

北海道内の内陸大地震発生地域の地下構造

Subsurface Structure of Inland Earthquake Occurrence Area in Hokkaido

茂木 透

北海道大学工学院工学研究院

Toru Mogi

Faculty of Engineering, Hokkaido University

Abstract

Hokkaido Island is located at the north-west margin of Pacific Ocean, where the Pacific Plate is being subducted westward from the Kuril Trench at south-west of the island. West of the island, there exists a plate boundary between the North American and Eurasian Plate. Hokkaido is a highly deformed region under a compressional stress. This tectonic framework was controlled by the oblique subduction of the Pacific Plate beneath the Kuril Trench. The latter being responsible for the westward migration of the Kuril Arc sliver and its collision into the North Japan Arc. The tectonic setting is sometimes associated with large inland earthquakes that have been concentrated in the Hidaka Mountains, Ishikari Lowland Teshikaga-Kucharo Area and Northern Hokkaido.

Resistivity imaging in the subsurface helps us to elucidate the mechanism behind the inland earthquakes, because it reflects the geology, aqueous fluid, and melt distribution. These studies revealed structural heterogeneity in the tectonic area and suggested that the heterogeneity could cause local concentration of strain and result in inland earthquakes.

Key Words: *inland earthquake, resistivity structure, Hokkaido*

キーワード：内陸地震，比抵抗構造，北海道

1. はじめに

北海道地域は、南東側から太平洋プレートが沈みこみ、西側はユーラシアプレートに拘束されており、基本的に圧縮場の応力状態にある。太平洋側では、千島～日本海溝沿いにM8クラスの海底巨大地震が発生しており、一方、日本海側でも北海道南西沖地震等の海底大地震が起こっている。また、太平洋プレートの斜め沈み込みに引きずられて西進している千島弧の前弧（千島弧スリバー）が東北日本弧と日高山脈地域で衝突しており、そこでは大きな内陸地震が起こっている。その他に、東部の弟子屈・屈斜路地域や道北地域でもM5～6クラスの内陸地震が発生している。また、日高衝突帯の西縁にあたる石狩低地帯では大きな活断層が分布し、将来大地震が起こ

る可能性がある。また、千島列島から連なる知床～阿寒火山列が東部にあり、中央部の大雪～十勝火山帯および南部の樽前山、有珠山、駒ヶ岳と連なる火山列もあり、その中には現在も活発な活動を続けている火山もある。このように、北海道では多くの大地震が発生し、活動的な火山も多く分布するので、以前からそれらの活動域である地殻の構造を地震波や電磁波を用いて調べる研究が数多くなされてきた。本報告では、特に、地殻中の水の分布や熱構造と関連が深い比抵抗構造を中心に、内陸地震が発生する場所の地下構造特徴について調べた研究を紹介する。

2. 北海道での地震活動

図1に過去に起こった被害地震の分布図(地震調査本部WEBサイト)を示す。太平洋側では、マグニチュード8(以降M8と略記)クラスの巨大地震が次々と発生している。これらの地震は、太平洋プレートが日本海溝から北海道直下に西北西方向に約年8cmの速度で沈み込むために、プレートとの摩擦により生じる地殻内のひずみを解消するために発生するプレート境界型地震である。この地域では、1952年の十勝沖地震以降、千島列島南部から東北北部沖までの沈み込み地域で次々巨大地震が起り、それらの震源域ですべての地域が覆われている。2003年十勝沖地震までにすべての地域で発生していたので、それからは次のサイクルに入ったと考えられ、今後もこの地域での巨大地震の発生が懸念される。

一方、内陸においても、東部の弟子屈地域、日高山地周辺、道北地域では、M5を超えるような中規模の地震が数多く起こっている。これらの内陸地震も、基本的には周辺のプレートの運動により地殻にひずみがたまり、その解放過程として発生している。図2²⁾に北海道周辺のプレート分布図を北海道東部地域では、千島列島から伸びる前弧地塊がプレートの斜め沈み込みにより西

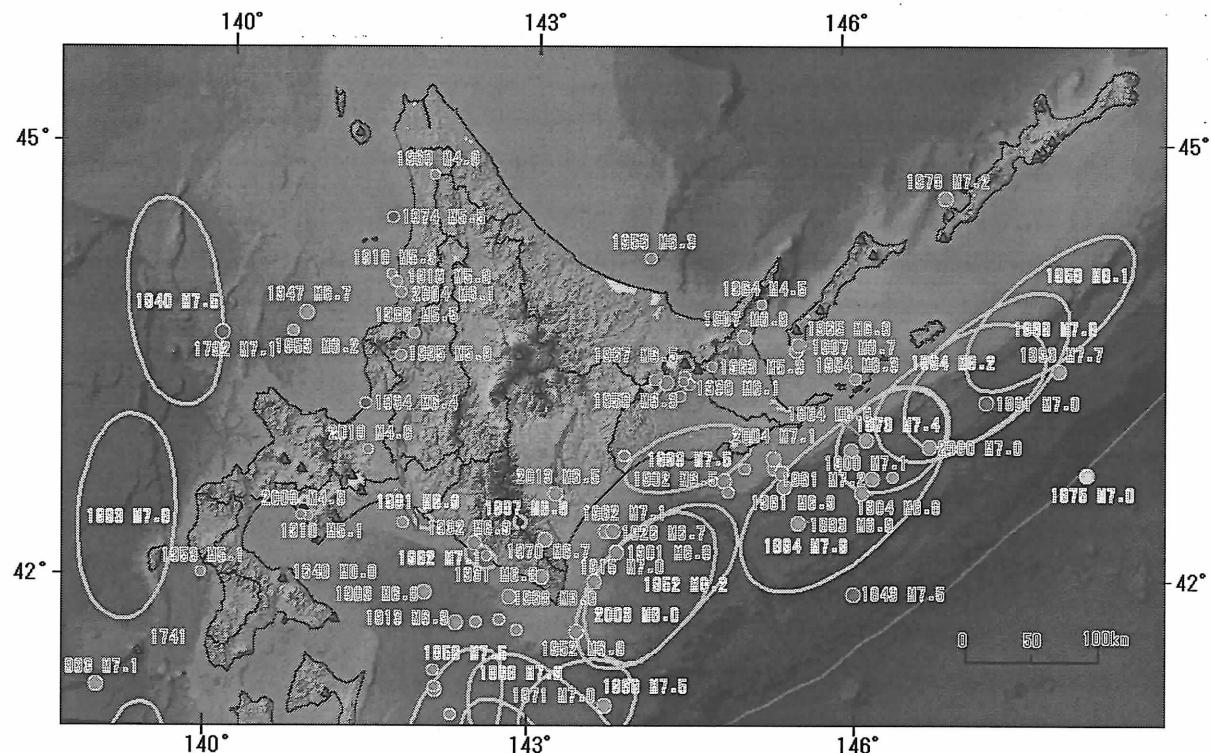


図1. 北海道の内陸及び海底で発生した被害を伴った地震の震央分布(歴史地震から2014年まで)。水色の線で囲まれた範囲は震源域。(地震調査本部WEBサイト¹⁾より引用)

方に移動しており³⁾、その地塊（千島スリバーと呼ばれる）が、日高山脈直下で東北日本弧と衝突することにより、下部地殻が上下に裂け、降下した下部地殻がプレートとぶつかるところで数多くの地震が発生している⁴⁾。この衝突による影響は、西側の東北日本弧内にも及び、その西端は石狩平野東縁断層帯まで達していると考えられている⁵⁾。石狩平野東縁断層では大きな地震の記録はないが、活断層の運動履歴によると将来 M7 クラスの地震が起きることが予測されている¹⁾。

また、弟子屈付近に発生している地震は、千島スリバーの北側にある知床～

屈斜路～阿寒に延びる火山前線付近で発生しており、そこで生じる横ずれ断層に伴う地震である。一方、道北地域の地震は、北海道西方沖にあるユーラシアプレートと北アメリカプレートとの境界のひずみ集中領域に含まれる地域である⁶⁾。以上のように、内陸大地震が頻繁に起る地域は限られており、プレート運動の影響を受ける地域すべてで起こるわけではないので、ひずみが集中しやすい特有の構造があると考えられる。

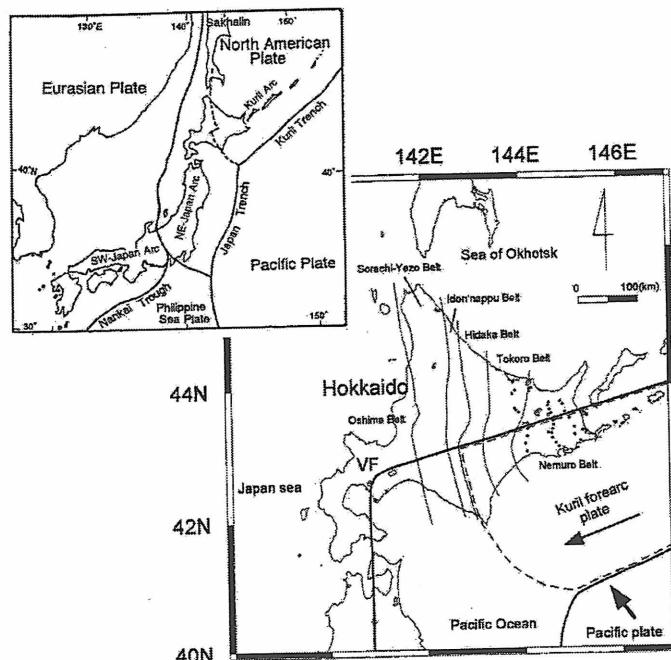


図2. 北海道周辺のプレートの分布とその移動速度²⁾

VF：火山前線

3. 内陸地震発生地域の地殻構造

地震は、一般的には、断層に加わる応力が断層の強度を超えたときに発生する。しかしながら、地震の震源付近における応力や強度の大きさもよくわかつていないし、そもそも、内陸地震を発生させる断層の応力がどうして増加するのかがよくわかつっていない。海洋プレートの沈み込みにより内陸の断層に歪が集中すると考えられていたが、プレート境界地震の方が短い間隔で発生することや、プレートが沈み込む海溝に近いほど内陸地震が多く発生するわけでもないので、このような考えでは、内陸地震の特徴は説明できない。Iio et al.(2004)⁷⁾は、内陸地震発生過程について、断層直下の下部地殻の役割を重視した仮説を提案し

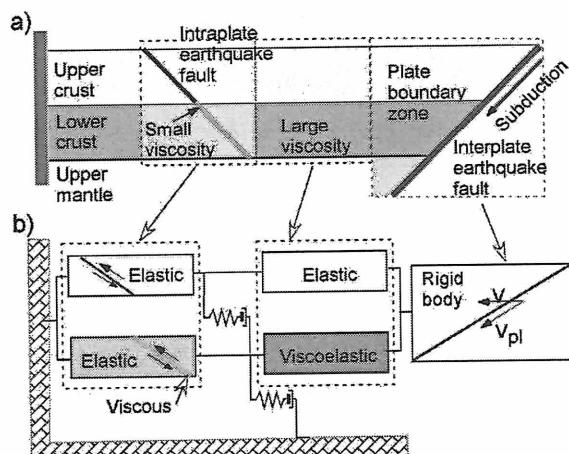


図3. 内陸地震断層の概念モデル。上部地殻は弾性的であるが下部地殻流動的である。その違いが断層に応力を集中させる⁷⁾。

た（図3）。地下温度は深くなるほど上昇するので、地殻上部では固い岩石も、温度が高い下部地殻では軟らかくなる。このような変化は約300°C（融点の半分くらい）を越えると顕著になる。そこでは地殻は流動的になって、セン断強度（粘性係数×歪速度）は低下することになる。プレートによる応力で下部地殻の粘性の小さいところで大きな変形が生じ上部地殻の断層に大きな歪を発生させる。この仮説では、下部地殻に置いて局所的にやわらかいものがある可能性があることが示され、このようなやわらかい所は変形を受けやすいので亀裂も発生し水が通りや少なるという点も指摘されている。

一般に、単位体積当たりの電気抵抗を表す比抵抗値は、水が多く含まれる岩石や温度が高い場所、地表付近で粘土化が進んでいる地域などで小さい値を示す。また、そのような場所では地震波速度も低速度になることが知られている。図4は、飯尾(2010)⁸⁾によりまとめられた大きな内陸地震が起こった地域での比抵抗構造の例である。これらの結果によると、内陸地震を起こした断層や震源域の直下には、低比抵抗構造がみられる。詳しく見ると、上部地殻に見られる断層の下部地殻への延長上に低比抵抗構造が見られる場合と地震分布の直下にも低比抵抗構造見られる場合がある。また、GPSによる地殻変動の研究により推定された歪速度の大きい地域は低比抵抗構造のあるところと一致しているということも指摘されている。以上のことから、比抵抗構造により内陸地震の発生が予測されて地域の下部地殻の不均質構造を推定することは、その地域の地震発生の可能性を予測する上で重要な情報となると考えられる。

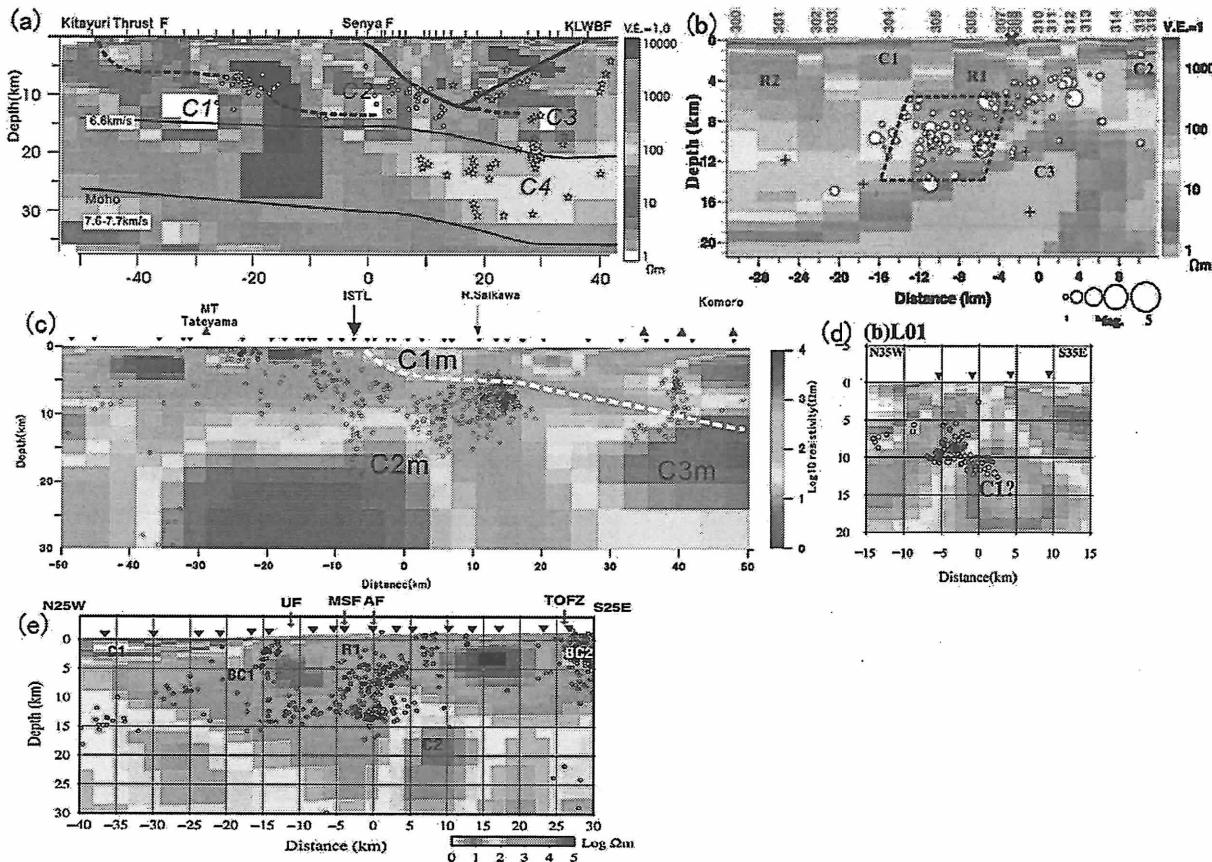


図4. 大きな内陸地震が発生した地域での比抵抗構造の例. (a) 東北北部, 北由利断層, 千屋断層および北上低地西縁断層, (b) 宮城県北部地震地域, (c) 糸魚川静岡構造線（長野県大町市付近）, (d) 能登半島沖地震地域, (e) 跡津川断層地域⁸⁾.

4. 北海道の内陸地震発生地域の特徴

4-1 地殻の比抵抗構造を求める方法

地殻の比抵抗構造を求めるためには、マグネットテルリク法 (Magnetotelluric 法、略して MT 法) がよく使われる (詳しくは、物理探査学会 (2016)⁹⁾ 等を参照)。この方法は、自然界で発生する電磁波 (太陽風による電離層の擾乱や遠地の雷) を用いるので、送信装置が不要で比較的安価に地殻構造探査が可能であるが、そのような電磁波は非常に強度が小さいので、人工的な電磁ノイズに影響を受けやすく、ノイズが大きい所では観測が難しいことがある。自然界の電磁波は周期 10000 秒以下であれば、多くの場合平面波であると考えることができて、その場合、電磁波が大地に入射して誘導される電場とそれによりさらに誘導される磁場との強度の比や電場と磁場の位相差は地殻の比抵抗構造により決まる。従って、地表で電場及び磁場の変動を広い周波数範囲 (通常は 10^4Hz から 10^{-4}Hz) で観測すると、高周波数の電磁波ほどすぐに減衰するので深い所の比抵抗構造の情報を反映し、低周波の電磁波は深い所の情報を反映しているので、深い所から深いところまでの比抵抗構造が得られる。また、いろいろな場所で測定すれば水平方向の比抵抗構造の変化も捉えられる。地表の観測値から地下の比抵抗分布を求める問題は、逆境界値を解く問題となり安定した解を得るためにいろいろな工夫が必要である。

図 4 に示した比抵抗構造はこのような方法で得られたものであるが、これらの探査が行われた時代は、ある一定の方向の測線沿いに 2 次元比抵抗構造 (測線方向のみ比抵抗構造の変化があり、測線に直交する方向の比抵抗構造は一定であると仮定) を示したものである。しかし、実際の比抵抗構造は 3 次元的に変化しているのでその影響により 2 次元構造は信頼性が低い場合もあったが、最近では 3 次元インバージョンにより 3 次元比抵抗構造が求められるようになってきたので、より信頼性のある比抵抗構造が得られるようになってきている。

4-2 日高山脈地域の比抵抗構造

北海道東部地域では、千島列島から伸びる千島スリバーと呼ばれる前弧が西進し、日高山脈直下で東北日本弧と衝突している。地質的データや地震波速度構造から推定された日高山脈地域から石狩低地帯までの地下構造断面図を図 5³⁾ に示す。日高山脈直下では、西側から地殻が押し付けられて、千島弧の下部地殻は引き裂かれ、上側は山地に露出し、下側はプレートに向かって降下している。上方に向かう地殻下面の境界は、西側の地塊に乗り上げる形になり、その境界は日高衝上断層帯と呼ばれている。このような衝上断層帯は西側に広がり、夕張地域の断層帯を経て、石狩低地東縁断層 (その一部が馬追断層) まで達している。

この地域の MT 探査は、図 6 に示される測点で行われ、その結果を基に 3 次元インバージョンが Ichihara et al.(2016)¹⁰⁾ により行われた。その結果得られた 3 次元比抵抗構造を図 7 に示す。比抵抗平面図によると、この地域の上部地殻はおむね $1000\Omega\text{m}$ 以上の高比抵抗構造であるが、深さ 30 km 以深では、 $100\Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗域がところどころ見られ、このような地域では水が多く含まれている可能性がある。この図には地震の分布も示されているが、それによると多くの地震は低比抵抗域の中で発生している。また、断面図を見ると、日高衝上断層の西側にそれに沿って上方に伸びる低比抵抗域が見られ、地震はその下部で起こっているが、衝上断層に沿う高比抵抗域と低比抵抗域との境界で日高山地地震 (M6.7, 1970) が発生している。このように、この地域の比抵抗構造に反映される地殻構造の不均質性が地震発生に関連していると考えることできる。

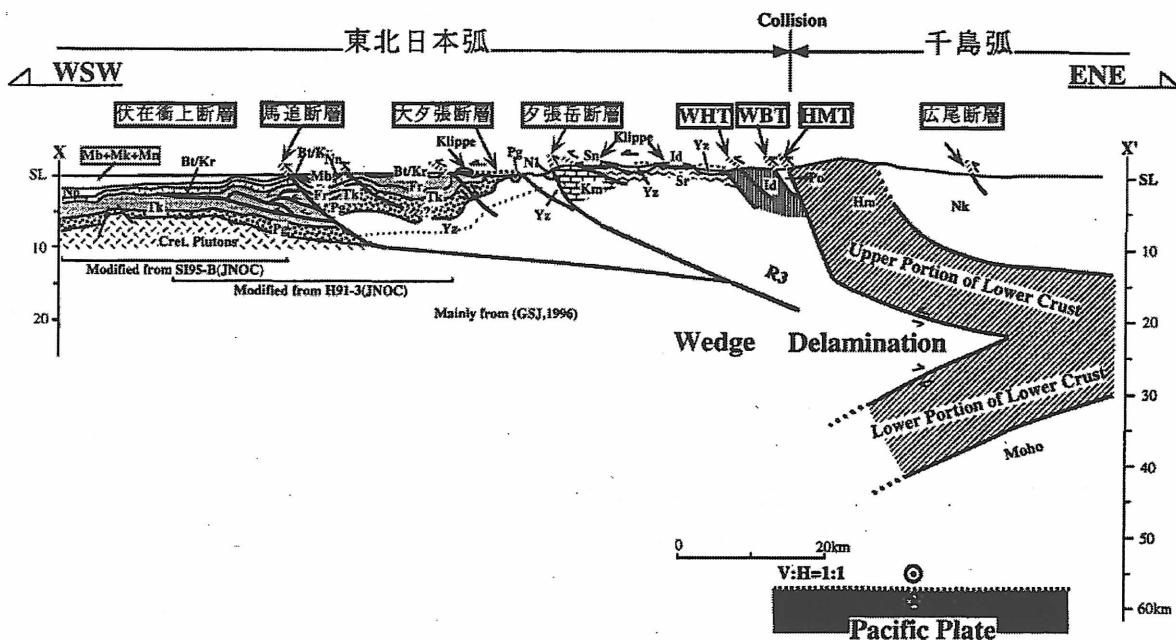


図 5. 日高山脈～石狩低地帯の地下断面図³⁾.

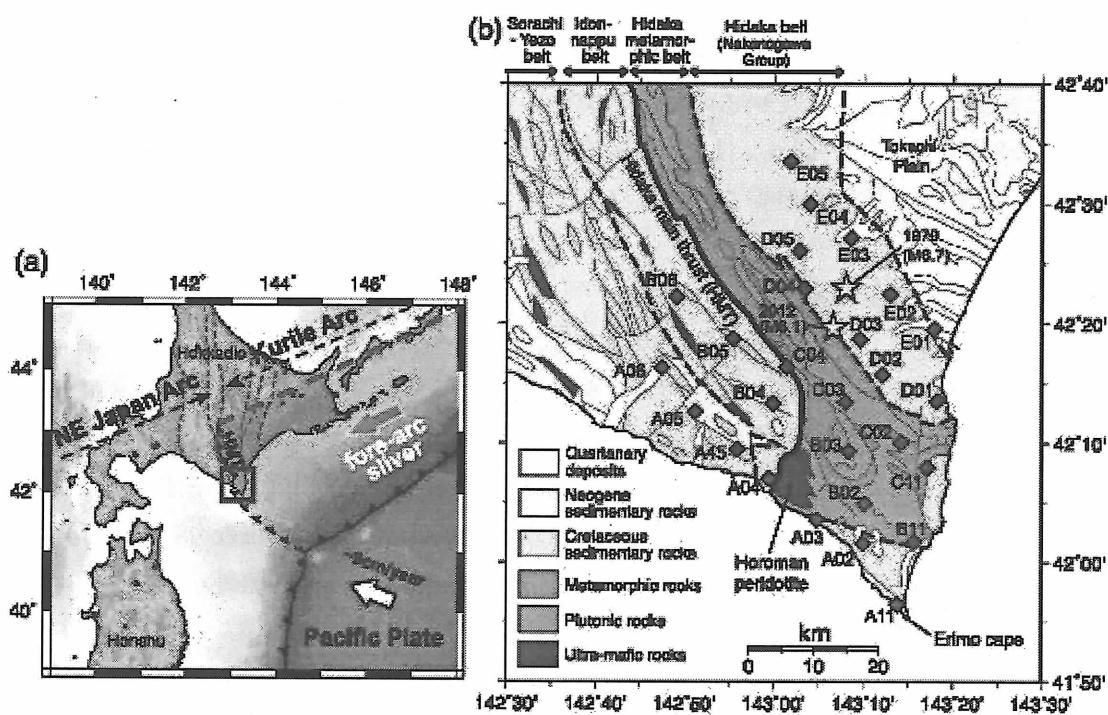


図 6. 日高山脈地域での MT 探査の測点位置図¹⁰⁾

4-3 石狩低地帯の比抵抗構造

石狩低地帯は、前節で示した日高衝上断層帯の西縁にあたる地域である。低地帯では堆積物が厚く堆積していて基盤岩の上面深度が深くなっていると考えられている。石狩地域の白亜紀以降のテクトニクスは、国安、山田(2004)¹⁰⁾によると、白亜紀～古第三紀初期における前弧盆地として始まったと

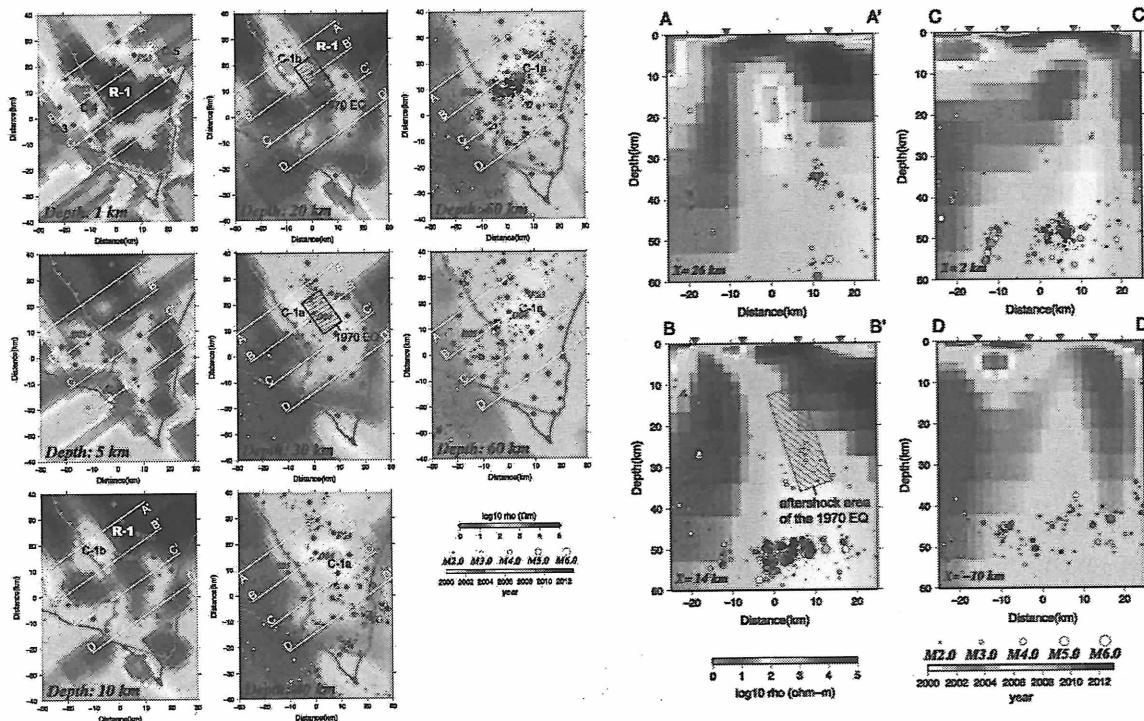


図 7. 日高山脈直下の 3 次元比抵抗構造¹⁰⁾. 左図：各深度での比抵抗構造平面図. 右図：左図に示した 4 線の位置での比抵抗構造断面図.

考えられており、その後の後期漸新世には、右横ずれトランステンションによるプルアパート盆地の形成と堆積盆地埋積が行われ、中期中新世には日高帯が隆起を開始し本地域は右横ずれのトランスペリッシュョン場に転換し、再び前縁盆地のセッティングに転換した後、さらに後期中新世～鮮新世以降には千島前弧地塊(スリバー)西進の活発化による強烈な東西圧縮場が提供されたものと考えられている(図 8)¹¹⁾.

石狩低地東縁断層帶は、活断層として国の活断層活動性評価の対象となり、その調査結果は地震調査研究本部(2003)⁴⁾

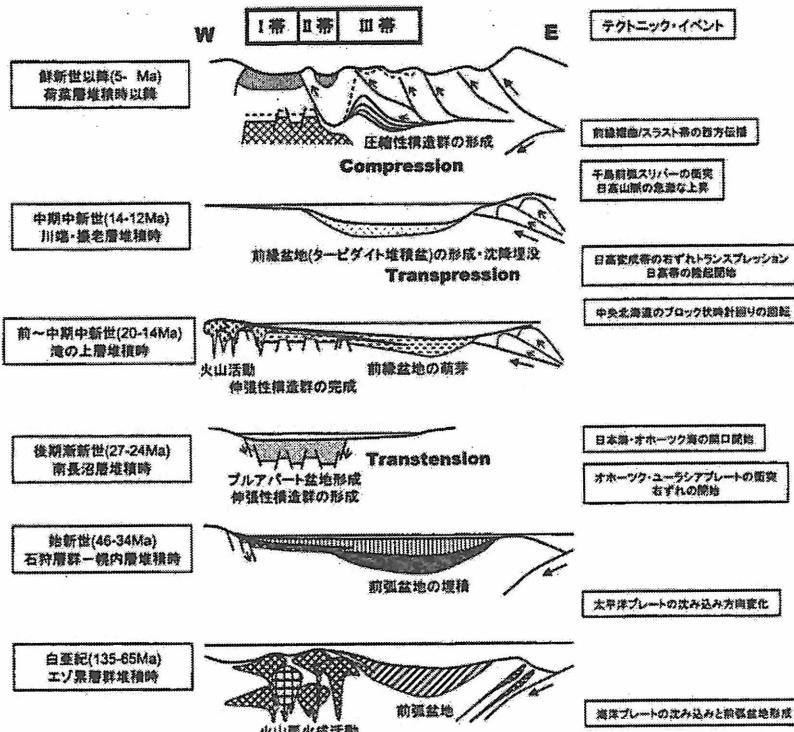


図 8. 石狩低地帯の地域の地質構造発達史¹¹⁾

により報告されている。それによると、断層帯は、美唄市から勇払郡早来町に至る長さ約 66 km におよぶ主部と、千歳市から苫小牧市に至る長さ約 23 km の南部からなる。この断層帯は主部、南部とおして、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層が多いが、主部の一部の断層では副次的な西側隆起の断層が伴われている。断層帯主部の平均的な上下方向のずれの速度は、0.8–1.5 m/千年程度の可能性があり、最新の活動は、約 5200–3300 年前もしくはそれ以後であったと推定され、平均的な活動間隔は 3300–6300 年であった可能性がある。また、断層帯南部の平均的な上下方向のずれの速度は 0.2 m/千年程度の可能性があるが、最新活動時期を含めた最近の活動履歴については不明である。石狩低地東縁断層帯の長期評価については、石狩低地東縁断層帯主部は、全体が 1 つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.9 程度の地震が発生する可能性があり、今後 30 年以内の地震発生確率は 0.05~6% と見積もられている。また、断層帯南部は、全体が 1 つの活動区間として活動した場合、M7.1 程度以上の地震が発生する可能性が指摘されているが、過去の活動履歴が明らかではないため、将来このような地震が発生する長期確率は求められていない。

この地域での MT 探査は、図 9 に示す測点配置で行われた¹²⁾。図 10 には各深度での比抵抗構造平面図、図 11 には南北および東西方向の比抵抗構造断面図を示した。それらによると、深さ 5 km 位までは 10Ωm 以下の低比抵抗域が低地帯に分布し、これは堆積物の分布と対応している。断面図によると、この低比抵抗域の厚さは 5 km~10 km 程度と推定される。それより深い所は 100Ωm 以上の高比抵抗域が分布するが、深さ 15 km~20 km では C1 で示される低比抵抗域が石狩東縁断層帯の直下で見られる。この低比抵抗域は、断層帯主部の南部域に 10~15

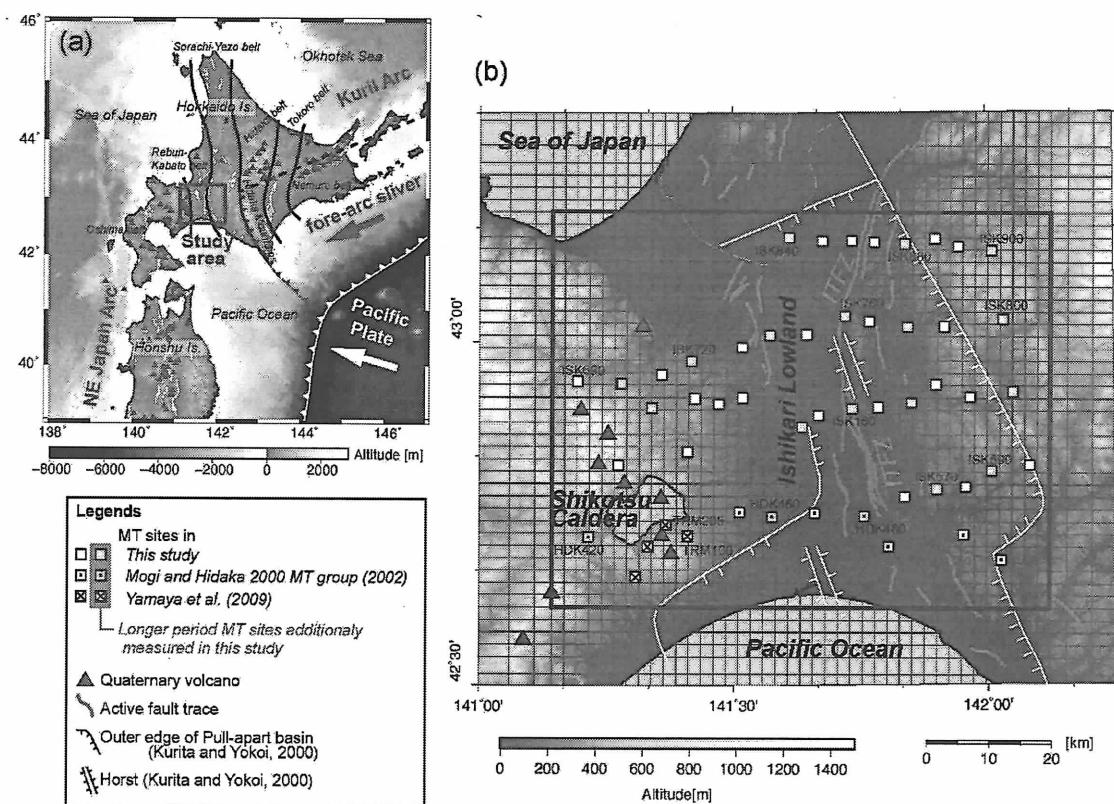


図 9. 石狩低地帯での MT 探査測点位置図¹²⁾

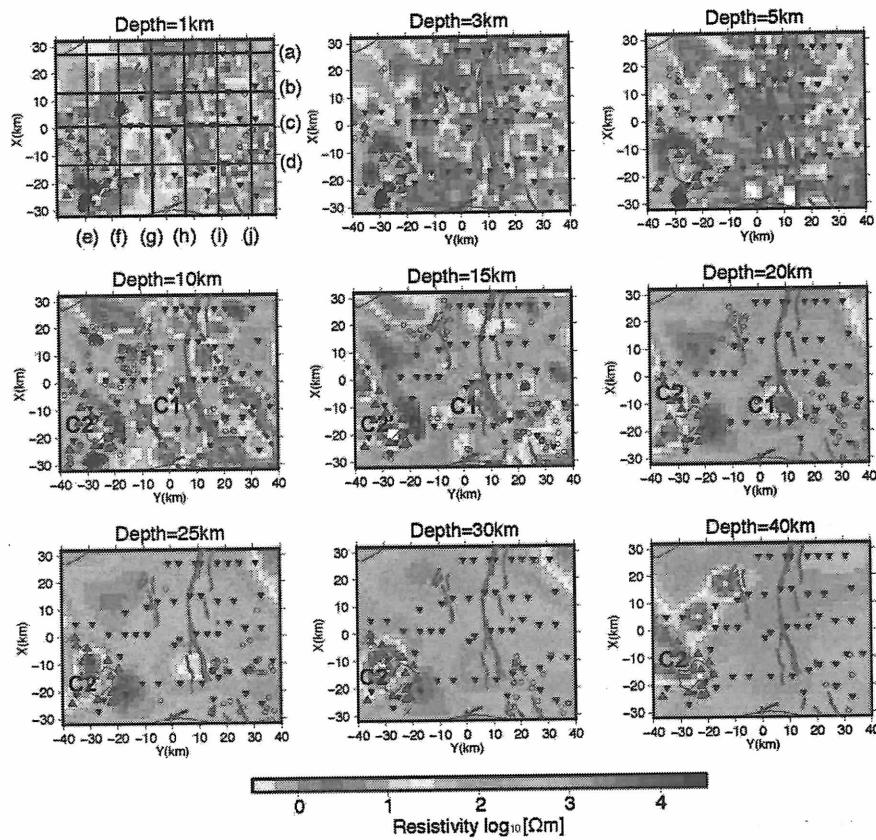


図 10. 石狩地域の各深度腕の比抵抗構造平面図¹²⁾

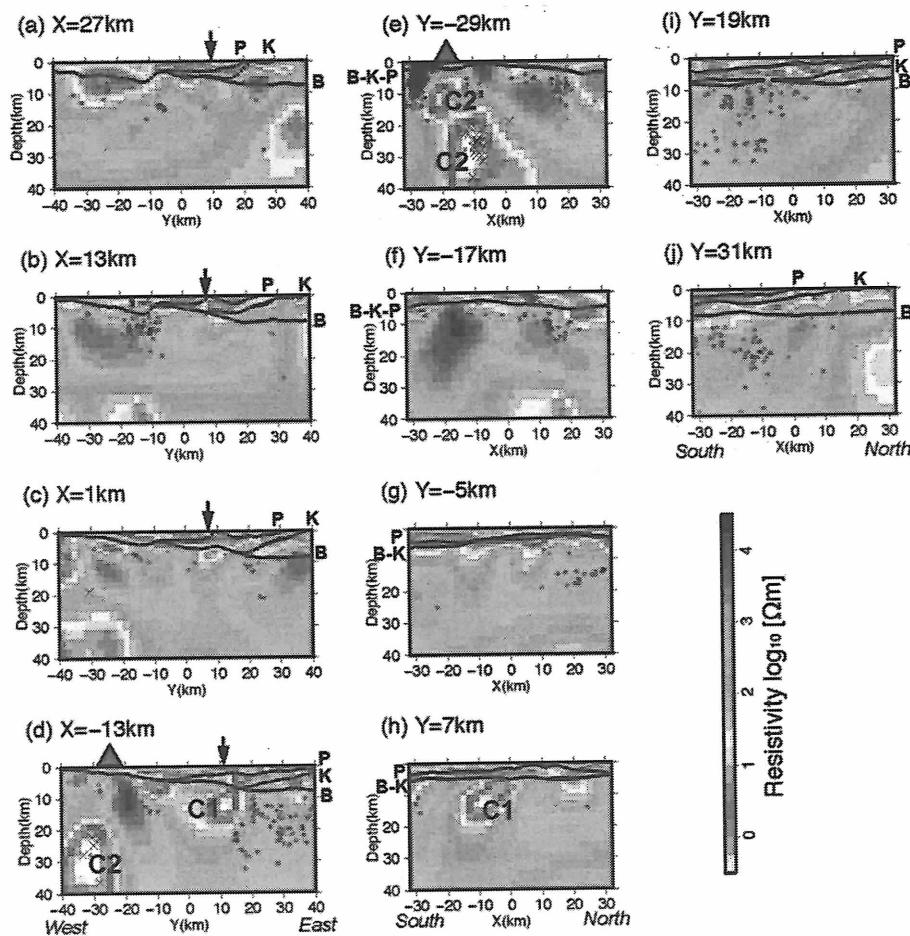


図 11. 石狩低地帯地域の比抵抗構造の南北(X方向沿い)および東西(Y方向沿い)断面図。断面の位置は、図 10 左上の図に示されている¹²⁾。

kmの広がりがみられる。深さ30km以下では不明瞭になる。3章で指摘されたように、断層帯直下の低比抵抗域は、下部地殻で水が多くやわらかい場所である可能性があり、このようなところで上部地殻の断層でひずみが蓄積しやすいところと考へることもできる。その点から見ても断層主部南部は地震発生の潜在的 possibility の高い所と言えるであろう。

一方、C2で示され低比抵抗域は、低地帯の西縁にある樽前山の火山活動に関連した低比抵抗構造であると考えられる。X=-13kmやY=-29kmの断面に見られるように火山の直下にあり、特に20kmより深い所で低比抵抗であることを考へると、この低比抵抗域は火山のマグマ供給系を示している可能性があり、東西断面によれば東側深部からマグマが上昇してきている可能性がある。

4-4 弟子屈地域

北海道東部地域では、千島弧の前弧が西進していると考えられており、日高山脈地域で東北日本弧に衝突している。しかし、その北側境界は不明である。弟子屈付近の火山フロント（知床、屈斜路、阿寒と火山が並んでいる）に沿って微小地震がならび、それらの発震機構は北西・南東圧縮、北東・南西引張の横ずれ断層型の地震の発生と考えられている。また、1938年の屈斜路湖地震（M=6.0）、1959年の弟子屈地震（M=6.2）、1967年の弟子屈地震（M=6.5）等の大きな地震も、それらの発震機構は北西・南東圧縮、北東・南西引張の横ずれ断層型で、節線の一本は火山フロントの走向に一致している。これらのことより、火山フロントに沿って右横ずれ断層運動が起きていると考えることもできる。弟子屈付近で発生している横ずれ断層型の浅発地震は、千島スリバーの西進によって生じていると考えられる¹⁾。

また、GPSネットの観測によると、2003年十勝沖地震（M8.0）以降大きなひずみが弟子屈地域に蓄積されている可能性がある。1952年の十勝沖地震のあと7年後から活発な地震活動が起きたことを考へると、大地震後のプレートのアタースリップがこの地域のひずみ集中に関連している可能性もある。このような地震の頻発地域においてMT探査が行われた。MT測点の分布、地質分布を図12に示した¹³⁾。

その結果得られた比抵抗構造と地質分布、重力異常分布を図13に重ねて示した。この比抵抗構造によると、

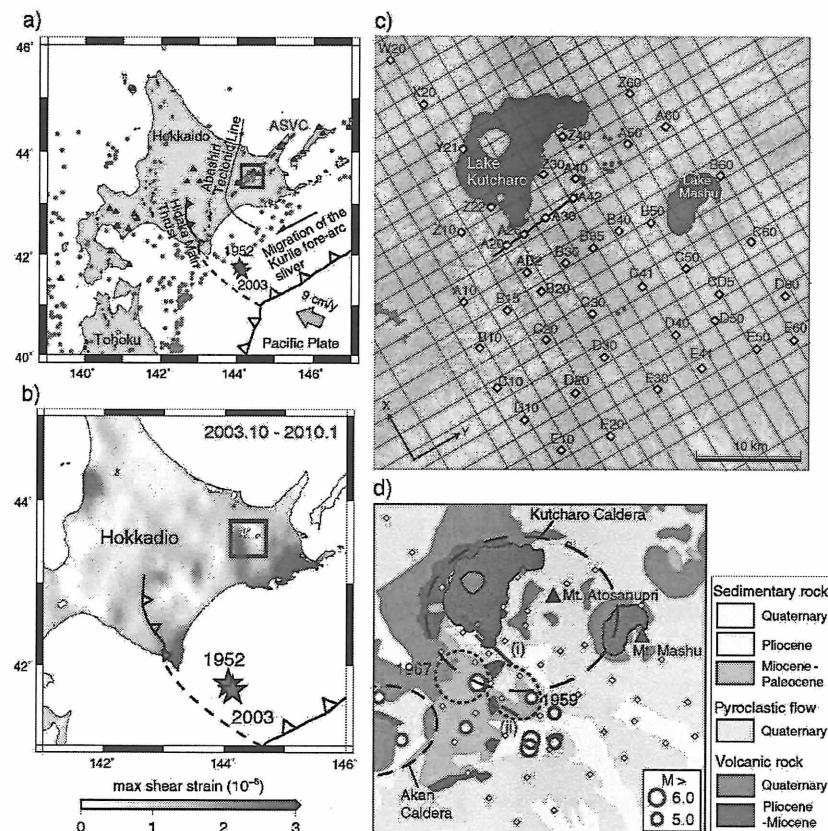


図12. 弟子屈地域のMT測点位置と地質分布、地震分布¹³⁾

深さ 1~4.5km では、北および南側は低比抵抗域であり、地震発生地域である中央部は高比抵抗域が多い。その地域では重力異常も高異常値であり、密度の大きい固い岩石が分布していると考えられる。ただ、低比抵抗域は深部では不明確である。中央部の中でも屈斜路湖の東側ではところどころに低比抵抗域が見られ、アトサヌプリや摩周岳等の火山周辺で見られる。下部地殻の比抵抗は不明であるが、上部地殻では火山周辺の低比抵抗域と西側の高比抵抗地域との不均質構造が、この地域にひずみを集中させて、地震が発生していると考えることができる。

4-5 留萌支庁南部地域

留萌支庁南部地震 (M6.1) は、2004年12月14日に発生した。北海道の内陸部で起きたM6を越える浅発地震としては、1967年の弟子屈地震(M6.5)以来、実に37年ぶりであった。この地震のメカニズム解や震源分布については高橋、笠原(2005)⁶⁾に述べられており、震源域の広さは東西一南北方向とも約10kmであり、東落ちの傾向を示す。メカニズム解は北北東一南南西を断層面とする逆断層型であり、余震の分布から東落ちの断層面が動いたものと考えられる。また、今回の地震のメカニズム解は、道北で過去に発生した地震のメカニズム解と調和的である。この地域には、明瞭な断層は記載されていないが、ほぼ南北方向の褶曲がみられる。地震は背斜軸の付近で発生している。道北地域西部は、このような褶曲が多くみられ、地殻が圧縮を受けていると考えられる。この地域は、ユーラシアプレートの一部と考えられるアムールプレートと北米プレートの境界域と考えられている⁶⁾。

この地域で行われた MT 探査の測点位置を図 14 に、三つの測線沿いの比抵抗構造を図 15 に示した¹⁴⁾。比抵抗構造を見ると、表層に低比抵抗構造が見られ、Line B, C では、それが褶曲しているようすが見られる。Line B は本震の位置を通る測線であるが、震源は褶曲軸の直下にあり、震源の直上では表層は周囲に比べ高比抵抗を示す。また、そこを境に表層の低比抵抗層の厚さが深くなっている。本震は低比抵抗域と高比抵抗域との境界付近に発生したと考えることができる。本震震源から離れた Line A や C では比抵抗構造は比較的単調であり、水平方向の不均質性は見られない。

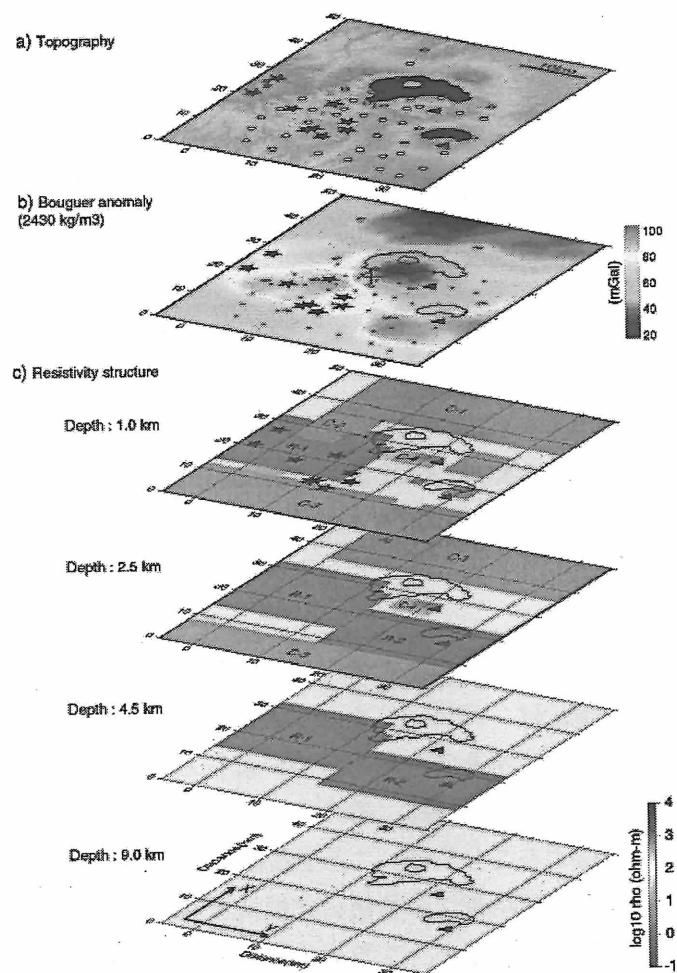


図13 弟子屈地域の3次元比抵抗構造¹³⁾.

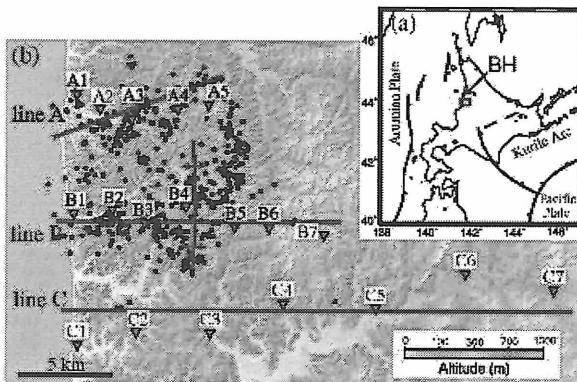


図 14. 留萌支庁南部地震発生地域での MT 探査測点(▽印)¹⁴⁾。赤星印は本震の震央位置を示し、黒丸は余震分布を示す。紫線は背斜軸を示す。

5. まとめ

以上、本報告では、内陸地震の発生する場所の地殻構造は、高比抵抗を示す固い岩石と低比抵抗値を示す水を含むやわらかい岩石との境界に相当することが多く、そのような場所でひずみが蓄積することが多いことを指摘した。また、そのような不均質性の検出に比抵抗構造が有効であることも示した。このような特徴を踏まえ、これまで北海道内で内陸大地震の発生した地域の比抵抗構造を調べた結果をまとめて示した。

その結果、内陸大地震が発生する地域では、高比抵抗域と低比抵抗域との境界にあることや断層の下部に低比抵抗域がみられるなどの特徴があることを指摘した。このことより、地殻の比抵抗構造は、内陸大地震発生の可能性がある場所を推定ために有効な情報であると考えられる。

本報告で引用した研究は、著者が北海道大学理学研究院附属地震火山研究観測センター在職時に、当時、研究員や大学院生であった山谷祐介氏（現在、産業技術総合研究所）や市原寛氏（現在、名古屋大学）と行ったものであり、このような成果を提供していただいた両氏に記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部(2003) 石狩低地東縁断層帯の長期評価について、地震調査研究推進本部 WEB サイト
- 2) Satoh, H., Nishida, Y., Ogawa, Y., Takada, M., Uyeshima, M.(2001)"Crust and upper mantle resistivity structure in the southwestern end of the Kuril Arc as revealed by the joint analysis of conventional MT and network MT data", Earth, Planets and Space, 53, p.829–842
- 3) 多田堯, 木村学 (1987) 千島弧南西端における衝突現象と地殻変動, 地震, 40巻, p. 197–204.
- 4) Murai, Y., S. Akiyama, K. Katsumata, T. Takanami, T. Yamashina, T. Watanabe, I. Cho, M.

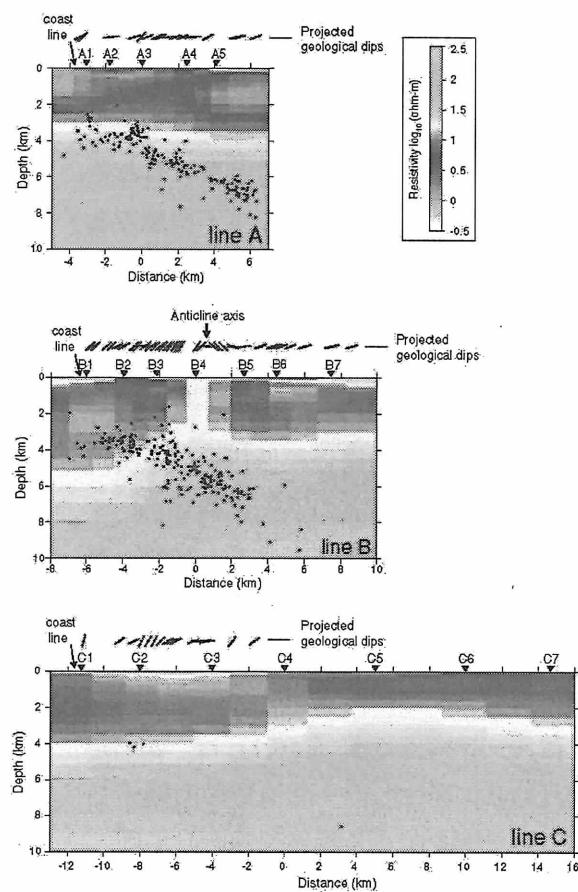


図 15. 2 次元比抵抗構造。赤星は本震、青点は地震分布を示す¹⁴⁾。

- Tanaka, A. Kuwano, N. Wada, H. Shimamura, I. Furuya, D. Zhao, and R. Sanda (2001) "Delamination structure imaged in the source area of the 1982 Urakawa-oki earthquake", *Geophys. Res. Lett.*, 30, p.431-434.
- 5)伊藤谷生(2000) 日高衝突帯-前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造, 石油技術協会誌 第65巻 p. 103-109
- 6)高橋浩晃, 笠原稔(2005) 留萌支庁沿岸部の地震活動と北海道北部のテクトニクス, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 68, p. 199-218.
- 7)Iio, Y., T. Sagiya and Y. Kobayashi (2004) "Origin of the concentrated deformation zone in the Japanese Islands and stress accumulation process of intra plate earthquakes", *Earth Planets and Space*, 56, p.1077-1086.
- 8)飯尾能久(2010) 内陸地震の発生過程の解明, 自然災害科学, 28巻, p. 284-298
- 9)物理探査学会編(2016) 物理探査ハンドブック, 物理探査学会.
- 10)Ichihara, H., T. Mogi, K. Tanimoto, Y. Yamaya, T. Hashimoto, M. Uyeshima, and Y. Ogawa (2016) "Crustal structure and fluid distribution beneath the southern part of the Hidaka collision zone revealed by 3-D electrical resistivity modeling", *Geophys. Geosyst.*, 17, p.1480-1491.
- 11)国安稔, 山田泰広(2004) 中央北海道南部地域の深部構造, 石油技術協会誌, 69巻, p. 131-144.
- 12)Yamaya, Y., T. Mogi, R. Honda, H. Hase, T. Hashimoto, and M. Uyeshima (2017) "Three dimensional resistivity structure in Ishikari Lowland, Hokkaido, northeastern Japan "Implications to strain concentration mechanism-", *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 18, p.735- 754.
- 13)Ichihara, H., T. Mogi, and Y. Yamaya (2013) "Three-dimensional resistivity modelling of a seismogenic area in an oblique subduction zone in the western Kurile arc: Constraints from anomalous magnetotelluric phases", *Tectonophysics*, 603, p.114-122.
- 14)Ichihara, H., R. Honda, T. Mogi1, H. Hase1, H. Kamiyama, Y. Yamaya1 and Y. Ogawa (2008) "Resistivity structure around the focal area of the 2004 Rumoi-Nanbu earthquake (M 6.1), northern Hokkaido, Japan", *Earth Planets Space*, 60, p.883-888.

