

4. 地下構造

首都圏を抱えた中日本は、沈み込む太平洋プレートとフィリピン海プレートの複雑な相互作用が原因で多発する地震により社会的にも大きな影響を被ってきた地域である。こうした複雑な地震発生をさまざまな手法の地下構造調査によって把握することは、地震予知研究の基礎としてきわめて重要である。正確な地下構造の情報は、震源決定精度の向上や地震動予測の高度化にも欠かせない。

地下構造の解明を目的とする重力調査は、20を越す多くの研究機関により精力的に行われてきており、粗密はあるものの、急速に増え続ける観測点が全国をかなりの密度でおおっている。膨大な量のデータのコンピュータ処理によるまとめが名古屋大学などで行われており、望む地域の詳細な重力異常図をプロットすることが可能になっている。陸域と海域のデータの統合処理も重要な課題であり、今回は示さないが河野芳輝らの試みがある。

自然地震により発生した地震波の観測に基づく構造調査は、自然地震のエネルギーの大きさを生かしたスケールの大きさと、3次元トモグラフィ的な解析が特徴である。近年の観測精度と解析手法の向上はめざましく、東京大学、防災科学技術研究所、京都大学などにおける調査では、得られるP波速度、S波速度、ポアソン比、減衰などのモデルの分解能が急速に上がってきた。太平洋プレートやフィリピン海プレートの詳細な構造に加え、地震活動、発震機構、火山活動などとの関係も、より詳細に議論することが可能になってきている。

人工地震による地下構造調査では自然地震の地震波を用いた調査には求められない詳細な調査が可能である。第4次地震予知計画以降、とくに中日本では全国の大学と研究機関の共同による調査が行われており、観測点密度の大幅な増加と反射法的な処理などの工夫により、上部地殻のきわめて複雑で詳細な構造のみならず、下部地殻やマントル最上部の構造の情報が得られている。屈折法探査による波形の反射法的処理により、東海地域の下に沈み込むフィリピン海プレートの姿もとらえられている。

陸上および海上における大規模な反射法調査が、防災科学技術研究所や海上保安庁水路部によって行われている。地下深部に沈み込むプレートの検出まではできないものの、国府津・松田断層付近や東京湾北部断層など、深さ数kmの基盤までの詳細な構造やプレート境界付近の複雑な構造が明らかになっている。

地球電磁気学的手法による地下構造調査も、中日本の各地で行われており、広域的な磁気異常図のほか、フィリピン海の沈み込みや丹那断層など、各地の調査でさまざまな規模の電気伝導度構造や比抵抗構造が求められている。

地球化学的手法による地下構造調査としては、ヘリウム同位体比の分布が調べられており、火山の分布などとの興味深い対応が認められている。

重力異常、自然地震、人工地震、地球電磁気、地球化学などさまざまな手法による構造調査の重要性は、地震予知研究の中でますます大きくなるであろう。地震を起こす場である地殻やマントルの物性をより明らかにするために、これらのさまざまな手法による調査の総合化が、単にそれぞれの結果を参照するだけでなく、観測計画時点での調整や真の合同観測を含め、さらに望まれる。自然地震と人工地震のように、手法によって対象となる深さや分解能にギャップが見られ

たものについても、観測や解析の進歩によりそのギャップも小さくなりつつある。首都圏直下の地震を考えると、こうしたギャップを埋める努力はきわめて重要である。

[吉井 敏尠]

参 考 文 献

- 1) Asano, S. et al. : J. Phys. Earth, 30(1982), 367-387.
- 2) Hirahara, K. et al. : Tectonophysics, 163(1989), 63-73.
- 3) 本蔵義守 : 地学雑誌, 99-1(1990), 53-75.
- 4) Honkura, Y. et al. : J. Geomag. Geoelectr., 43(1991), 71-76.
- 5) Ikami, A., et al. : J. Phys. Earth, 34(1986), 457-474.
- 6) 石田瑞穂・長谷見晶子 : 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, (1990), 95.
- 7) 神谷眞一郎 : 地震研究所彙報, 66(1991), 383-417.
- 8) 笠原敬司・ほか : 地震学会講演予稿集, 2(1989), 200.
- 9) 笠原敬司・ほか : 地震学会講演予稿集, 2(1991), 324.
- 10) 黒田徹・ほか : 地震学会講演予稿集, 2(1989), 199.
- 11) Lees, J.M. and M.Ukawa : Tectonophysics, 207(1992) 377-396.
- 12) Matsu'ura, R.S. et al. : Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 66(1991), 497-516.
- 13) Mikumo, T. et al. : Tectonophysics, 投稿中。
- 14) Okubo, Y. et al. : Butsuri-Tansa, 46(1993), 552-568.
- 15) 大見士朗・古川信雄・井元政二郎 : 地球惑星科学関連学会共通セッションシンポジウム予稿集, (1992), 345.
- 16) Sano, Y. and H.Wakita : J. Geophys. Res., 90(1985), 8729-8741.
- 17) Sasatani, T. et al. : Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 48(1990), 33-48.
- 18) Sekiguchi, S. : Tectonophysics, 195(1991), 83-104.
- 19) Utada, H. : Ph. D. Thesis, Univ. Tokyo, (1987), 409pp.
- 20) 山水史生・ほか : 地震学会講演予稿集, 2(1989), 198.
- 21) 山水史生・ほか : 日本地震学会講演予稿集, 2(1993), 261.
- 22) Yoshii, T. et al. : J. Phys. Earth, 33(1985), 435-451.

DENSITY : 2.67

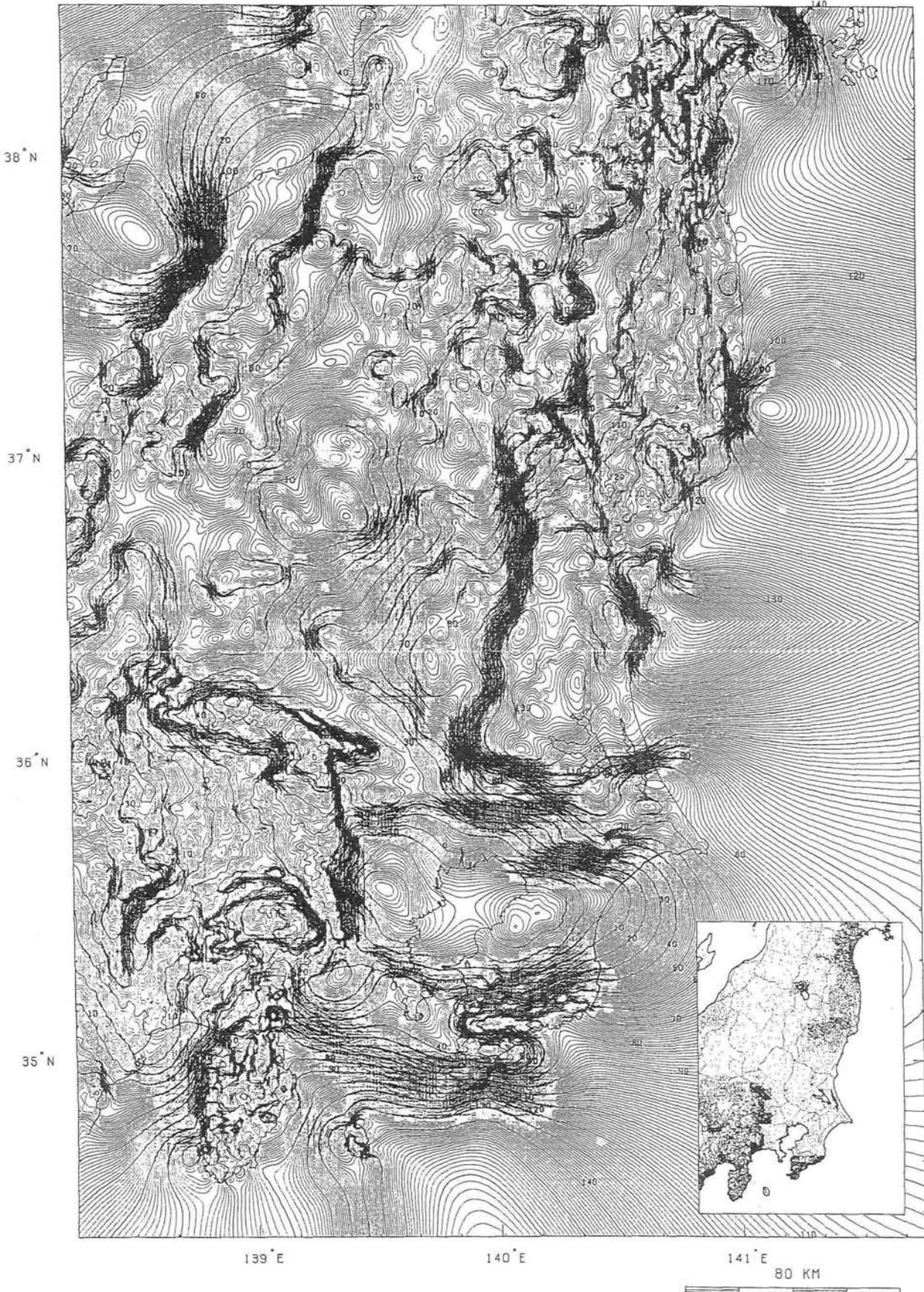


図 I-4-1 ブーゲー異常図 (関東・東北地域および近畿・中部地域)。20以上の研究機関による陸上での観測結果を、名古屋大学理学部地震火山観測センターでまとめたもの。地殻表層密度 2.67g/cm³、重力鉛直勾配 0.3086mgal/mを仮定、名大方式の地形補正を行ったもので、コンター間隔は 1mgal。挿入図に観測点分布を示す (志知龍一による)。

*** BOUGUER ANOMALY IN THE KINKI & CHUBU AREA ***

DENSITY : 2.67

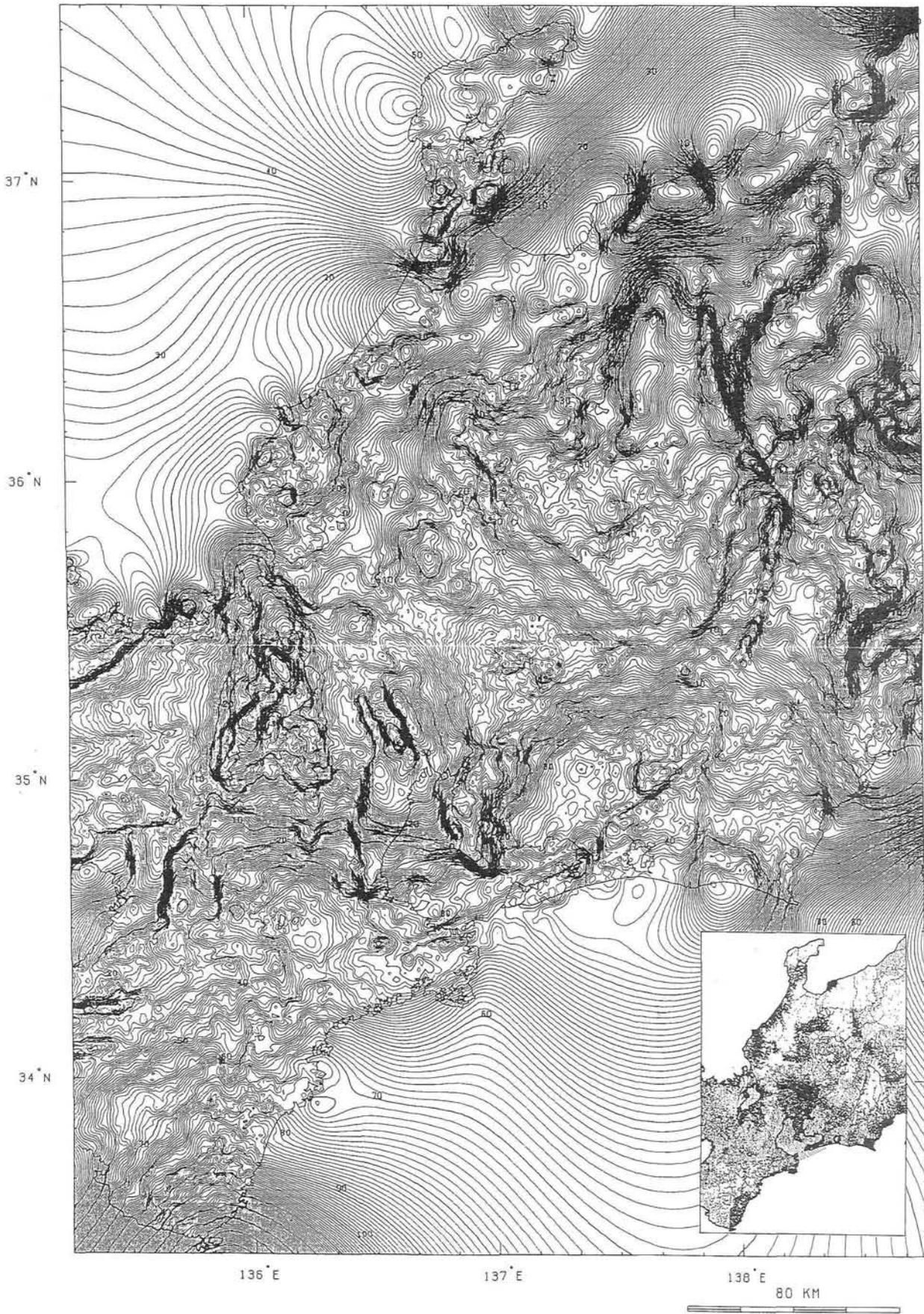


図 I-4-1 つづき

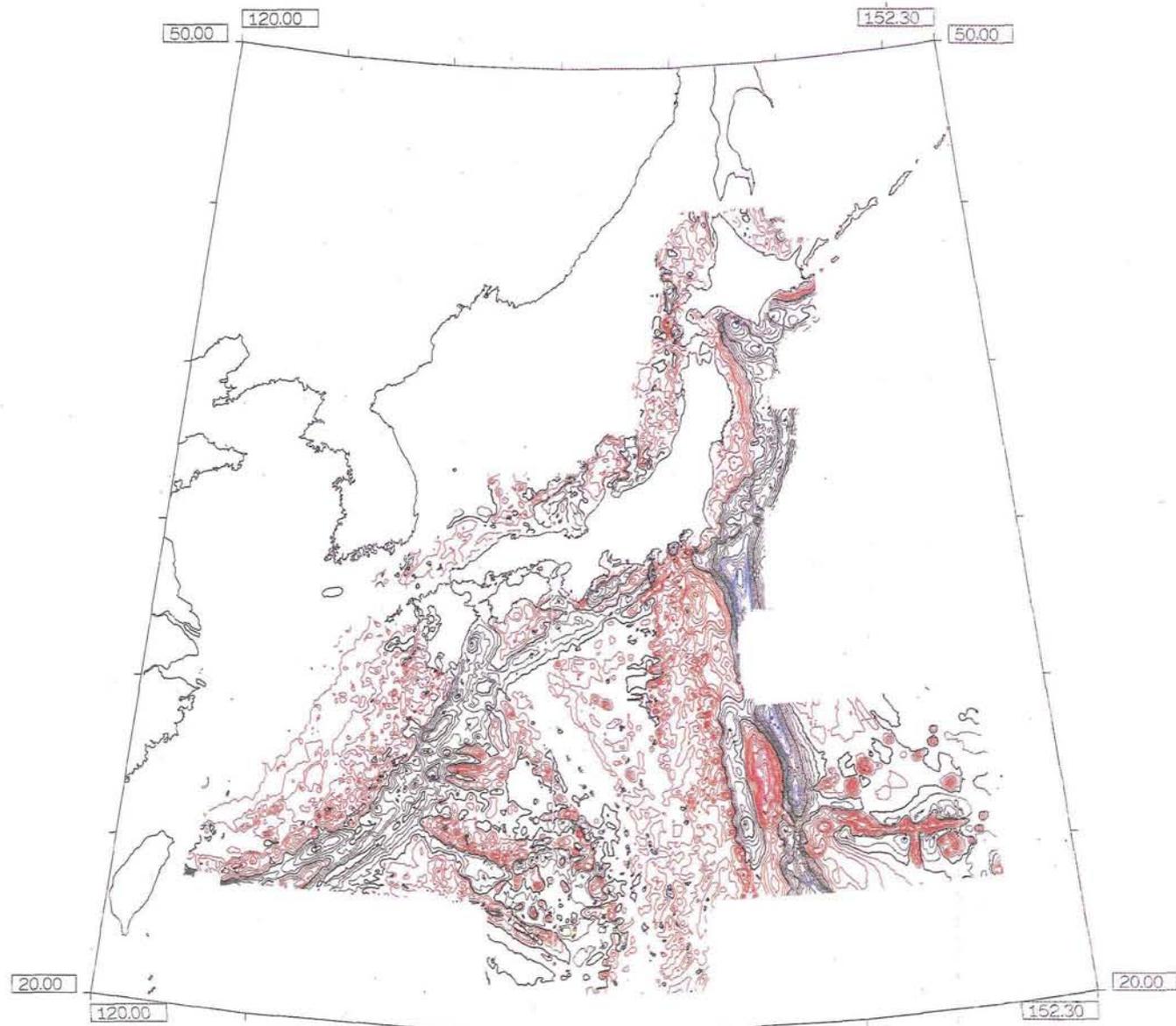
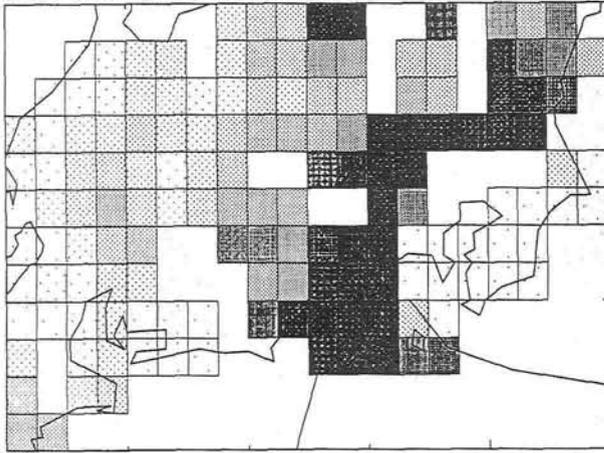


図1-4-2 日本周辺海域のフリーエア重力異常図。

海上保安庁水路部が1968年から1992年までに行った海上重力測量の結果を編集したものである。コンター間隔は20mgal、コンターの色は200mgal以上を赤、200から0 mgalをオレンジ、0から-200mgalを緑、-200mgal以下を青で示している。東北日本弧、伊豆小笠原弧、西南日本弧および琉球弧の各島弧海溝系に帯状配列する振幅の大きな正負の重力異常と、四国海盆におけるほとんど0に近い均一な異常海域との対照が顕著である。また、琉球弧と伊豆小笠原弧に見られる火山フロントと海溝軸の間の前弧域の負異常帯とその海側の強い正異常帯の存在も注目される。

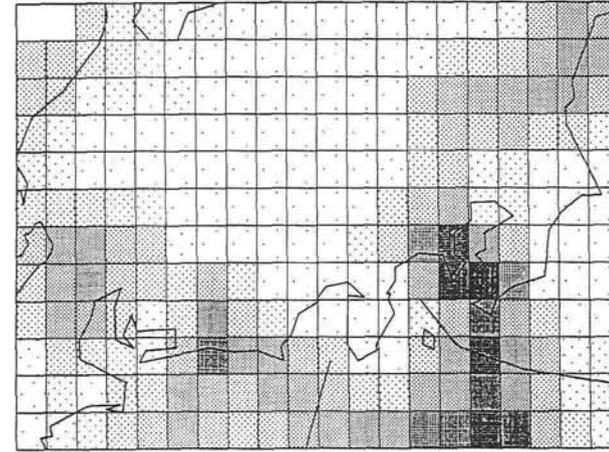
-3  +3 (%)

DEPTH 0 - 16 km



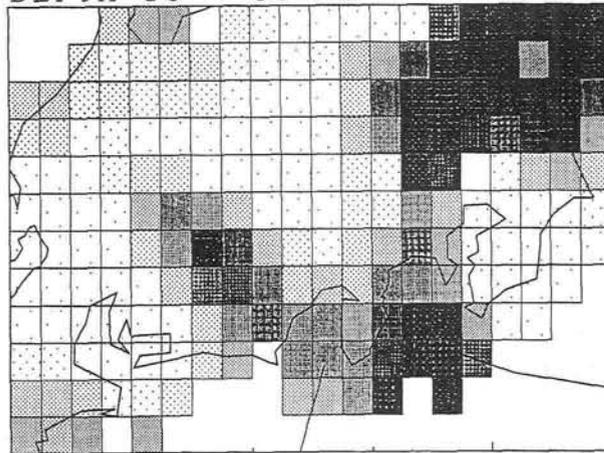
140E

DEPTH 33 - 50 km



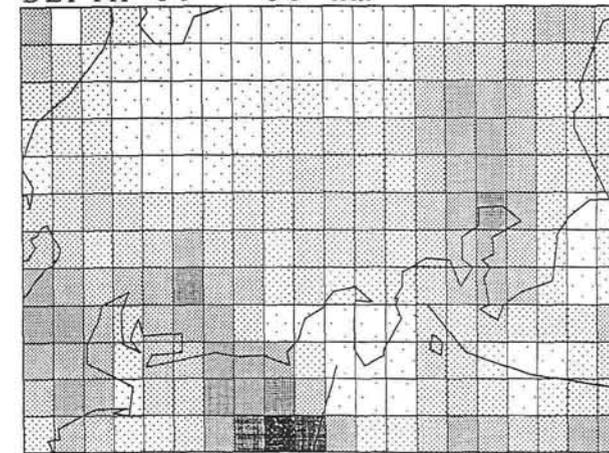
140E

DEPTH 16 - 33 km



140E

DEPTH 50 - 66 km



140E

図1-4-3 国立大学観測網地震カタログのデータから求めた、関東・中部地域の深さ別地震波速度分布図。
陰影の濃いところは地震波速度が速い領域を、薄いところは遅い領域を表す(神谷(1991)の結果に基づき、作図)。

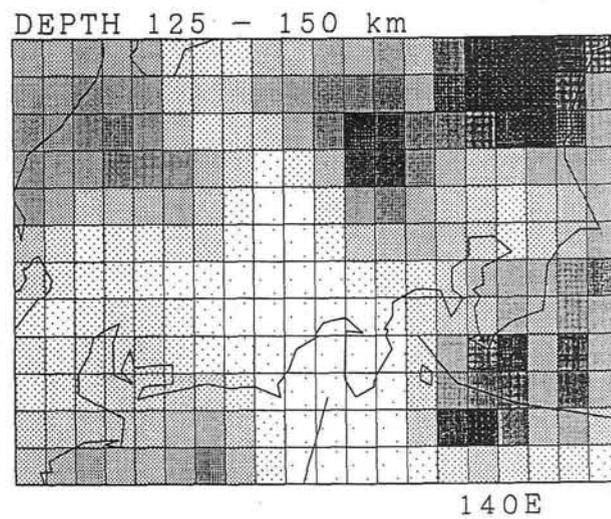
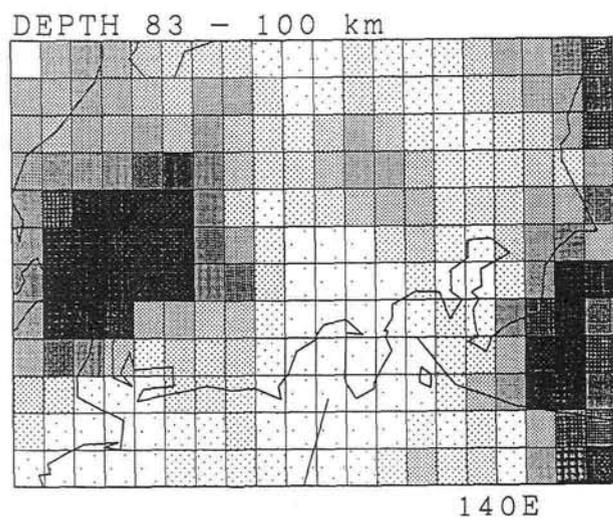
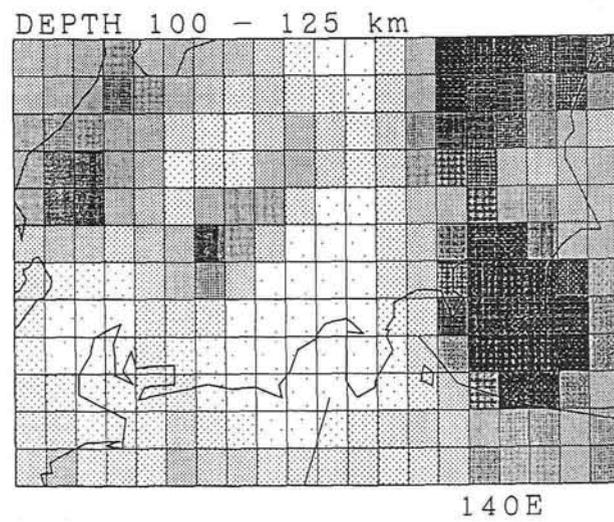
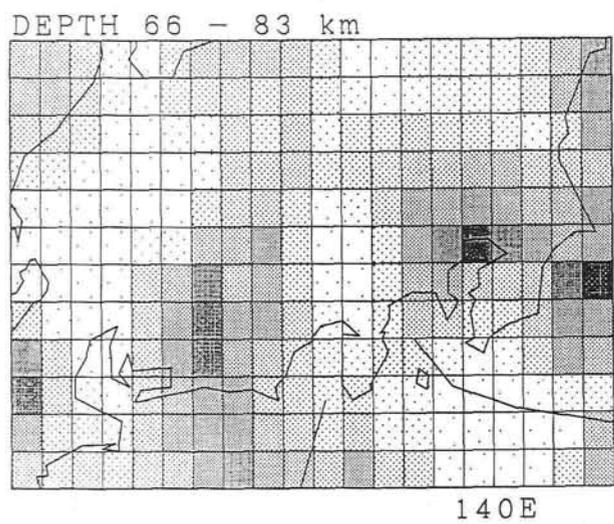


図 I-4-3 つづき

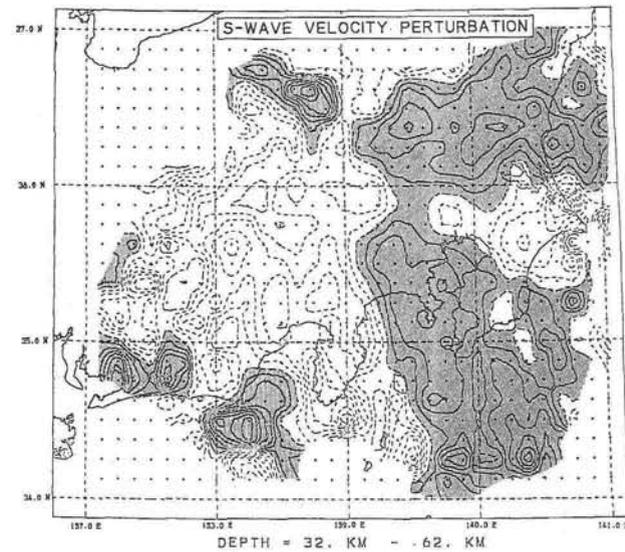
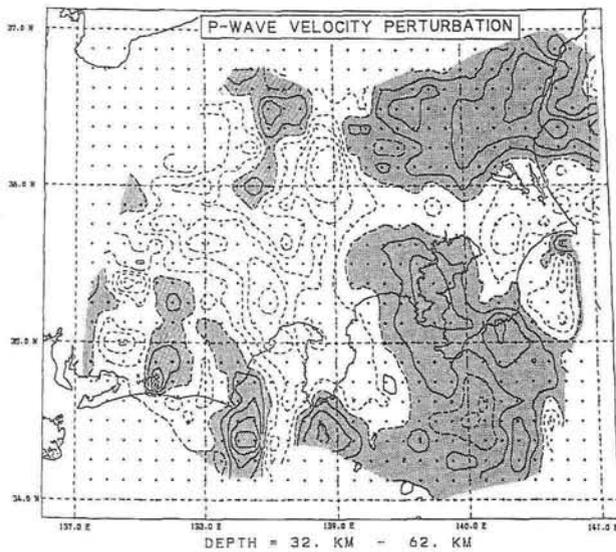
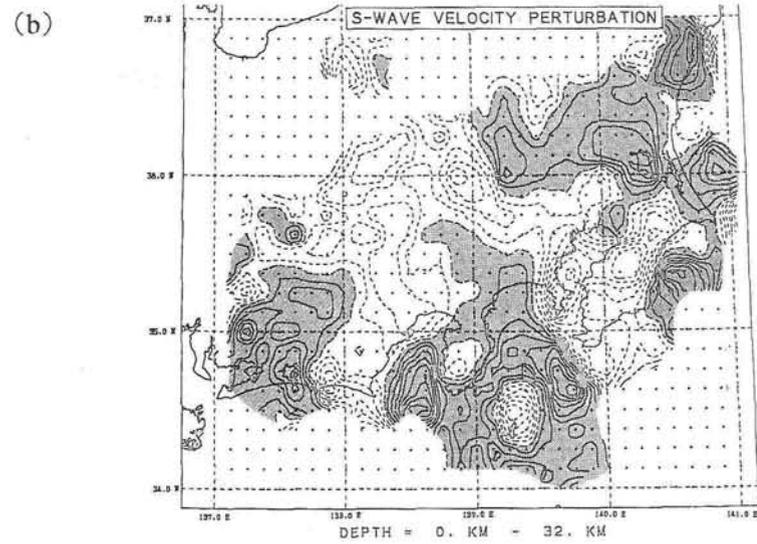
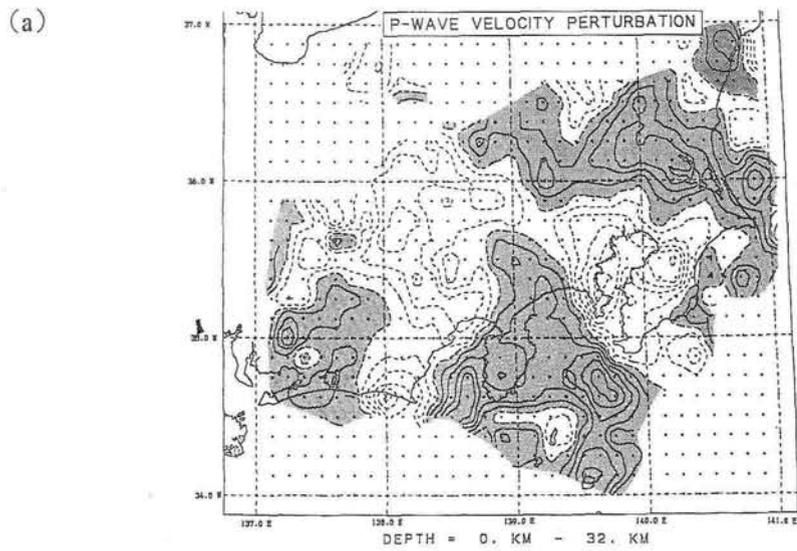
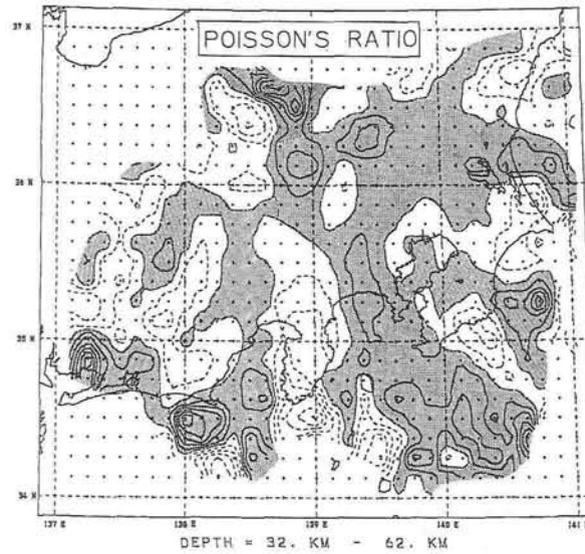
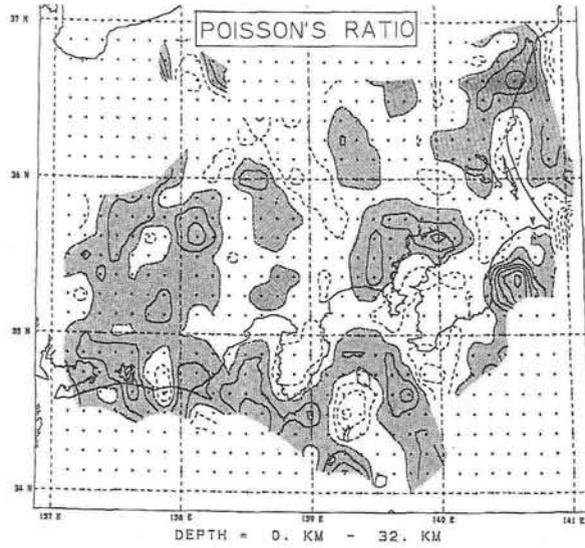


図 I - 4 - 4 関東・東海地域の地震波速度偏差分布。(a)はP波速度、(b)はS波速度で、上段は深さ0~32km、下段は深さ32~62kmの層を示す。コンターは2%ごとで、陰影を施した部分は速度の速い領域を示す(石田・長谷見, 1990)。

(a)



(b)

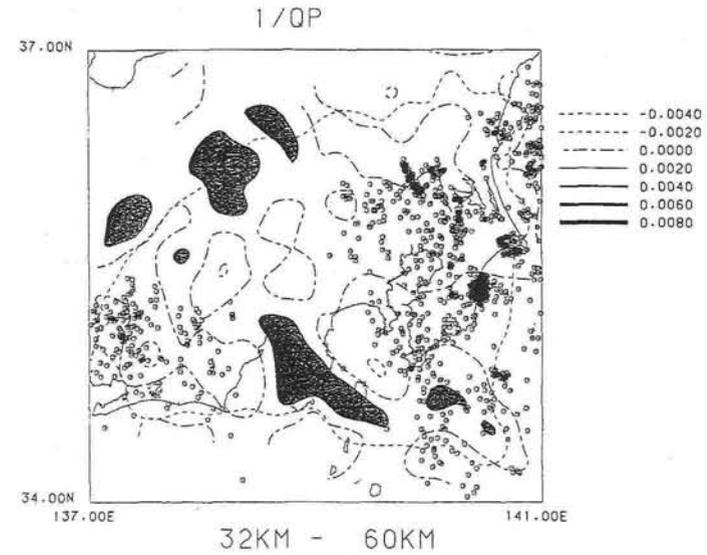
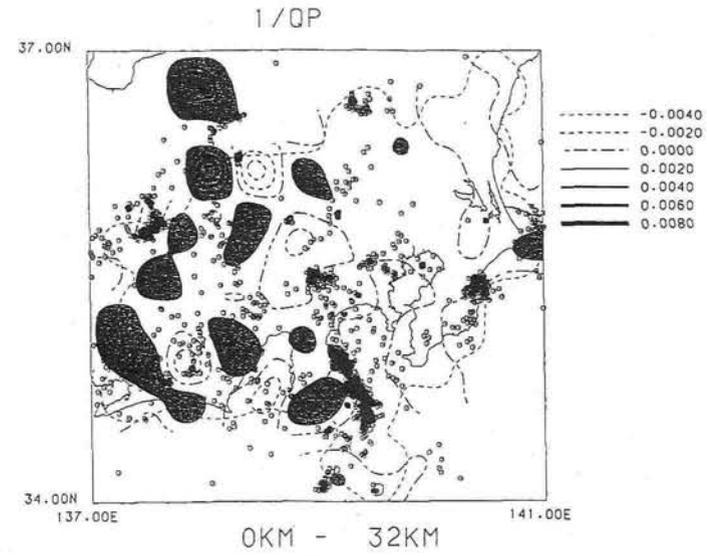


図 I - 4 - 5 関東・東海地域の(a)ポアソン比, (b) $1/Q_p$ の偏差分布。上段は深さ 0~32km, 下段は深さ32~62km ($1/Q_p$ については32~60 km) の層を示す。ポアソン比のコンターは0.02ごとで, 陰影を施した部分は値の大きい領域を示す (石田・長谷見, 1990; Sekiguchi, 1991)。

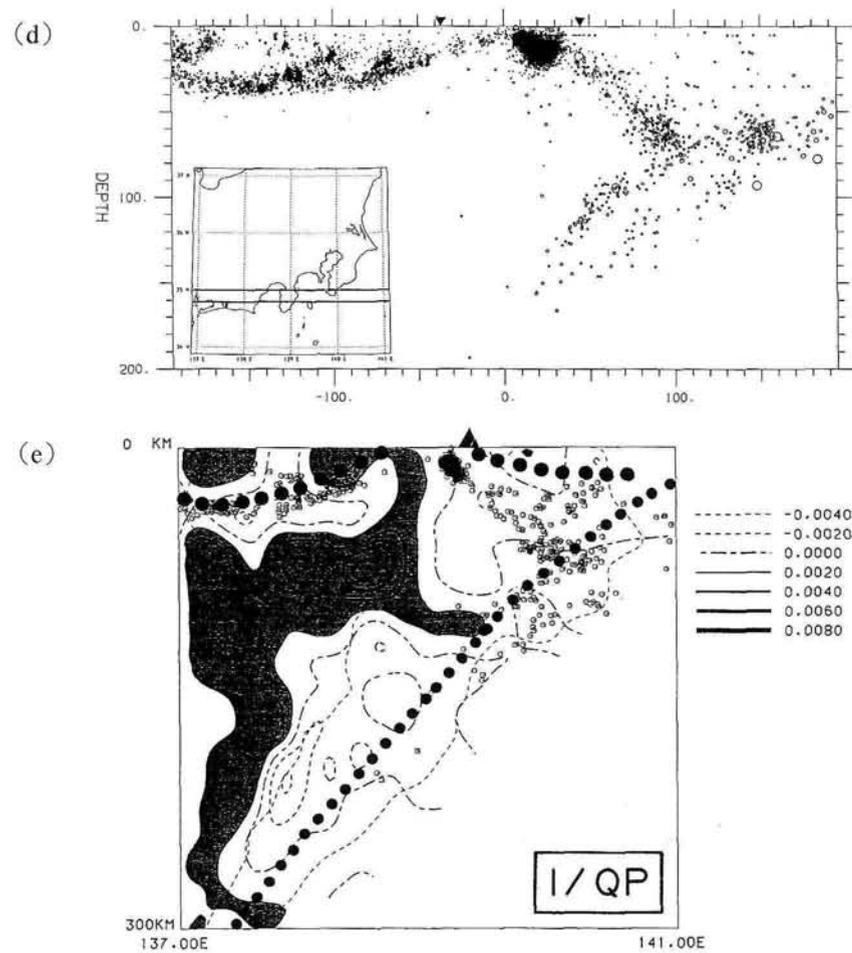
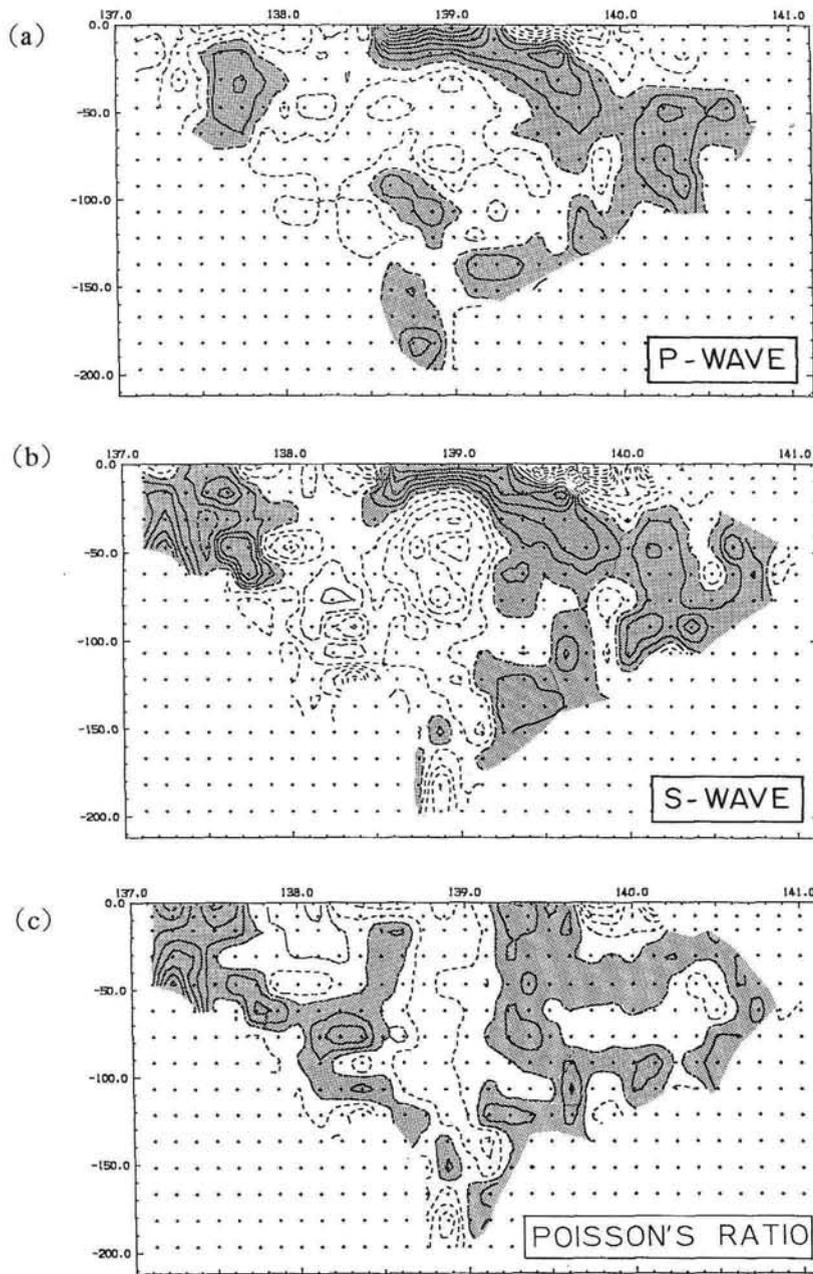


図 I - 4 - 6 東西垂直断面図上に投影された(a)P波速度, (b)S波速度, (c)ポアソン比, (d)震源分布および(e)1/QPの偏差分布。(a)~(d)については34.75° ~35.00° N, (e)については34.9° ~35.2° Nの範囲が投影されている。コンター間隔は(a), (b)については2%, (c)については0.02で, 陰影を施した部分は高速度ないし値の大きい領域を示す(石田・長谷見, 1990; Sekiguchi, 1991)。

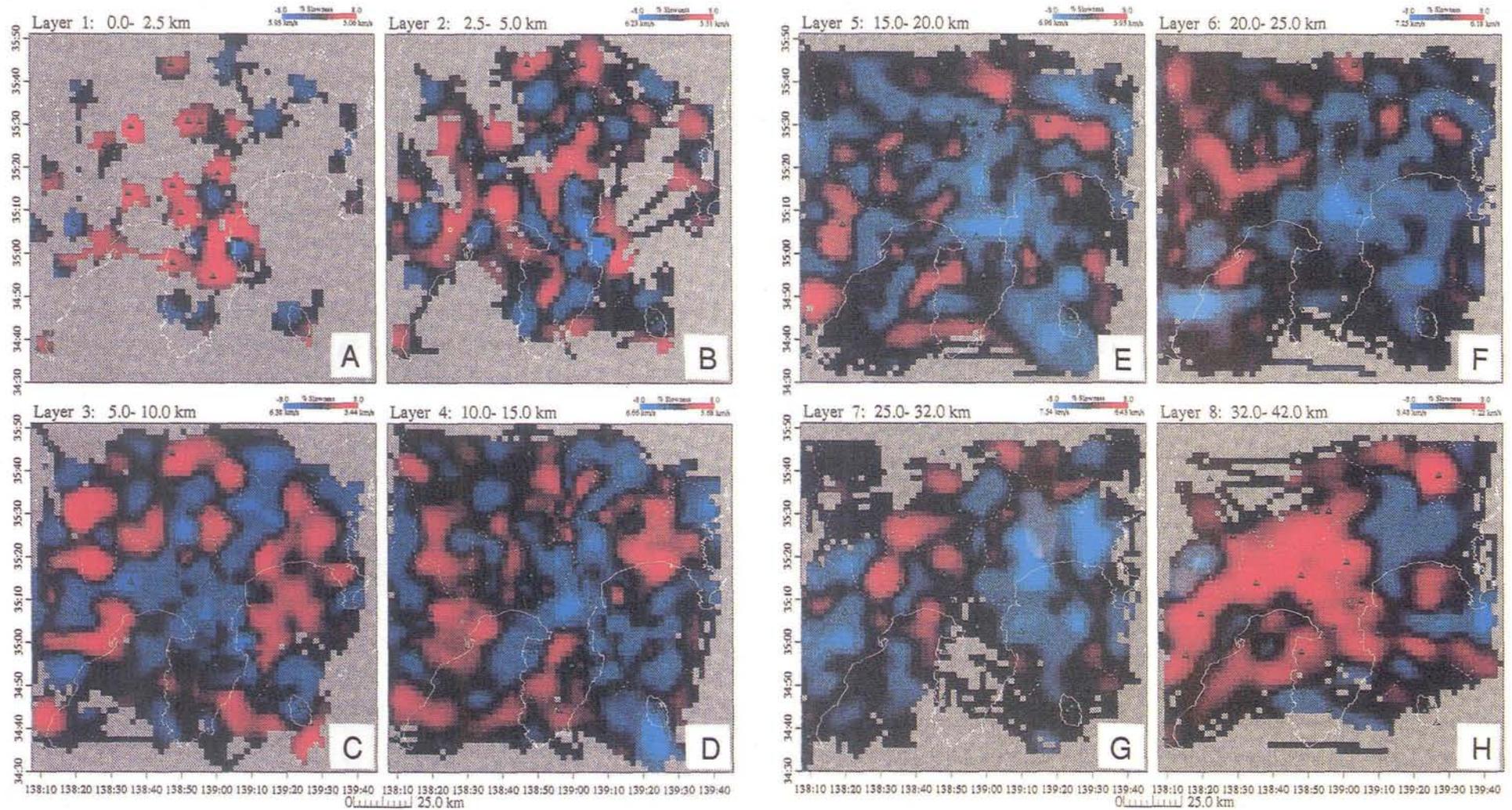


図 I - 4 - 7 富士・伊豆地域の地震波速度トモグラフィ。防災科学技術研究所の地震観測データによる富士・伊豆地域周辺のP波速度偏差分布を(a)0~2.5km, (b)2.5~5km, (c)5~10km, (d)10~15km, (e)15~20km, (f)20~25km, (g)25~32km, (h)32~42kmの各層に分けて示す。フィリピン海プレートの沈み込みによる高速度域、富士川断層周辺の低速度域、富士山直下に広がる低速度域などが明瞭に検出されている。S波速度についても、同様の結果が得られている (Lees & Ukawa, 1992)。

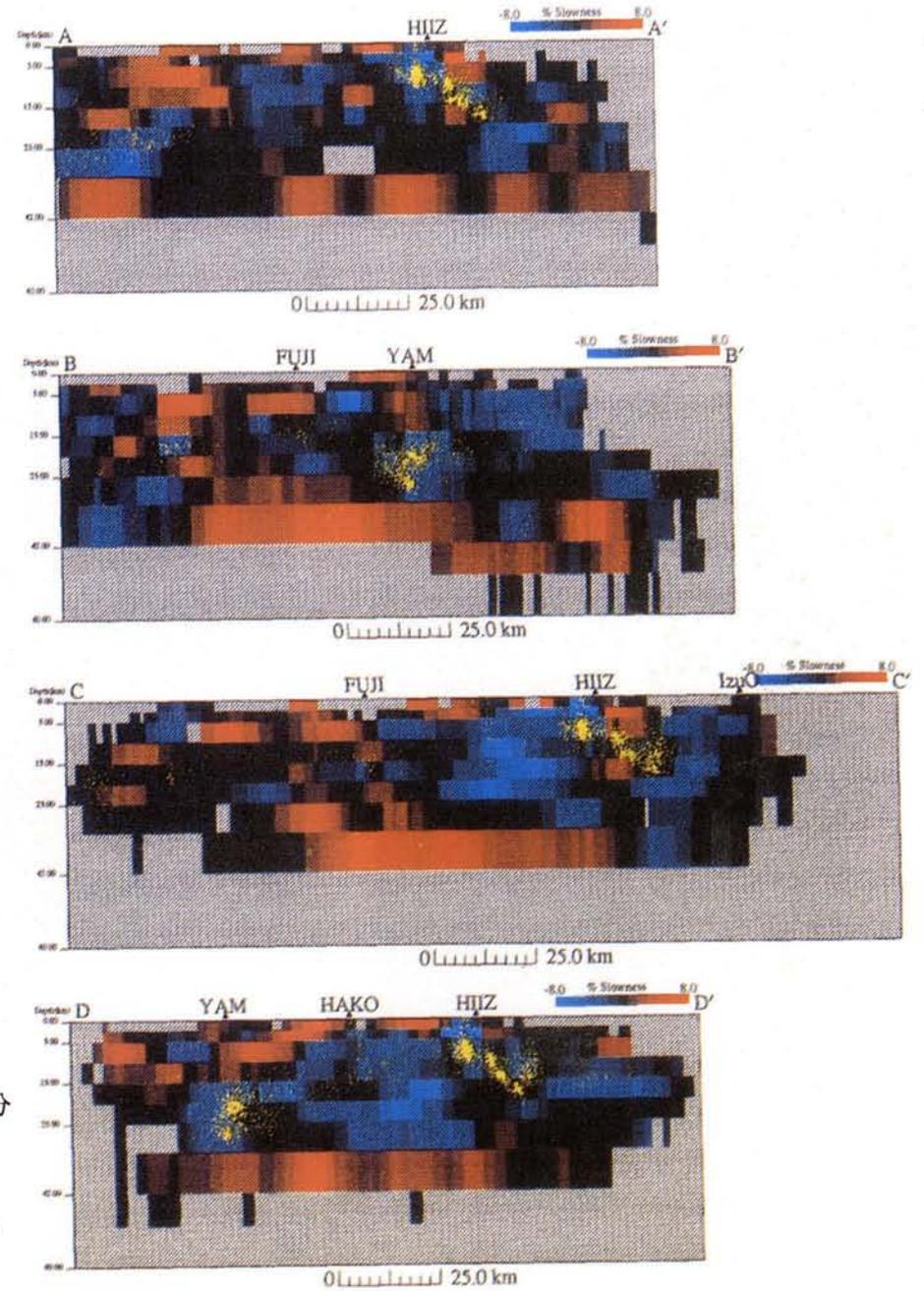
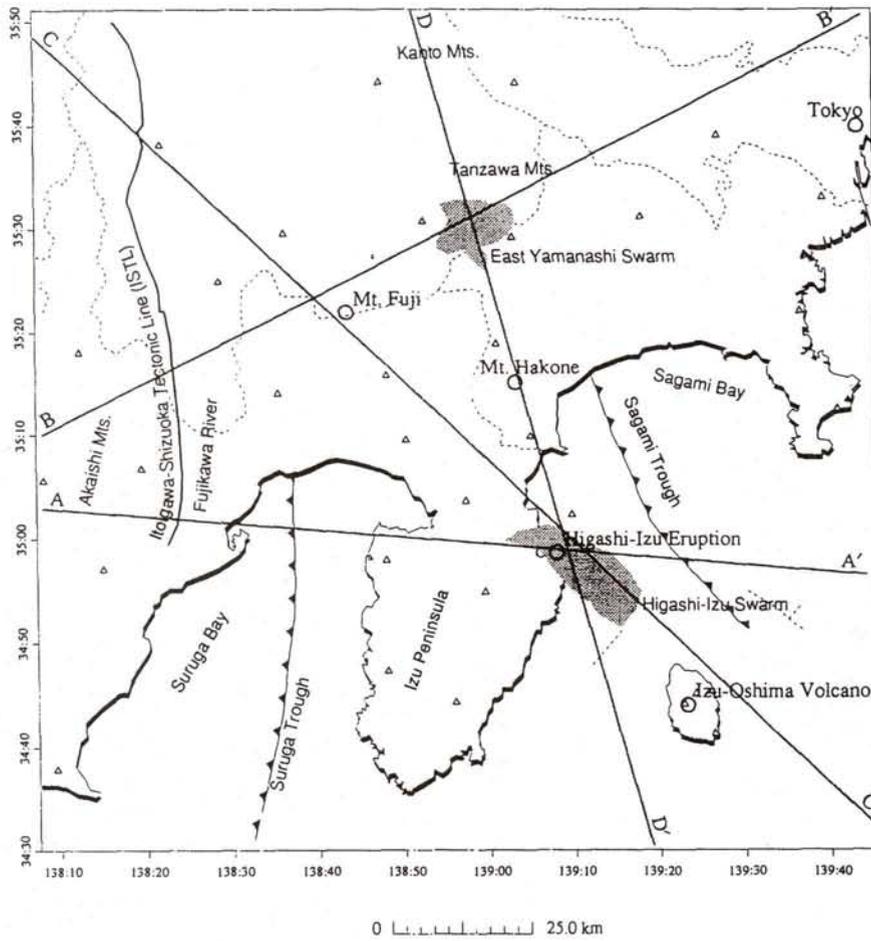
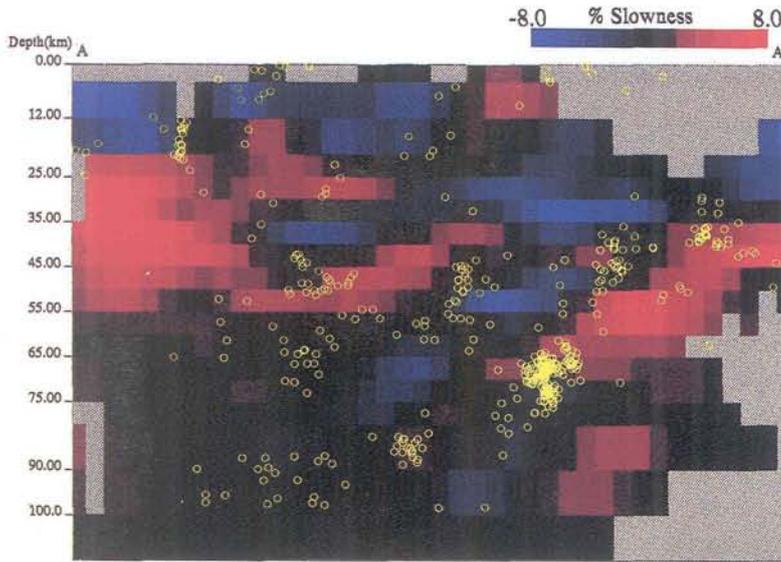
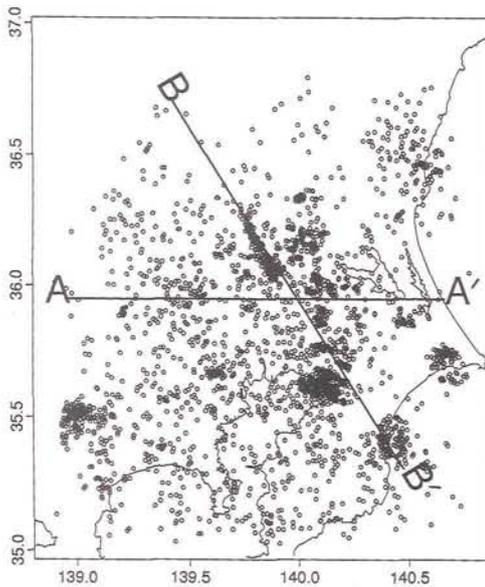
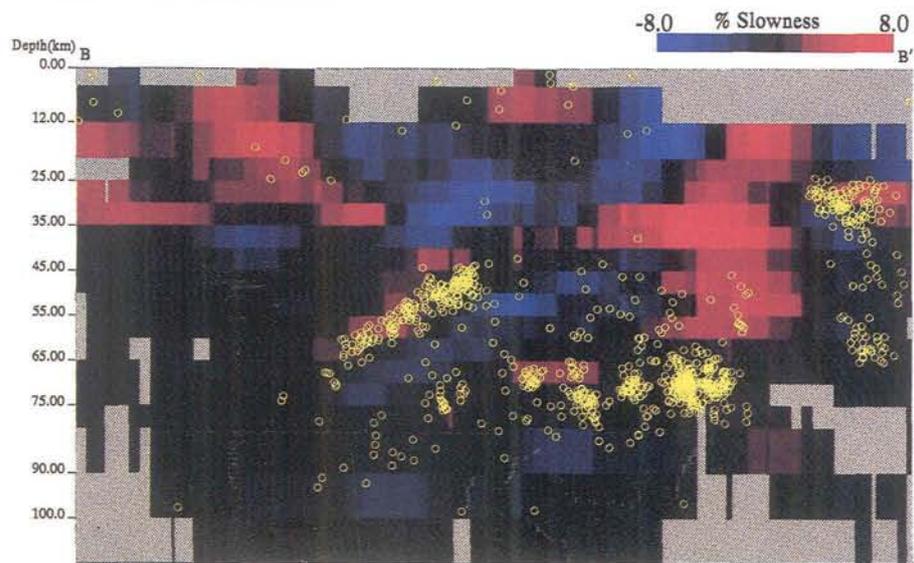


図1-4-8 富士・伊豆地域の垂直断面上での地震波速度偏差分布と震源分布。地図に示す4つの断面AA', BB', CC', DD'に沿うP波速度偏差分布と、20km幅内に発生している震源の分布を重ねて示す。大局的には、高速度の領域で地震が発生しており、S波速度についても同様の傾向が確かめられている (Lees & Ukawa, 1992)。



(a) AA' 断面

(b) BB' 断面



(c) 使用した震源と断面図の位置

図 1-4-9 関東地方に沈み込んだ海洋性地殻の検出。高分解能の P 波速度構造トモグラフィー手法により、関東地方に沈み込むプレートの最上部に存在する海洋性地殻が低速度領域として検出された。(a)および(b)は、トモグラフィーの結果を(c)に示した AA' および BB' の断面で示したものである。(a)では、筑波から千葉にかけての地震が太平洋プレート上面付近の低速度領域で発生していることがわかり、その下部に沈み込む高速度のスラブが見られる。また、(b)では、茨城県南西部の鬼怒川沿いの地震活動がフィリピン海プレート上面付近の低速度層内で発生していることがわかり、その下部には高速度のスラブが存在する(大見・ほか, 1992)。

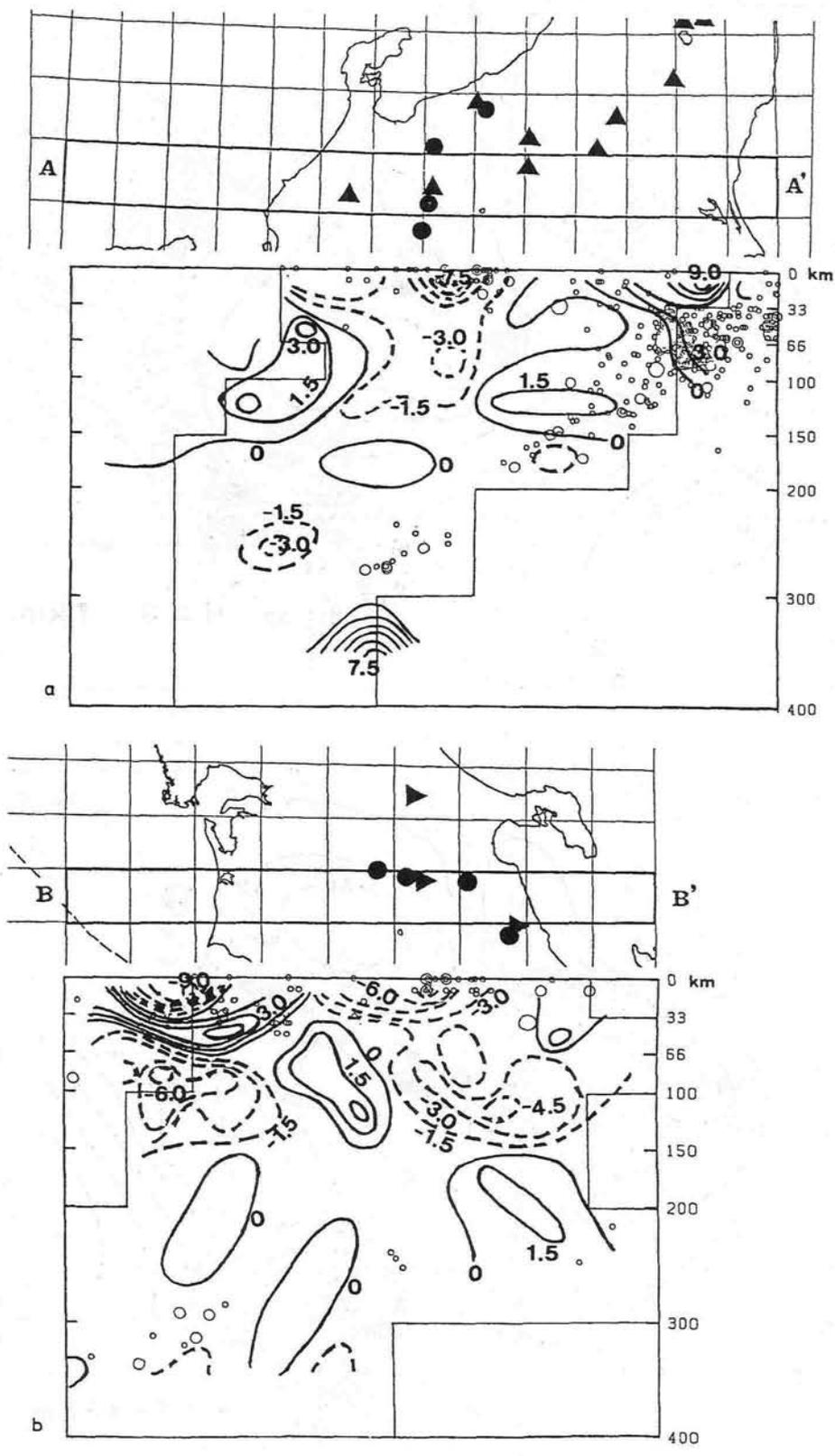


図1-4-10 中部地方の3次元P波速度構造。地図上のAA', BB'の領域のそれぞれの断面を示す。実線と点線はそれぞれ高速度と低速度の領域を示す。地図上で黒三角は活火山の位置を、黒丸はそれ以外の火山の位置を示す。数字は標準速度モデルより何%速いかを示す (Hirahara et al., 1989)。

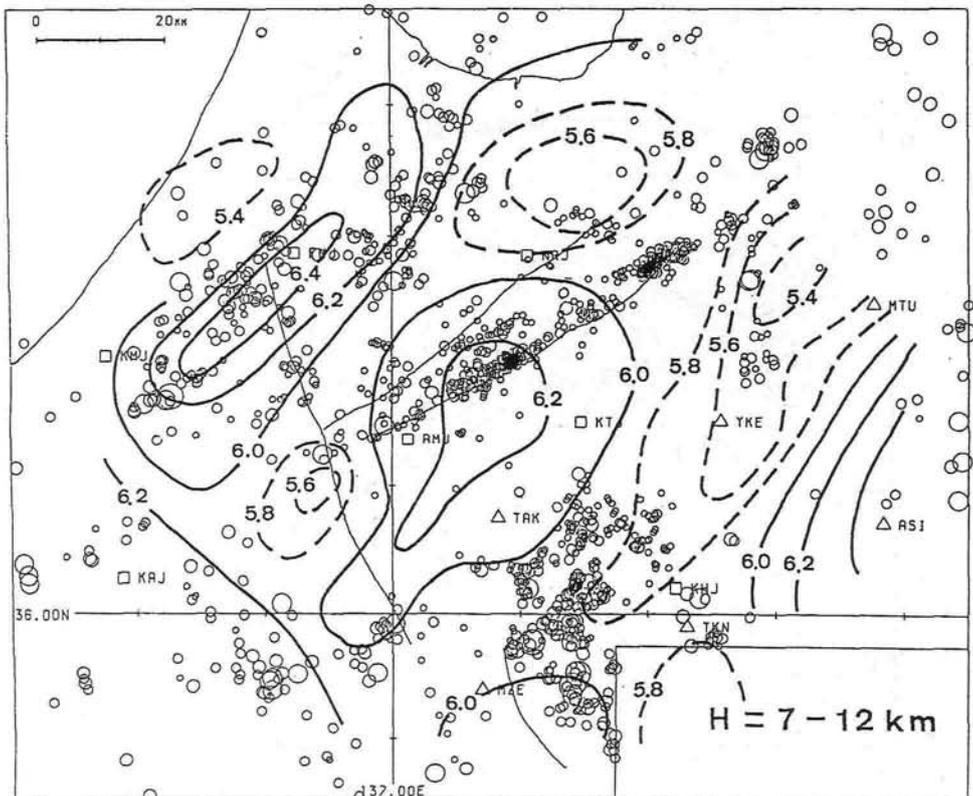
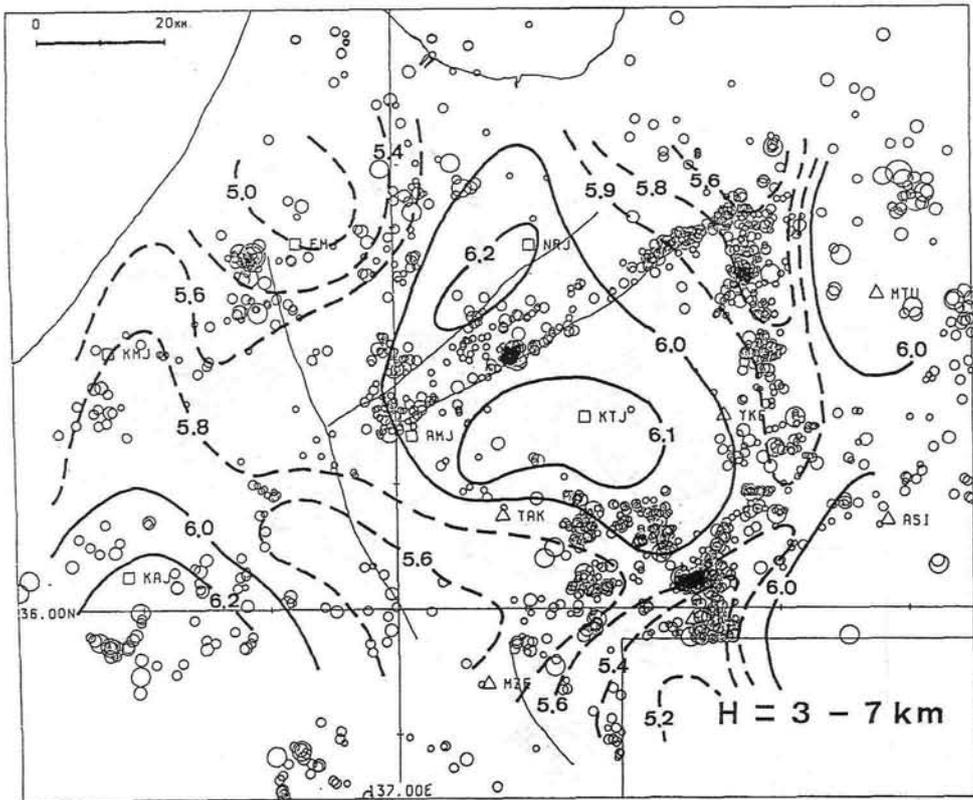


図 I - 4 - 11 飛騨地方の深さ 3 ~ 7 km, および 7 ~ 12 km に発生する微小地震分布と、その深さでの P 波速度構造。図中の数字は P 波速度で、単位は km/s。丸印は微小地震の震央分布を表す (Mikumo et al., 1993)。

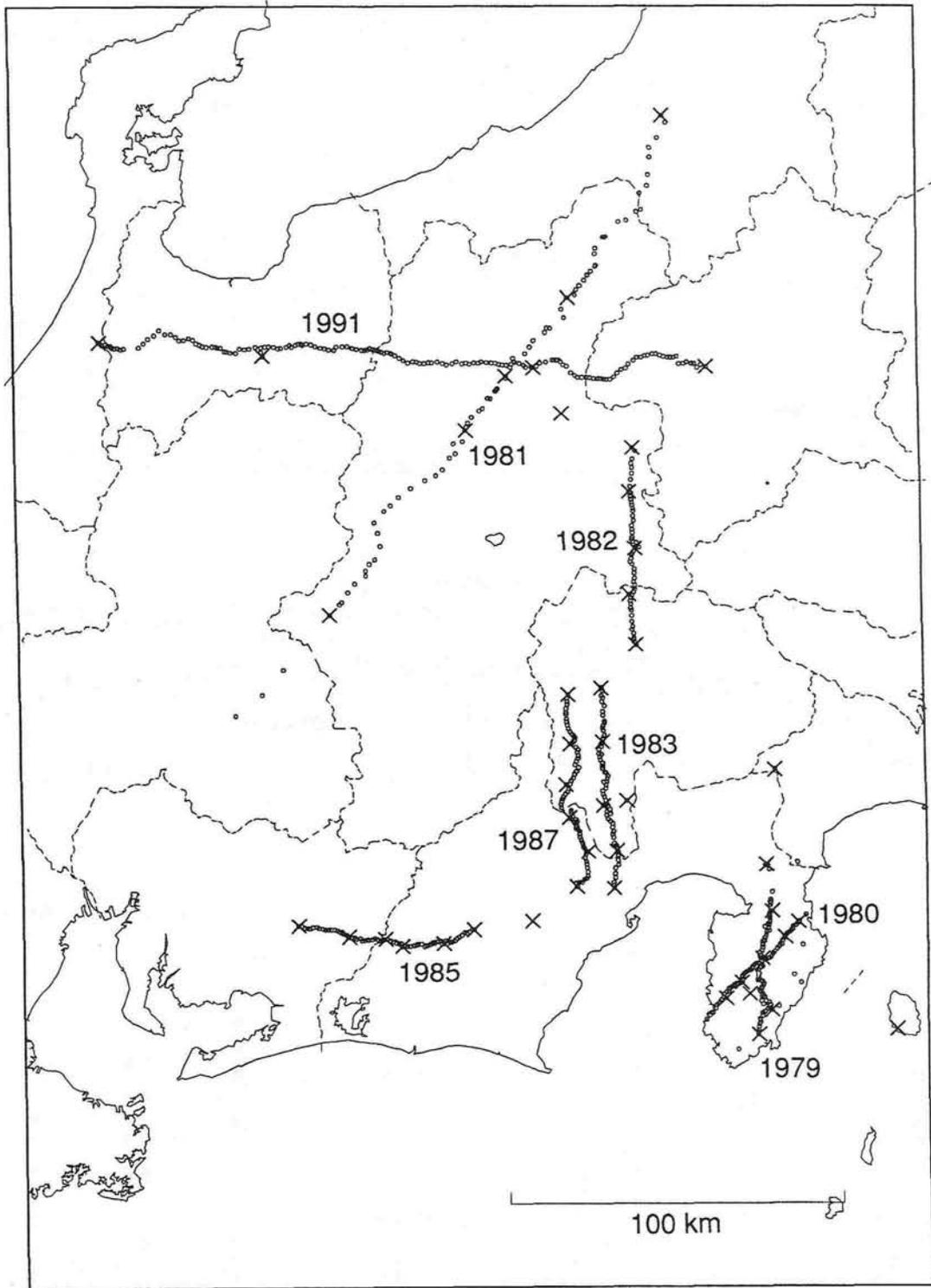


図 I - 4 - 12 関東・中部地域で行われた、人工地震による地殻構造調査の測線。1979年は三島・下田測線，1980年は伊東・松崎測線，1981年は川西・王滝測線，1982年は御代田・敷島測線，1983年は榊形・清水測線，1985年は春野・作手測線，1987年は早川・静岡測線，1991年は吾妻・金沢測線である。川西・王滝測線を除く第5次地震予知計画までの測線は全長が100 km 未満で，観測点も全部で100点未満であったが，第6次地震予知計画では測線長，観測点数ともほぼ3倍に増えた（爆破地震動研究グループによる）。

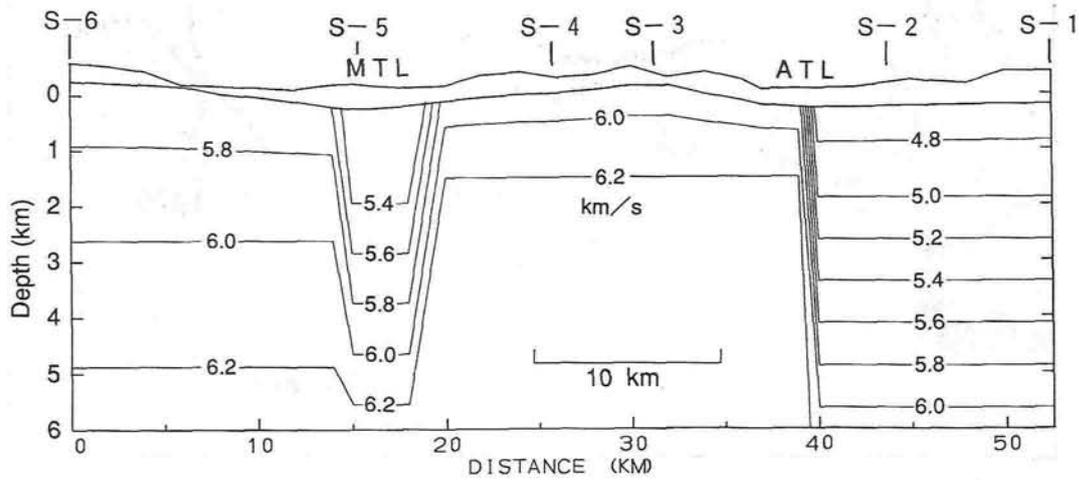
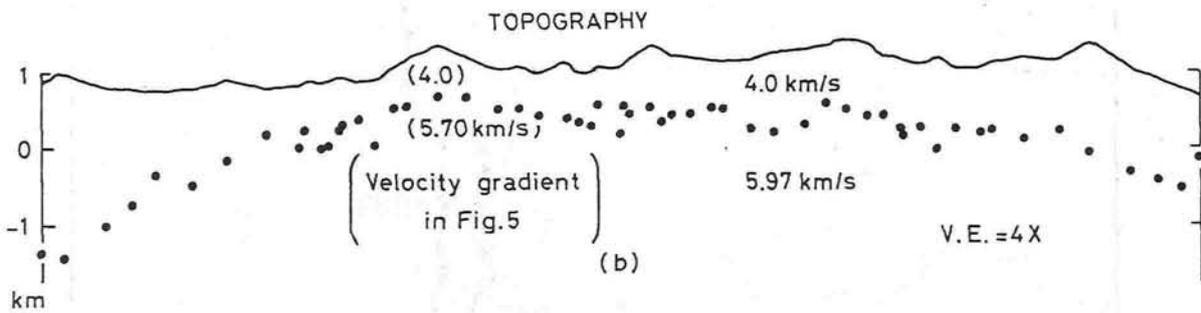
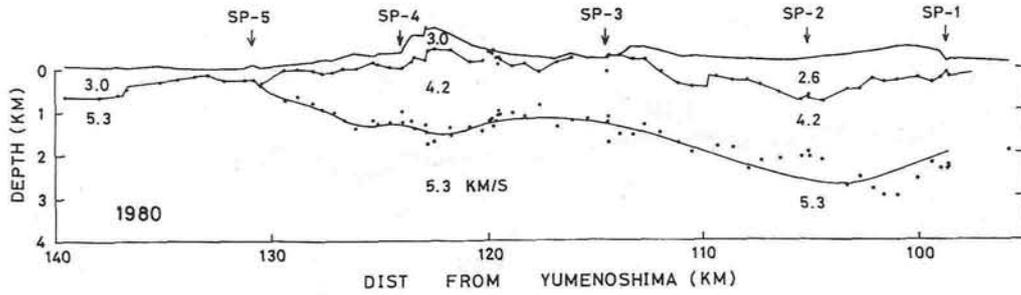
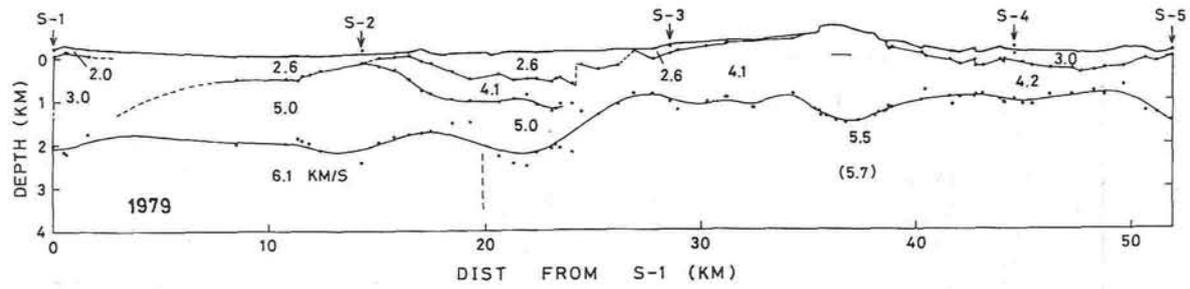


図 I - 4 - 13 人工地震により推定された中部日本の地下構造断面の例。上：伊豆半島の三島・下田測線 (Asano et al., 1982) と伊東・松崎測線 (Yoshii et al., 1985)。中：御代田・敷島測線 (Sasatani et al., 1990)。下：春野・作手測線 (Matsu'ura et al., 1991)。春野・作手測線の断面図は原論文ではカラスケールで速度が示されているが、コンターの形に書き直した。

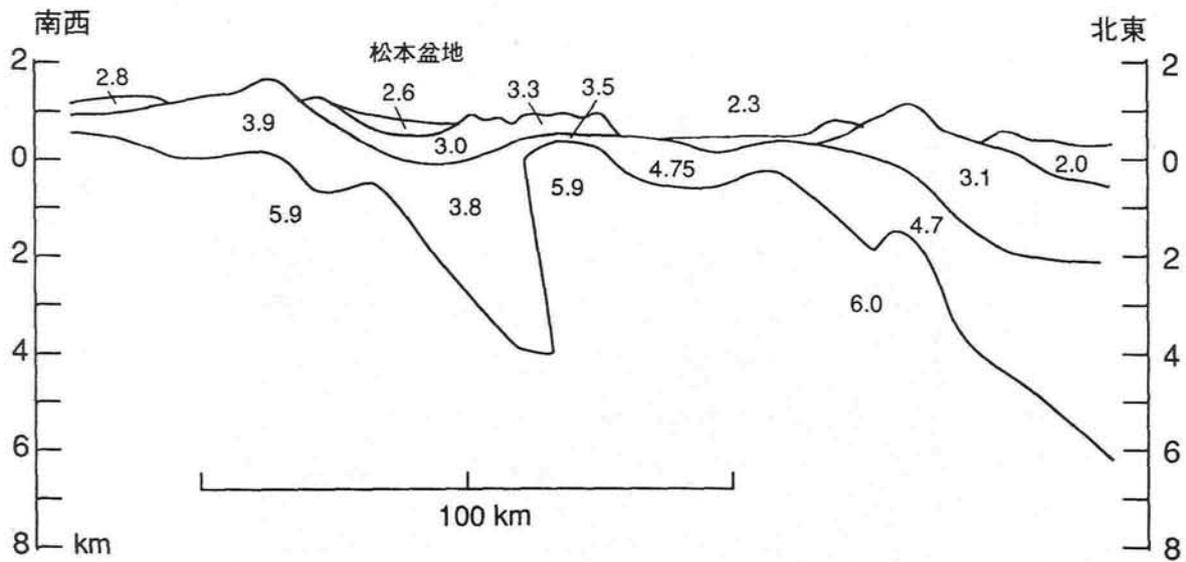


図 I - 4 - 14 川西・王滝測線では、松本盆地東縁付近の地下に巨大な逆断層状の構造を発見した。この測線南西端の爆破点は、1984年長野県西部地震の震源のごく近くであり、ここに示した構造はこの地震の研究の背景として大いに役だった。(Ikami et al., 1986)

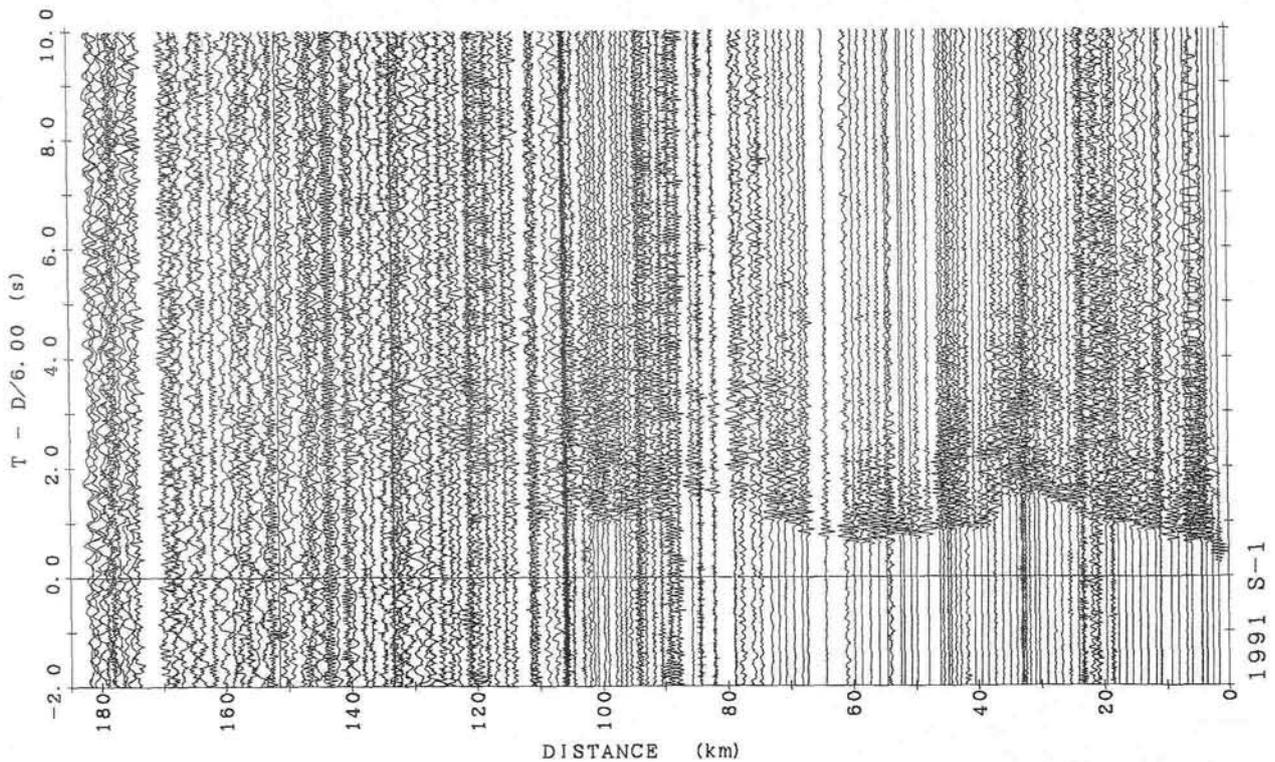


図 I - 4 - 15 吾妻・金沢測線は北アルプス立山付近を横断する形で設定されたが、関電トンネルを利用するなどして山岳地域を横断した。この東端の吾妻爆破の記録セクションに見られるように、地震波は中央の立山付近で大きく減衰しており、このあたりの地殻内の比較的浅いところに地震波を減衰させるものがあることを示している(爆破地震動研究グループによる)。

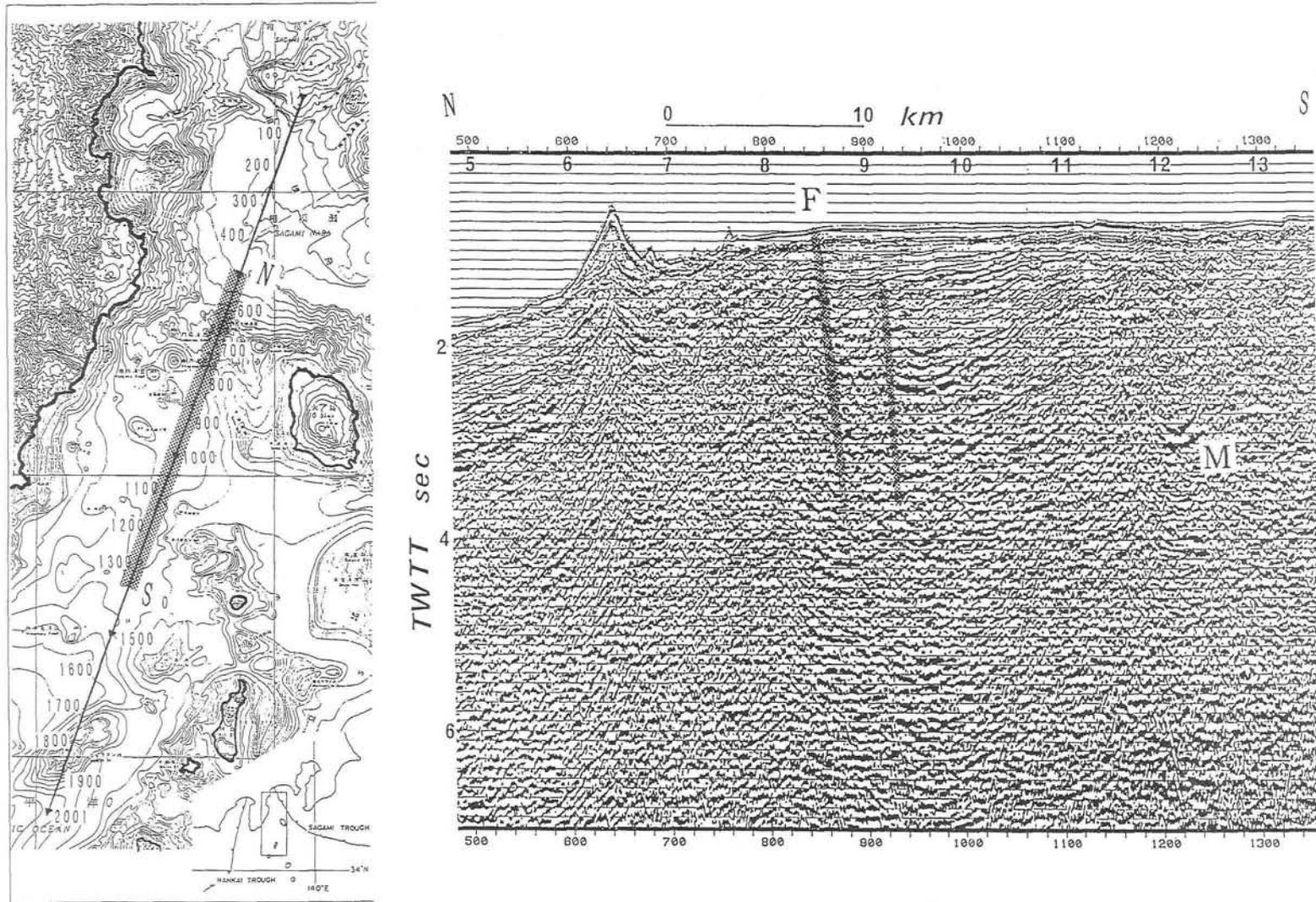


図 I-4-16 防災科学技術研究所では、海上におけるマルチチャンネル反射法によって、沈み込む直前のプレート構造などを、総測線長1500km程度で実施している。ここに示したのは伊豆半島東方沖測線NSのマイグレーション時間断面図の例では、1978年伊豆大島近海地震（M7.0）に相当する断層（図中F）や、マグマの存在を示唆する低速度の反射体（図中M）を検出した（山水・ほか，1989；黒田・ほか，1989；笠原・ほか，1989）。

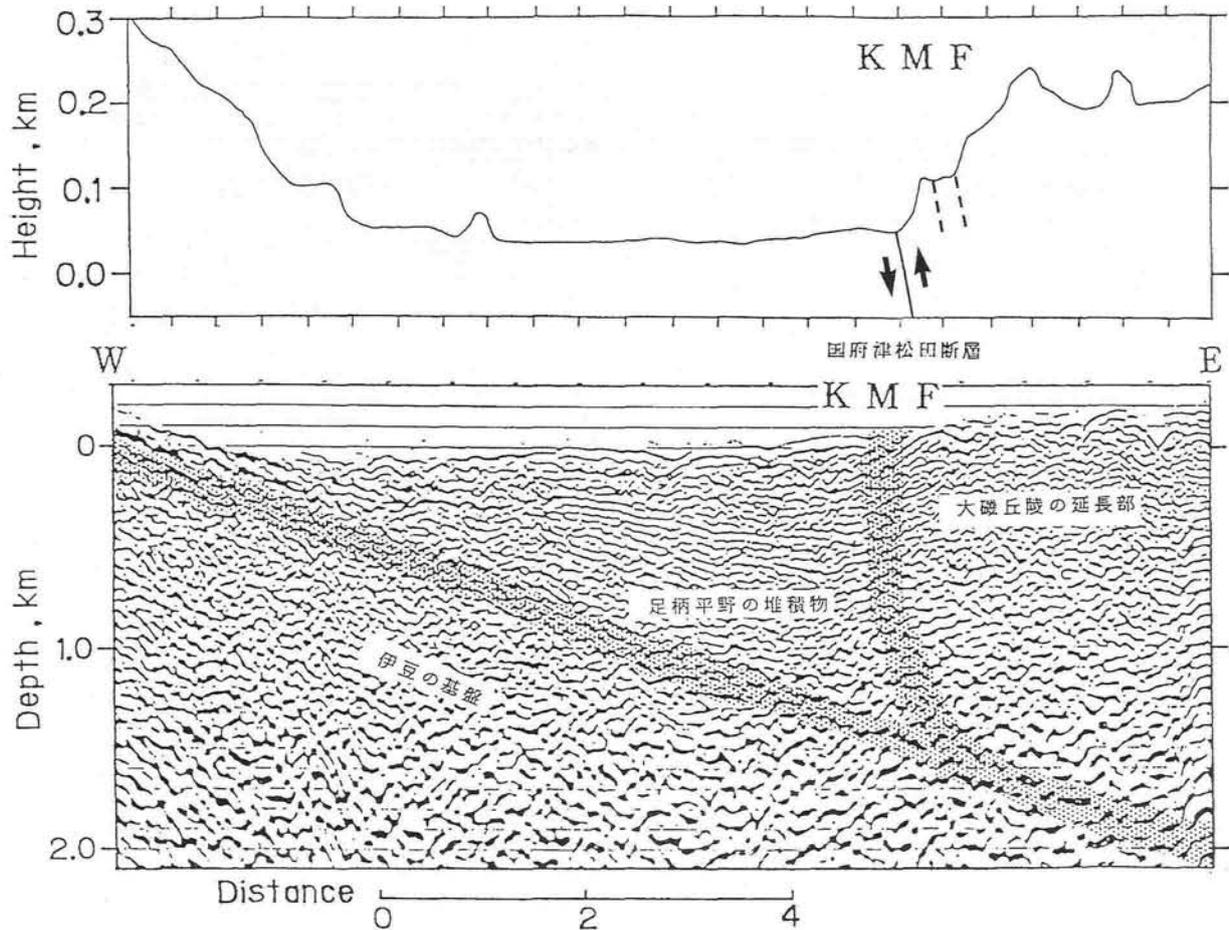
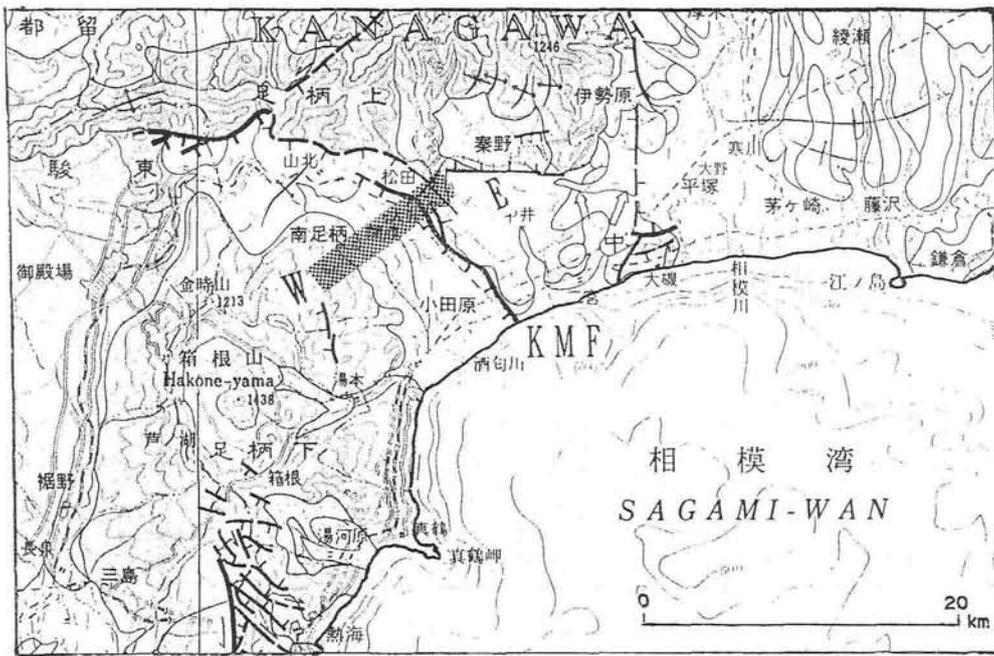
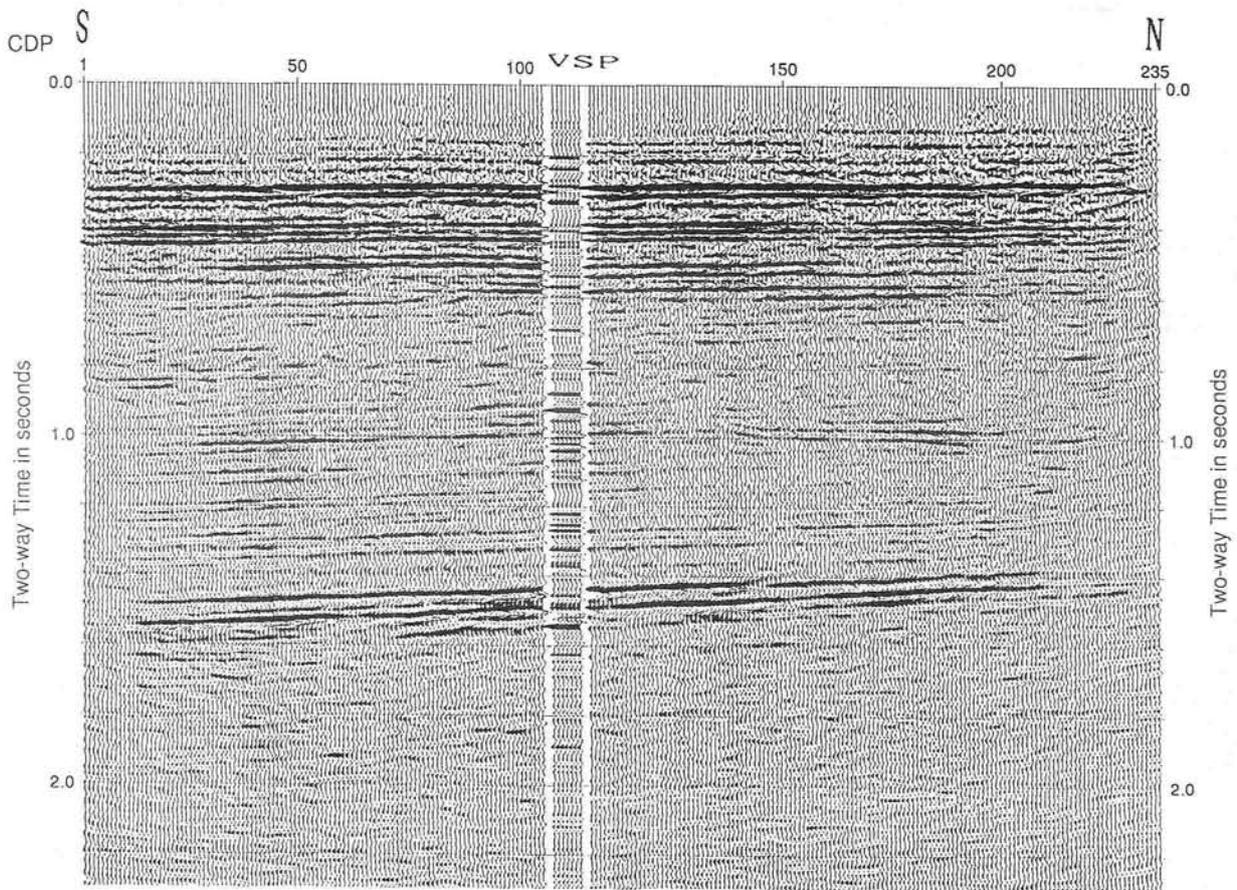
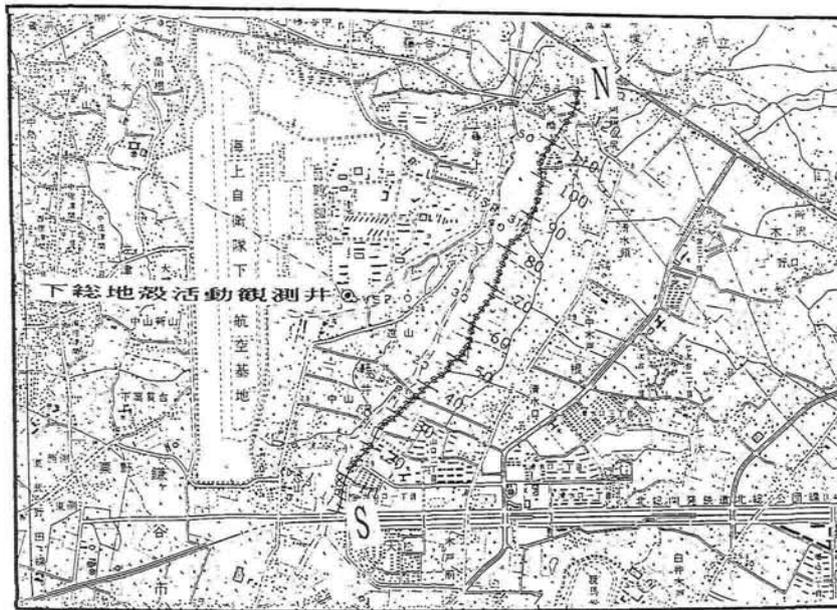


図1-4-17 足柄平野におけるパイプロサイス反射法の実施例。地図上のEWは測線位置，KMFは国府津・松田断層を表す。中段に地形断面，下段にマイグレーション深度断面を示す。国府津・松田断層の構造を明らかにするとともに，神奈川県西部に沈み込むフィリピン海プレートの形態を明らかにした（笠原・ほか，1991）。



Shimohsa Vibroseis 1992

図 I-4-18 関東平野（下総深層地震観測施設付近）でのバイブロサイス反射法などの実施例。地図上の NS が測線位置である。下段はマイグレーション時間反射断面に、VSP（垂直地震探査）による結果を挿入したものである。往復走時約1.5秒の反射イベントが、先第3系の基盤の上端である（山水・ほか、1993）。

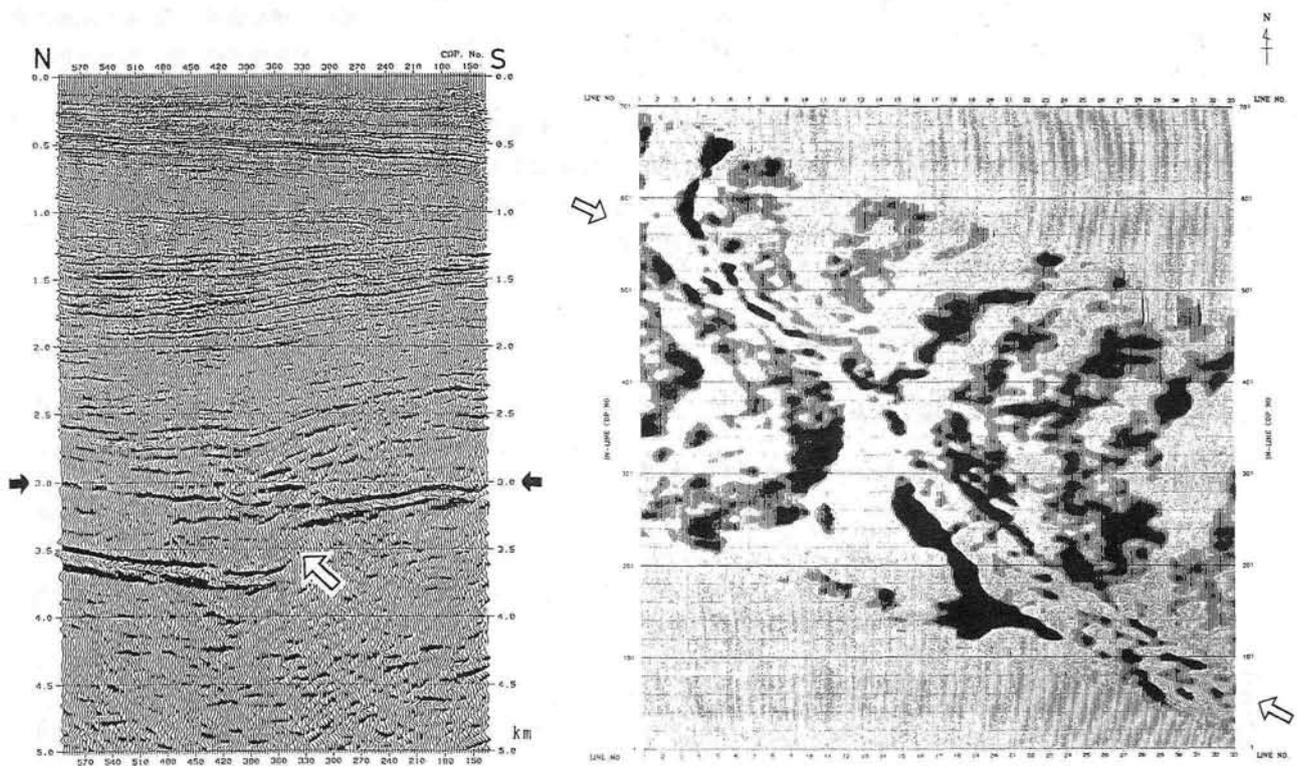
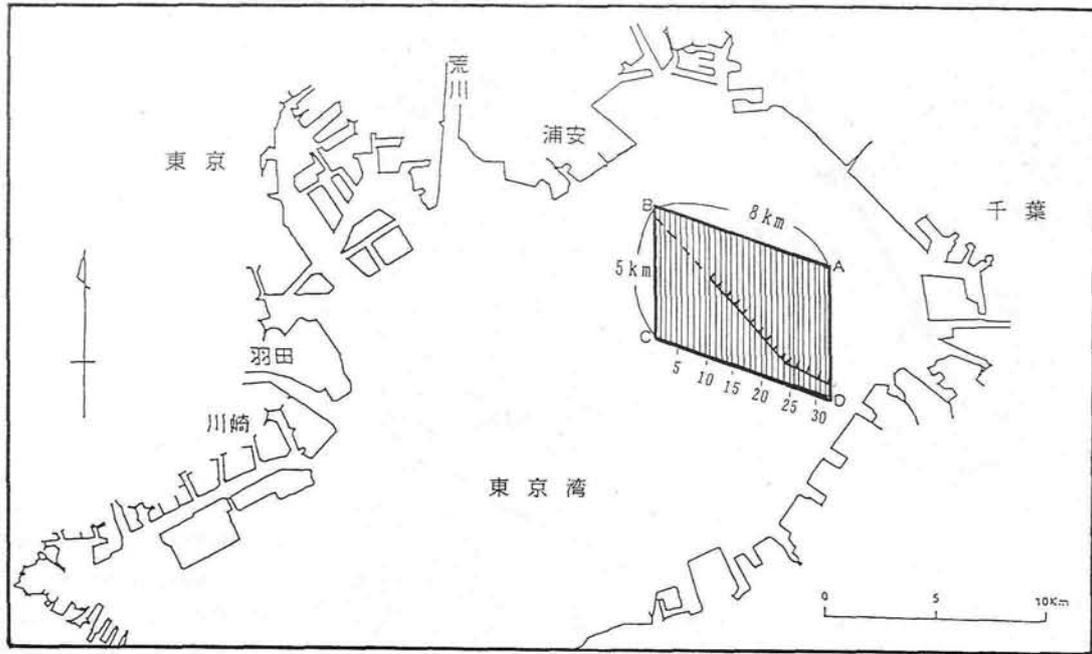
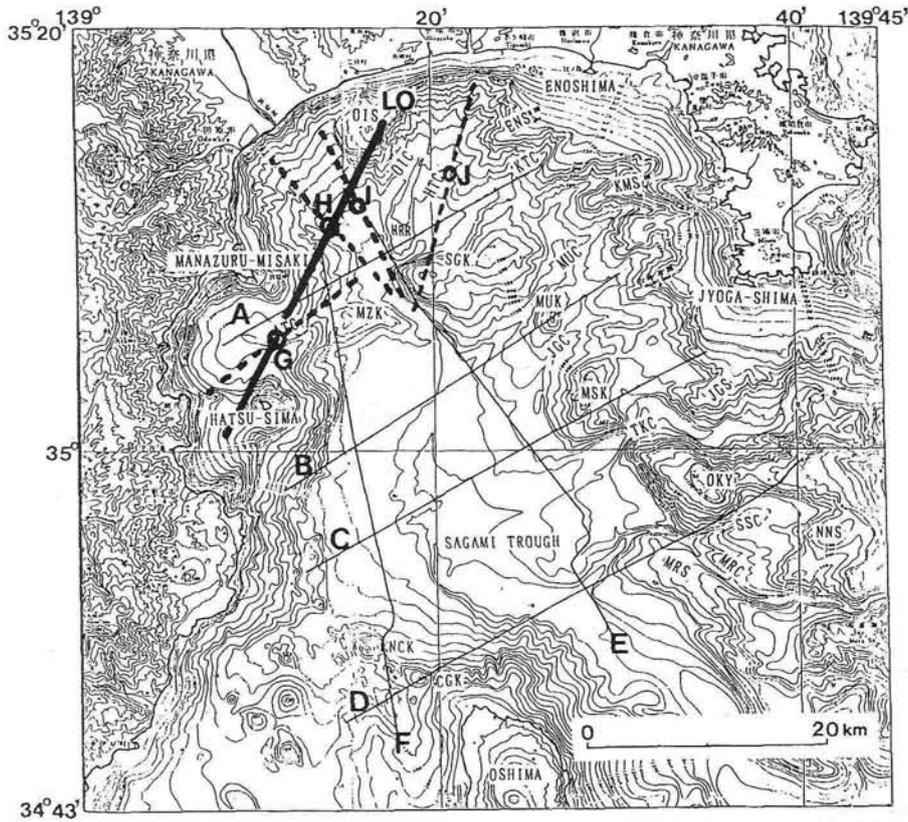


図 I - 4 - 19 東京湾北部の 3 次元マルチチャンネル反射法音波探査。上段の地図に調査の区域、測線を示す。下段左は 16 番線の深度変換断面図、下段右は 3 次元解析による 2384ms のタイムスライス図（左図の黒矢印付近の水平断面）である。白矢印で東京湾北部断層の位置を示すが、その走向はほぼ北西 - 南東であり、24 番線付近で走向の屈曲が見られる。断層変位量（上下成分）は北西に向かうにしたがって小さくなり、調査区域西端では撓曲すらほとんど見分けにくくなっている（海上保安庁水路部による）。



SGK: 相模海丘, MUK: 三浦海丘
 MSK: 三崎海丘, OKY: 沖ノ山
 MZK: 真鶴海丘, CGK: 乳ヶ崎海丘
 HRR: 平塚海脚, MRS: 布良海脚
 HRC: 平塚海底谷, KTC: 片瀬海底谷
 MUC: 三浦海底谷, JGC: 城ヶ島海底谷
 TKC: 東京海底谷, MRC: 布良海底谷
 ATC: 熱海海底谷

A~F: マルチチャンネル反射法音波探査
 LO: ロングオフセット反射法音波探査
 オフセット距離: 1200, 3600, 8400m
 G~J: ESP法音波探査

図 I - 4 - 20(a) 調査観測
 (海上保安庁水路部による)

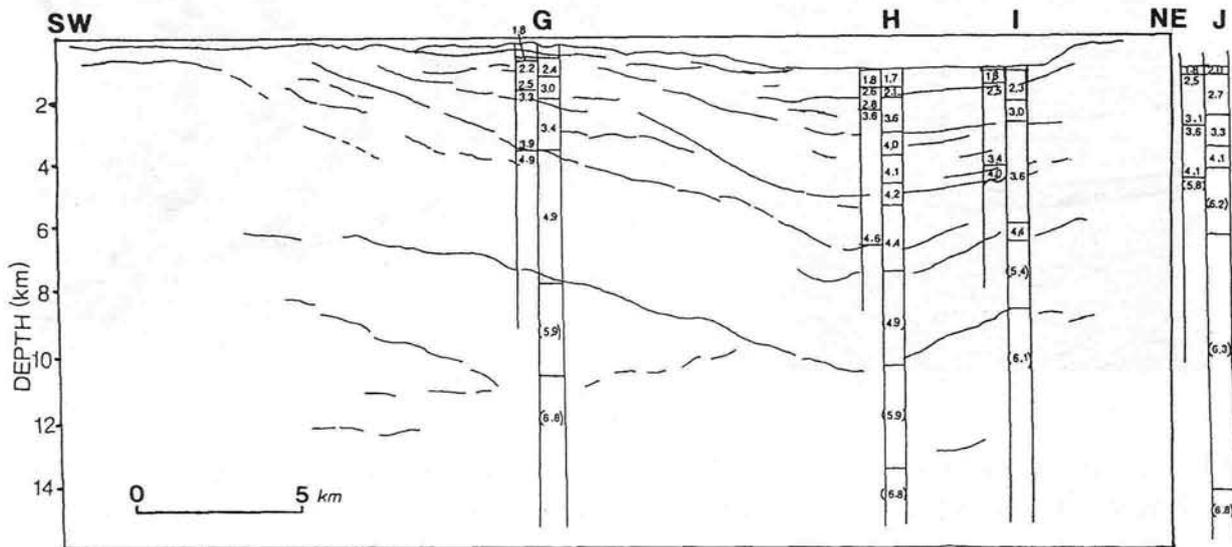


図 I - 4 - 20(b) ロングオフセット反射法音波探査 (測線 LO) (海上保安庁水路部による)
 および ESP 法音波探査による地殻構造 (G~J は ESP 法による共通反射点)
 オフセット距離: 1200, 3600, 8400m

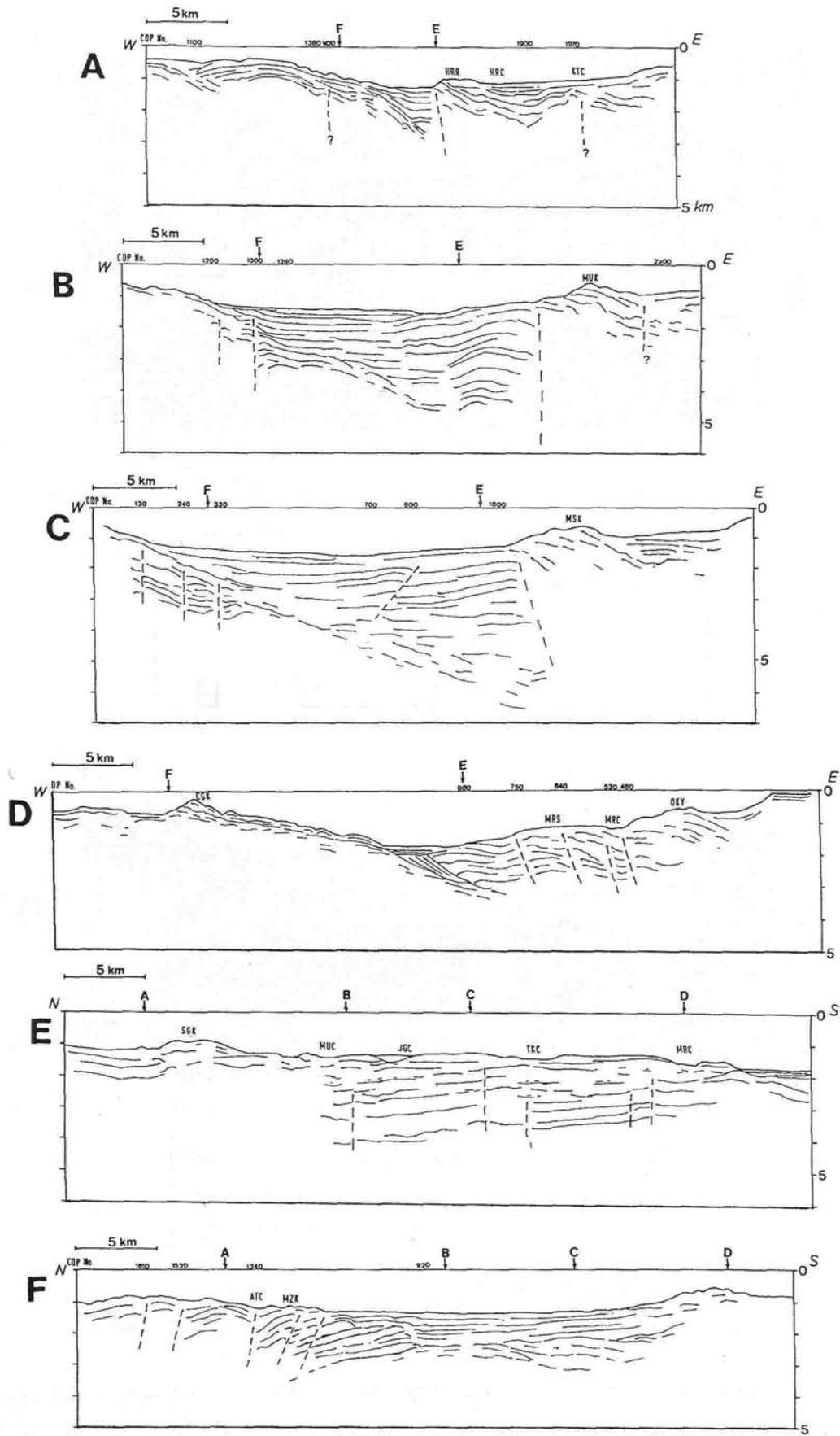


図 I - 4 - 20(c) マルチチャンネル反射法音波探査記録解釈図 (海上保安庁水路部による)
 Cは48チャンネル (24重合), その他は24チャンネル (12重合) の記録。

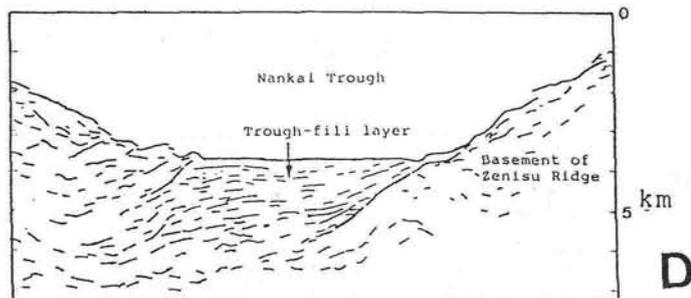
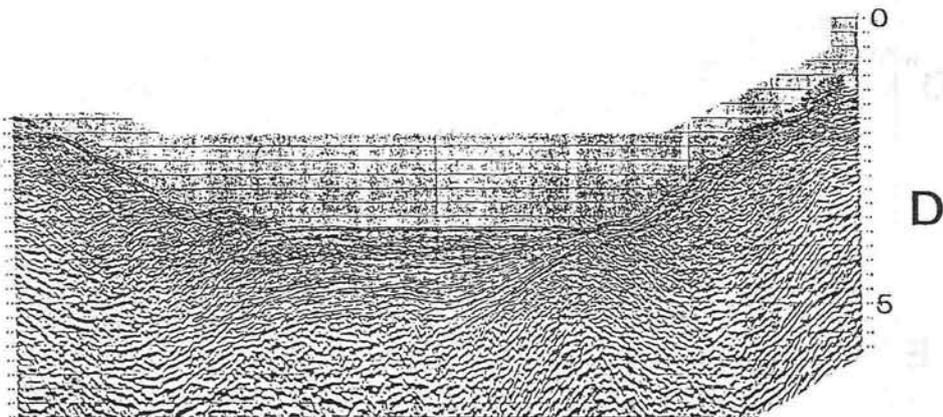
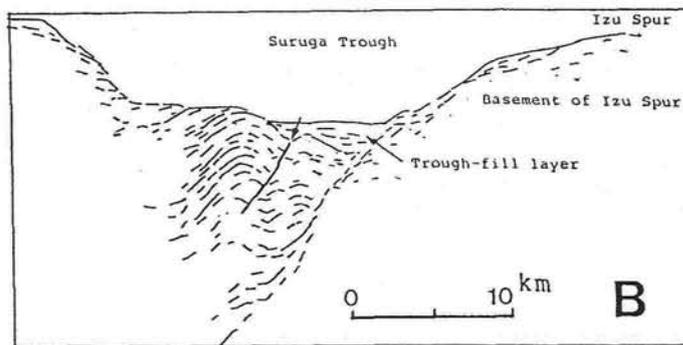
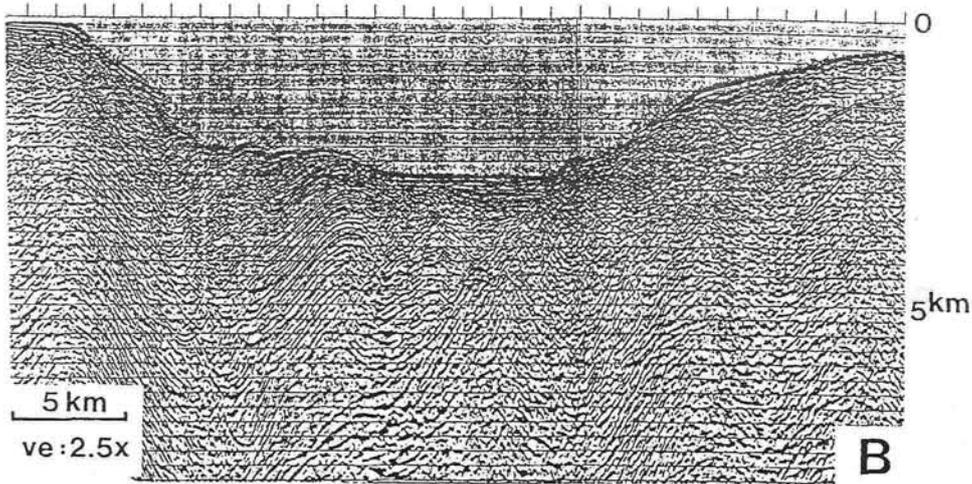


図 I - 4 - 21 東海沖のマルチチャンネル音波探査断面。駿河トラフを横切る B 断面と南海トラフを横切る D, G, I 断面には、フィリピン海プレートの沈み込みを示す伊豆半島、銭州海嶺、四国海盆側基盤反射面の日本列島側への傾き下がり、これに伴う日本列島側斜面の多くの逆断層、褶曲構造が見られる（海上保安庁水路部による）。

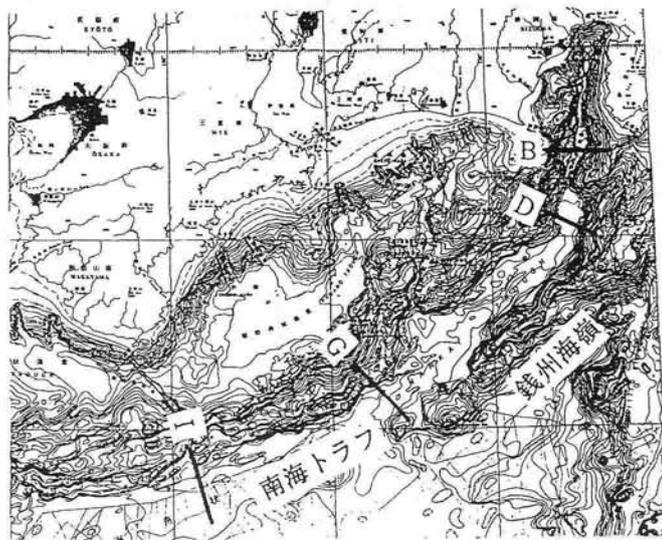
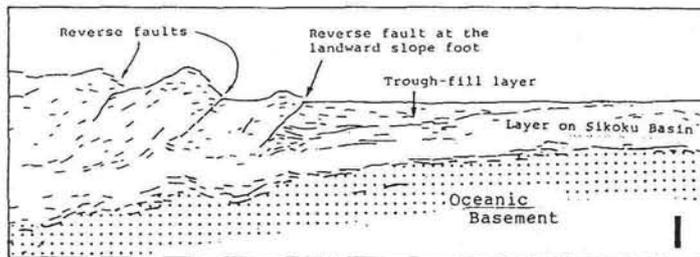
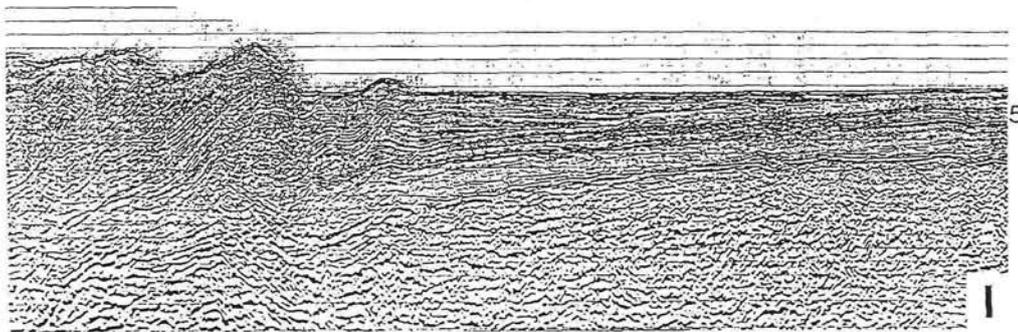
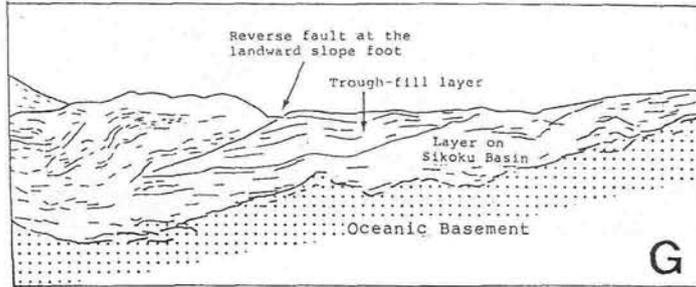
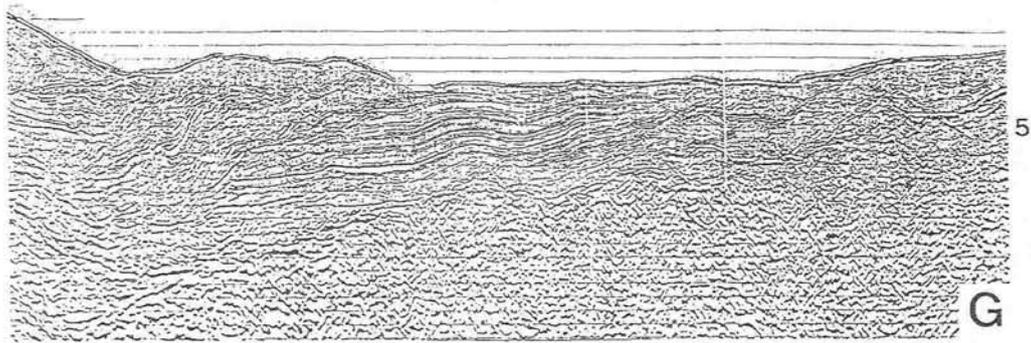


図 I - 4 - 21 つづき

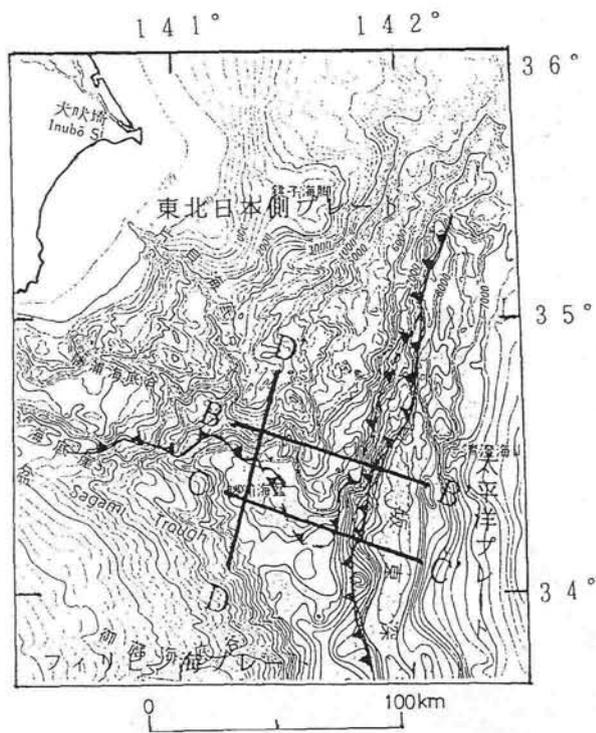
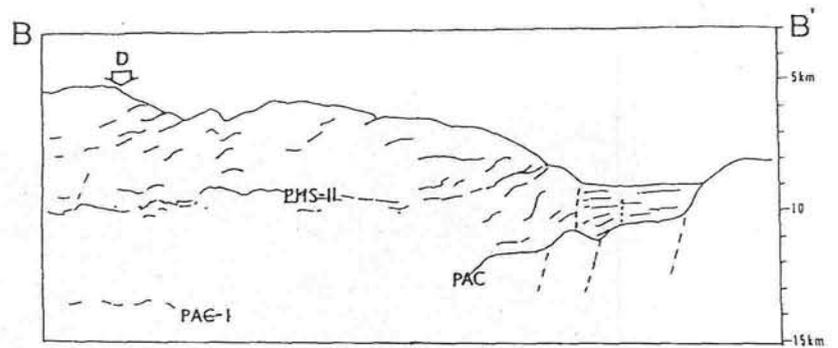
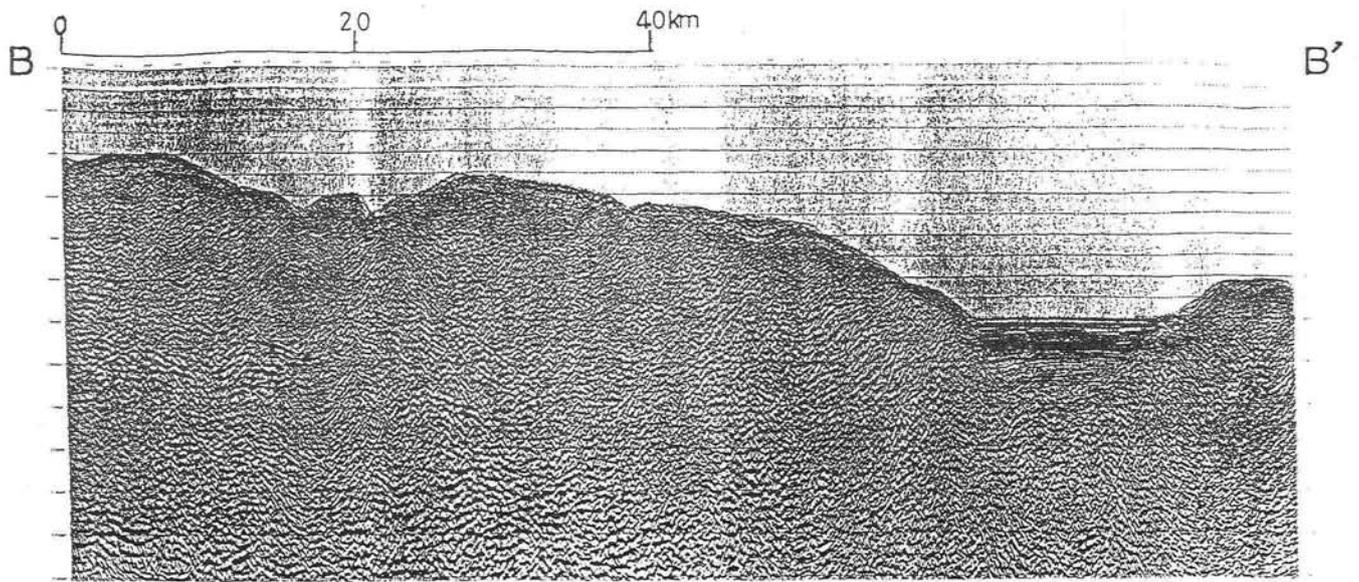


図 I-4-22 房総沖プレート会合3重点付近のマルチチャンネル反射法音波探査断面(昭和63年10月測量)。BからDの断面図には、東北日本側プレートの下にフィリピン海プレートの基盤と考えられる反射面(PHS, PHS II, PHS III), さらにその下に太平洋プレートの基盤と考えられる反射面(PAC, PAC I, PAC II, PAC III)が認められ、房総沖のプレートの3重構造をとらえることができた(海上保安部水路部による)。

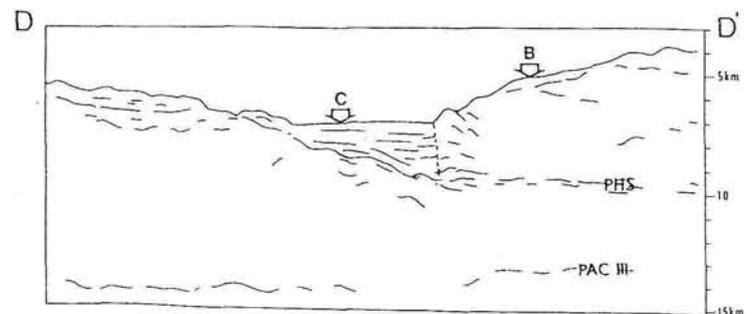
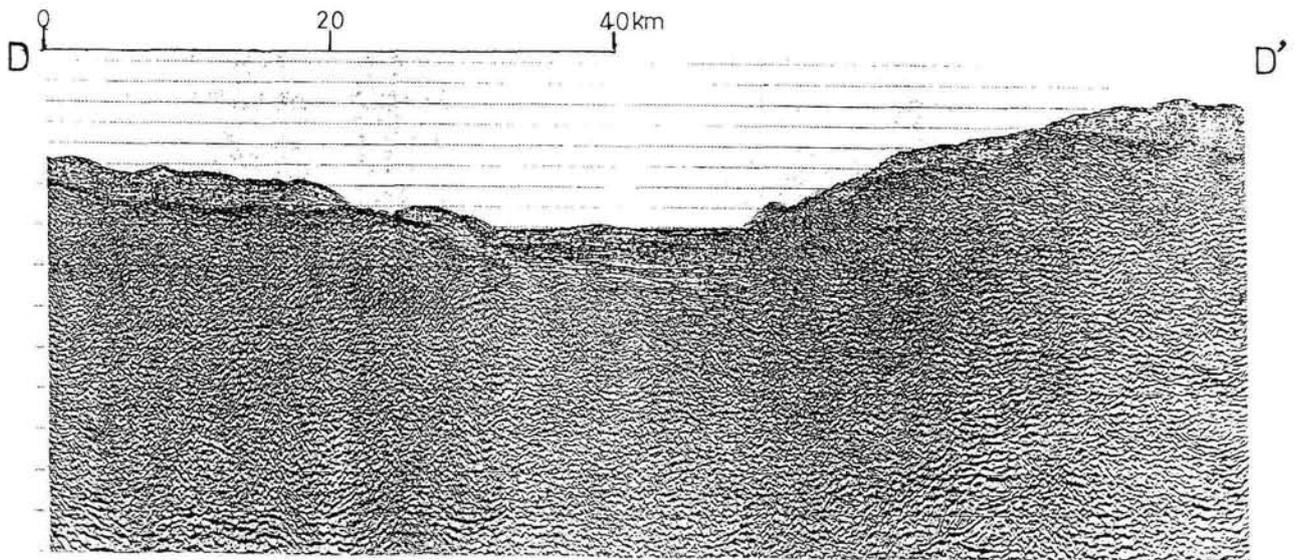
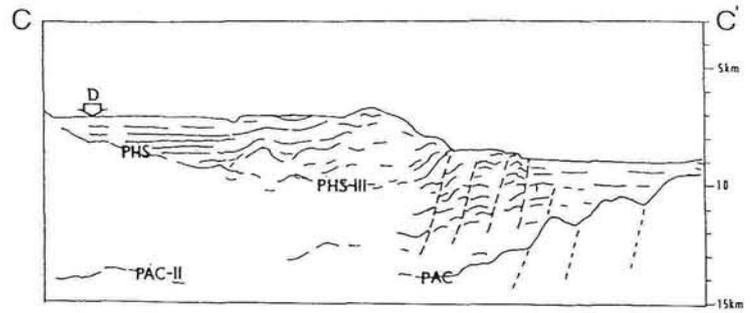
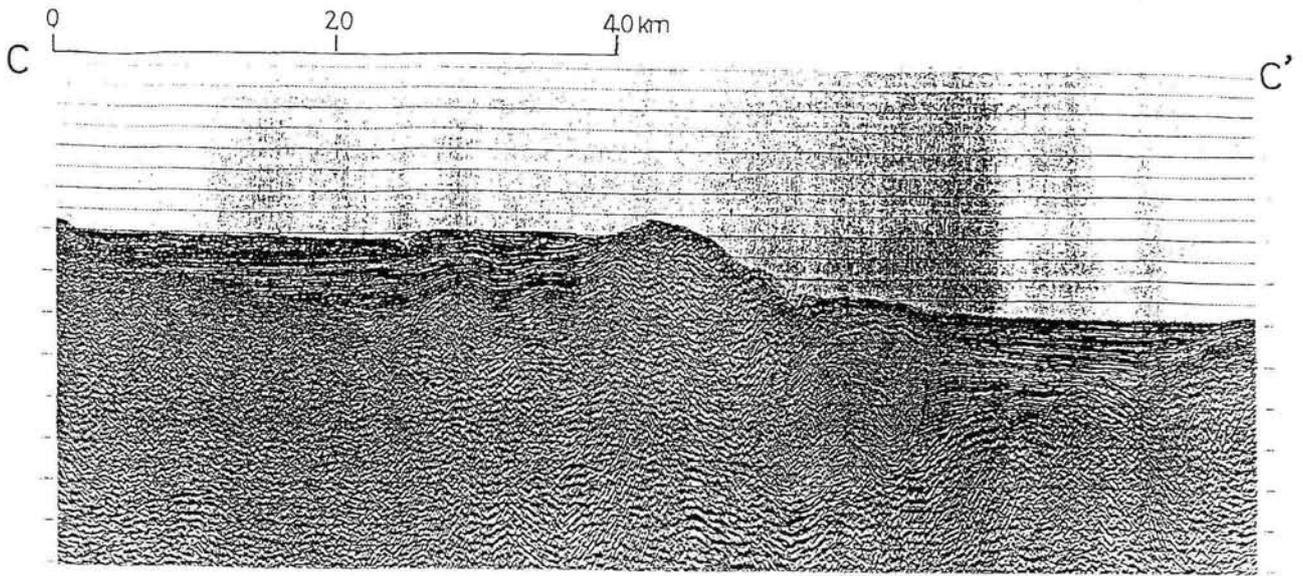


図 I - 4 - 22 つづき

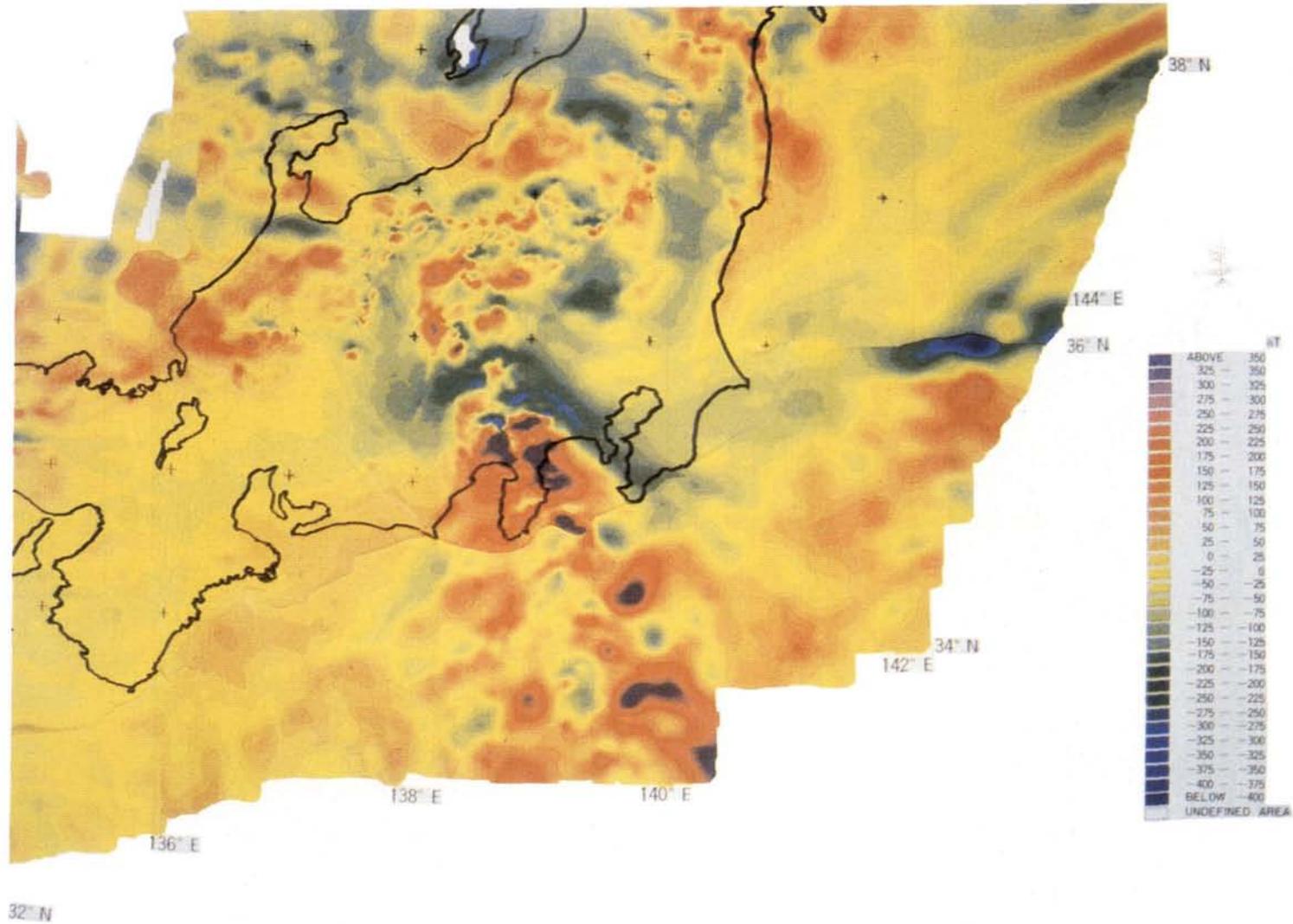


図 I - 4 - 23 海上保安庁水路部のデータ及び新エネルギー・産業技術開発機構の未公表データを使用して作成した磁気異常図。暖色系は正の異常，寒色系は負の異常を表す。関東南部で北西方向に延びる大きな負の異常が甲府盆地に向け南西方向に屈曲している。北陸にもまとまった正の異常が見られる。この異常はさらに西に延び，山陰につながる。新エネルギー・産業技術開発機構の承認済み (Honkura et al., 1991)。

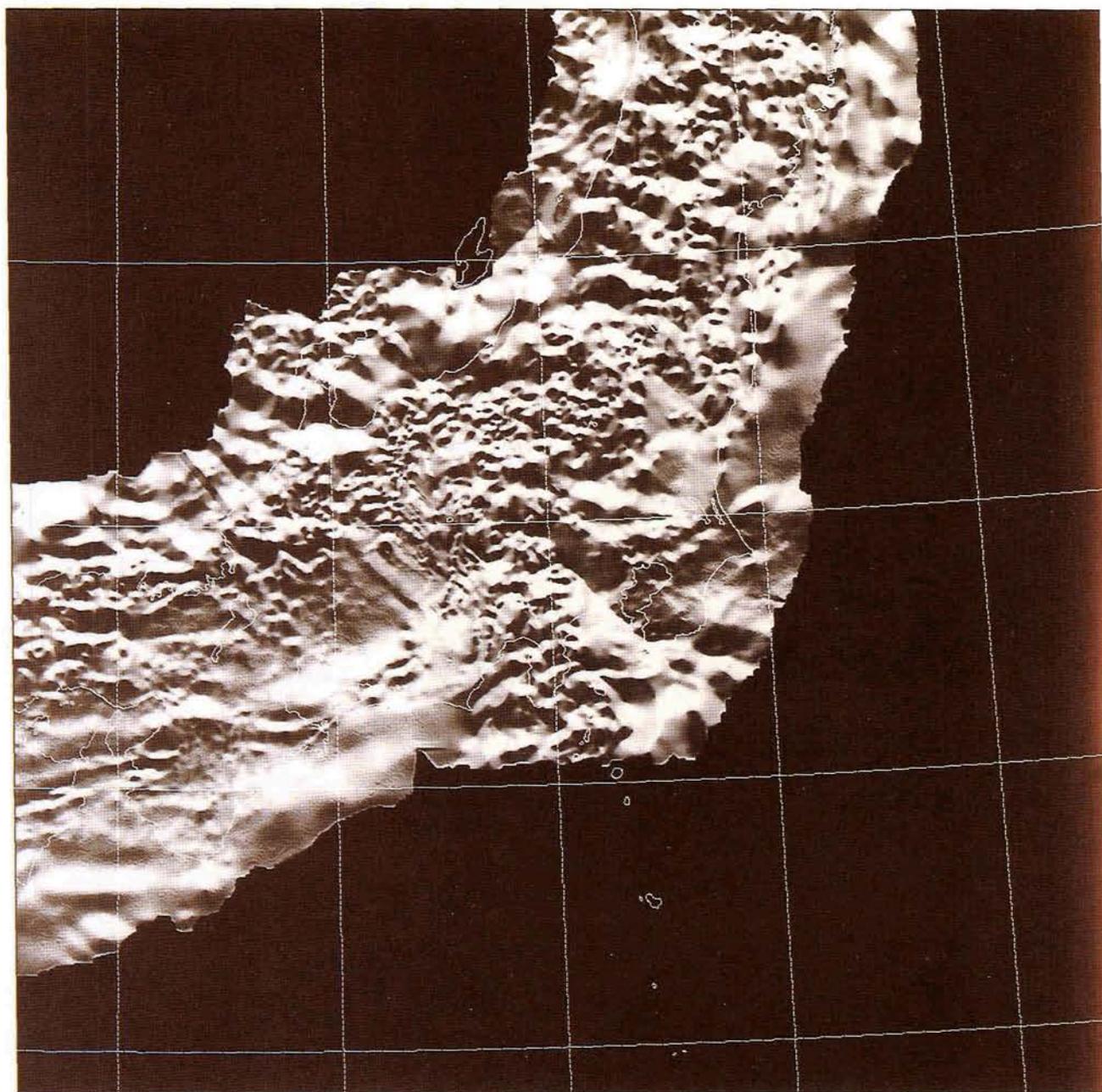


図 I - 4 - 24 地磁気異常陰影図。磁気異常の分布を地形のように考え、光を北から水平方向にあてたときにできる陰影を濃淡で表現している。このような陰影図では、磁気異常の線状構造が浮かび上がって見える。たとえば、中央構造線や関東南部の北西-南東方向のトレンドなどがみてとれる（牧野雅彦による）。

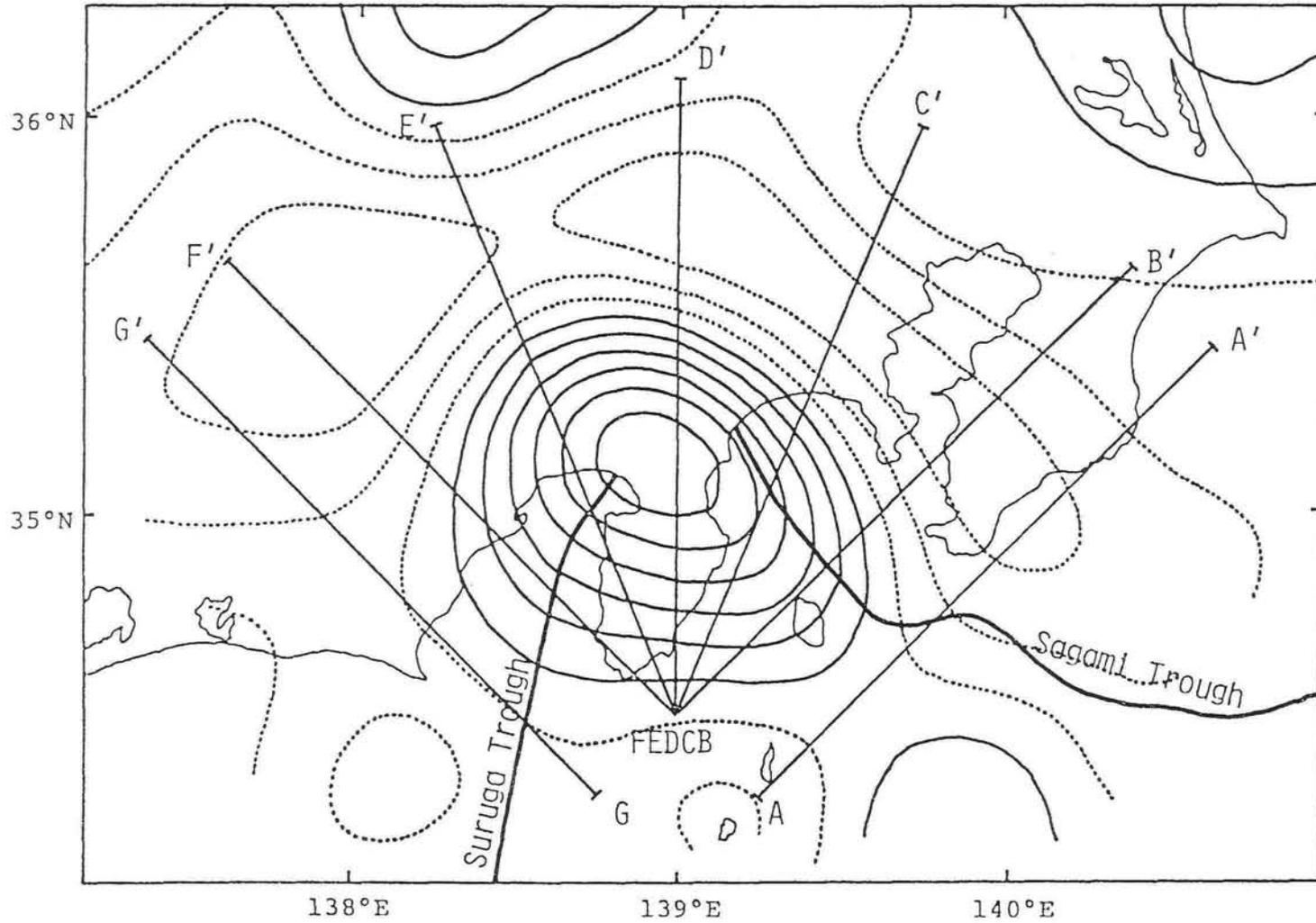


図 I-4-25 フィリピン海プレート北端部の磁気異常と構造解析断面位置 (AA'~GG')。実線コンターは正の異常を、破線コンターは負の異常を示している。コンター間隔は20nTである。フィリピン海プレート北端部を取り囲むように負の異常が広がっている。新エネルギー・産業技術開発機構の公表データを利用している (本蔵, 1990)。

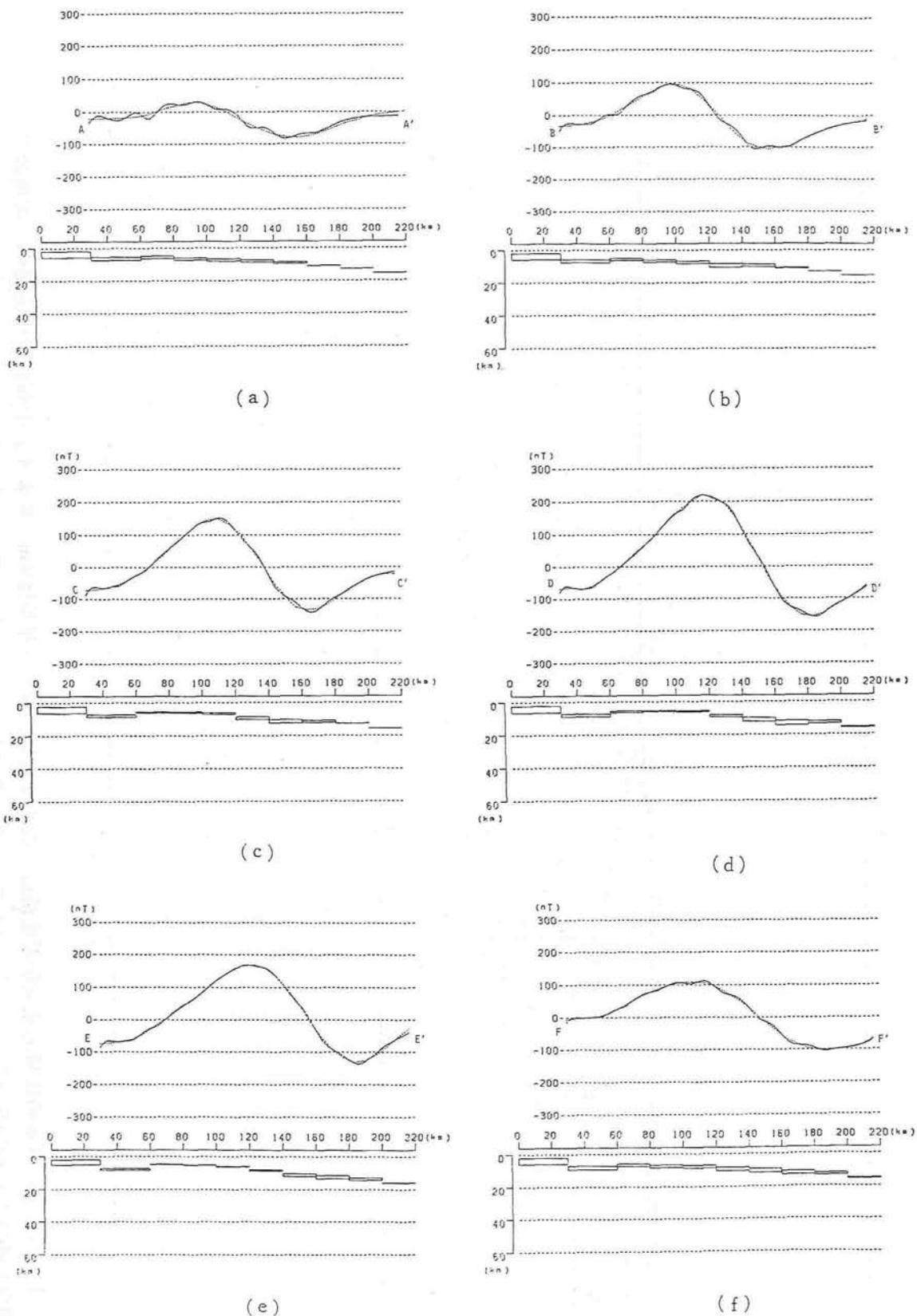


図 I - 4 - 26 AA' ~ FF' に対するフィリピン海プレート上面磁化層モデル。点線で示した全磁力分布は観測値を、実線はモデルから得られた計算値を示す。いずれの断面でもプレートの沈み込む様子がみてとれる。ただし、地震の分布から推定されるプレートの沈み込みと比べると、これらのモデルはいずれも沈み込み角度が小さい（本蔵，1990）。

N30°W

S30°E

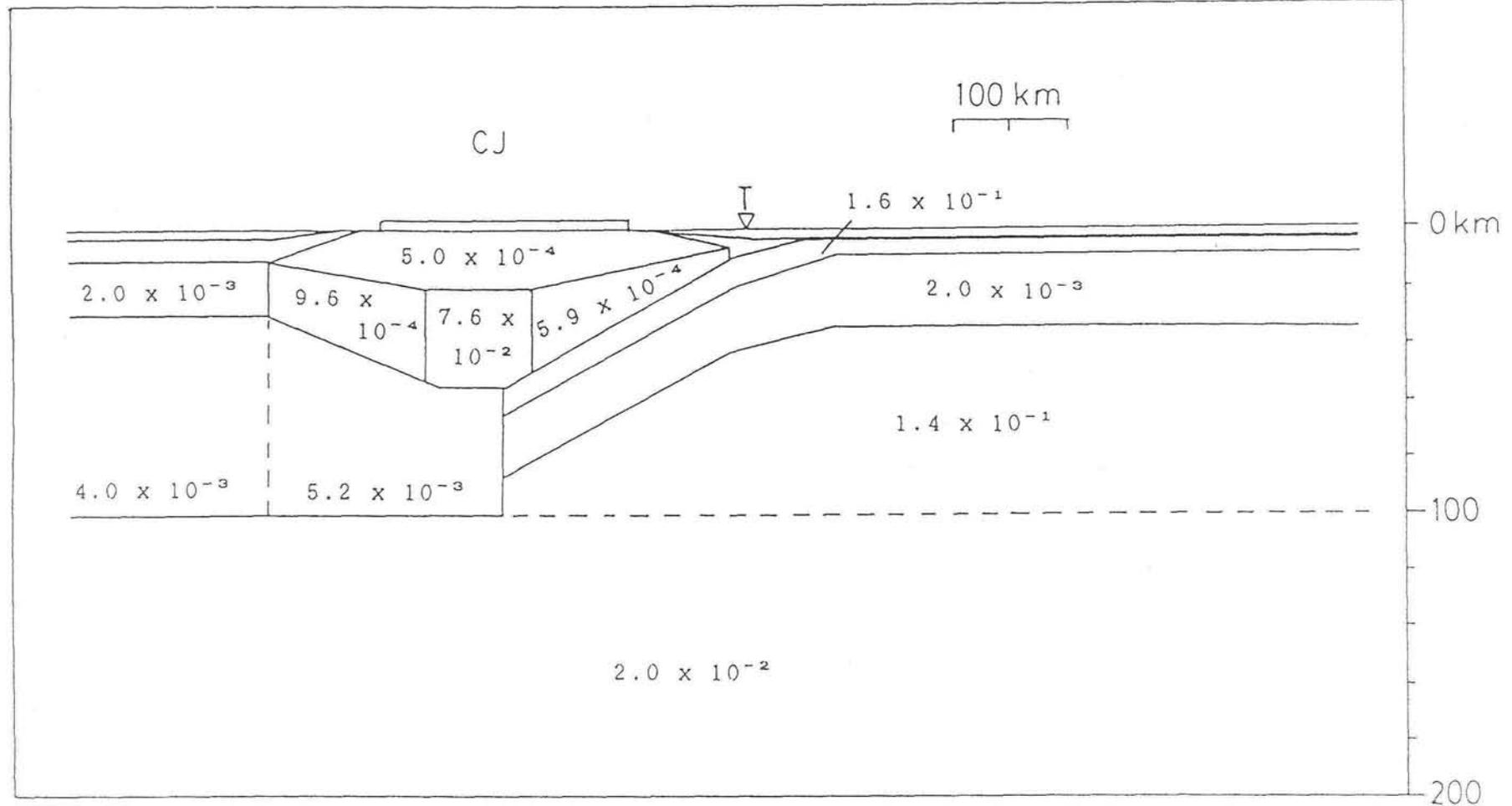


図 I - 4 - 27 中部日本の広域的電気伝導度構造。数値は電気伝導度（単位はS/m）を表す。中部日本中央部の下部地殻の電気伝導度が比較的高いことと、沈み込むフィリピン海プレートの上面に高電気伝導度層が見られることが特徴的である。また、100km以深の上部マントルも高い電気伝導度をもっている (Utada, 1987)。

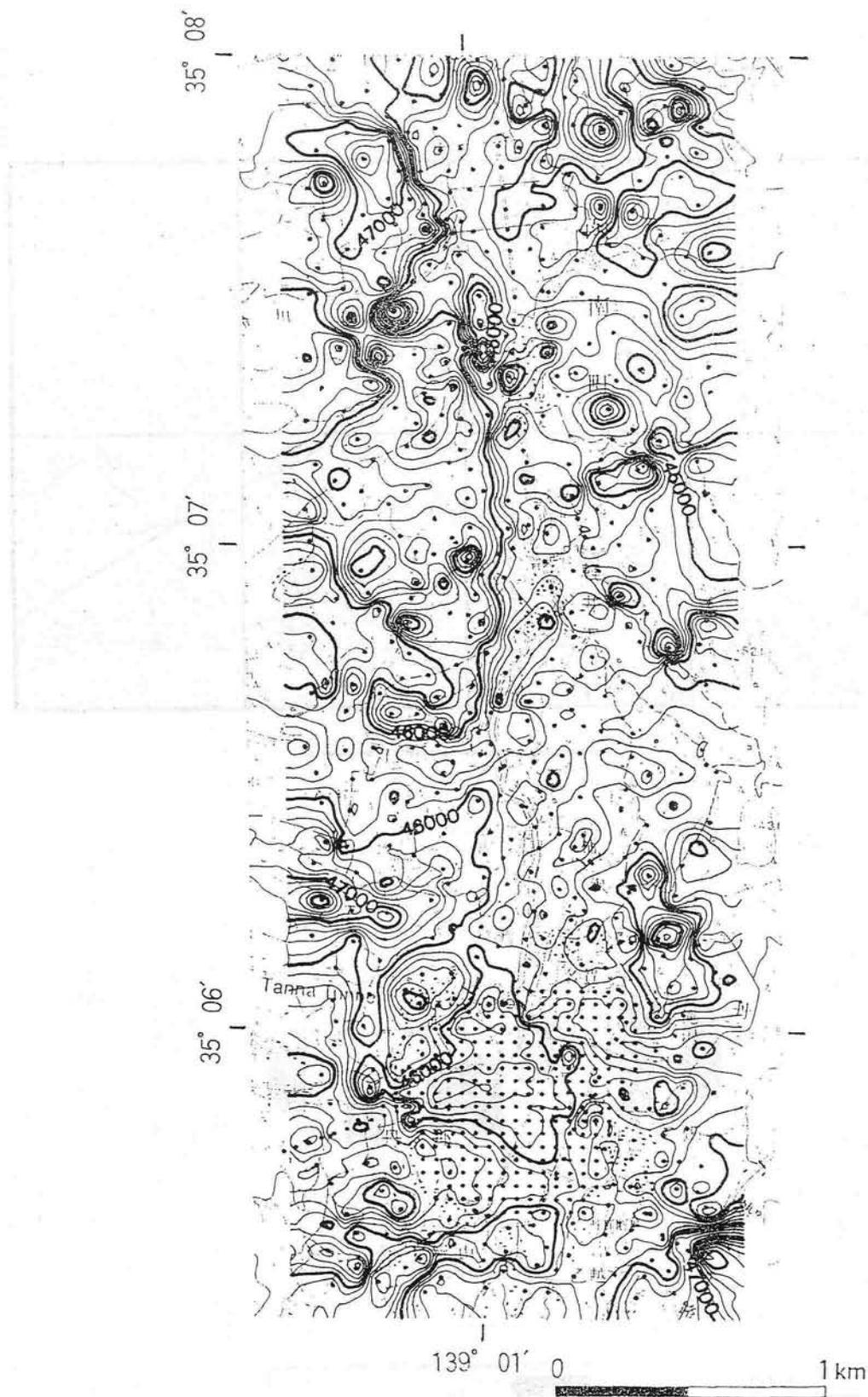
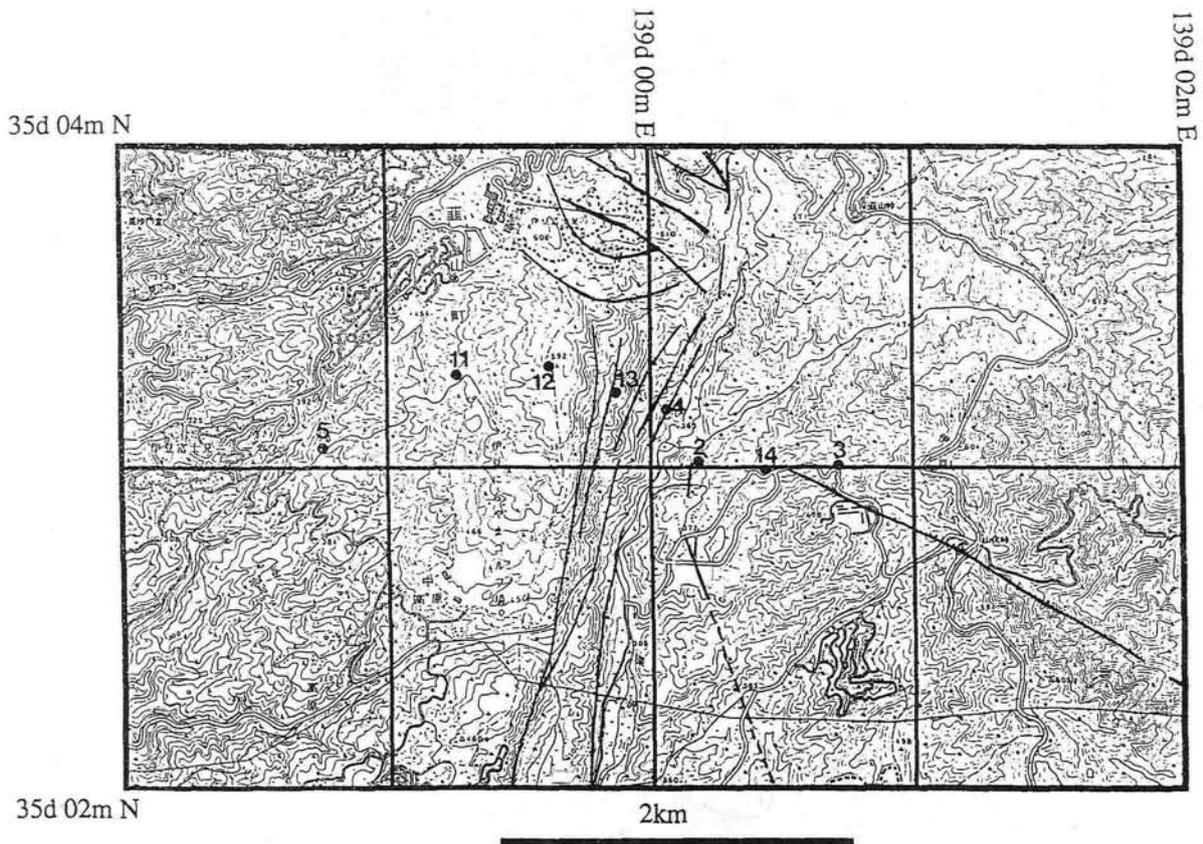


図 I - 4 - 28 地表磁気測量から得られた丹那断層に沿う磁気異常。小さなドット印は測量点を表す。コンターに示されている数値は全磁力値（単位は nT）で、コンター間隔は 200nT である。丹那断層は図のほぼ中央部を南北に走っている。断層の西側で全般に全磁力値が高い傾向にあるが、断層のところで急に全磁力値が小さくなる。つまり、断層に沿って負の異常が延びている（Okubo et al., 1993）。



Preliminary interpretation of AMT data across Tanna-Ukihashi fault based on one-dimensional inversion of rotation-invariant apparent resistivity and phase

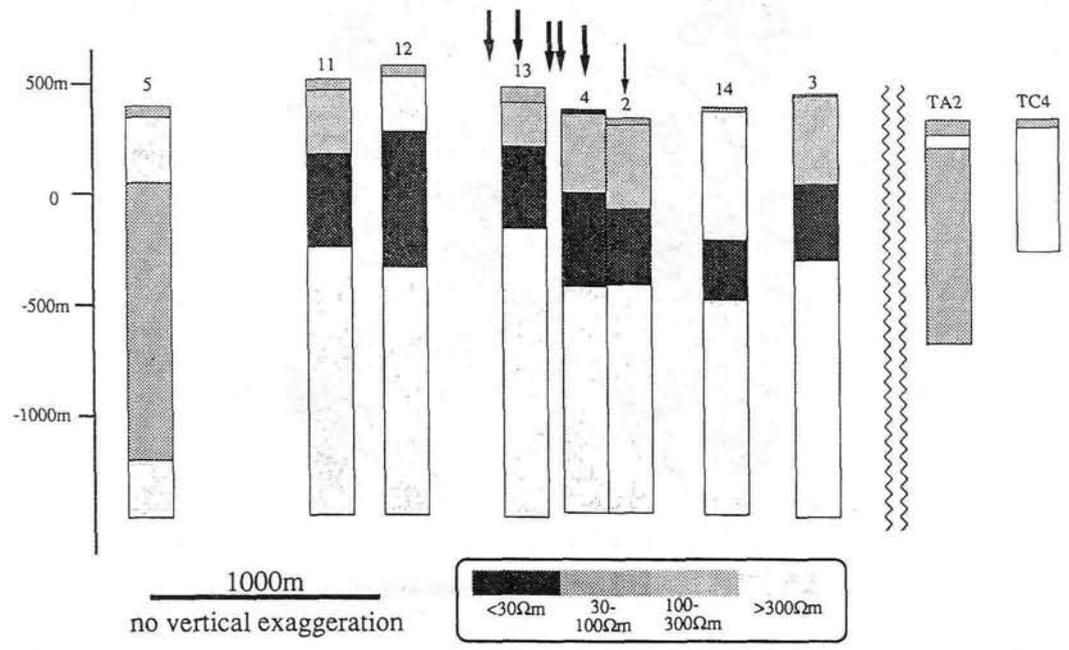


図 I - 4 - 29 丹那断層近傍における比抵抗測線（丸印は AMT 測点）と、各測点における比抵抗構造。矢印は断層の位置を示す。断層近傍の海拔 0 m 付近に低比抵抗層が存在するが、断層から 1 km 程度離れるとそのような低比抵抗層は見られない（小川康雄による）。

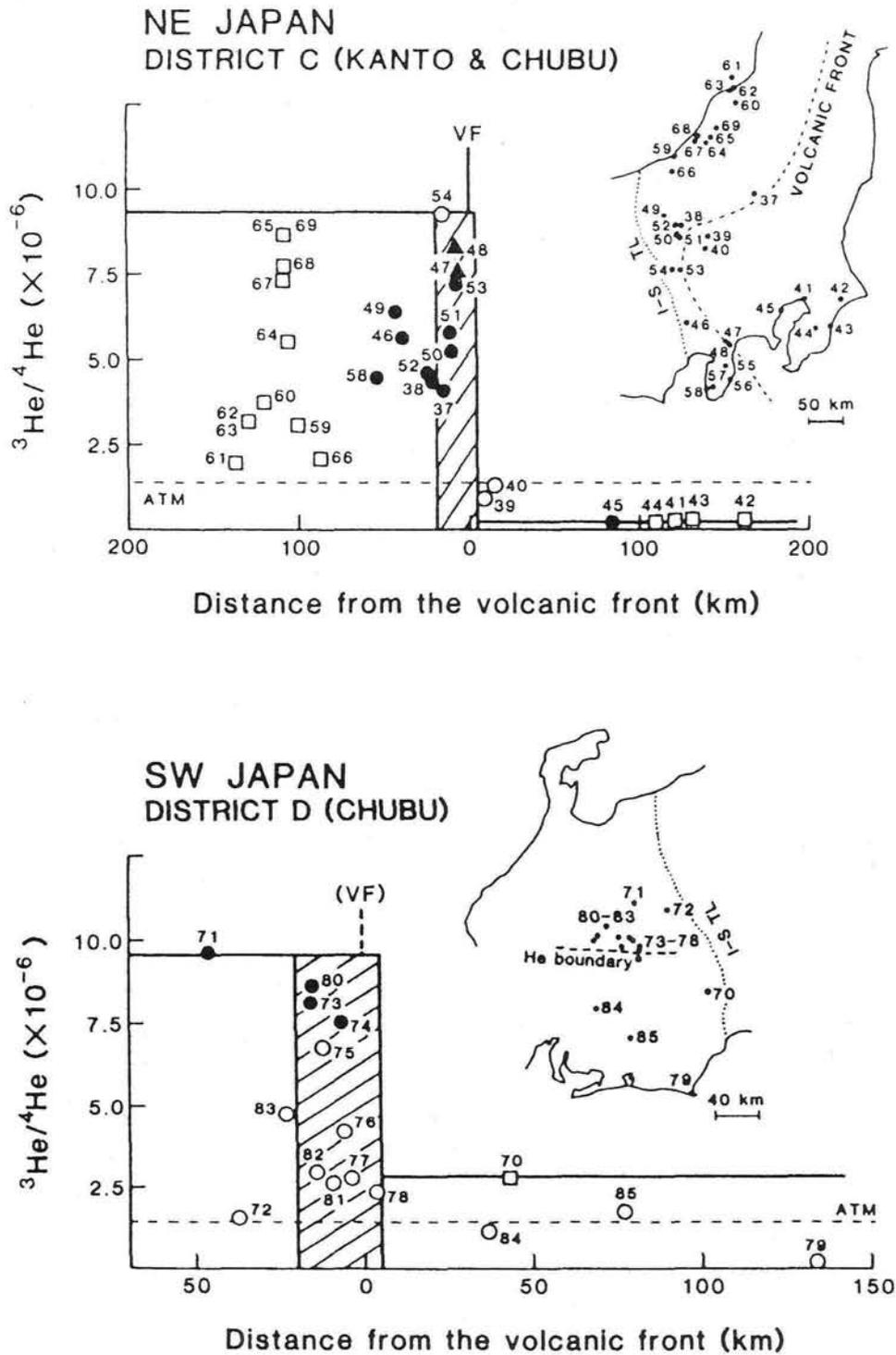


図 I - 4 - 30 地球化学的手法による地下構造の推定は、ヘリウム同位体比によって行われている。上図は地表付近で採取した各種気体のヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) の分布 (Sano & Wakita, 1985) の、関東地方および中部地方での結果である。火山フロントを境に、マグマの存在しない前弧側では低く、火山活動の盛んな背弧側では高いことがわかる。火山フロントが明瞭でない糸魚川-静岡構造線以西については、下図に示す。