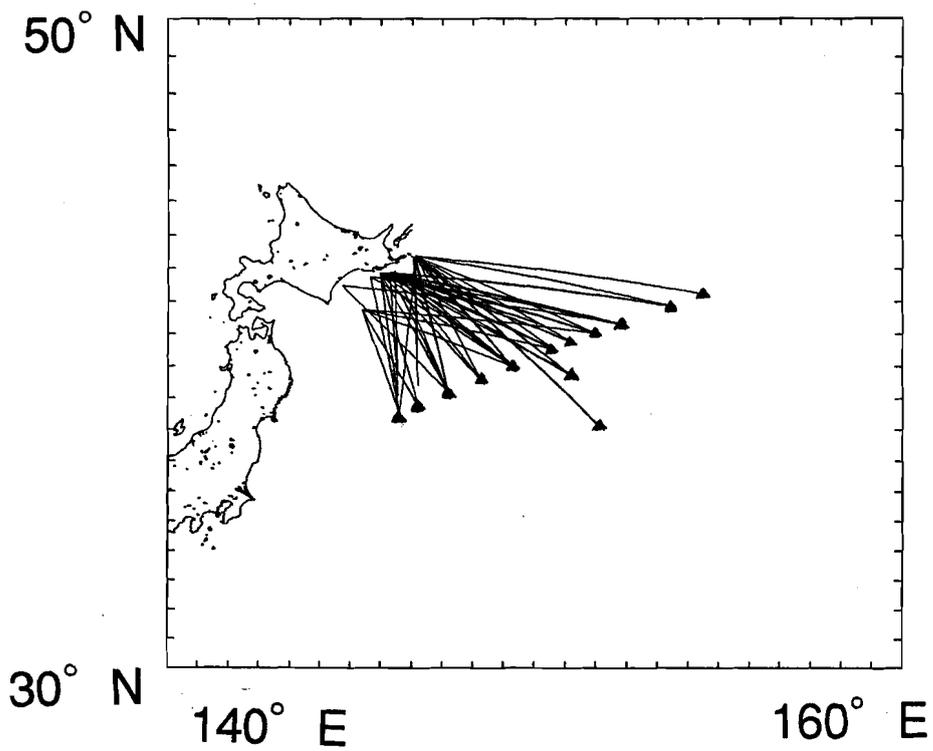


图 1-31



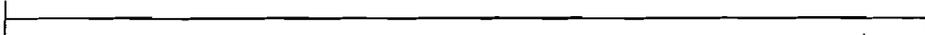
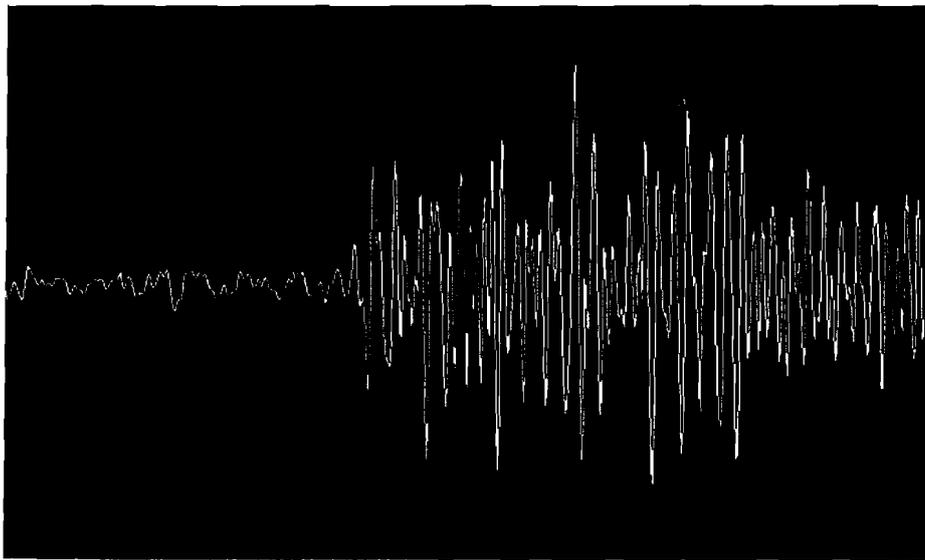
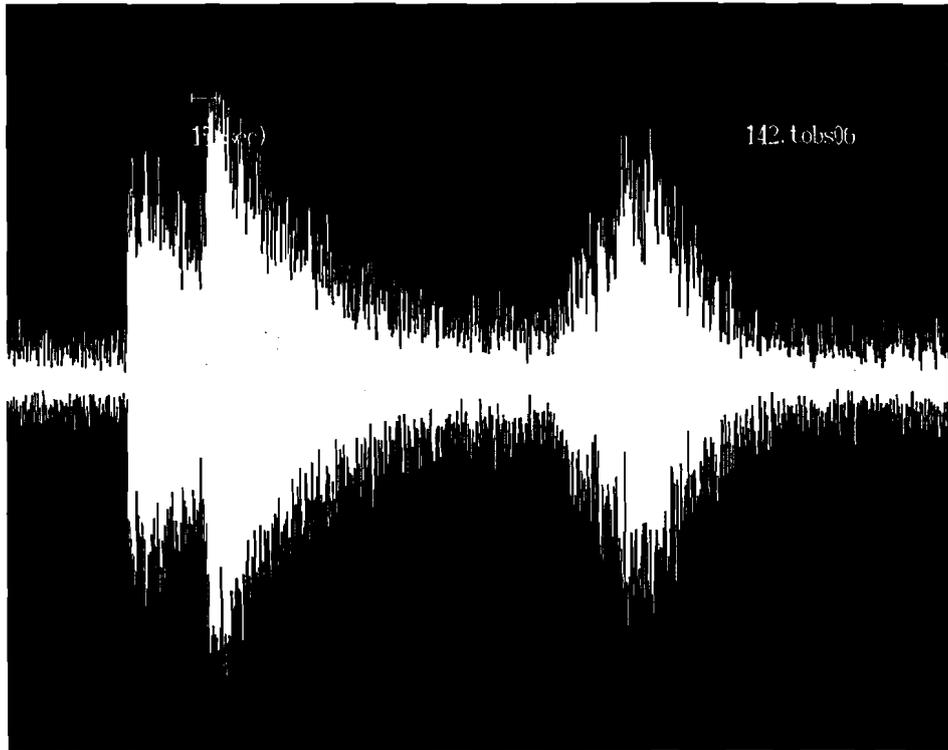


Iwasaki et al. (1991)



☒ 1-34

30 sec



10 sec

图 1-35

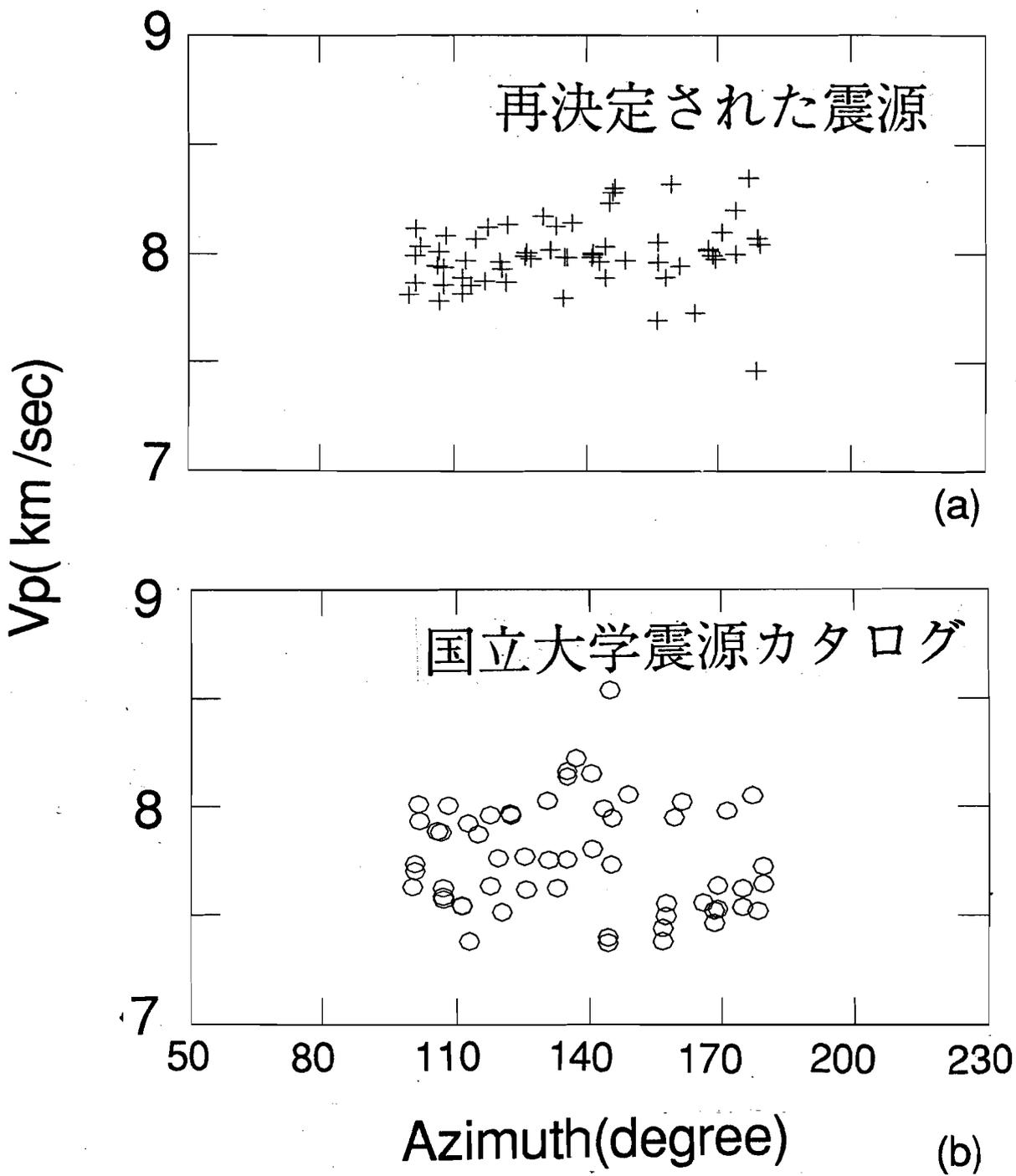
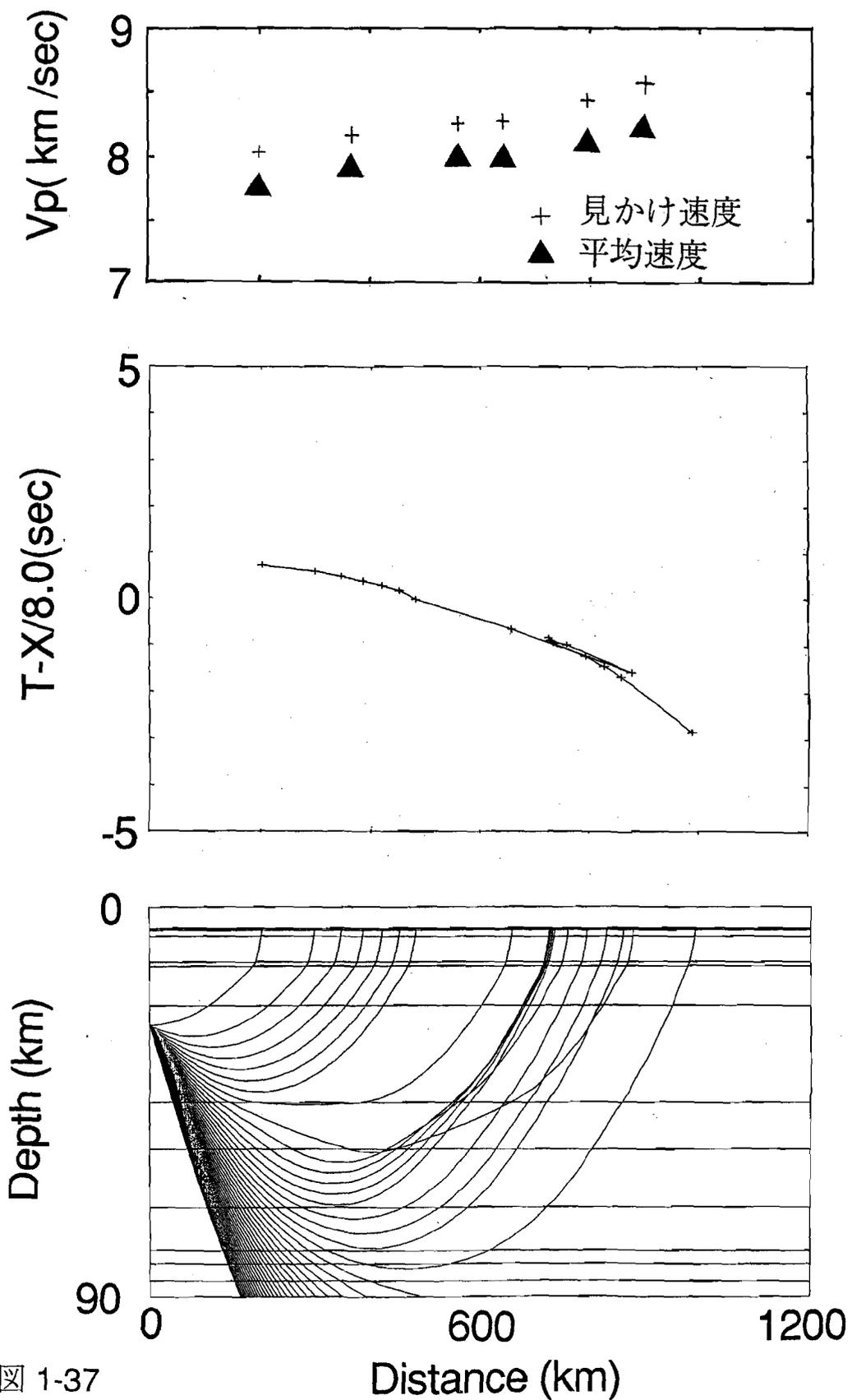
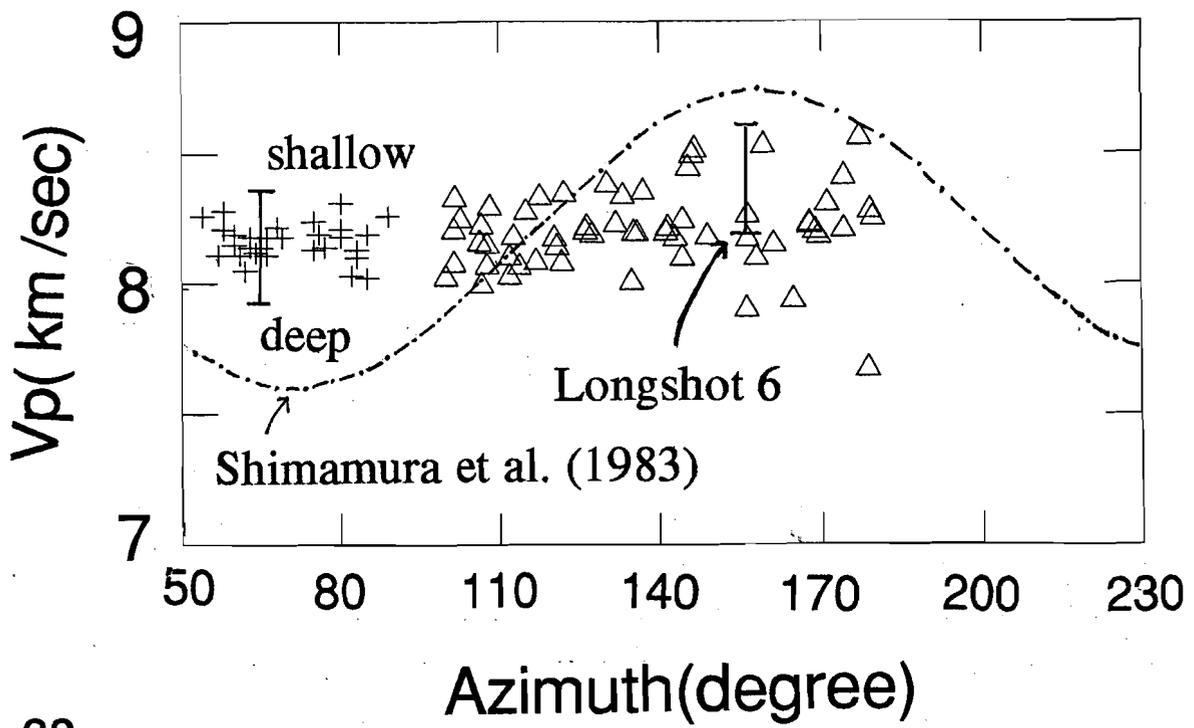


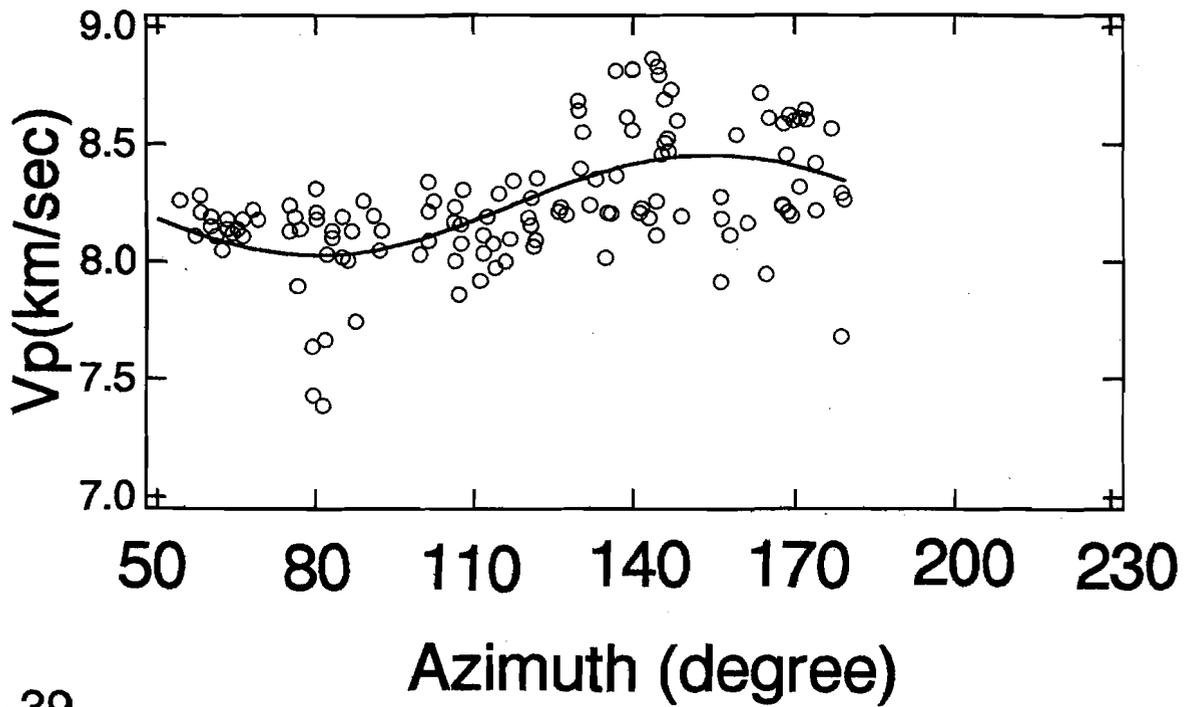
図 1-36



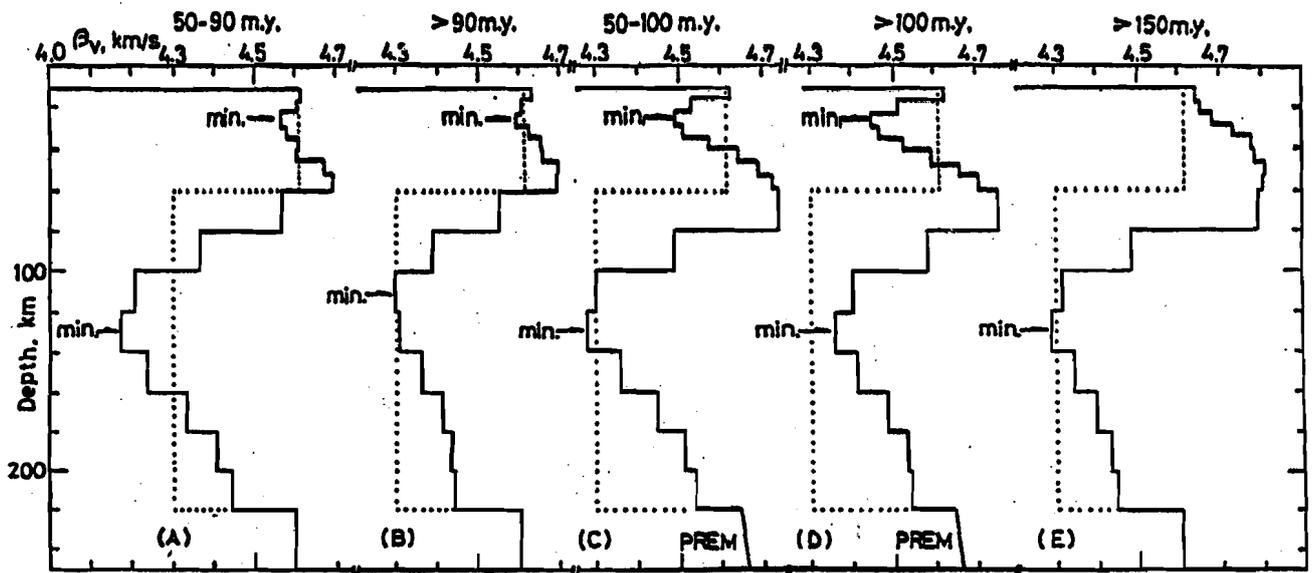
☒ 1-37



☒ 1-38

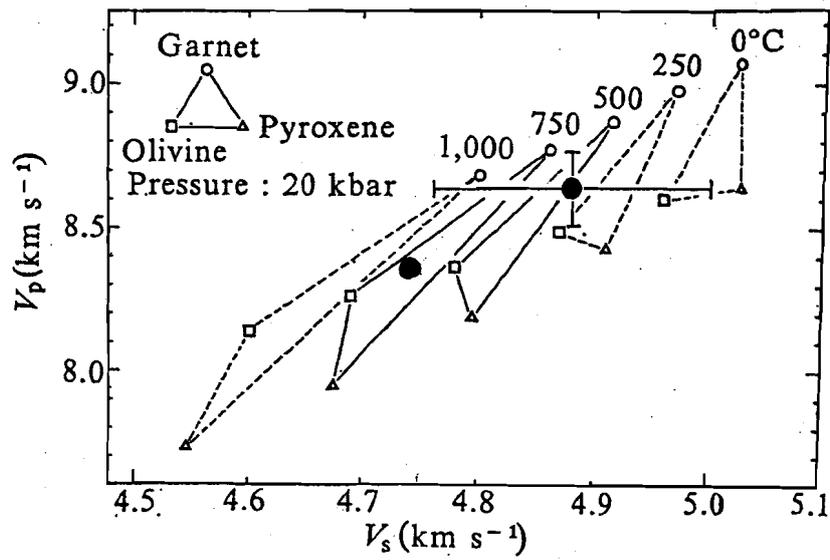


☒ 1-39



Yoshida (1990)

☒ 1-40



☒ 1-41

Shimamura et al. (1977)

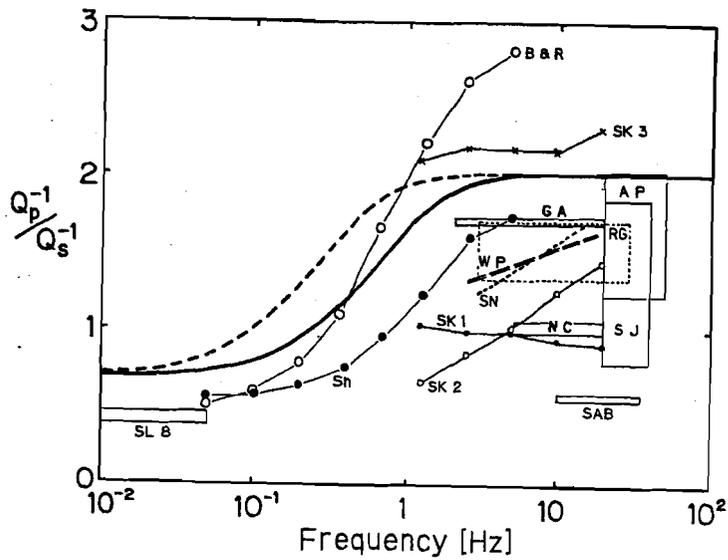
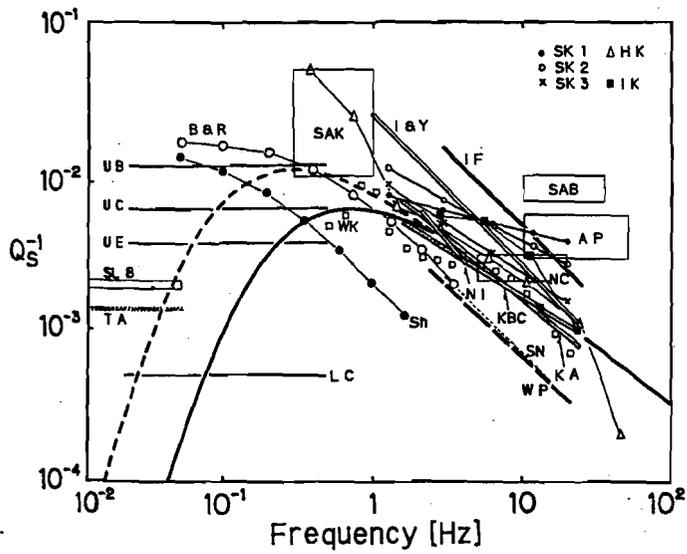
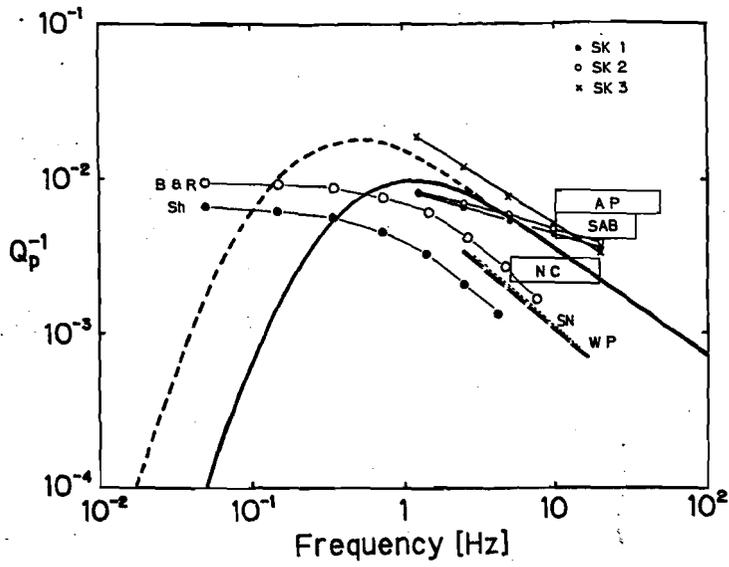
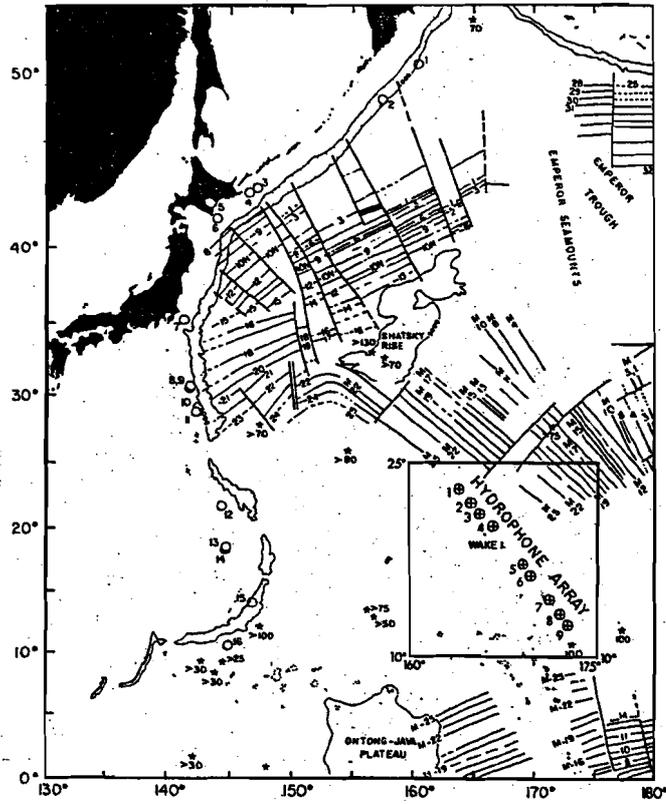


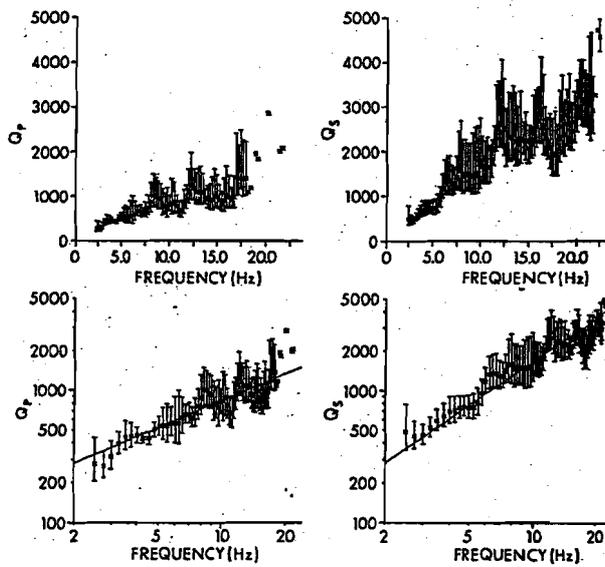
図 2-1

佐藤 (1991)



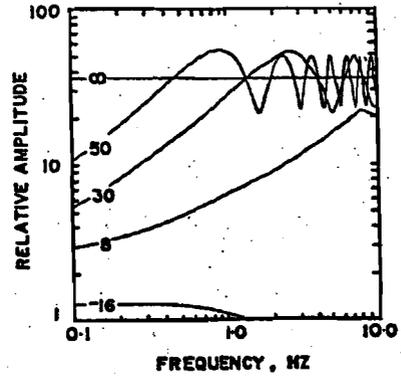
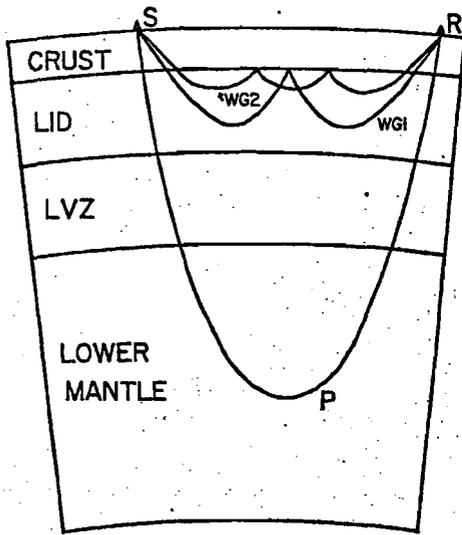
☒ 2-2

Butler et al. (1987)

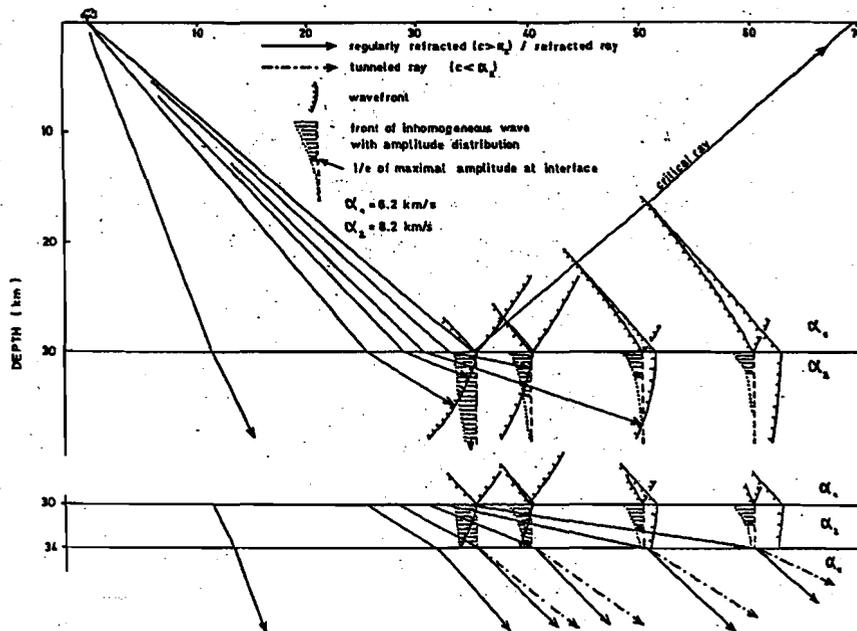


☒ 2-3

Butler et al. (1987)

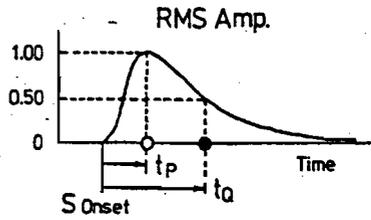


(a) Menke (1980)

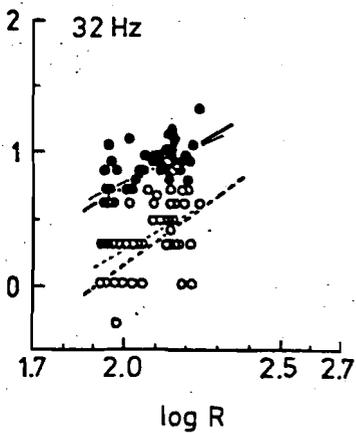
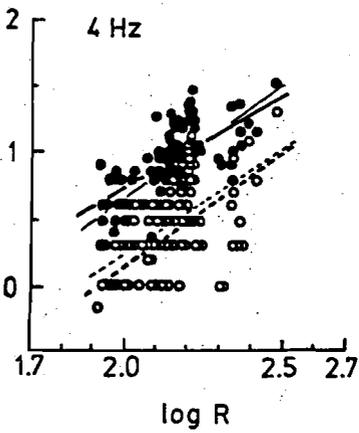
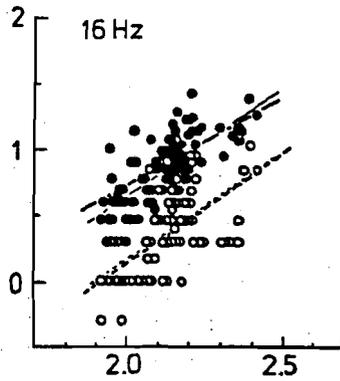
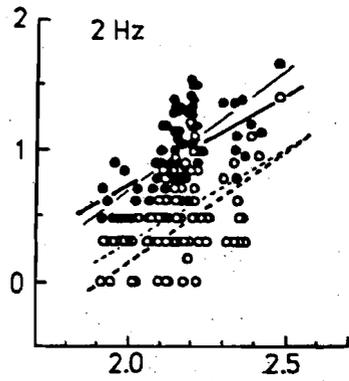
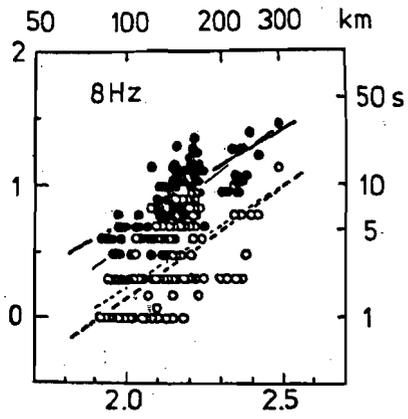


(b) Fuchs and Schultz (1976)

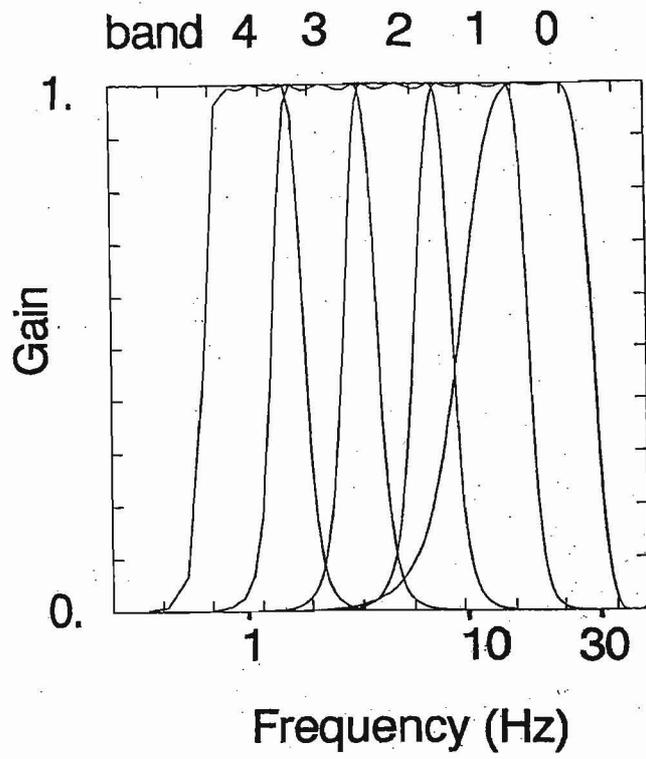
$\log(t_p \& t_q)$ vs. $\log R$



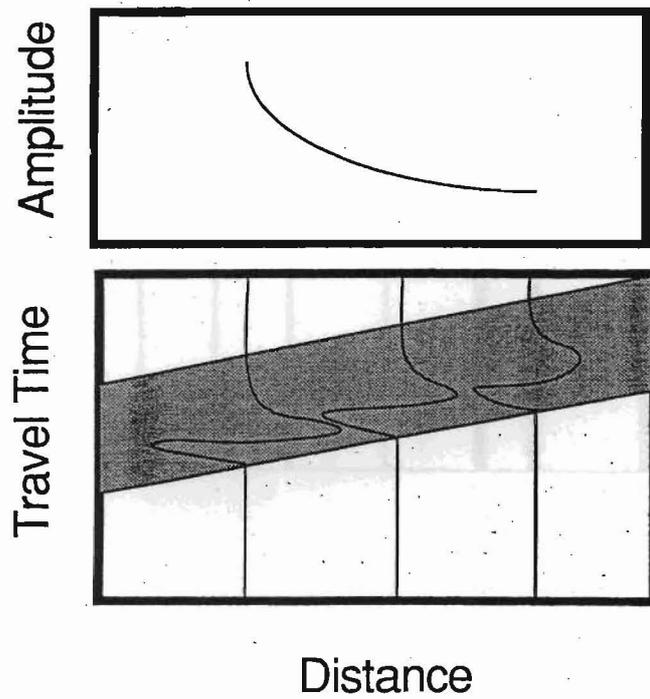
$\log t_q$: ●
 $\log t_p$: ○



Sato (1989)



☒ 2-6



☒ 2-7

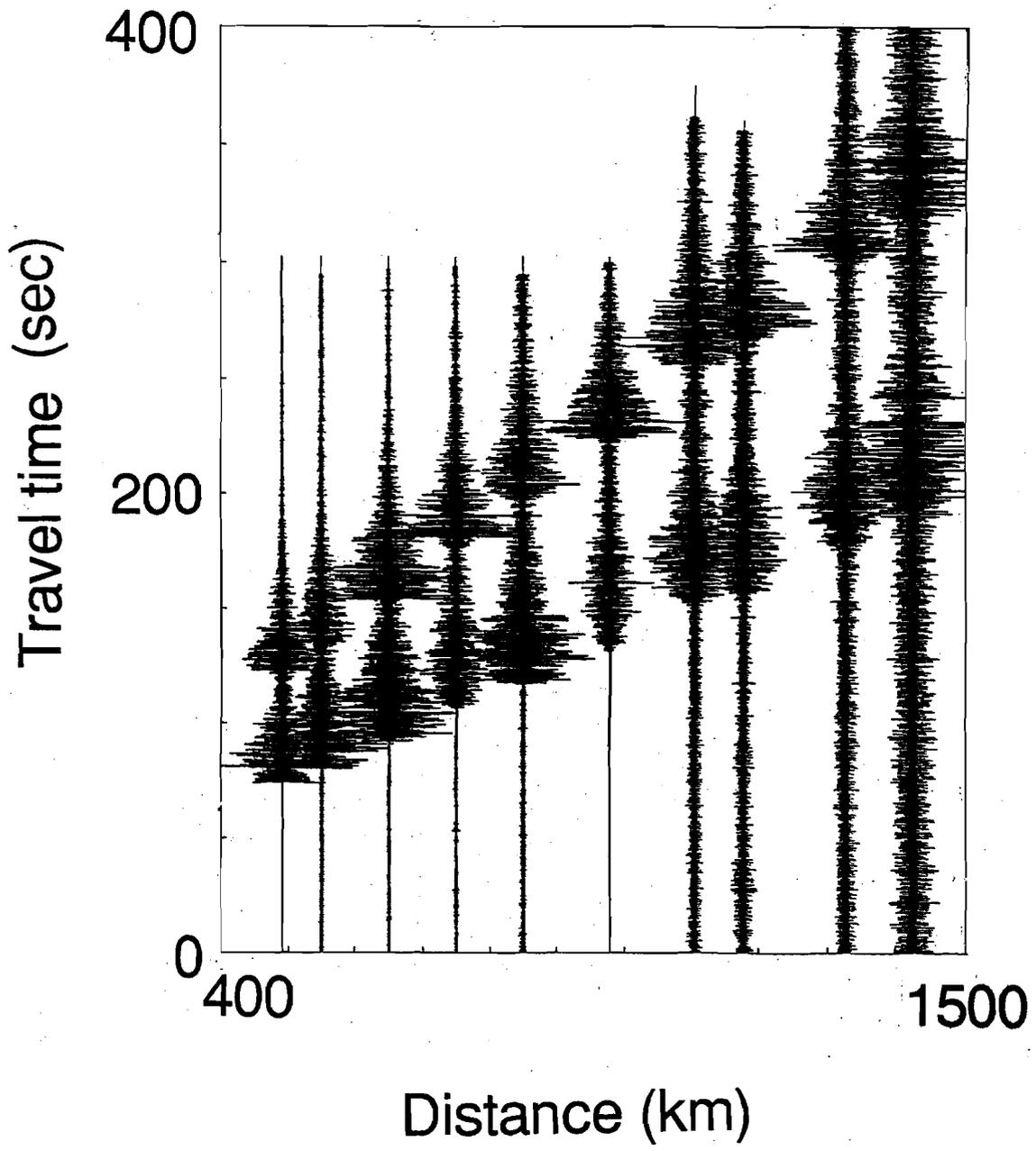


图 2-8

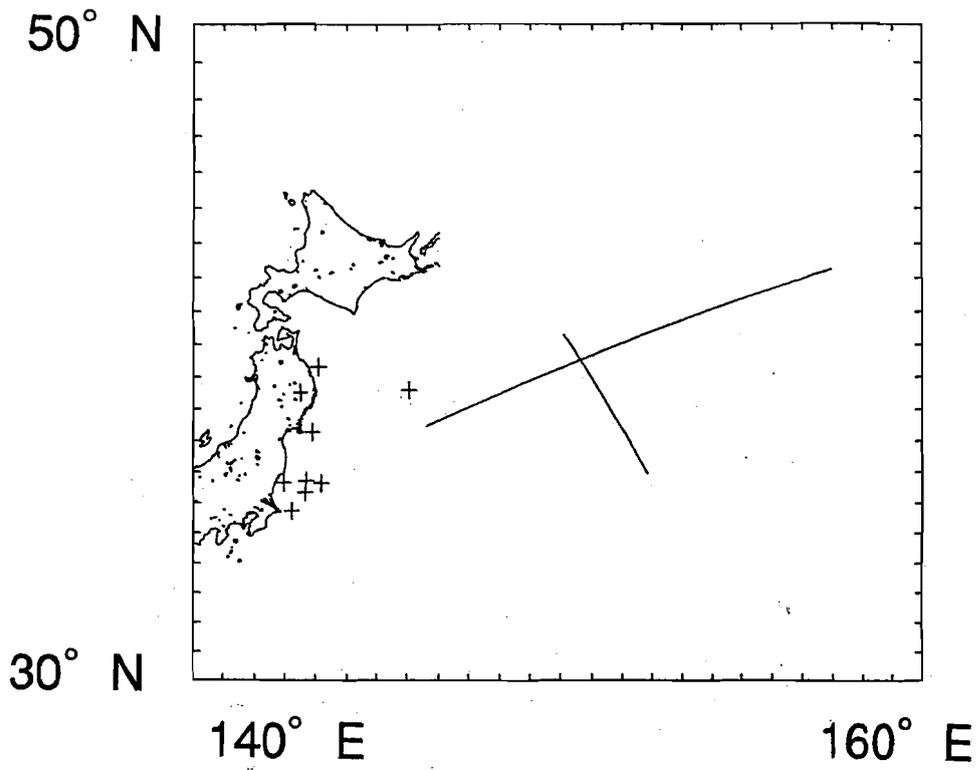


图 2-9

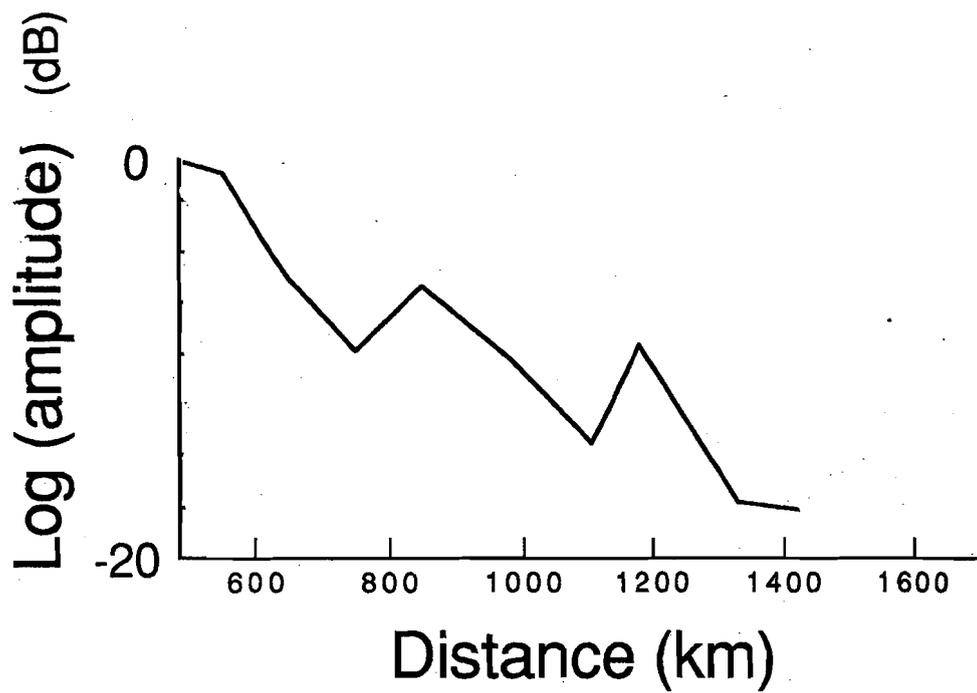
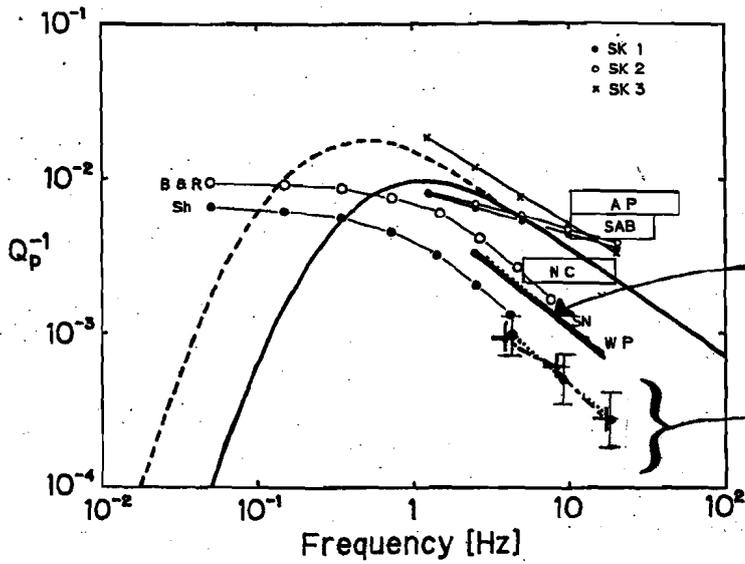


图 2-10

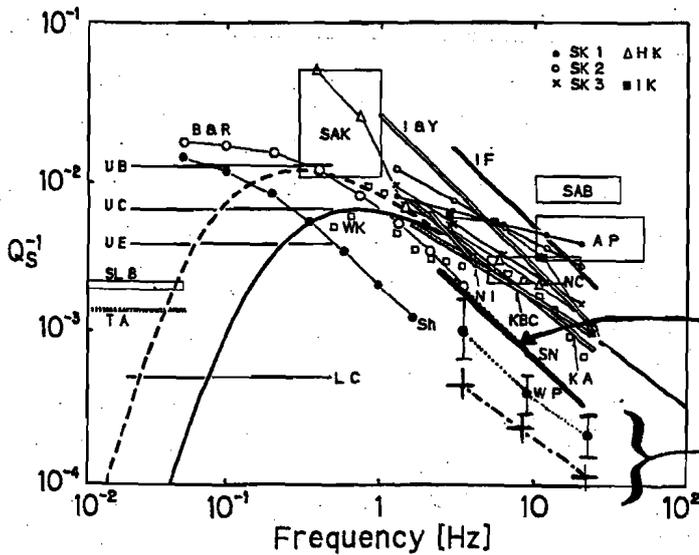


Butler et al. (1987)
at Wake

This study

+ No. 130

⊥ average



Butler et al. (1987)
at Wake

This study

RMS Seismogram

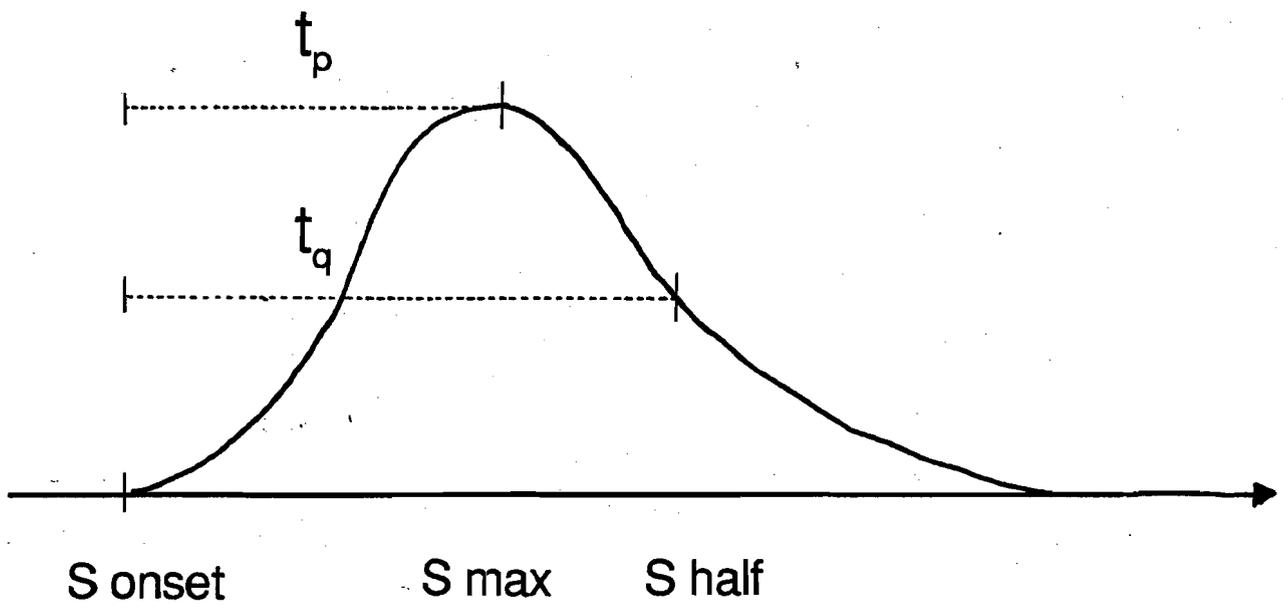


图2-12

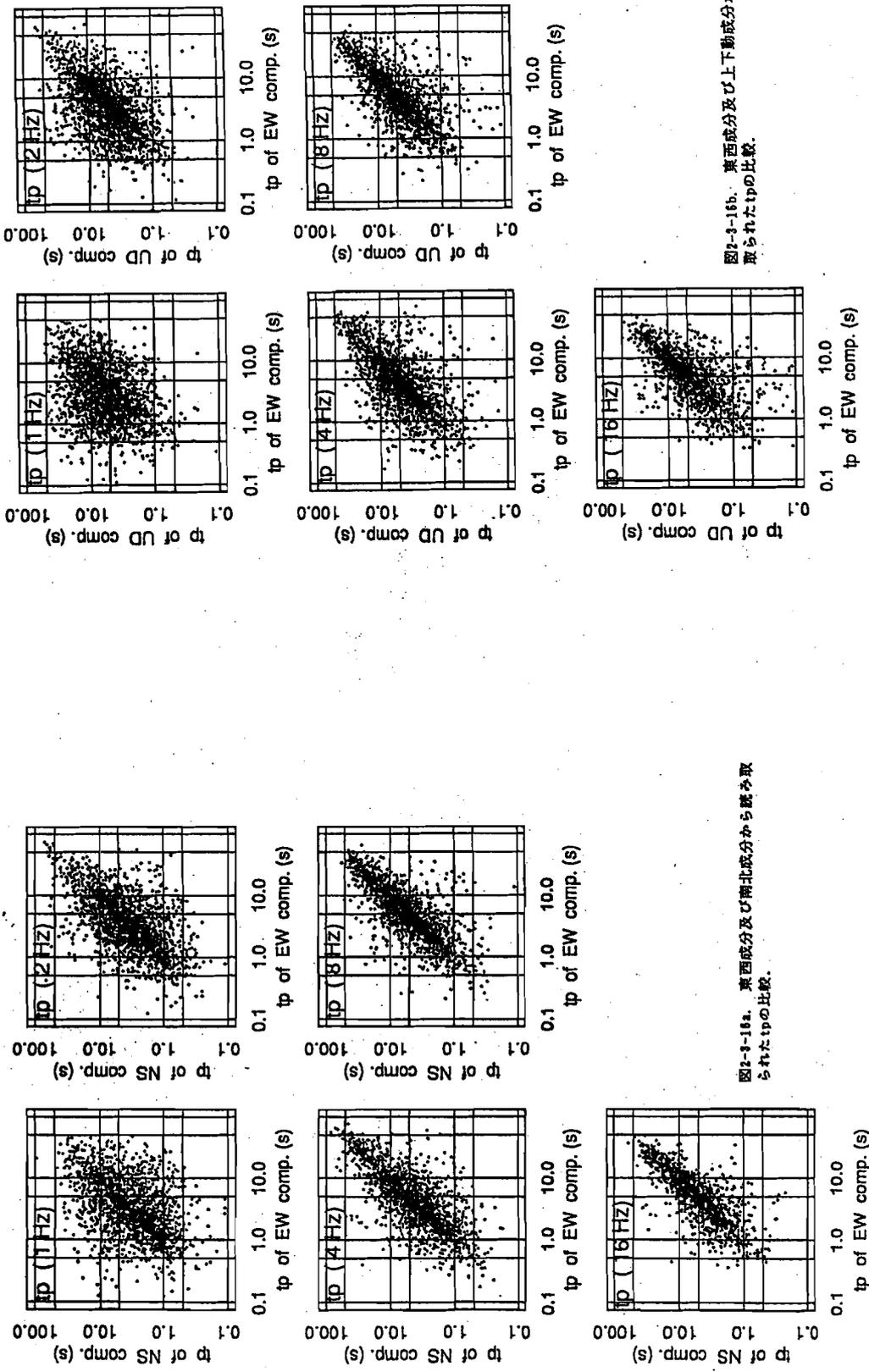
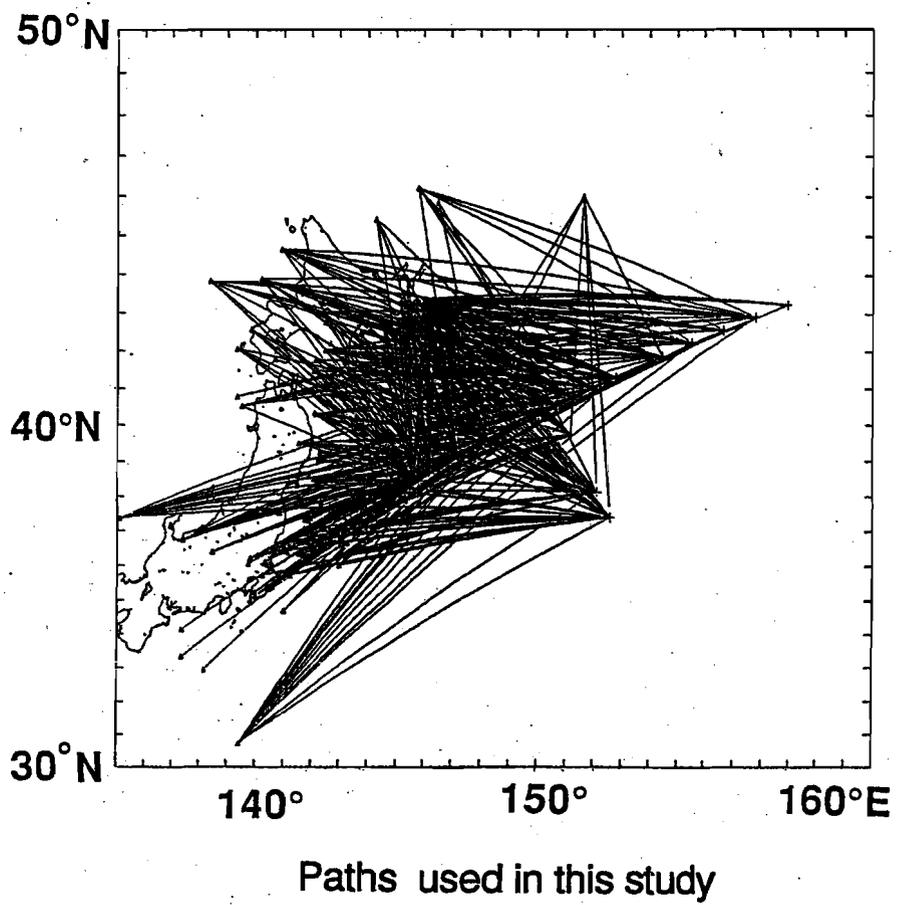
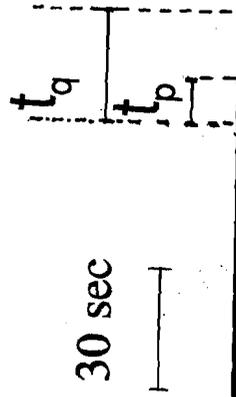


図2-3-18a. 東西成分及び南北成分から読み取られたtpの比較.

図2-3-18b. 東西成分及び上下動成分から読み取られたtpの比較.

小原私信 (1993)





30 sec

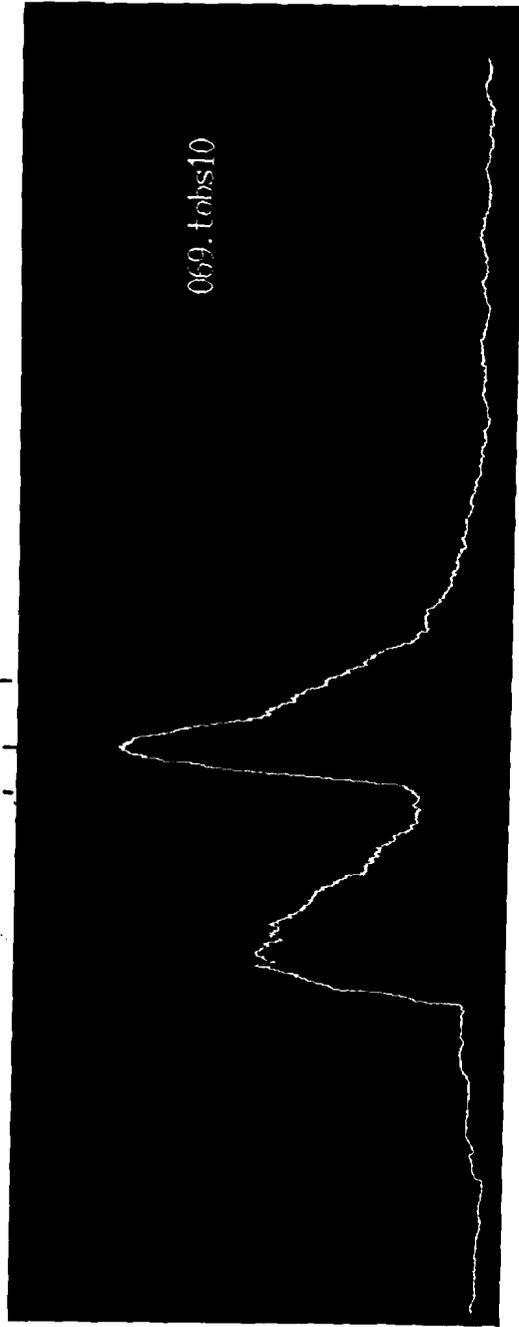
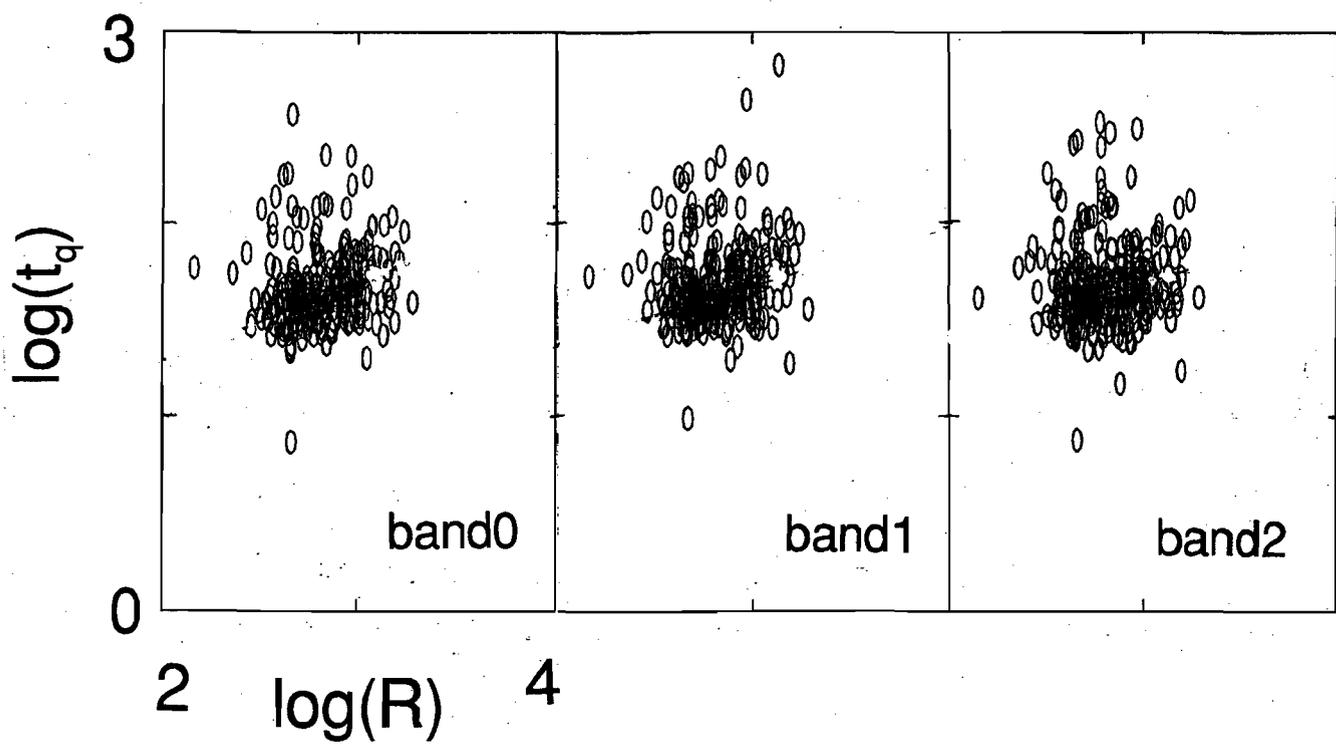
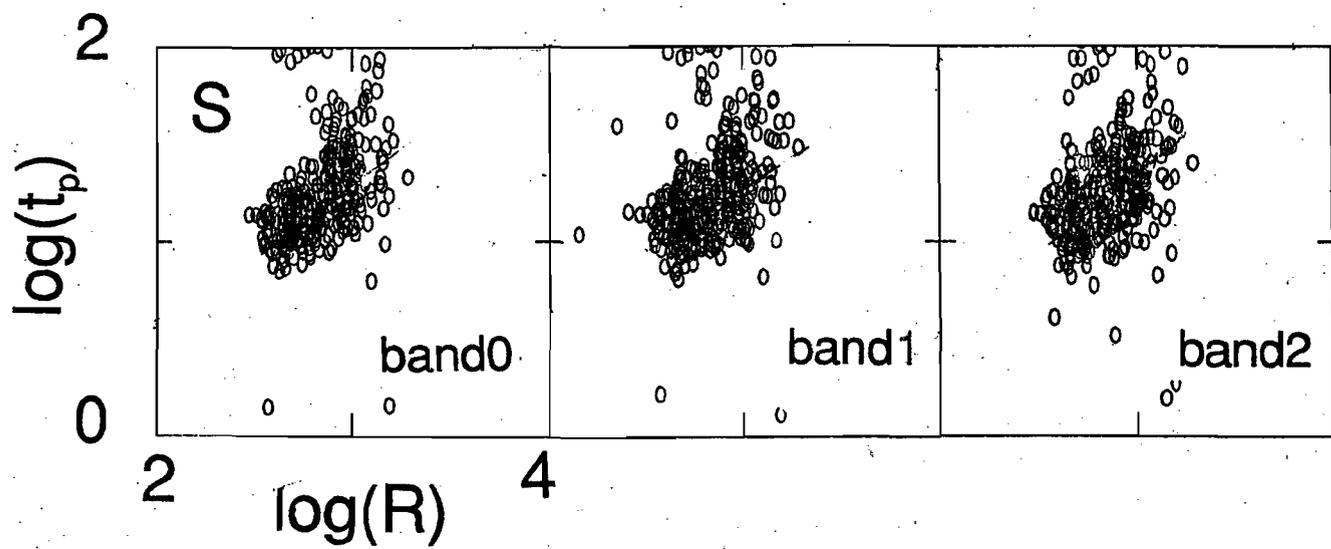
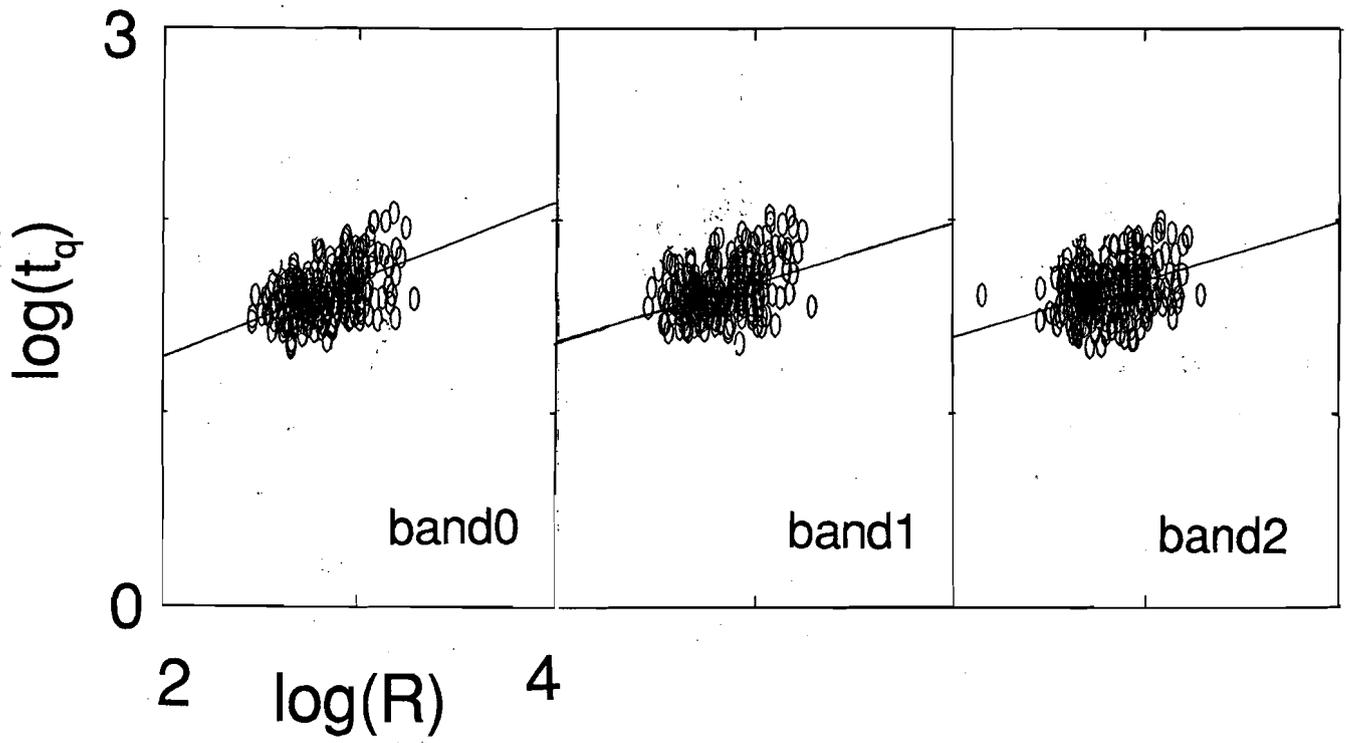
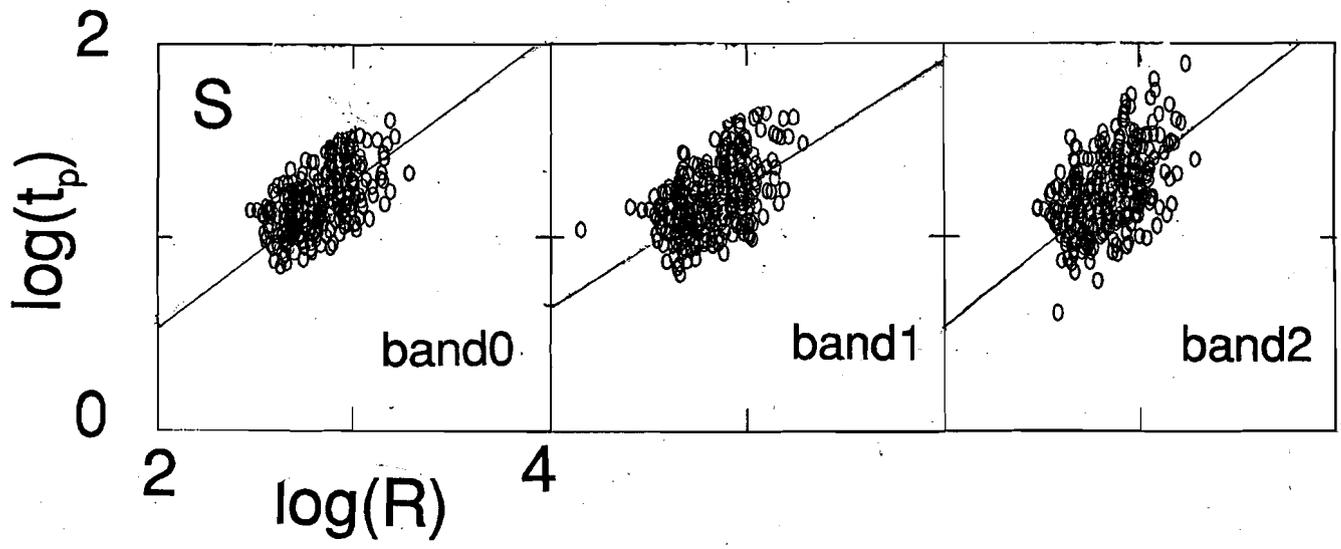


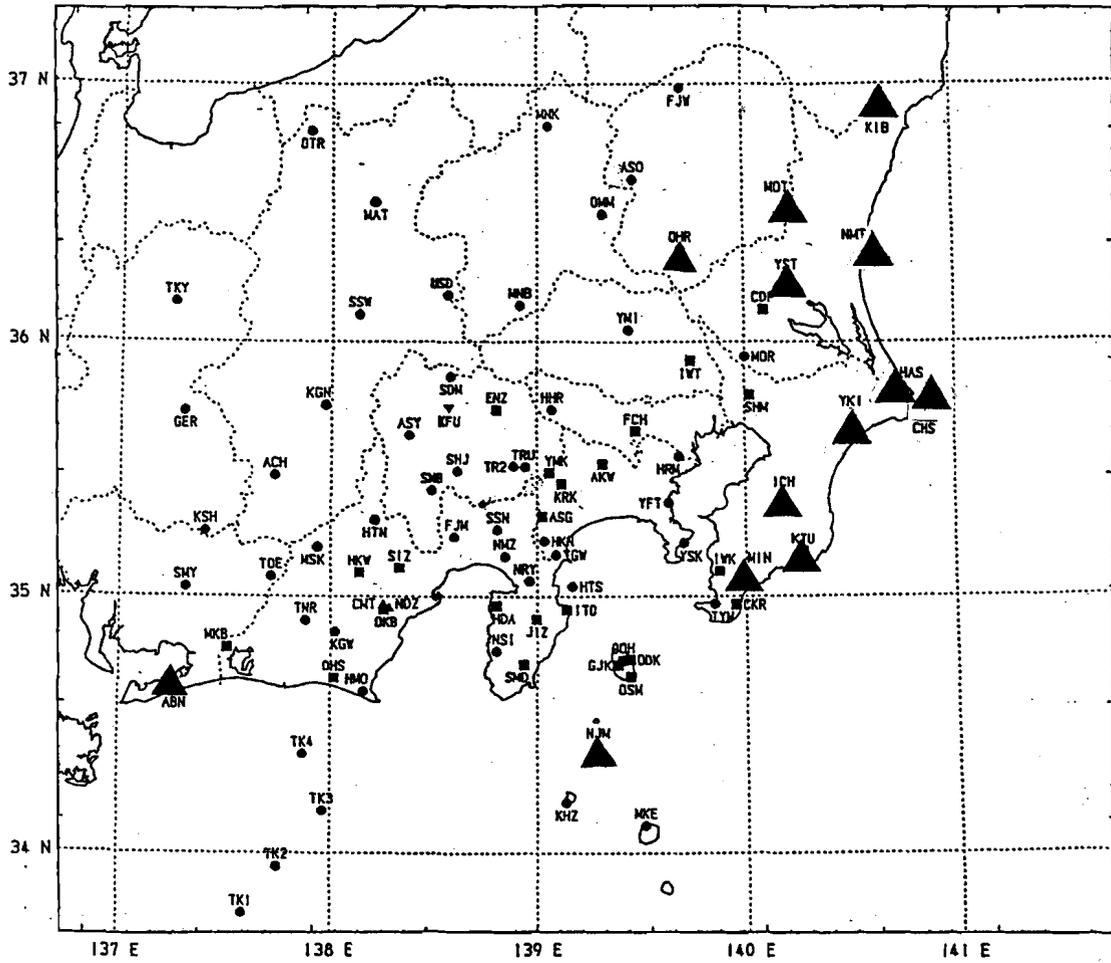
图 2-15



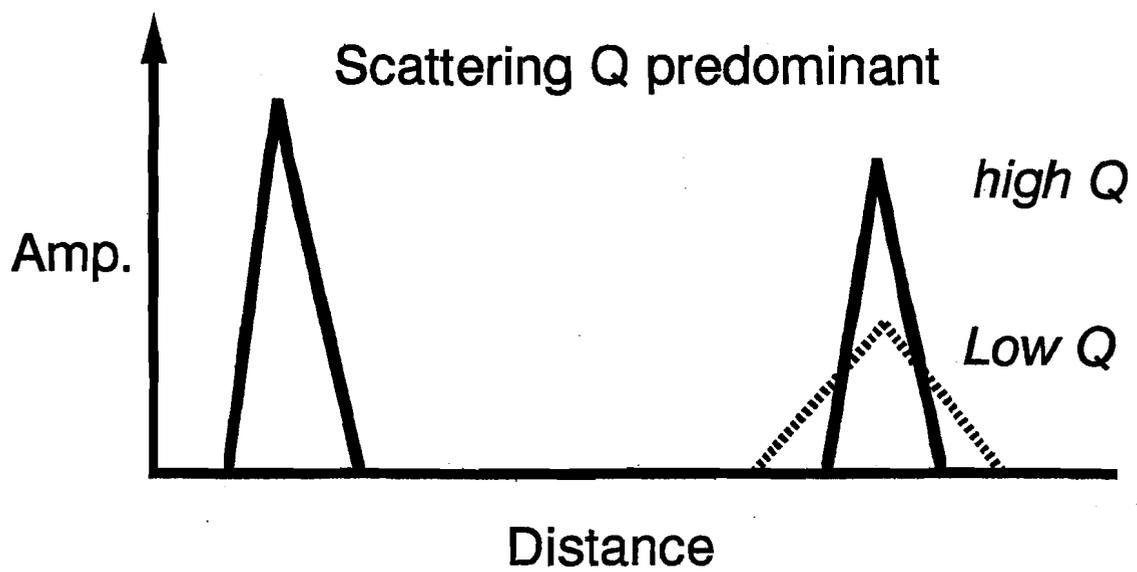
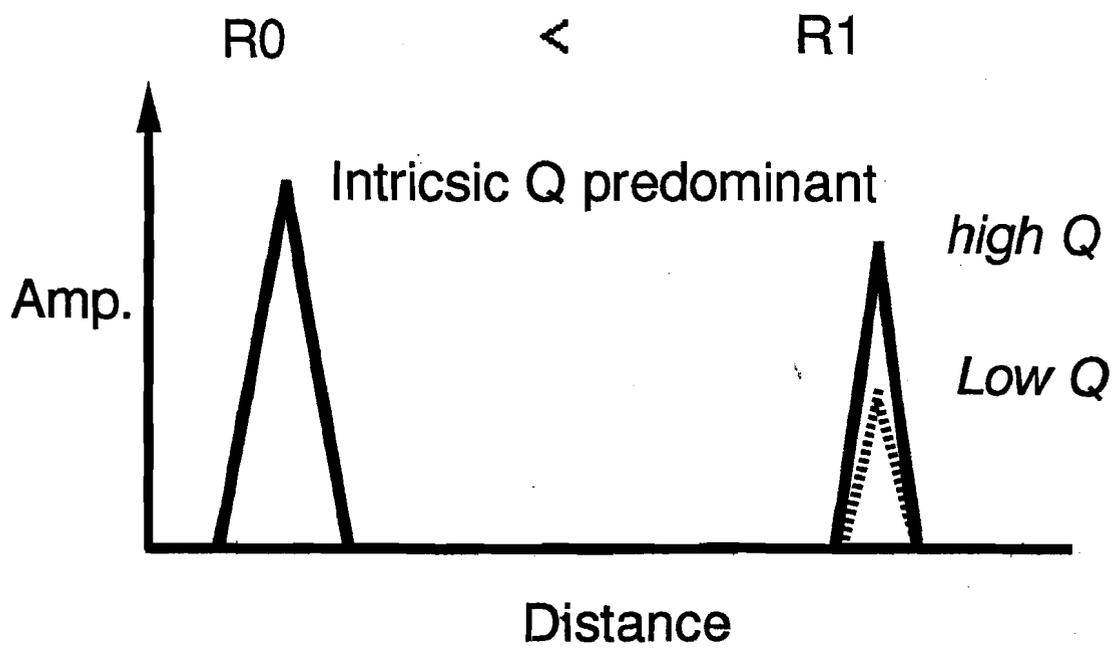


☒ 2-17

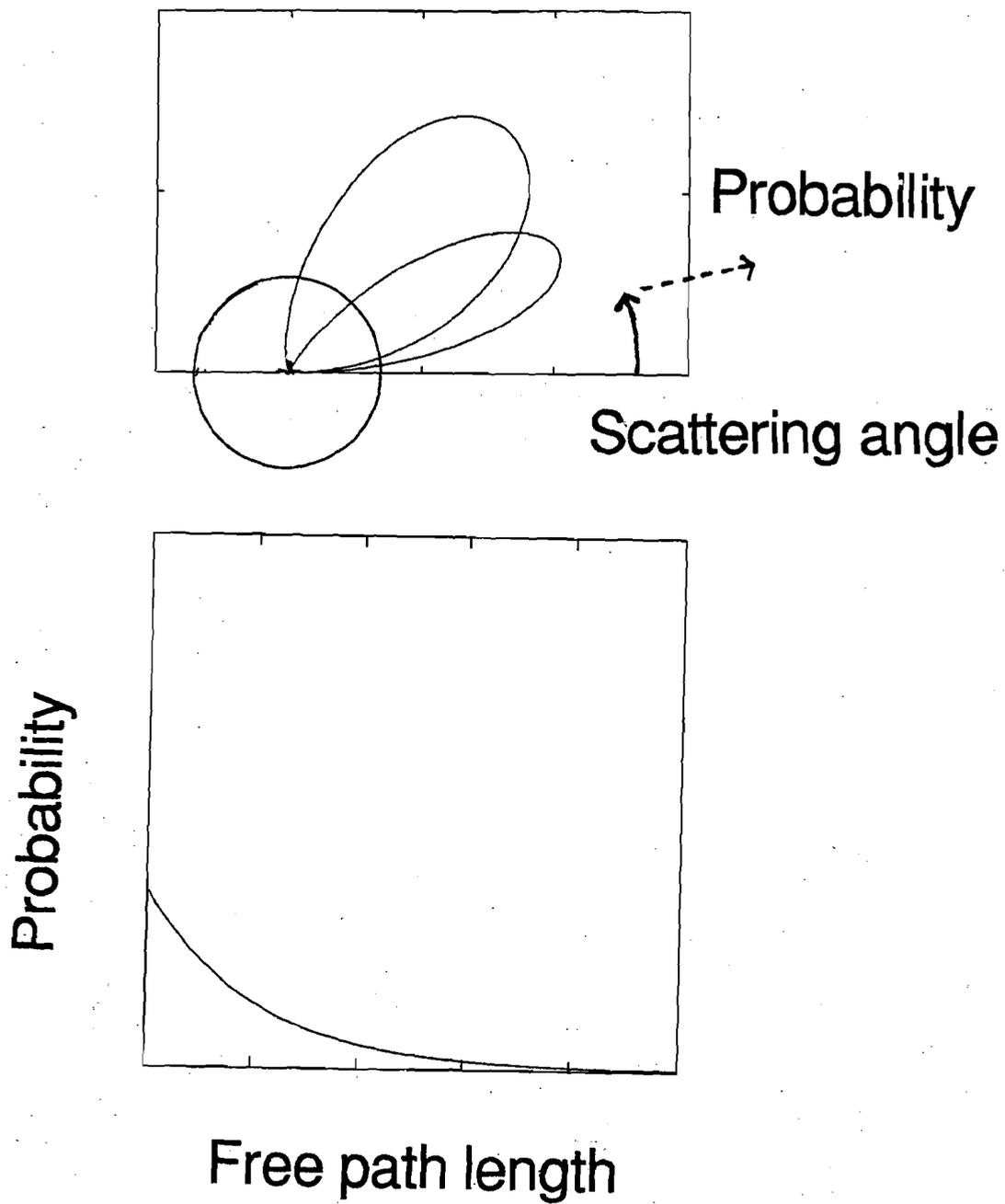
関東・東海地殻活動観測網



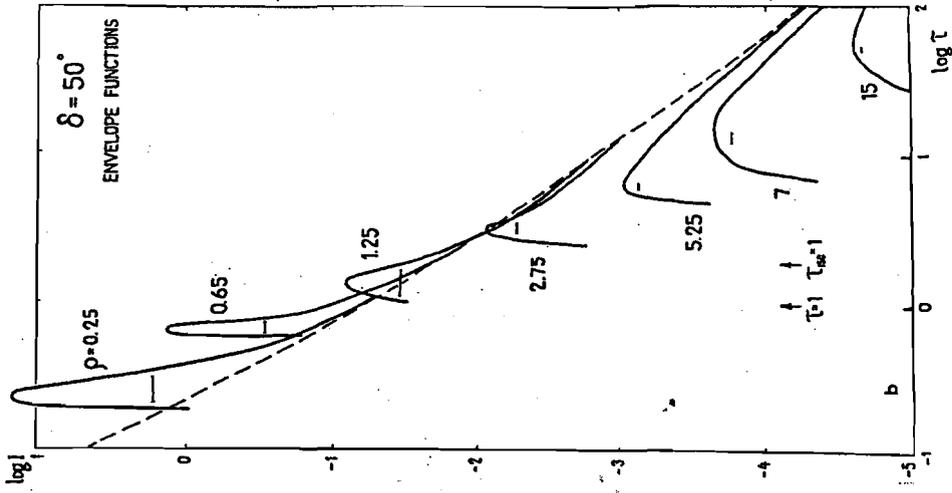
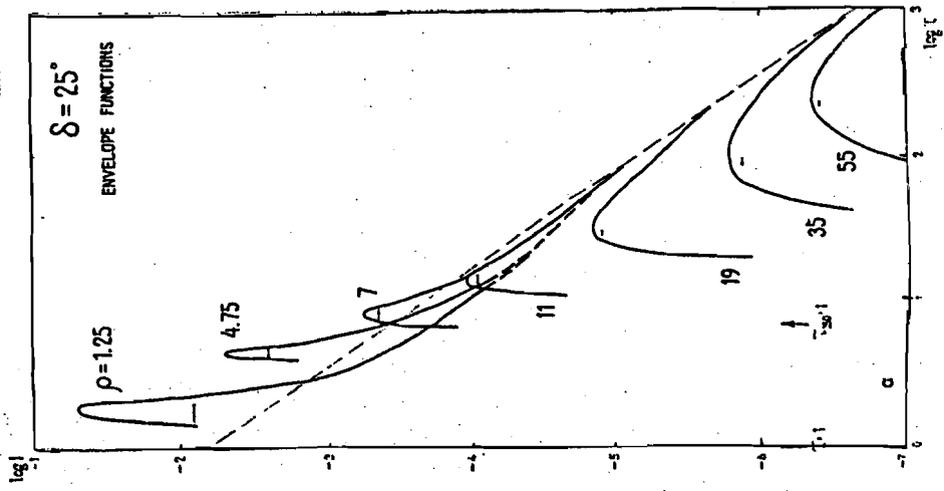
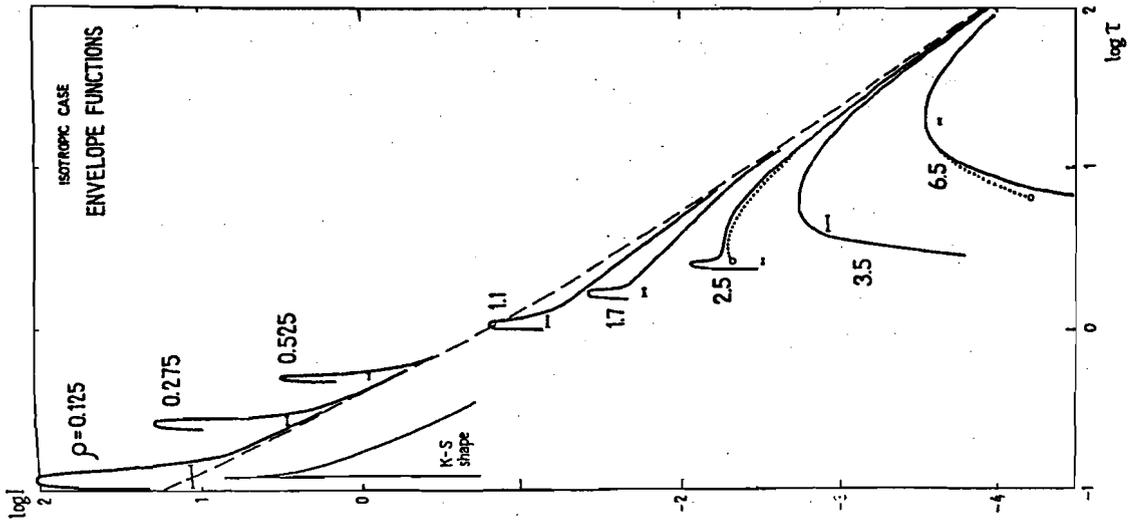
小原 (1993) のデータより作成



☒ 2-19

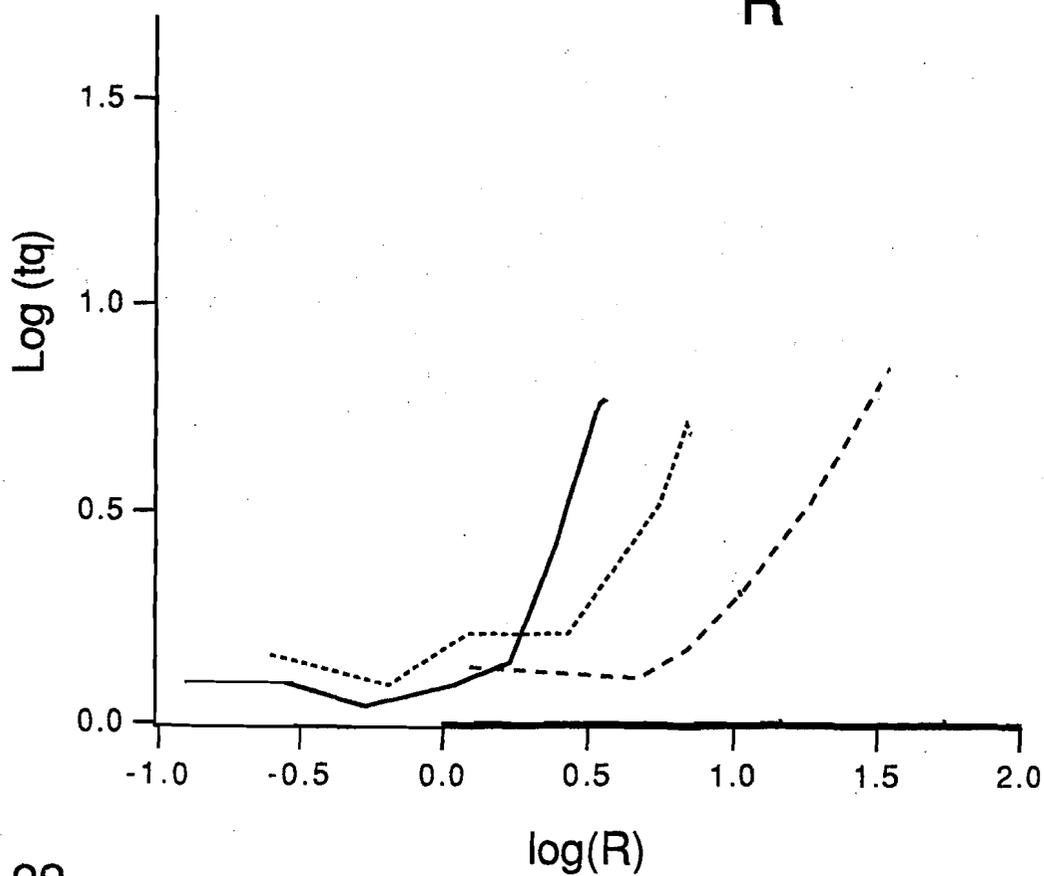
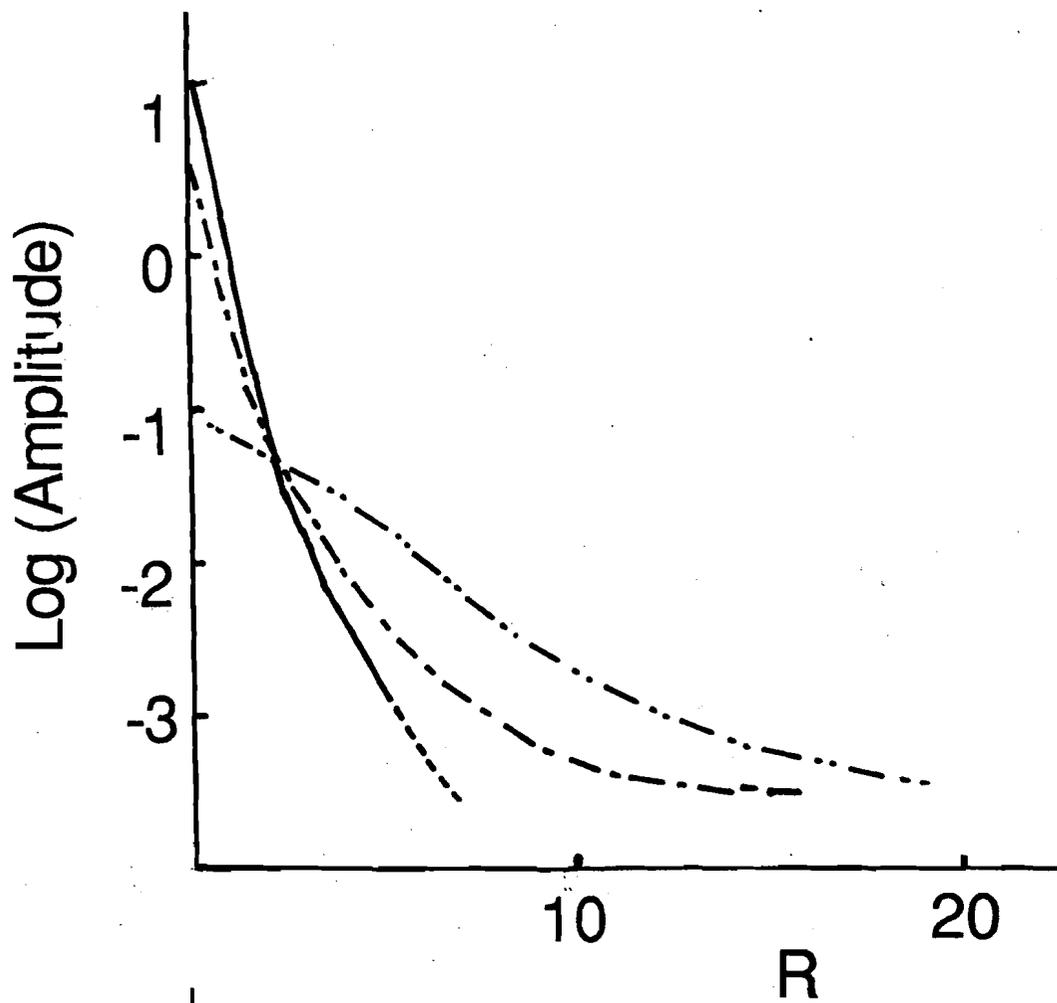


Gusev and Abubakirov (1987)



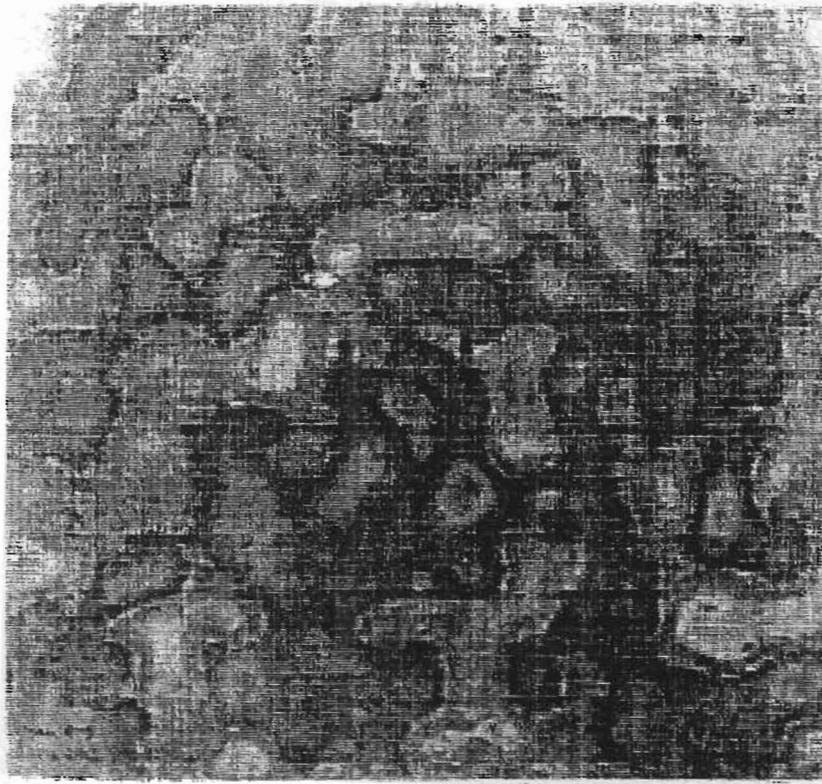
2-21

Gusev and Abubakirov (1987)



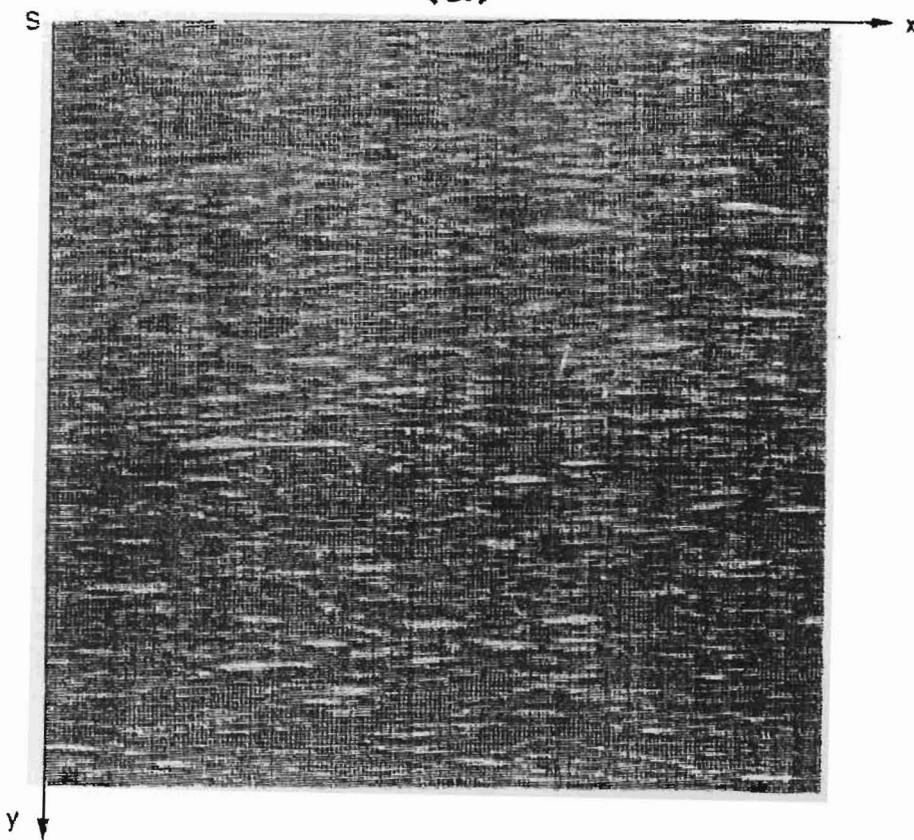
☒ 2-22

Produced from Gusev and Abubakirov (1987)



Jannaud (1991)

(a)



Jannaud (1992)