

4. 地下構造

東日本の下には太平洋プレートが沈み込んでおり、繰り返し大きな地震が発生してきたほか、全体として東西圧縮の場合の中で日本海東縁や内陸でも大きな地震が発生してきた。こうした東日本の地震発生の場合を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り、さまざまな手法により地下構造の研究が行われている。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、多くの研究機関により精力的に続けられており、粗密はあるものの、その観測点は全国をかなりの密度でおおうまでになっている。膨大な数のデータのコンピュータ処理によるまとめが北海道大学、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、ここに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解析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により、地殻の全体的な構造、プレート構造などに加え、地震活動、火山活動との関係も、より詳細に議論することが可能になってきている。北海道大学、東北大学などにおける調査は、北海道や東北地方の地殻や沈み込むプレートの姿を明らかにしている。

東北地方は、爆破震源による大規模な地下構造研究がわが国で初めて行われた地域であり、最近まで数多くの調査が行われてきたほか、北海道でもこれまでに3度の調査が行われている。自然地震には求められない詳細な調査が可能であり、観測密度の大幅な増加と反射法的な処理などの工夫により、上部地殻のみならず、下部地殻やマントル最上部の情報が得られている。海域でも、かつてのハイドロフォンを使った2船式の地下構造調査に代わって、海底地震計を使った詳細な調査が行われている。

地球電磁気的手法による地下構造調査も、北海道、東北の各地で行われており、広域的な磁気異常図のほか、各地の調査で電気伝導度構造や比抵抗構造が求められている。太平洋プレートの沈み込みや、下部地殻からマントルにいたる深さの、興味ある地球電磁気的構造が推定されている。

地球化学的手法による地下構造調査として、ヘリウム同位体比の分布が調べられており、火山の分布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、実験の計画段階から実施段階の協力も含め、さらに望まれる。

[吉井敏尅]

参 考 文 献

- 1) Hasegawa, A. et al. : Nature, 352 (1991), 683-689.
- 2) Honkura, Y. et al. : J. Geomag. Geoelectr., 43 (1991), 71-76.
- 3) Iwasaki, T. et al. : Tectonophysics, 165 (1989), 315-336.
- 4) Iwasaki, T. et al. : J. Phys. Earth, 41 (1993), 165-188.
- 5) Miyamichi, H. : Ph. D. Thesis, Hokkaido Univ., (1993).
- 6) Oshima, S. and S. Kasuga : J. Geomag. Geoelectr., 40 (1988), 465-483.
- 7) オゼル, オウズ・ほか : 地震学会講演予稿集, 2 (1993), 258.
- 8) Sano, Y. and H. Wakita : J. Geophys. Res., 90 (1985), 8729-8741.
- 9) Sano, Y. and H. Wakita : Geochem. J., 22 (1988), 293-303.
- 10) 海野徳仁・長谷川 昭 : 地震, 37 (1984), 217-228.
- 11) Utada, H. : Ph. D. Thesis, Univ. Tokyo, (1987) 409pp.
- 12) Zhao, D. et al. : Tectonophysics, 181 (1990), 135-149.
- 13) Zhao, D. et al. : J. Geophys. Res., 97 (1992), 19909-19928.

*** BOUGUER ANOMALY (Hokkaido Univ) ***

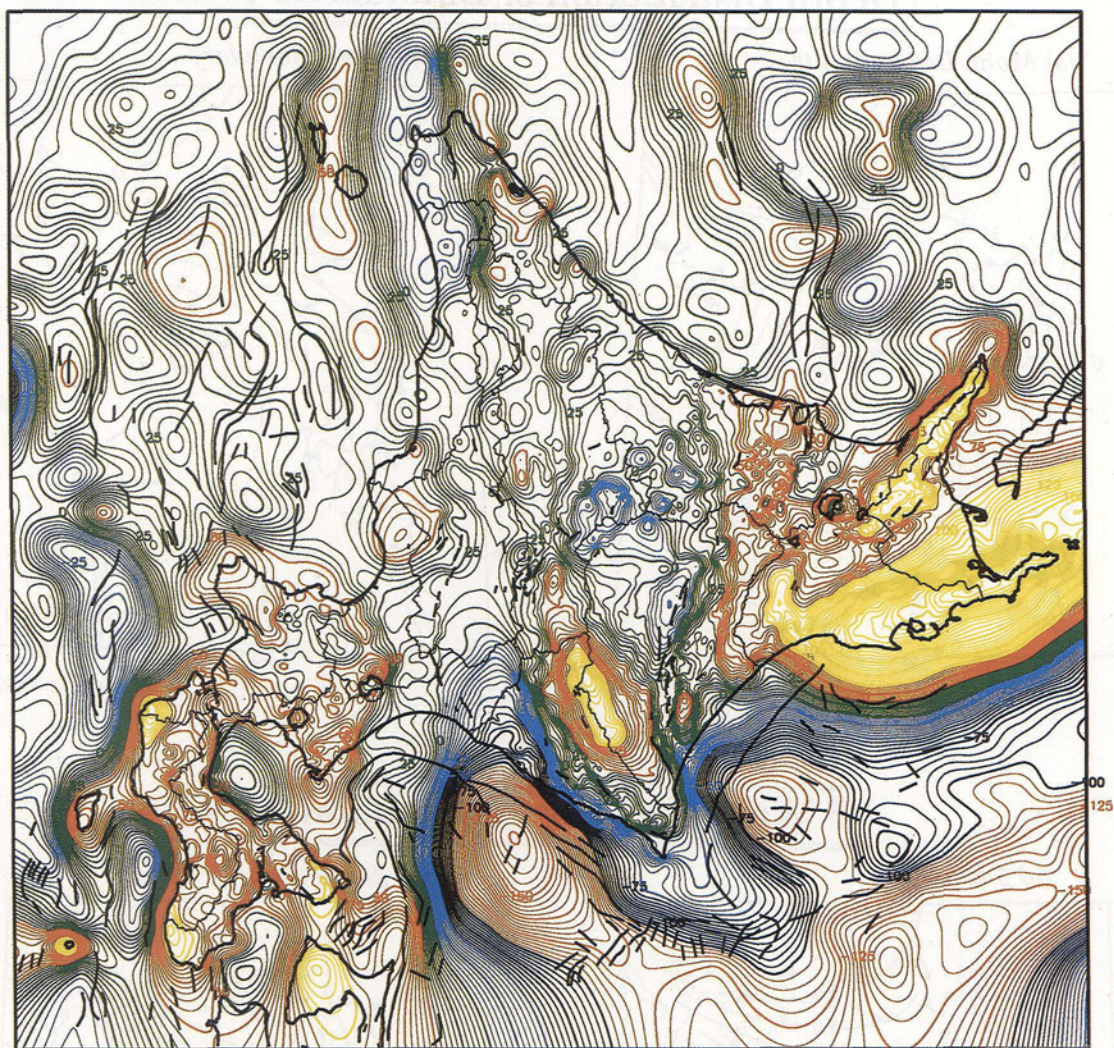
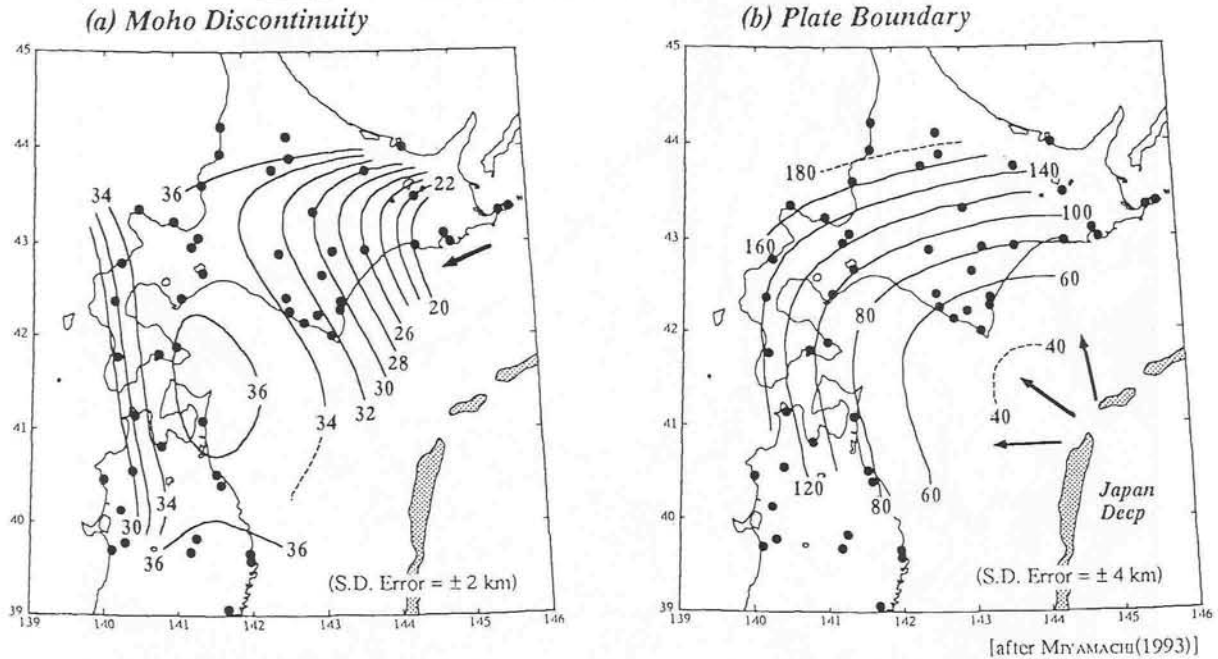


図 I - 4 - 1 北海道およびその周辺の重力異常図。補正密度は 2.67g/cc であり、陸域はブーゲ異常、海域はフリーエア異常を表す。 -100mgal 以下は赤紫色、 $-100 \sim -50\text{mgal}$ は青色、 -50 から 0mgal は水色、 $0 \sim 50\text{mgal}$ は緑色、 $50 \sim 100\text{mgal}$ は赤色、 100mgal 以上は黄色で、コンター間隔は 5mgal である。使用した陸域のデータは北海道大学、石油資源開発を中心とした約2万点（測点分布図参照）であり、海域は海上保安庁水路部提供のグリッドデータ（5分メッシュ）を利用した。図中には海岸線とともに活断層の分布も示した。北海道中央部を中心とした地域では $0 \sim 50\text{mgal}$ の緑色のコンターが広く分布しているが、道東、道南地域では赤色や黄色の高重力異常帯が目立つ。北海道東部の高重力異常帯は 220mgal を越え、正の重力異常としては日本で最大である。日高地域の高重力異常は高密度のマントル物質によるものと考えられ、低密度の火山噴出物による負の異常を示す大雪山系とは好対照を示す。北海道北部地域の間寒別断層系や十勝中央部断層系では著しい重力異常の急変帯となっている（北海道大学による）。



Depth Distribution of Boundaries (Unit : km)



P Wave Velocity Distribution (Unit : km/s)

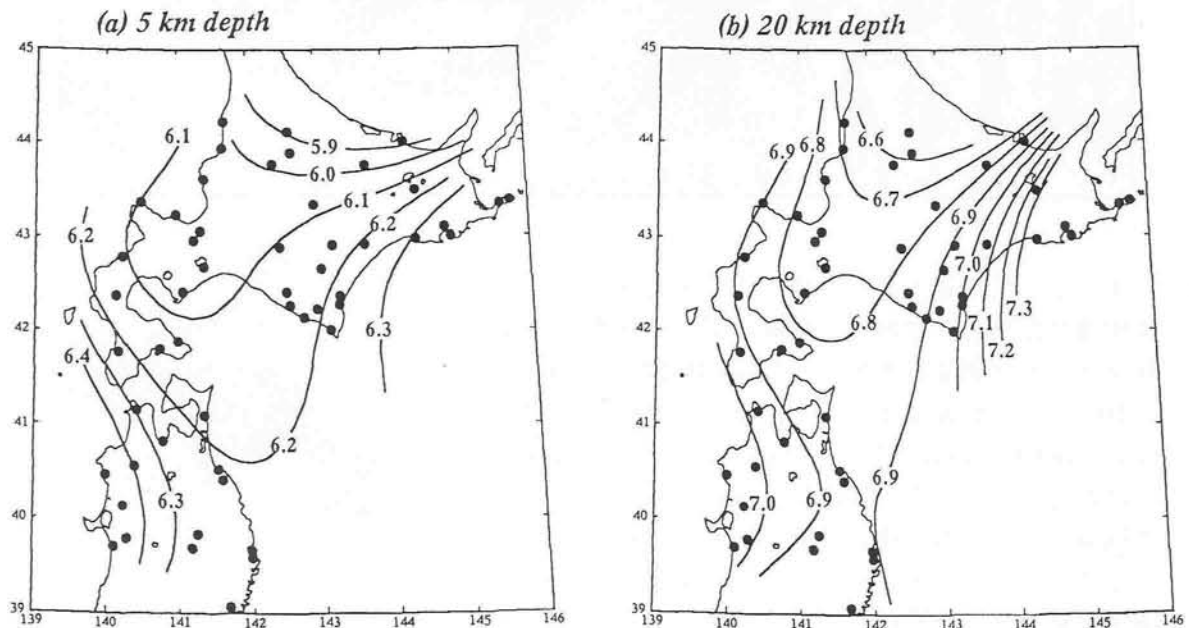


図 1-4-2 自然地震の走時解析から推定した北海道周辺の地震波速度構造。上：モホロビッチ不連続面と沈み込む太平洋プレートの上境界面の深さ。モホロビッチ不連続面は石狩平野から下北半島にかけて深さ36km前後だが、日高山脈から根室半島に向けて急激に浅くなる。下：地殻内の深さ5 km, 20kmのP波速度分布。北部から南部に向けての速度増しの傾向、道東での急激な増加などが見られる (Miyamachi, 1993)。

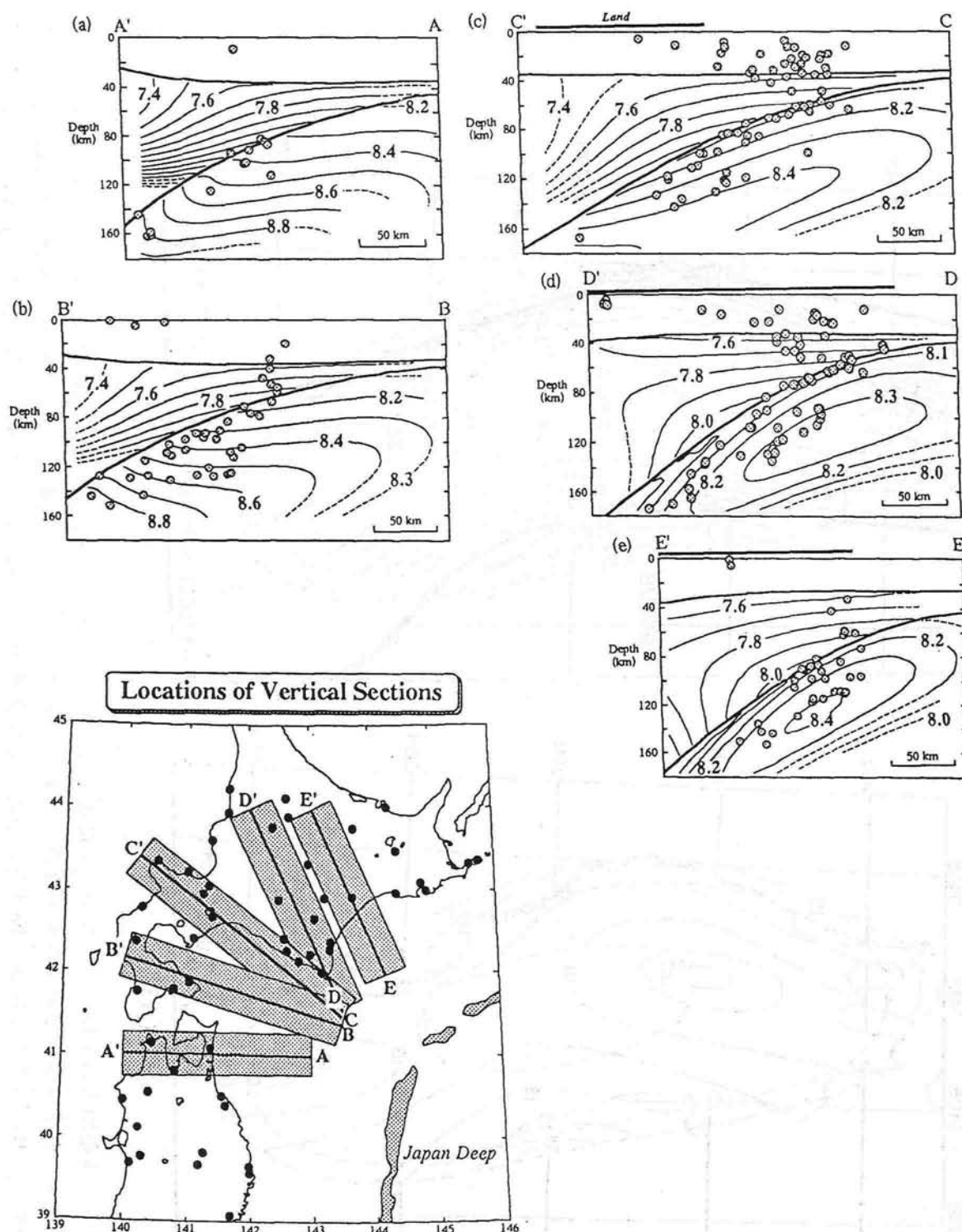


図 1-4-3 北海道周辺の上部マントルP波速度分布断面図と震源分布。上部マントルウェッジの速度は7.4~8.0km/sの範囲にあり、深さ方向に増加する傾向がある。沈み込む太平洋プレートは、プレート上部境界面に沿った8.0~8.1km/sの薄い層と、8.3~8.4km/sの厚い層から成り立っていると考えられる。プレート内部には二重深発地震面が見られるが、上面は深さ60~90kmの範囲で、下面は深さ90kmより深い範囲で活発である (Miyamachi, 1993)。

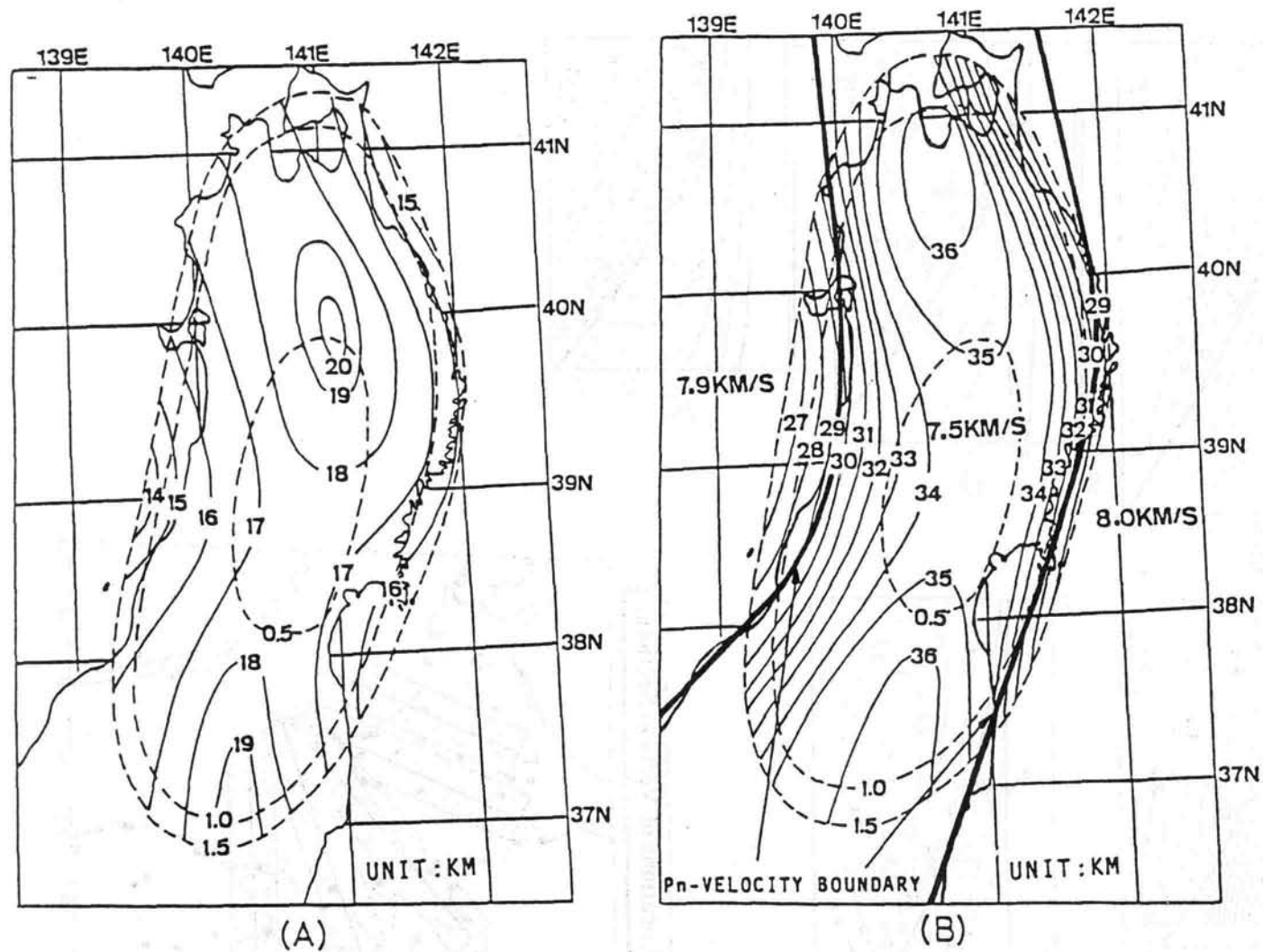


図 1-4-4 浅発地震の走時データを用いて推定した (A) コンラッド不連続面及び (B) モホロビチッチ不連続面の深さ分布。不連続面までの深さを実線のコンター (km単位) で示す。破線のコンターは深さ推定の標準偏差をあらわす。(B) 図で太実線は、Pn速度の急変する境界を示し、各領域でのPn速度の値も図中に記されている (Zhao et al., 1990)。

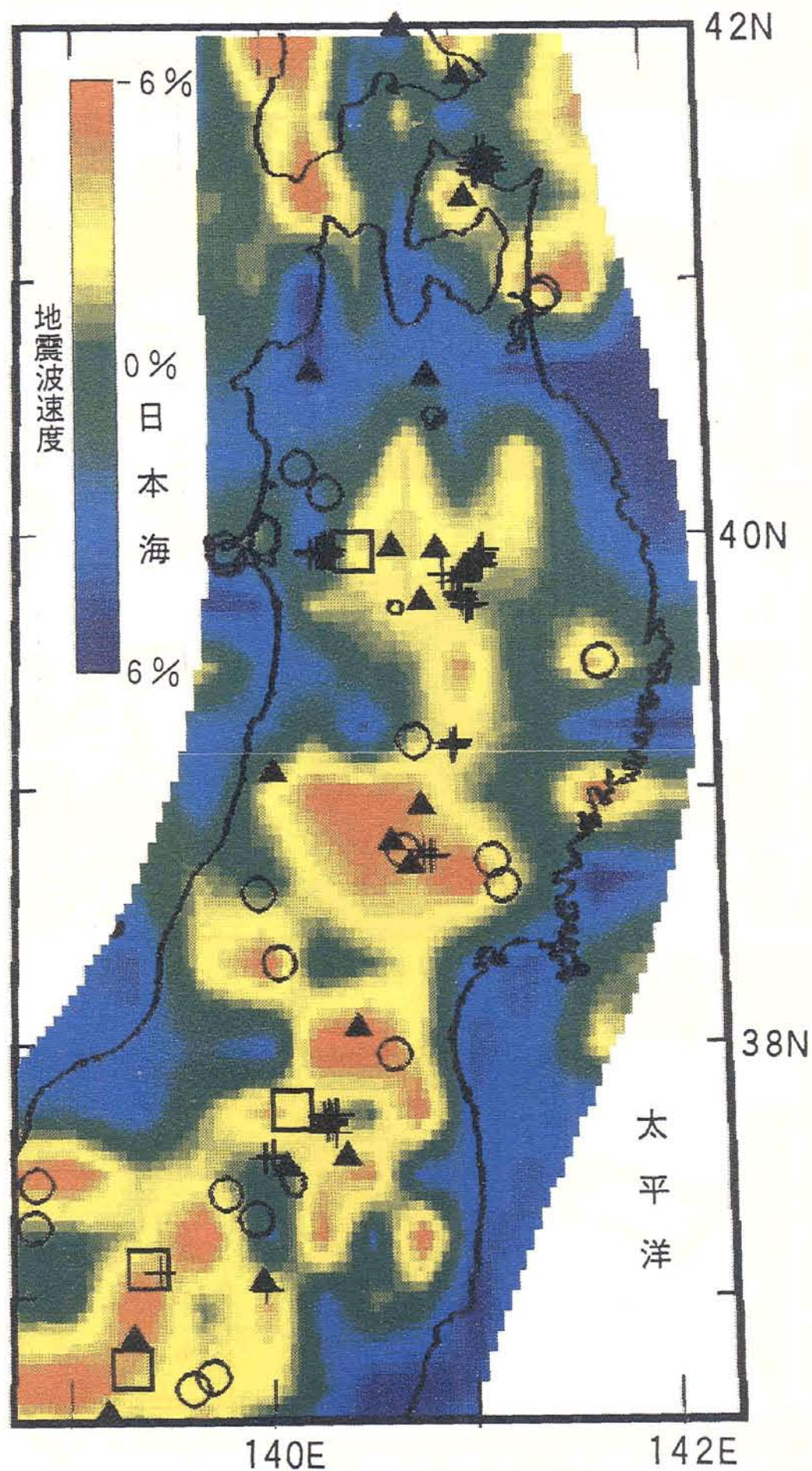


図 1 - 4 - 5 自然地震の走時データを用いて推定した 3 次元 P 波速度構造。図は深さ 40km における P 波速度を、平均値からのズレの量（カラスケール）で示す。三角、十字、四角印は、それぞれ活火山、低周波微小地震、S 波反射面の位置をあらわす。白丸は、1931 年以降、内陸に発生した M 6 以上あるいは被害を与えた浅発地震を示す（Hasegawa et al., 1991 ; Zhao et al., 1992）。

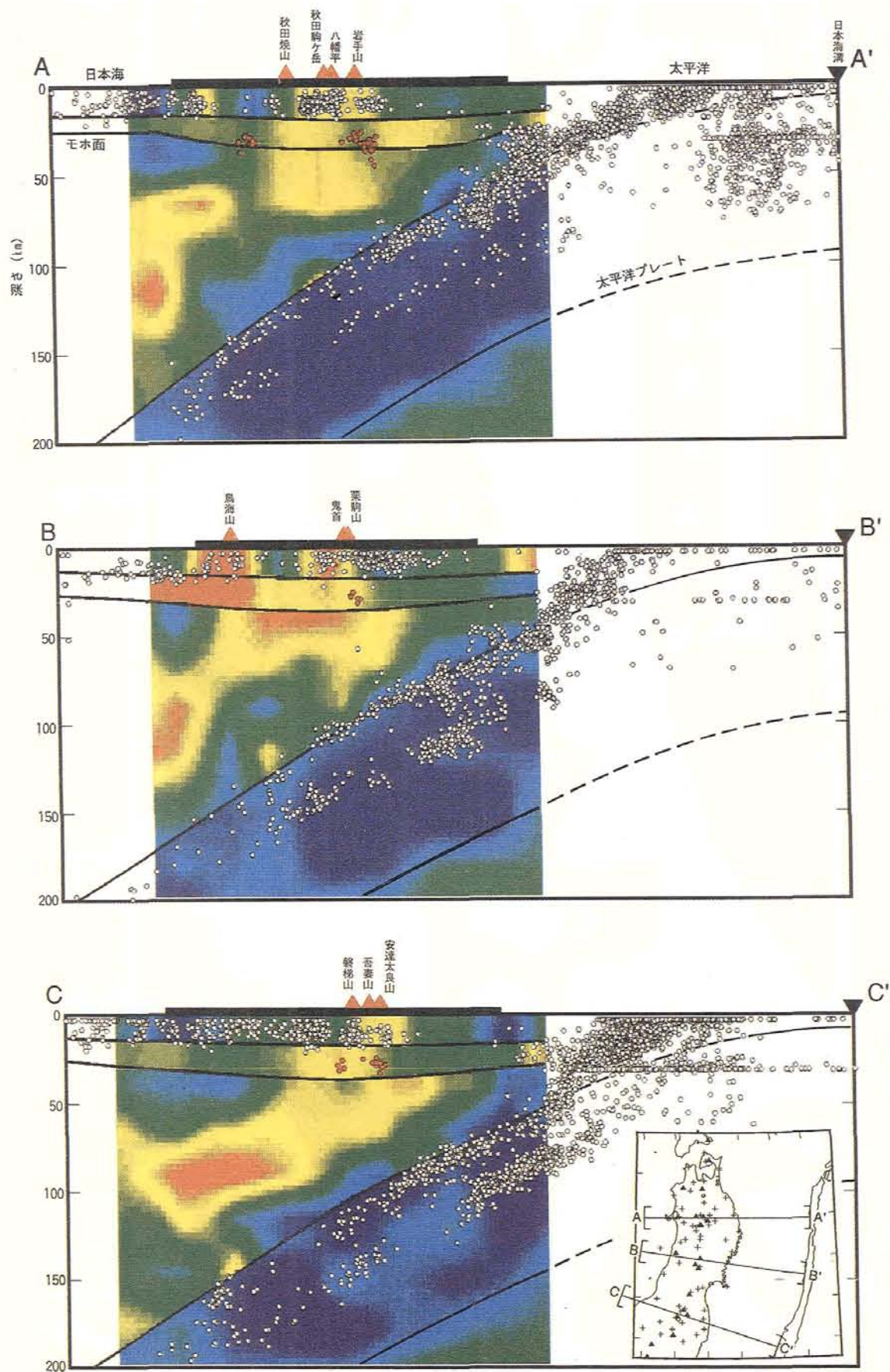


図 I - 4 - 6 自然地震の走時データを用いて推定した 3 次元 P 波速度構造。図は、海溝軸にほぼ直行する測線 (A) AA', (B) BB', (C) CC' に沿った鉛直断面。P 波速度の表し方は、図 I - 4 - 5 と同じである。各測線から $\pm 30\text{km}$ 範囲に震源決定された微小地震を丸印で示す。赤丸は低周波微小地震。各図上部の太実線及び赤三角は、それぞれ陸地の範囲及び活火山の位置を示す。推定されたコンラッド面、モホ面、太平洋プレート上下面も、それぞれ実線で示してある (Zhao et al., 1992)。

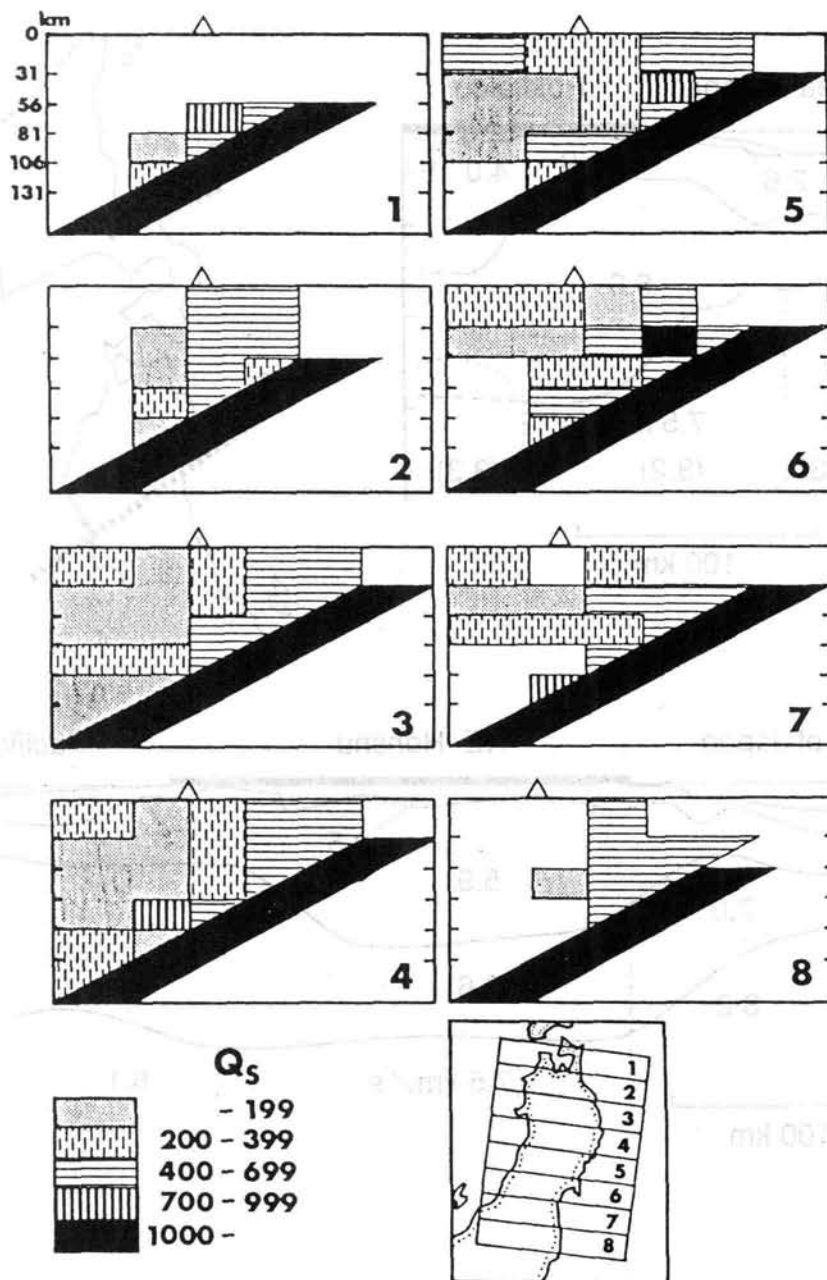


図 I - 4 - 7 自然地震のP波とS波のスペクトル比から推定された3次元地震波減衰構造。推定された Q_s 値を5段階に分けて、1～8の鉛直断面に投影してある。各図上部の三角印は火山フロントの位置を示す（海野・長谷川，1984）。

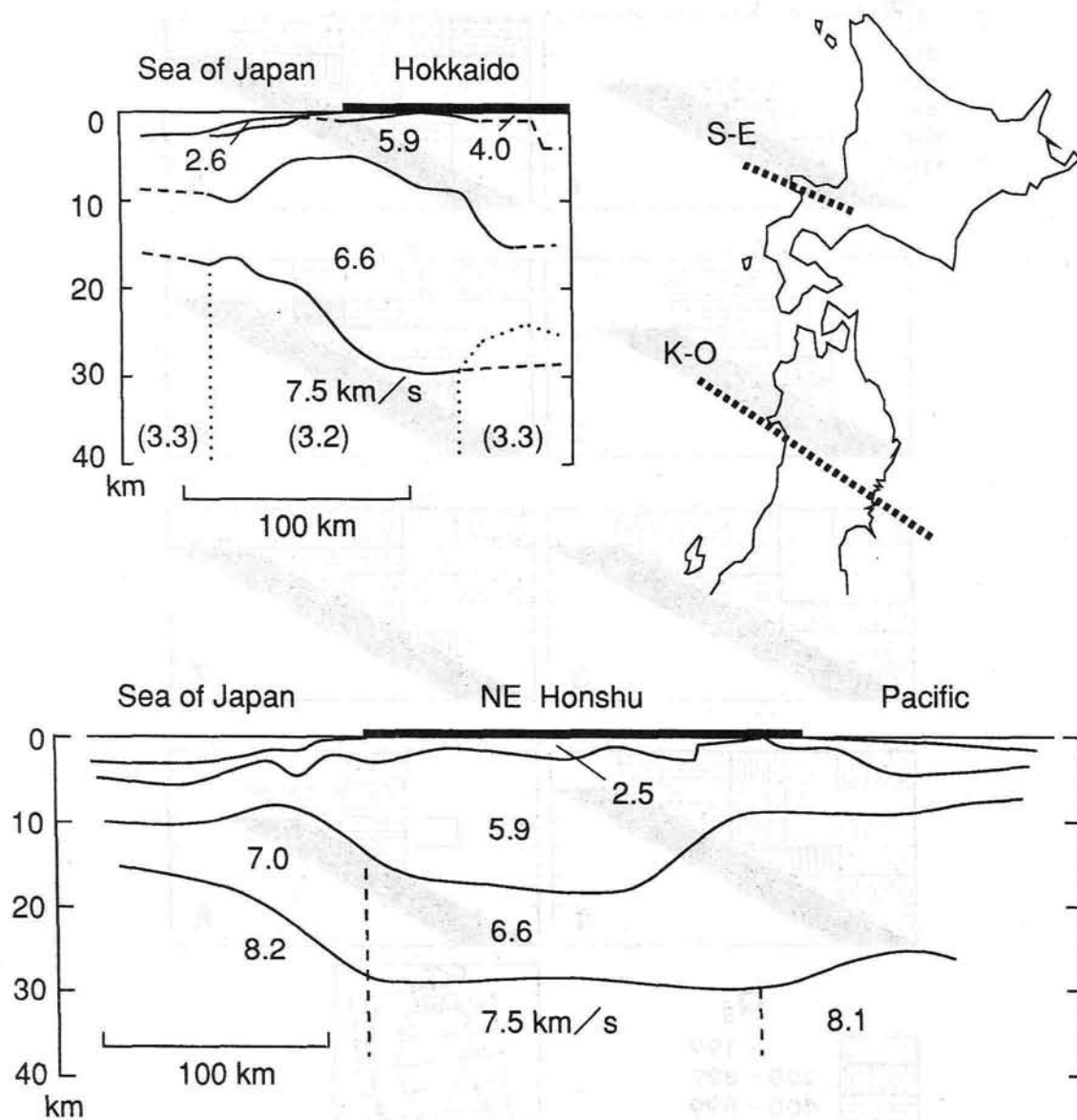


図 I - 4 - 8 1960年代，国際地球内部開発計画（UMP）のもとで行われた気仙沼・男鹿測線（K-O）と積丹・襟裳測線（S-E）測線の断面。原図を簡略化して，同じ縦横比で示した。宮城県沖地震（1978年），日本海中部地震（1983年），北海道南西沖地震（1993年）の調査・研究の基礎資料として，重要な役割をはたしている。

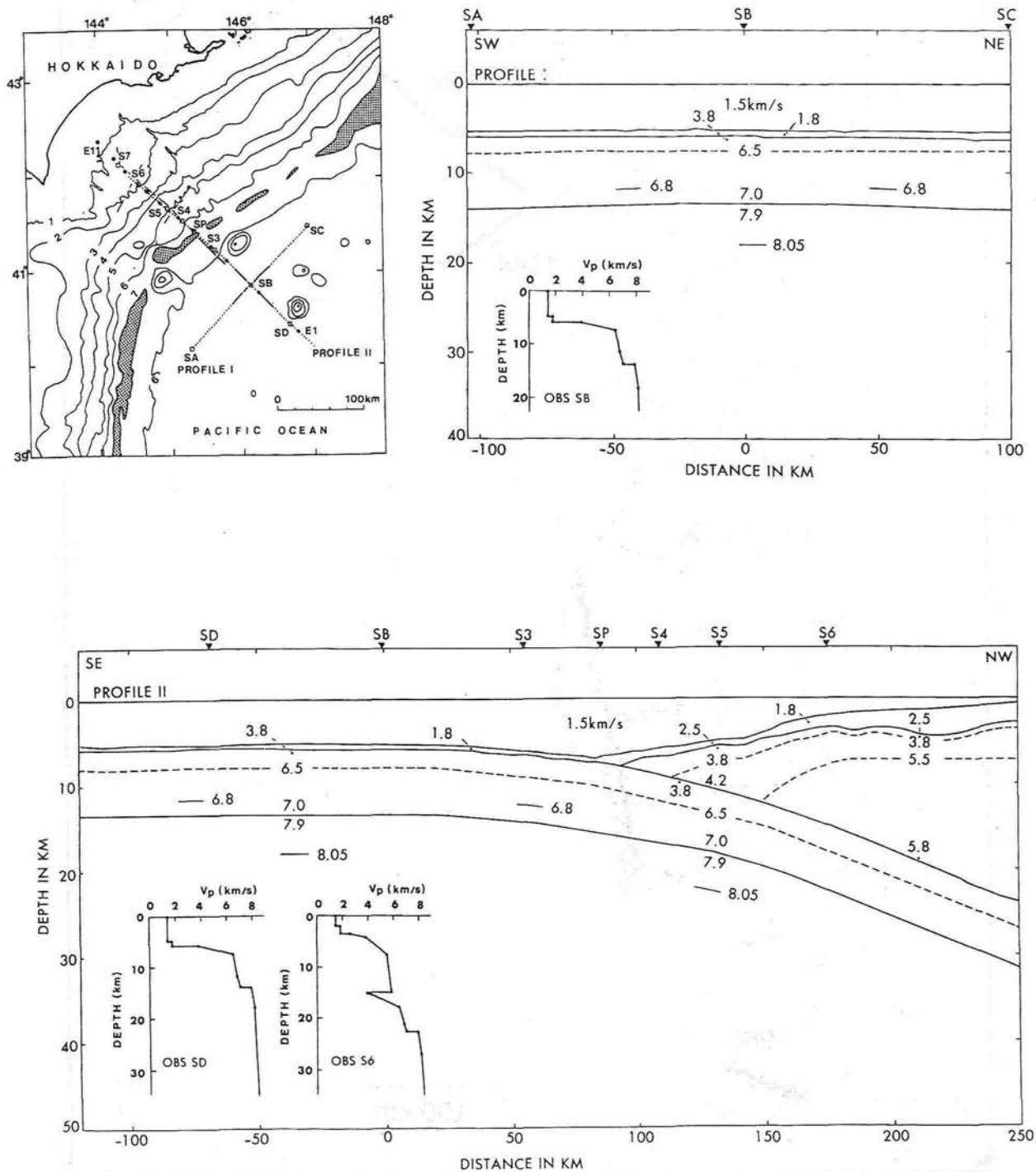


図 I - 4 - 9 1983年に北海道十勝沖で行われた、海底地震計を使った人工地震地下構造調査。
 左上：測線の配置図。右上：海溝軸の海側のProfile I の速度構造図。典型的な海洋性地殻を示している。
 下：海溝軸を横切ったProfile II の速度構造図。海洋性地殻が島弧側に沈み込む様子がわかる。とくに陸側斜面下では、海洋性地殻の浅部が低速度層として観測された (Iwasaki et al., 1989)。

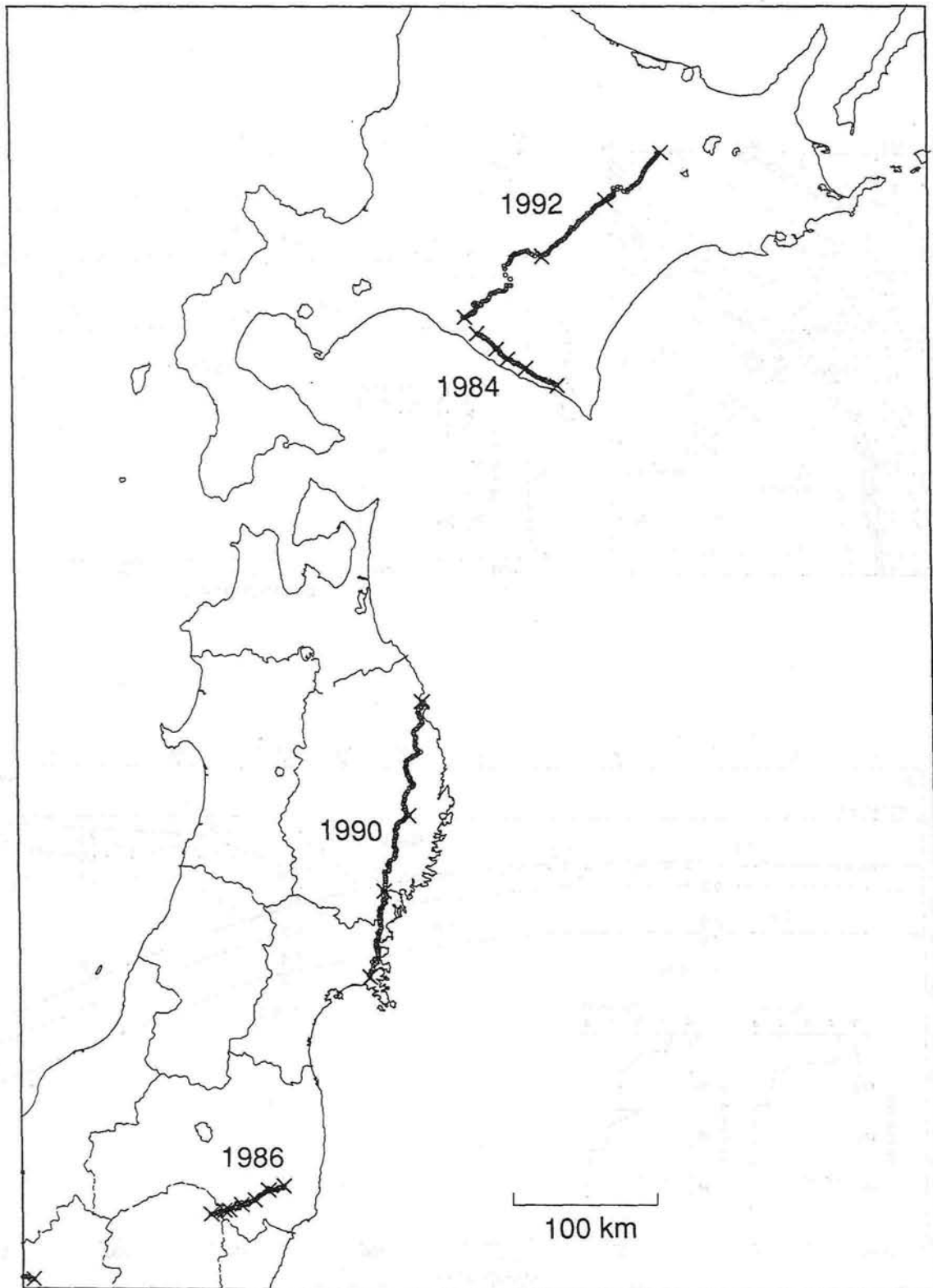


図 I - 4 - 10 北海道・東北地域で行われた，地震予知計画のもとでの人工地震による地殻構造調査の測線。1984年は新冠・様似測線，1986年はいわき・那須測線，1990年は久慈・石巻測線，1992年は津別・門別測線である。第5次地震予知計画の時の測線は全長が100km未満で，観測点も全部で100点未満であったが，第6次地震予知計画では測線長，観測点数ともほぼ3倍に増えた（爆破地震動研究グループによる）。

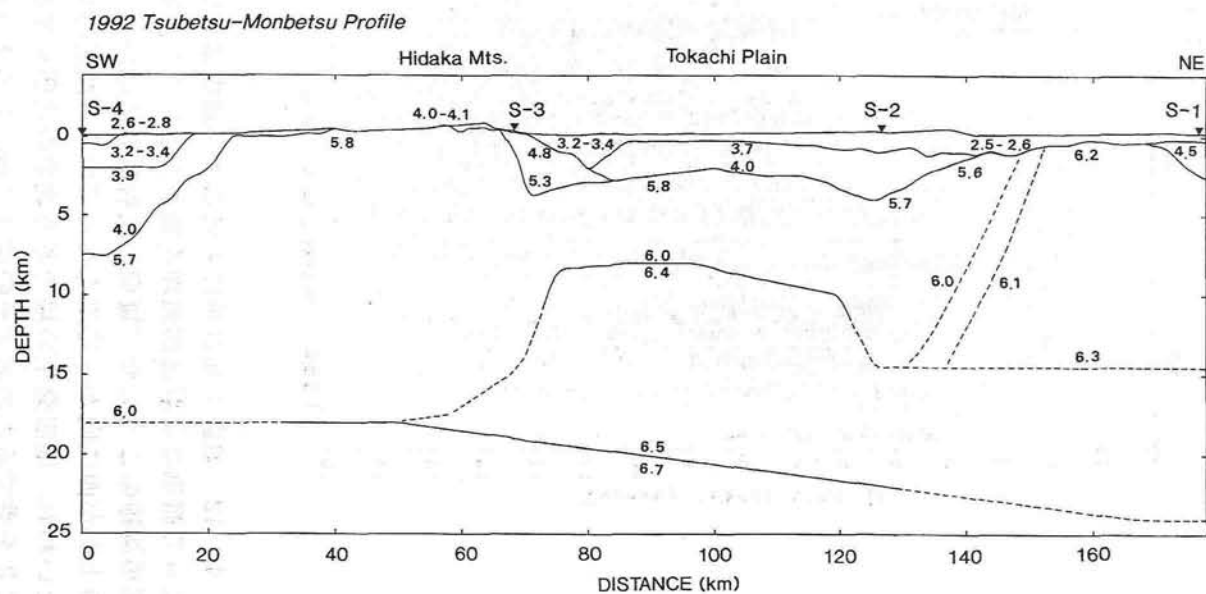
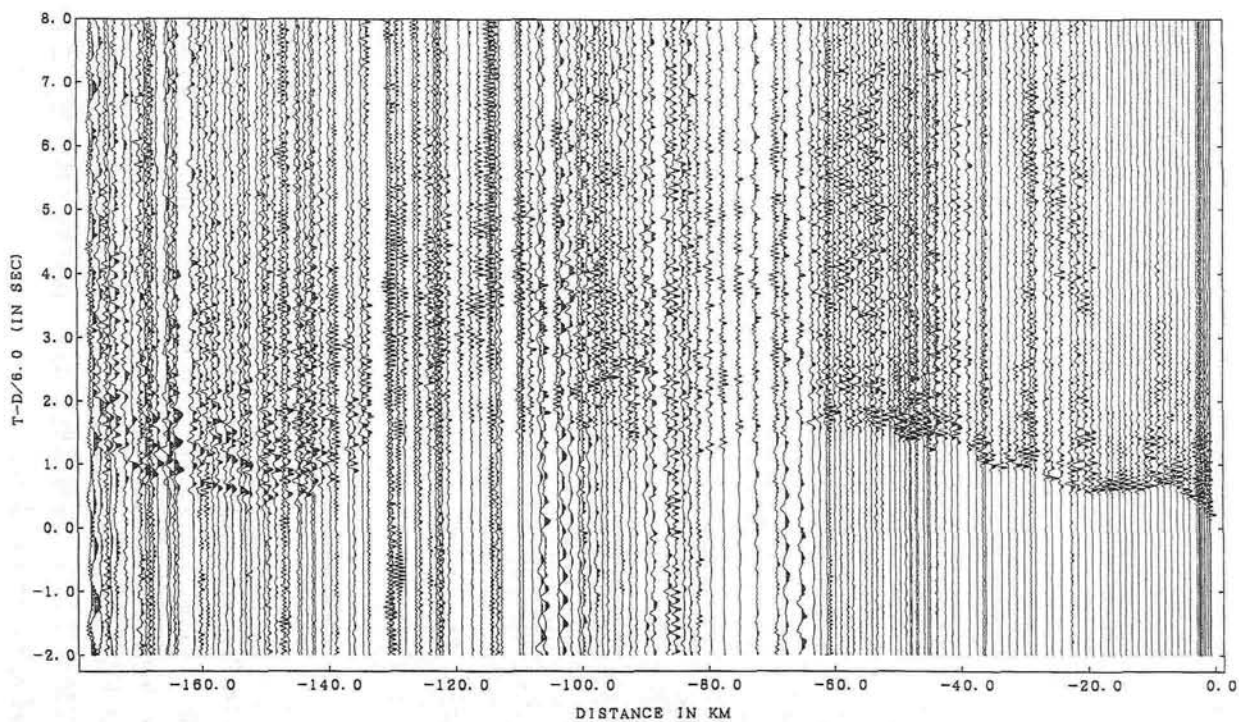


図 I - 4 - 11 上：北海道で行われた津別・門別測線の人工地震調査の記録。北東端の津別町での700kgの火薬爆発による。下：推定された地殻上部の構造。十勝平野での厚い堆積層，日高山脈や測線北東端での基盤の盛り上がりなどが見られる（オゼル・ほか，1993）。

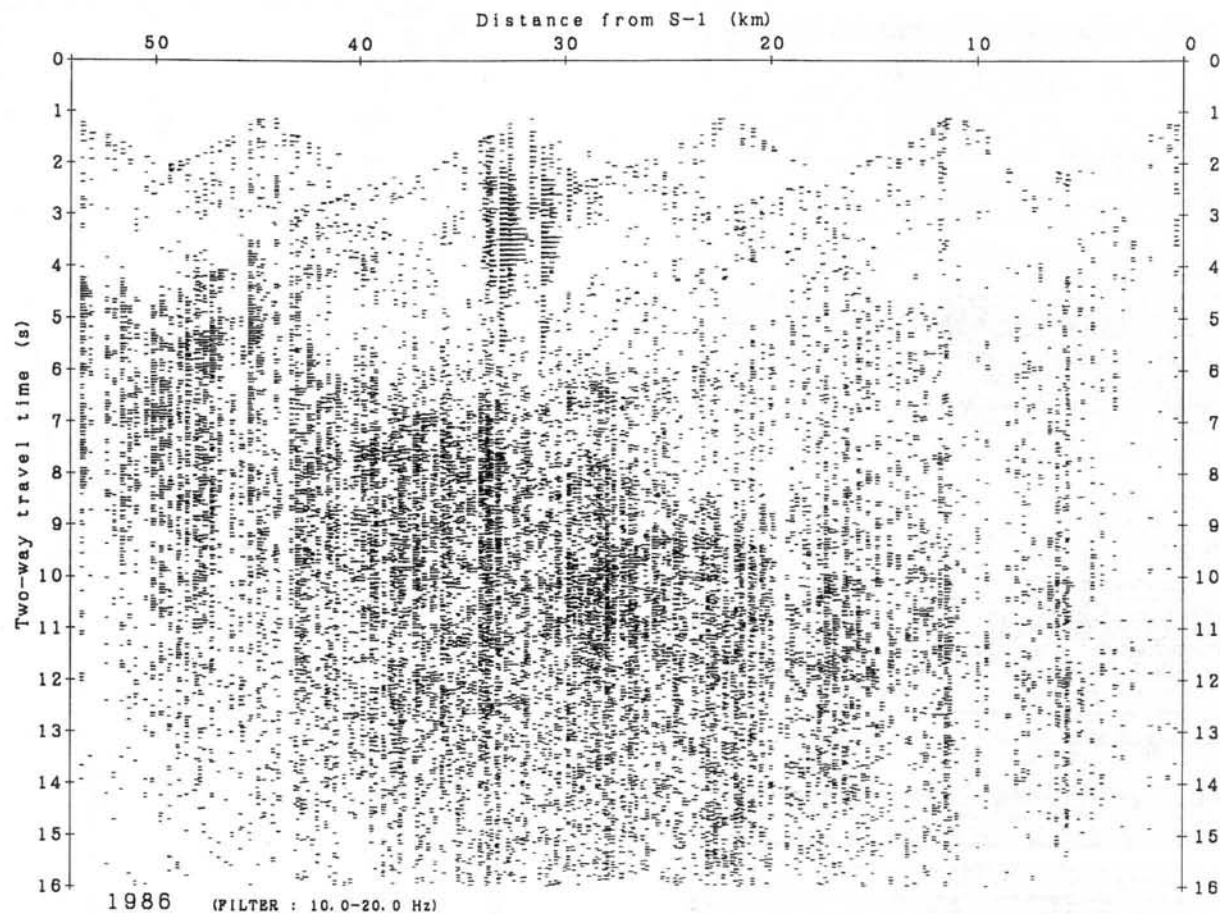


図 I - 4 - 12 地震予知計画における人工地震調査は基本的には屈折法として計画・実施されているが、記録数が多くなって簡単な反射法的処理を施すことにより、興味深い断面が得られるようになってきた。ここに示したいわき・那須測線のこうした“疑似”反射断面にはいわゆるreflective lower crust (反射的下部地殻) が明瞭に認められ、その上面が西に向かって浅くなっている。反射的な下部地殻は下部地殻を構成する物質の流動的な性質に関係があるといわれ、地震発生の場合である地殻の状態を知る上で貴重な情報である。縦軸は地震波の往復時間(秒)で、これに3を乗ずるとおおよそその深さ(km)になる(爆破地震動研究グループによる)。

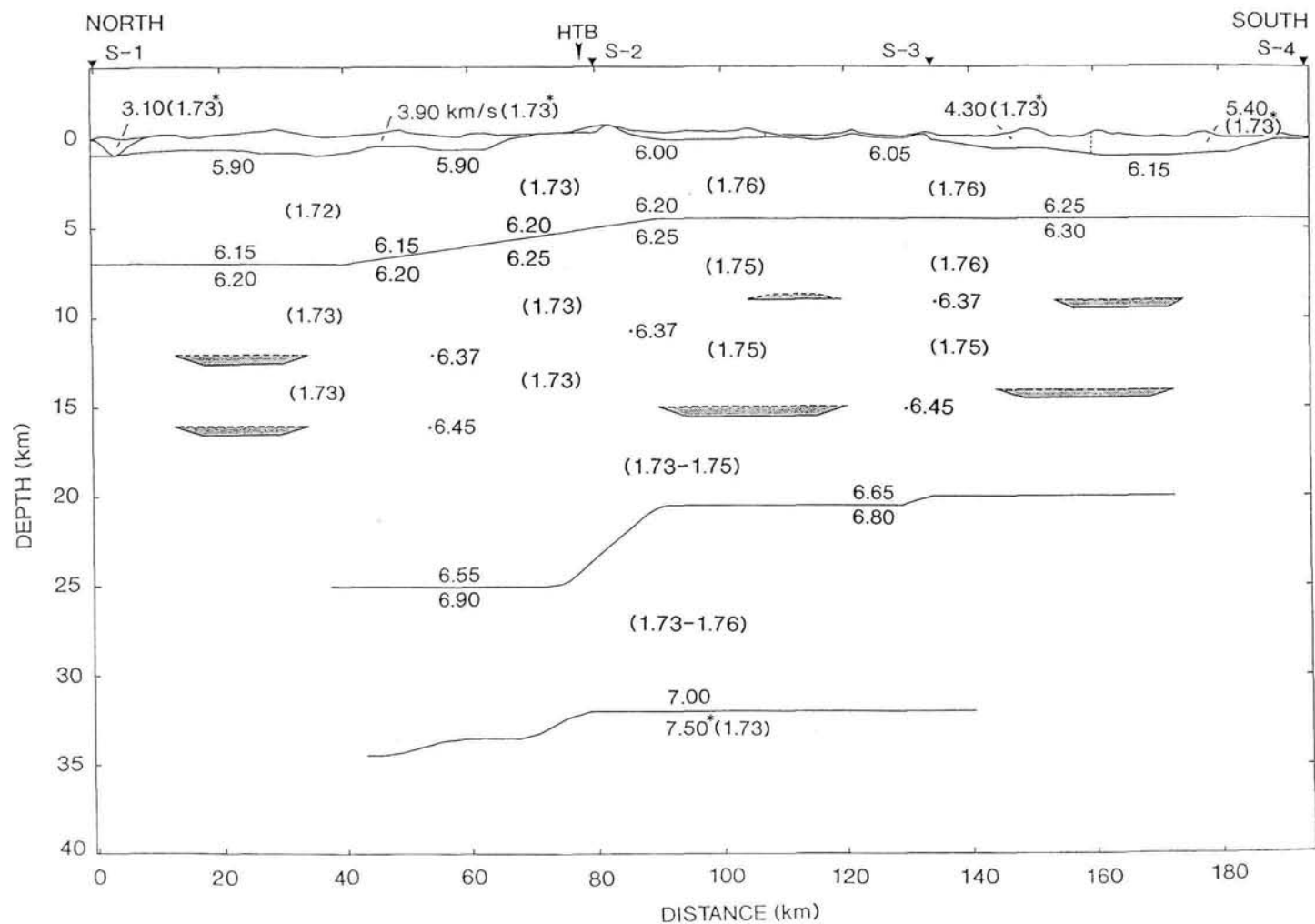


図 I - 4 - 13 北上地域を南北に走る久慈・石巻測線では、地殻上部での地震波速度がわが国のこれまでの調査の中では最も速くなっているのが特徴である。密度の高い観測により、地殻内に多くの反射面も見いだされている。上下動記録にフィルターをかけることで、S波も明瞭に観測される。括弧内に示したのは、このようにして求めたP波とS波の速度比である (Iwasaki et al., 1993)。

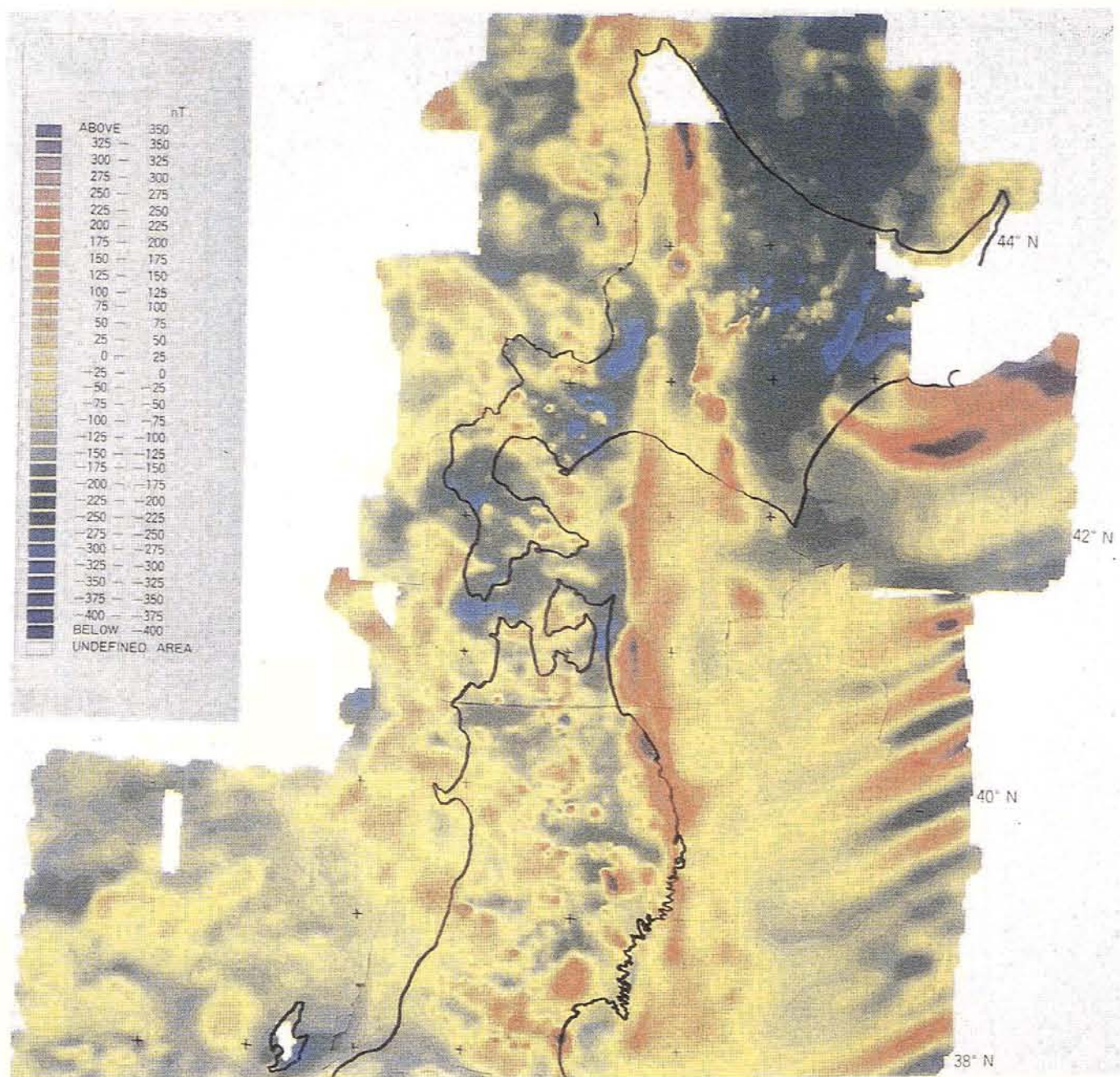


図 I - 4 - 14 海上保安庁水路部のデータ及び新エネルギー・産業技術開発機構の未公表データを使用して作成した磁気異常図。暖色系は正の異常，寒色系は負の異常を表す。三陸から北海道中部に延びる南北方向の正の異常がもっとも顕著である。また，釧路沖にも大きな正の異常が見える。三陸沖に見られる帯状の正負の異常はいわゆる海洋底拡大に伴う縞状磁気異常である。新エネルギー・産業技術開発機構の承認済み (Honkura et al., 1991)。

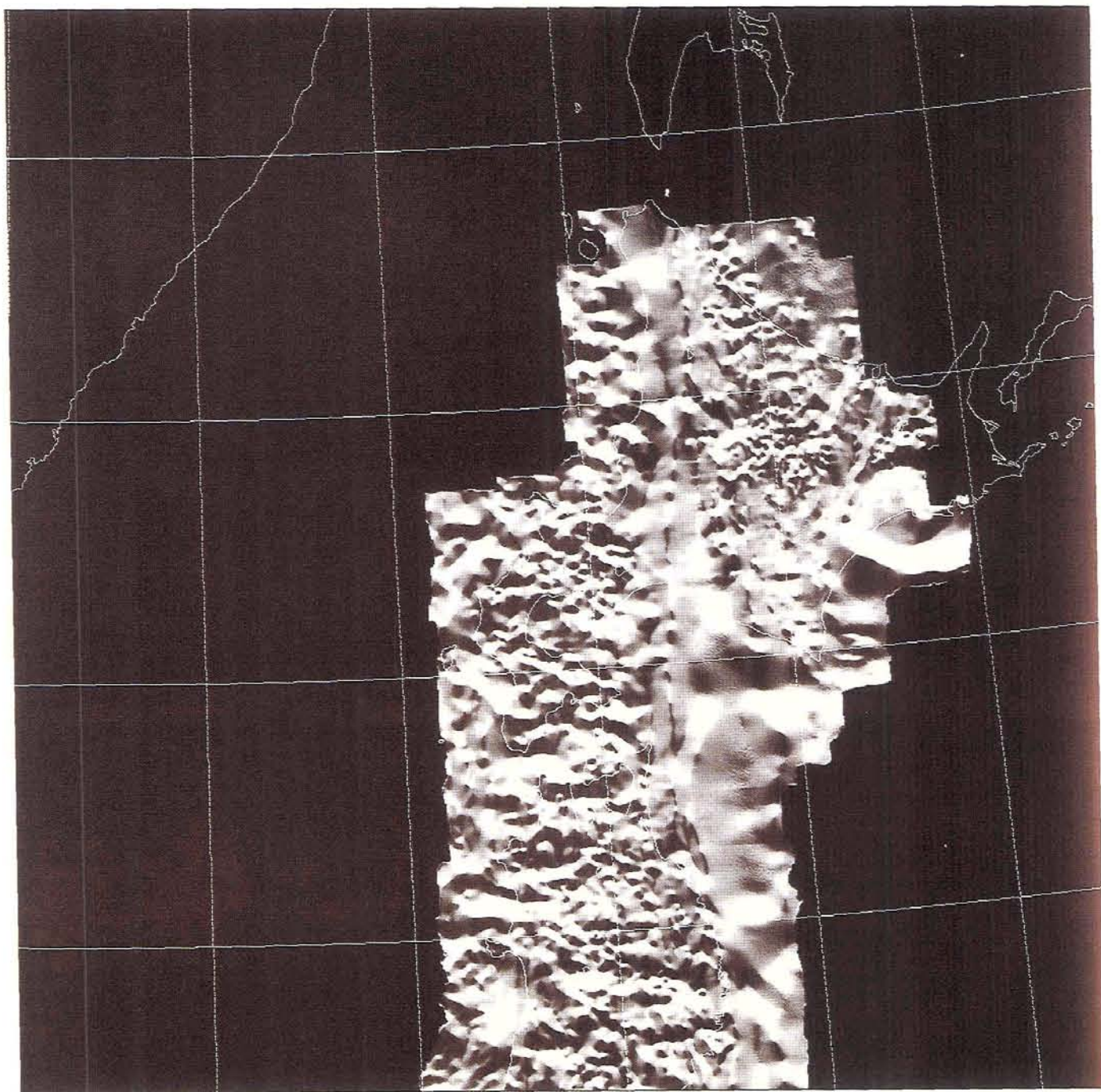


図 I - 4 - 15 地磁気異常陰影図。磁気異常の分布を地形のように考え、光を北から水平方向にあてたときにできる陰影を濃淡で表現している。このような陰影図では、磁気異常の線状構造が浮かび上がって見える。たとえば、三陸から北海道中部に延びる線状構造は見事である。また、東北地方には東西方向のトレンドも認められる。これらは何らかの構造の境界を示唆している（牧野雅彦による）。

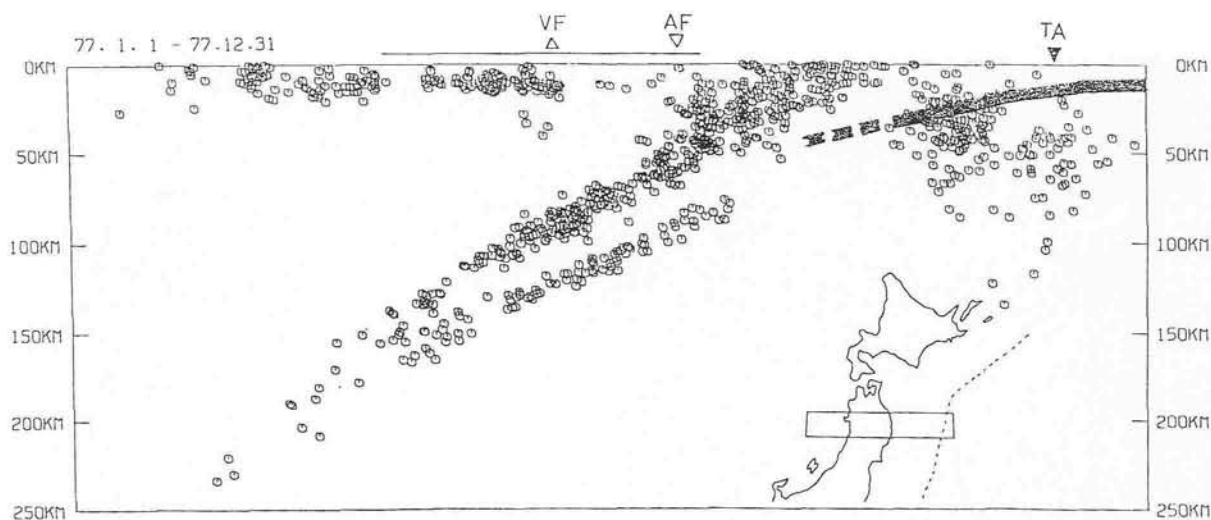


図 I - 4 - 16 三陸沖の縞状磁気異常データの解析から求めた太平洋プレート磁化層の深度分布（太線）。このような磁化層はプレート最上部に位置することから、この太線は太平洋プレートの上面に対応すると考えてよい。この太線を延長すると二重深発面の上面につながるように見える（Oshima and Kasuga, 1988）。

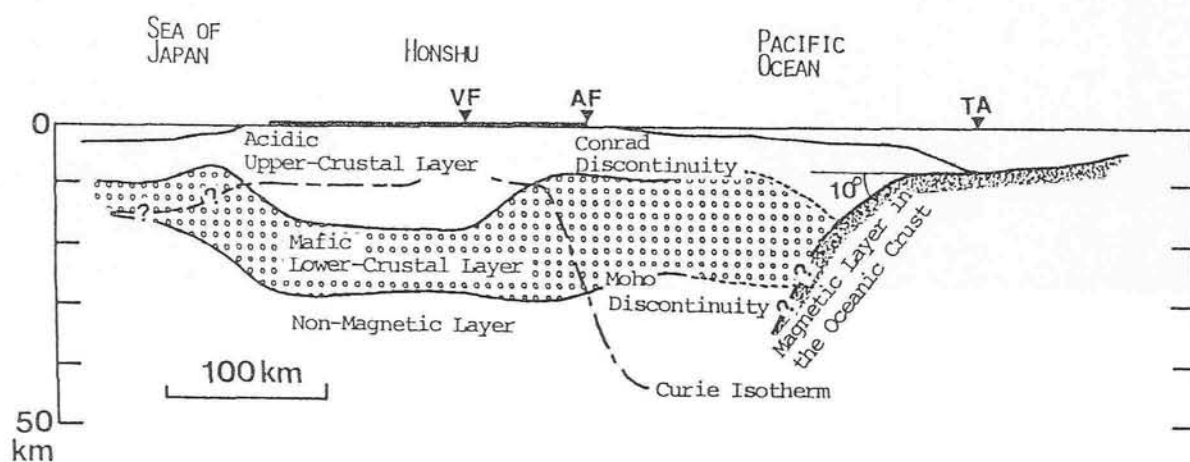


図 I - 4 - 17 東北日本の磁気構造。AF（アサシスミックフロント）の西側ではキュリー点深度の方がモホロビッチ不連続面より浅いため、キュリー点深度が磁化層の底面となる。これに対し東側では、キュリー点深度がモホロビッチ不連続面より深いため、モホロビッチ不連続面が底面となる（マンツルの磁化は弱い）。太平洋プレートの上面も磁化層となっている（大久保泰邦による）。

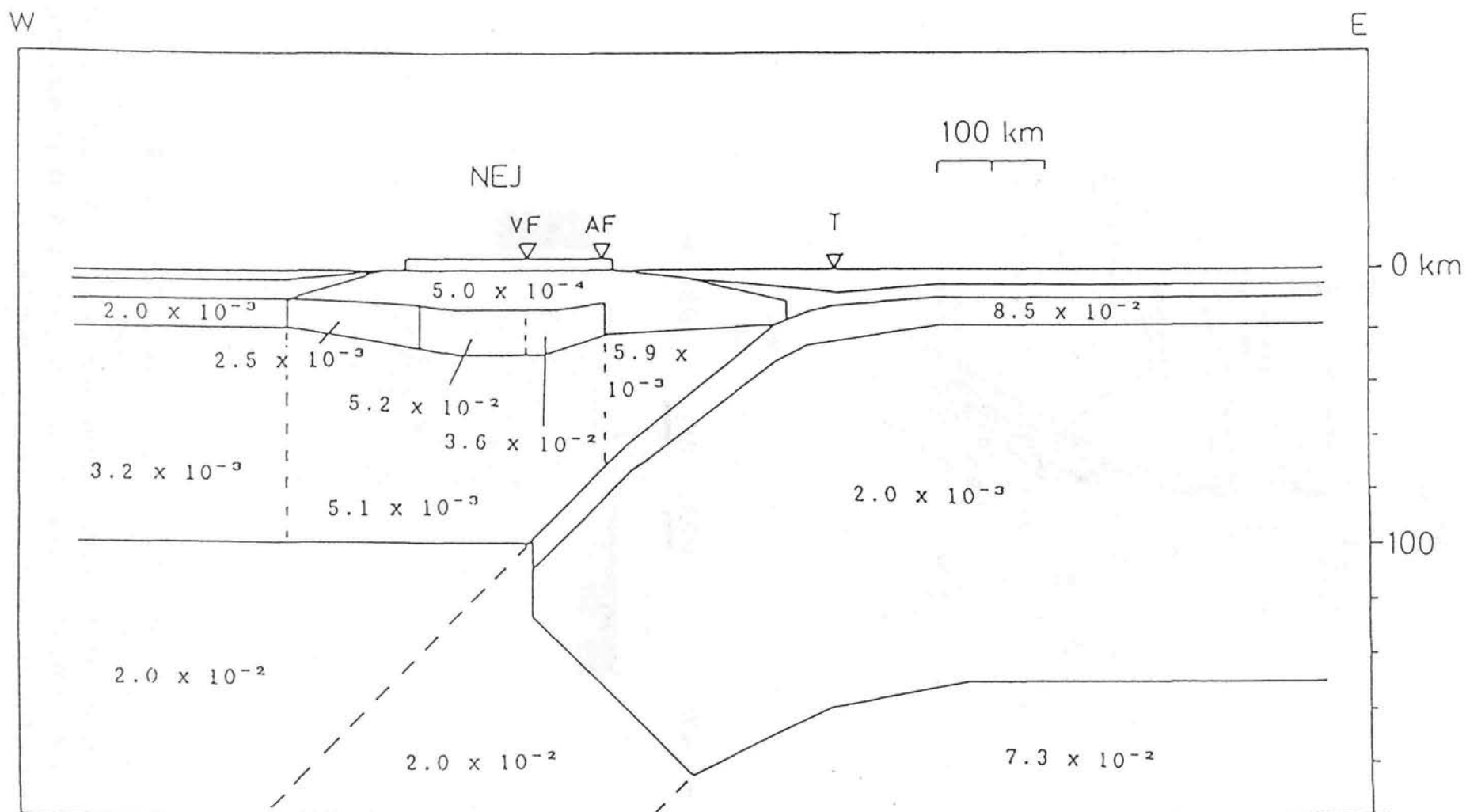


図1-4-18 東北日本の広域的電気伝導度構造。数値は電気伝導度（単位はS/m）を表す。AF（アサイスミックフロント）より西側の下部地殻の電気伝導度が比較的高いことと、沈み込む太平洋プレートの上面に高電気伝導度層が見られることが特徴的である（Utada, 1987）。

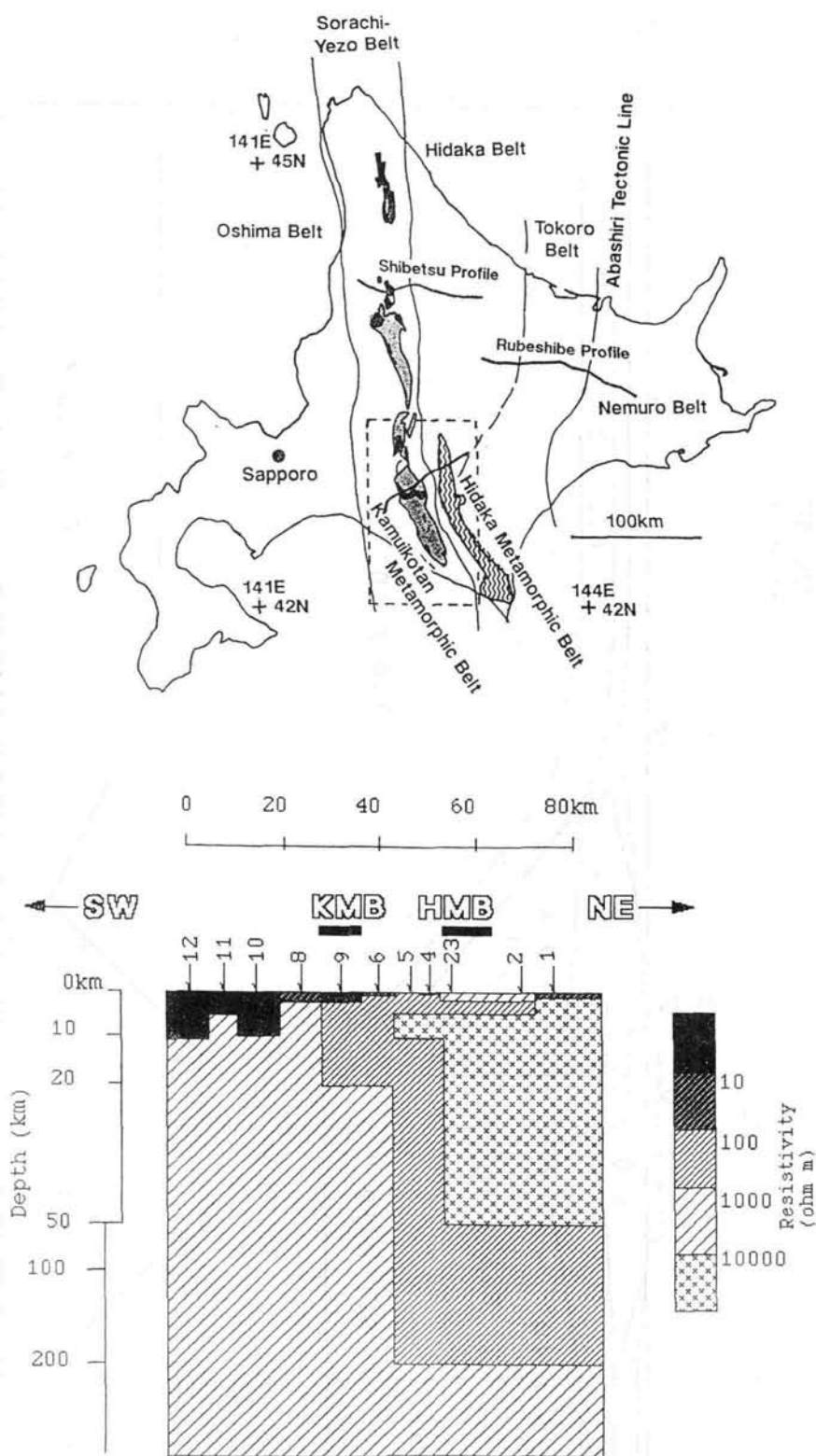


図1-4-19 北海道におけるMT測線（太線）：日高測線，士別測線，留辺蘂測線及びそれぞれの測線に対する比抵抗断面モデル。日高測線では50kmまでの深さの構造が深度方向に拡大されている。KMB（神居古潭変成帯）とHMB（日高変成帯）との間に深部まで続く低比抵抗帯が見られる。士別測線では5 kmまでの構造が拡大されている。留辺蘂測線に対しては，比抵抗値が対数（単位は Ωm ）で表示されている（小川康雄による）。

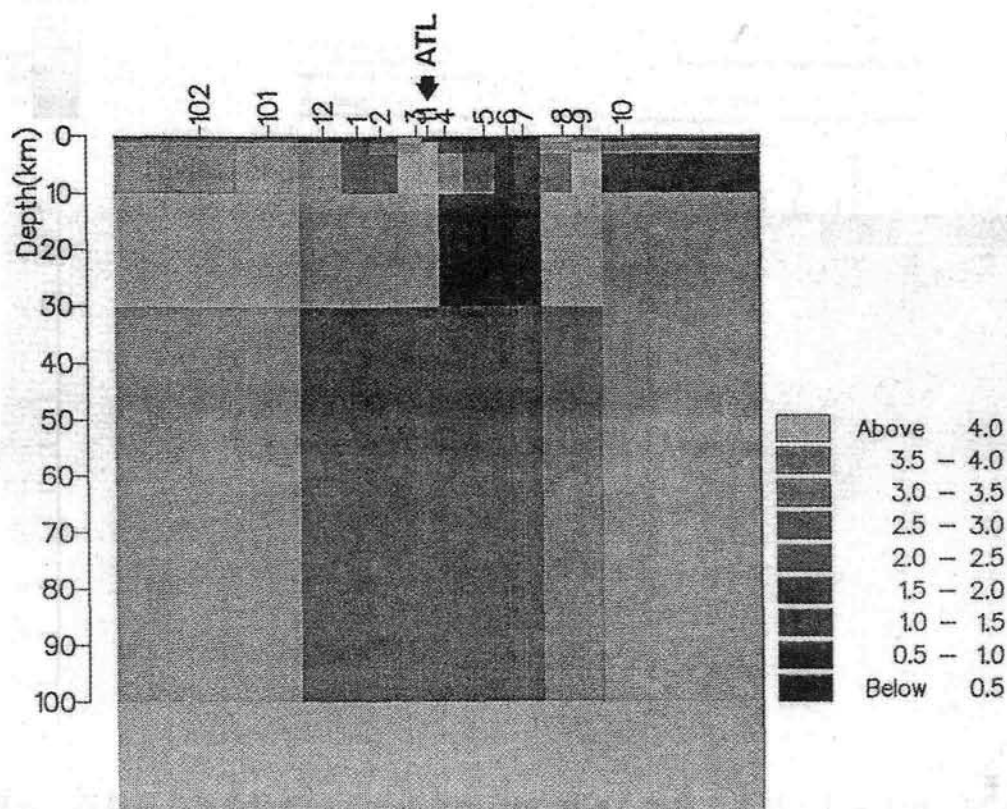
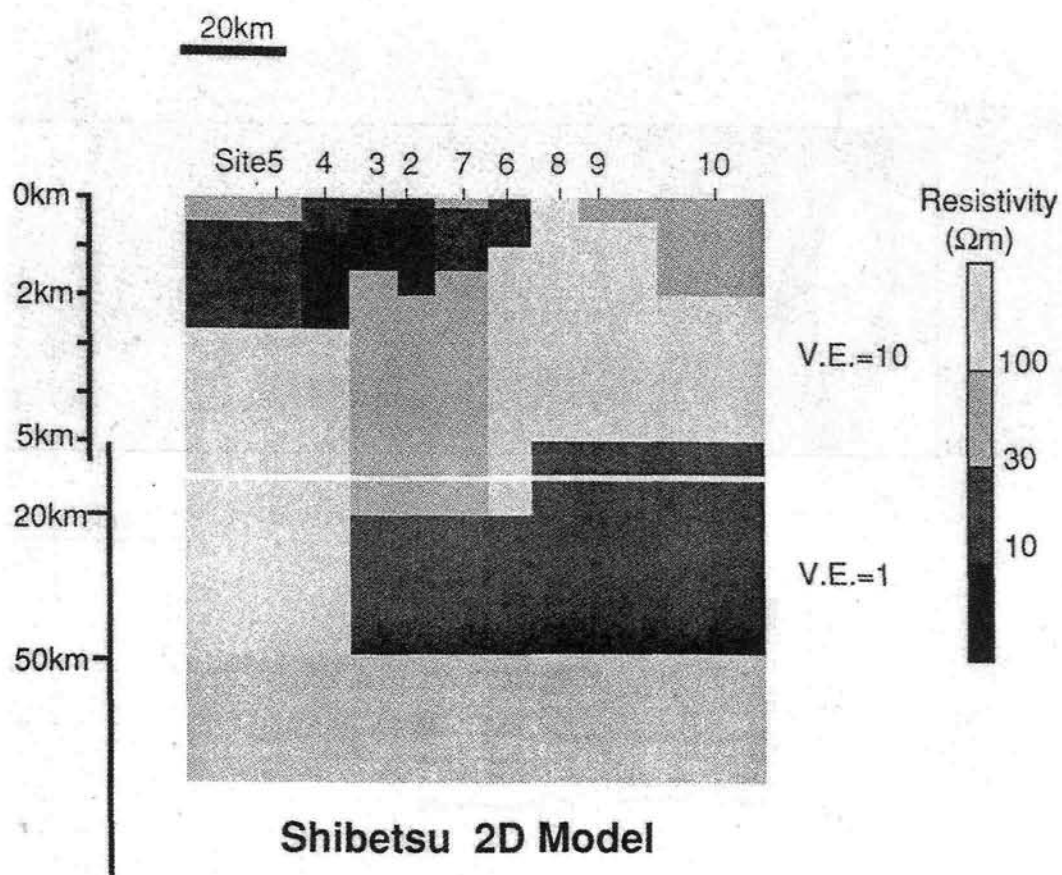


図 I - 4 - 19 つづき

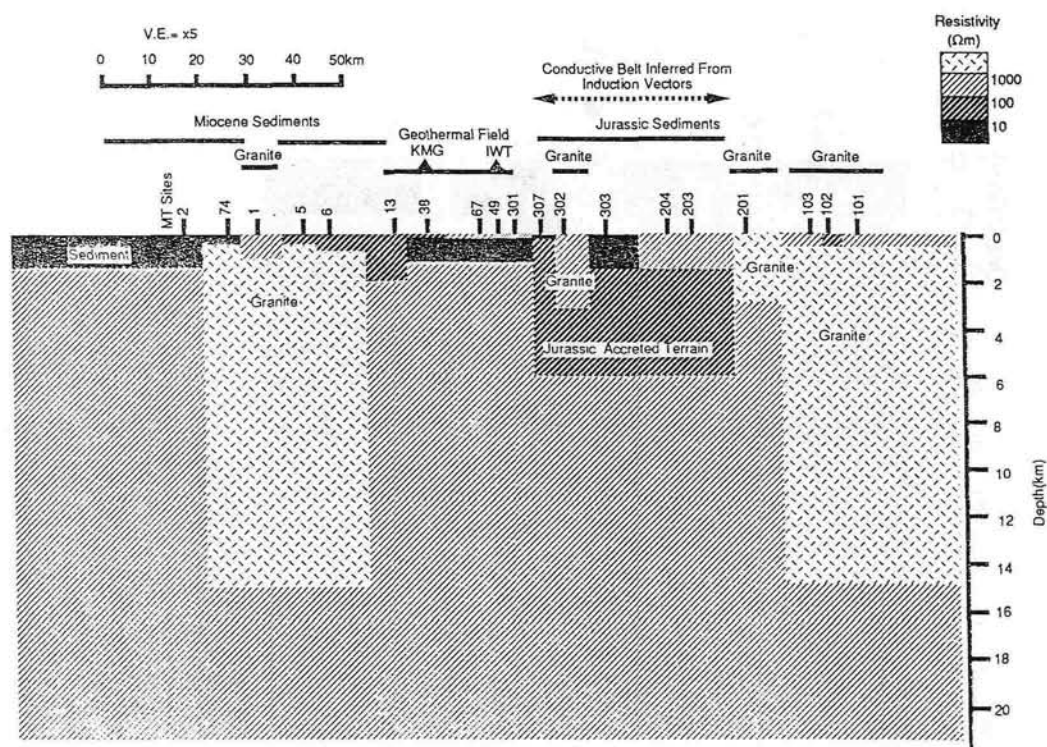
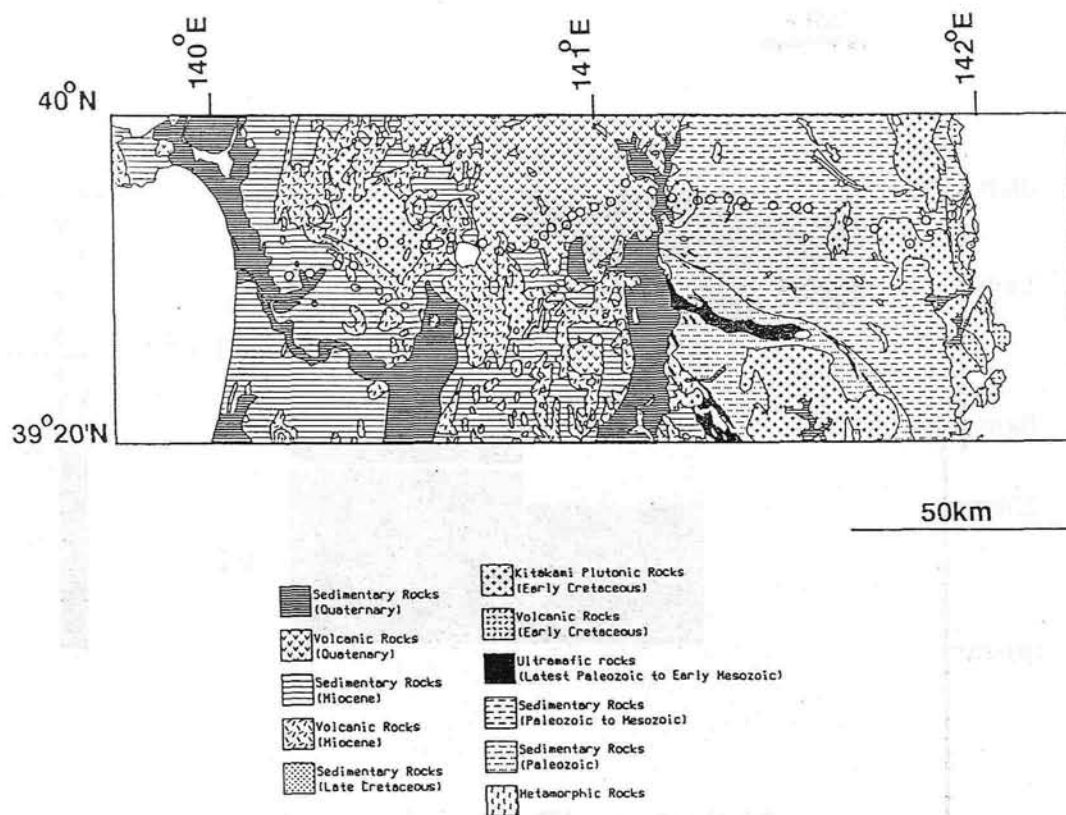


図 I - 4 - 20 秋田～北上比抵抗測線（丸印がMT測点）と上部地殻の比抵抗構造。表層部の堆積層とジュラ紀の付加体を除くと全般に比抵抗は高い。とくにかこう岩体は $1 k\Omega m$ を越える非常に高い比抵抗を示す（小川康雄による）。

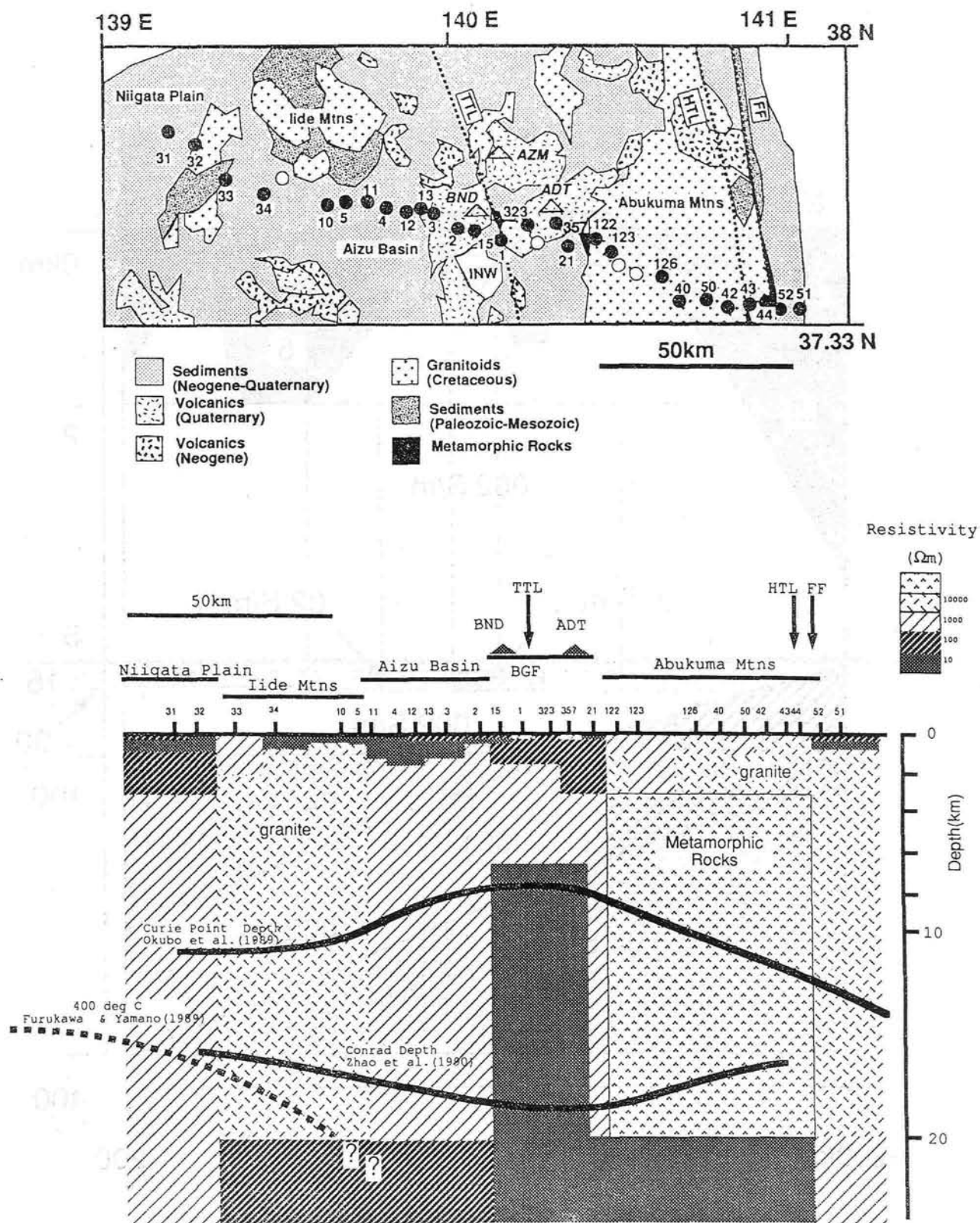


図 I - 4 - 21 新潟～阿武隈比抵抗測線（丸印がMT測点）と比抵抗構造。太線はキュリー点深度及びコンラッド不連続面を表す。かこう岩体及び変成岩体は $1 k\Omega m$ を越える高比抵抗となっている。地殻下部には低比抵抗層が広がっている。また、TTL（棚倉構造線）直下では、上部地殻にも低比抵抗域が広がっている（小川康雄による）。

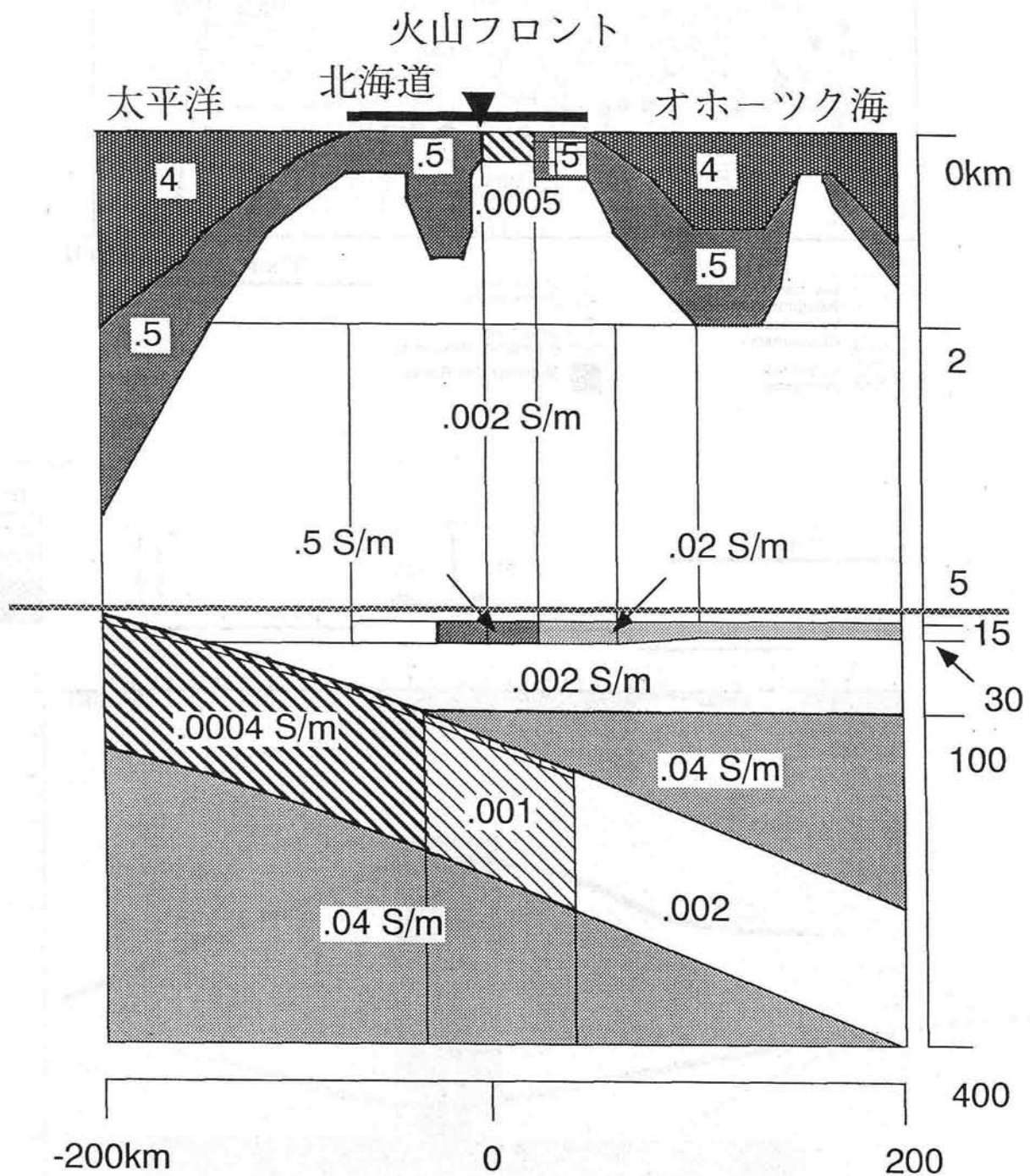


図 I - 4 - 22 NTT通信回線網を利用して測定した地電位データに基づくネットワークMTから求めた北海道東部南北方向の電気伝導度構造モデル。単位はすべてS/mである。表層5kmの部分が深さ方向に拡大されている。火山フロント直下の下部地殻に高電気伝導度層（低比抵抗層）が見られる（上嶋誠による）。

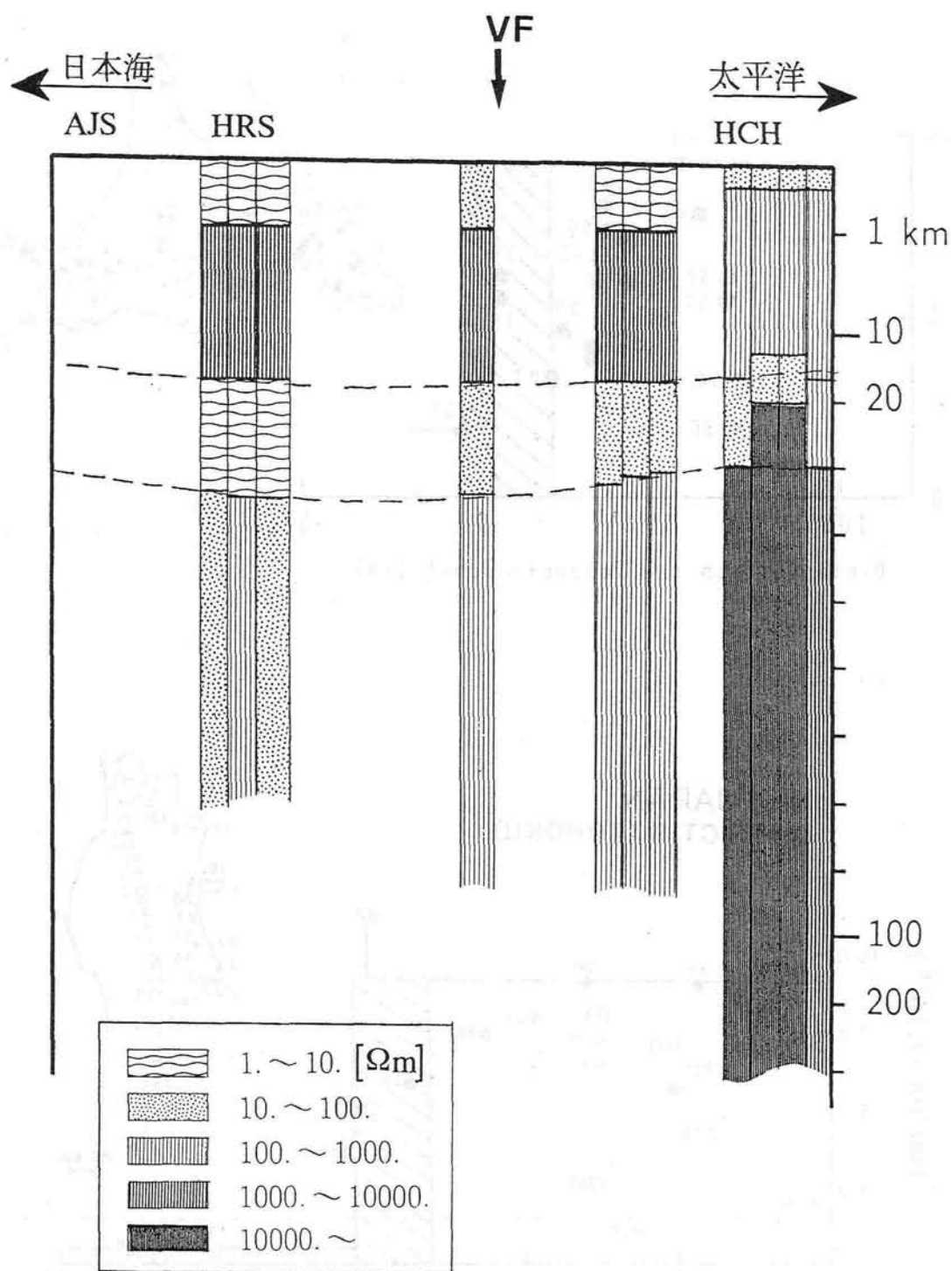


図 1-4-23 ネットワークMTから求めた青森県南部東西方向の比抵抗構造モデル。単位は Ωm である。表層10kmの部分と最表層1 kmの部分 depths 方向に拡大されている。破線はコンラッド不連続面、及びモホロビチッチ不連続面を示している。下部地殻は全般に低比抵抗層となっていることがわかる。VF：火山フロント，AJS：鯨ヶ沢，HRS：弘前，HCH：八戸（上嶋誠による）。

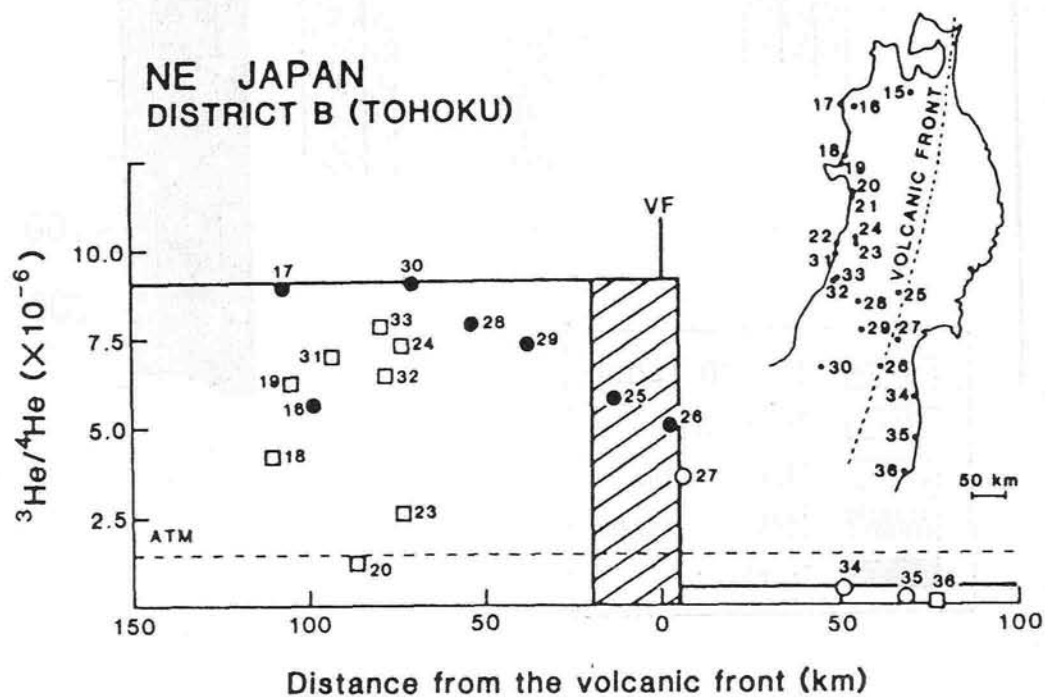
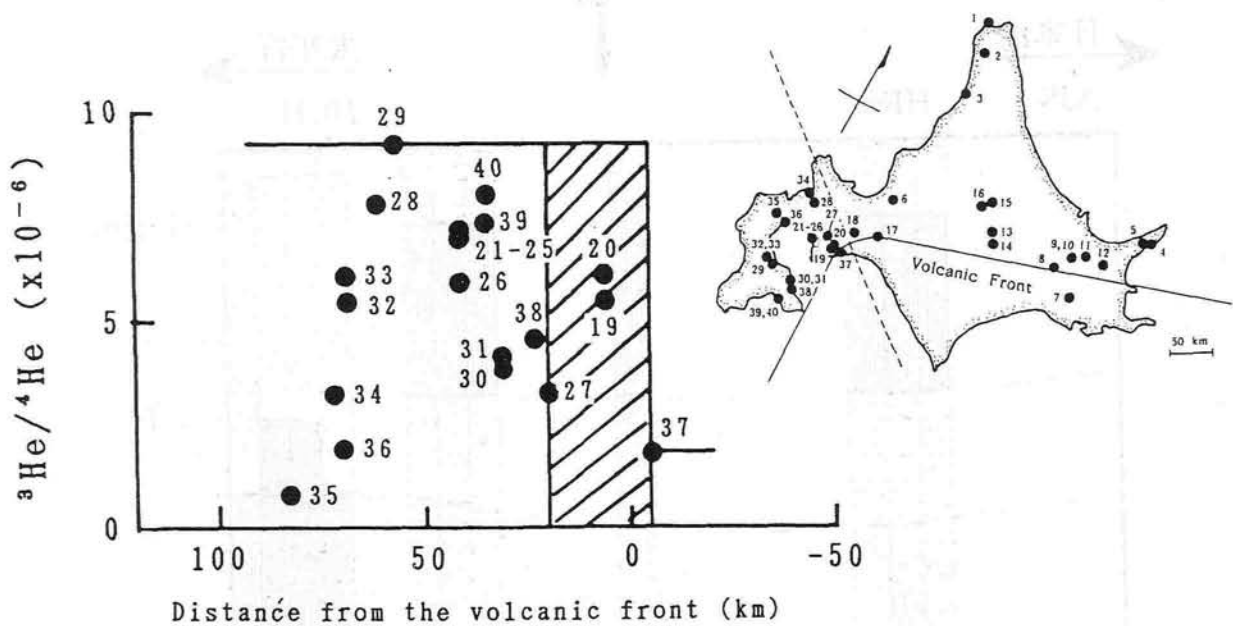


図 I - 4 - 24 地球化学的手法による地下構造の推定は、ヘリウム同位体比によって行われている。図は北海道 (Sano & Wakita, 1988) および東北地方 (Sano & Wakita, 1985) の地表付近で採取した各種気体のヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) の分布を示す。火山フロントを境に、マグマの存在しない前弧側では低く、火山活動の盛んな背弧側では高いことがわかる。