

## 2. 調査観測の報告

### 2.1 糸魚川—静岡構造線断層帯の形状・物性解明のための調査

#### 2.1.1 反射法・重力探査

##### (1) 調査観測の内容

###### (a) 課題

反射法地震探査と重力探査による糸魚川—静岡構造線断層帯の地下構造の解明

###### (b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻	助教授	池田 安隆
東京大学地震研究所	教授	岩崎 貴哉
東京大学地震研究所	助教授	佐藤 比呂志

###### (c) 調査観測の目的

従来のデータによれば、諏訪湖より北の糸魚川—静岡構造線断層帯は低角で東へ傾斜していると予想される（萩原ほか、1986；Ikami *et al.*, 1986；Matsuta, 2002；大久保ほか、2000；大久保ほか、1990）。一方、諏訪湖より南では西傾斜であることを示唆するデータがある（隈元・池田、1993）。このように、本断層帯は諏訪湖付近を境に南と北で大きく構造が異なる可能性があるにも関わらず、その実体は未解明であった。本研究は、糸魚川—静岡構造線断層帯を横切る複数の測線上で反射法地震探査と重力探査を実施し、得られたデータに基づき本断層帯の地下構造を解明することを目的とする（図 2.1.1-1）。

糸魚川—静岡構造線断層帯の地下構造を明らかにすることは、以下のような意義がある：

(1) 上述のように、諏訪湖より北の糸魚川—静岡構造線断層帯は低角で東へ傾斜していると予想される。もしこの予想が正しければ、被害域は断層帯の東側の広い範囲に及ぶ。一方、牛伏寺断層が地下の震源断層面を代表しているものとして高角の破壊面を想定した場合、被害域の中心は松本盆地東縁となる。また、諏訪湖以南では、被害域は断層帯の西側の広い範囲に及ぶと予想される。本研究で実施する反射法地震探査と重力探査の結果は、震源断層の形状を明らかにし、強震動による被害域を予測する上で重要な拘束を与えるであろう。(2) GPS 観測による地表変位場や微小地震観測から震源断層の地下深部における loading の過

程を推定する際に重要な拘束を与える。糸魚川―静岡構造線断層帯の深部ではクリープすべりが生じている可能性がある。したがって、本研究により断層面の形状がわかれば、観測される地表変位場から断層面のどの部分でどれだけの速度のクリープすべりが生じているかを明らかにすることができる。(3) 上述の予想によれば、本断層帯は諏訪湖付近を境に南と北で大きく構造が異なり、したがってここが破壊領域の境界（セグメント境界）となる可能性がある。2004年度に実施する予定の調査は、このセグメント境界の構造の解明を目指している。(4) 本研究により地表断層と地下の震源断層面との関係が明らかになる（浅部におけるslip partitioningの有無）。本断層帯は、併走する複数の地表断層からなる部分がかかなりある。したがって、個々の地表断層上でのトレンチ調査によって得られた古地震データから震源断層の挙動（活動間隔等）を推定する際に、このことが重要となる。また、地表断層のすべり速度データから地下の震源断層面上でのすべりベクトルを決定する上でも、重要な拘束を与える。

## (2) 平成14年度の成果

### (a) 調査観測の要約

本研究では、糸魚川―静岡構造線断層帯の構造が大きく変わると予想される諏訪湖を挟んで、南と北に2つの調査地域を設定した（図2.1.1-1）。平成14年度には、このうち北側の松本地域において反射法地震探査と重力探査を実施した。反射法地震探査は、松本市市街地をほぼ東西に横切る長さ約13 kmの測線（測線I；各測線の位置は図2.1.1-2参照）上で地下深部をターゲットとする調査を実施したほか、この測線の一部区間（測線Is）およびその南において牛伏寺断層を横切る短い測線上（測線II）で高分解能の反射法地震探査を実施した。重力探査は、深部反射法測線Iとその東および西への延長上で実施した。

### (b) 反射法地震探査

#### 1) 調査観測の実施方法

松本市南部の2測線上で実施した（図2.1.1-2の測線Iおよび測線II）。

測線Iは、牛伏寺断層の北方延長と松本盆地東縁断層の南方延長部を東西に横切る長さ約13 kmの測線であり、地下深部をイメージングするために測線長を長く設定し大型バイブロサイズ3台を用いて発振を行った。使用した受振機はSM-7（10Hz）であり、1受信点あたり9個の受信機を設置した。受振点間隔は25mである。ただし、後述するように同測線の一部区間（測線Is）では12.5m間隔とした。大型バイブロサイズ（BW/Y2400、3台）による発振は、スイープ周波数6-50Hz、スイープ長20秒、スタック数約20回、発振点間隔約100mで行い、総発振点数は99点である（図2.1.1-3）。ただしRP175〜RP470の区間では、人家が密集し一部で道幅が狭いために、発振点間隔が200m以上と疎らとなりスタック数も5程度とし

た。このうち特に RP247～RP413の間では大型バイブロサイスによる発振が全く行えなかった。なお、測線上の3点（RP105、RP492およびRP661）において、屈折法処理を行うことを目的としてスタック数30-100回／発振点の発振を行いデータを取得した（図2.1.1-4）。

測線 Is は、測線 I のうち断層線近傍の RP181-RP461 の区間である（長さ約3.5km）。この区間では断層浅部を高分解能でイメージングすることを目的として、12.5m 間隔で受信機を設置した。発振は小型バイブレーター（"minivib"）1台を用い、スイープ周波数8-120Hz、スイープ長20秒、スタック数約5回、発振点間隔約12.5mで行い、総発振点数は241点である。

測線 II は、牛伏寺断層の北端部を横切る長さ500mの測線である。断層の極浅層部を高分解能でイメージングすることを目的として、測線 Is より更に密な5m 間隔で受信機（SM-7、10Hz、9個／受信点）を設置した。発振は小型バイブレーター（"minivib"）1台を用い、スイープ周波数8-120Hz、スイープ長20秒、スタック数約5-10回、発振点間隔約15mで行い、総発振点数は34点である。

## 2) 調査観測の成果

測線 I のマイグレーション時間断面を図2.1.1-5に、マイグレーション深度断面を図2.1.1-8に示す。測線の西部 RP-100～RP-300の間では、水平ないし緩く東に傾斜する反射面の密に発達する層準が、地表から往復走時1.3～1.7秒まで認められる。この層は、松本盆地を充填する鮮新世～第四紀の盆地堆積物と考えられる。

盆地堆積物の下位に存在する極めて強い反射面は、先第三紀の基盤岩類との不整合面と考えられる。不整合面は東に向かって徐々に深くなるが、RP-200付近から東で急に不明瞭となる。これは、(1) RP175～RP470の区間で大型バイブロサイスによる発振が十分行えず震源のエネルギーが不足していること、(2) 同区間でノイズが大きかったこと、および(3) RP460～RP520付近にあると推定される破碎帯により信号が減衰したこと、等に起因すると考えられる。この不整合面を追跡するために、浅部の情報を落とし深部からの信号を強調する処理を行った（図2.1.1-6）。その結果、不整合面は RP-320 付近まで明瞭に、RP-450 ぐらいまで不明瞭ながら追跡できる。

RP-320 付近より東では、それより西側と比べて反射面のパターンが顕著に異なり、表層部（往復走時1秒ぐらいまで）の速度もかなり速くなり、地表近くまで中新世の岩石が分布すると考えられる。反射面のパターンから判断して、RP-580 付近を軸とする緩い向斜があるらしい。RP460～RP520の間には幅広い破碎帯が存在する可能性がある。

鮮新世～第四紀の盆地堆積物とその東の中新世の岩石との境界は、地表近くでは RP-340～350 付近にあり、比較的高角で東に傾斜するように見える（図2.1.1-5、2.1.1-7、2.1.1-8、2.1.1-10）。この境界は牛伏寺断層の北延長にあたりと考えられる。この境界はさらに深部では反射面として追跡でき、RP-700、往復走時2.4秒（深度約3500m）付近の強い反射面に連続すると考えられる。この反射面では反射波の位相が逆転している可能性が高い。これは、断層上盤側の中新統がより密度の小さい堆積層（鮮新統-第四系？）の上に衝上し

ているためであると考えられる。一方、松本盆地東縁断層の南延長に当たる断層（図 2.1.1-10 に破線で示す）の存在は、反射断面からはあまり明瞭でなく、測線 I の位置では両断層が収斂している可能性もある。

牛伏寺断層の北端部を横切る測線 II では、極浅層高分解能反射法探査を実施した（図 2.1.1-9）。牛伏寺断層の西側には水平に成層する堆積層が存在し、その東側の東傾斜の地層と 30-40 度東傾斜の断層面で接している。

### 3) 結論ならびに今後の課題

反射法地震探査によって、糸魚川-静岡構造線断層帯の構造を深度約 4000 m までイメージングすることができた。今後に残された課題は、断層をより鮮明にイメージングするために適したデータ処理法を試みる事、および後述する重力異常データのインバージョン解析と協調した解析をすることである。

## (c) 重力探査

### 1) 調査観測の実施方法

反射法地震探査測線 I とその延長上で重力測定を行った。重力探査測線は、反射法地震探査測線 I の東と西にそれぞれ 3.5km ずつ延長した。測定点間隔は約 100m（測線の両端付近では 200m）、総測定点数は 201 点である。使用した重力計は LaCoste & Romberg、Model G-270 である。重力値は一等重力点「松本」を基準として測定した。各測定地点の標高は、水準測量によって求めた。また、各測定点の極近傍（0-50m）の 2 次元断面を測量し、極近傍地形補正を行った。

### 2) 調査観測の成果

図 2.1.1-10 に測線 I およびその延長上における重力異常測定結果を示す。図 2.1.1-11 には、地形補正を施す際の仮定密度として 2.0、2.3、2.67 g/cm<sup>3</sup> の 3 通りの場合を示してある。平地部（測線の中・西部）では、仮定密度の違いはほとんどブーゲ異常のパターンに影響しない。しかし、山地部（測線の東部）では、ブーゲ異常のパターンに大きな違いが現れる。地形とブーゲ異常との相関の大きさから判断して、最適な仮定密度は 2.3 g/cm<sup>3</sup> と 2.67 g/cm<sup>3</sup> の間にあると推定される。

測線の西端から RP-200 間での間は、ブーゲ異常が東に向かって緩やかに減少する。反射法探査の記録から、松本盆地を充填する（低密度の）鮮新-更新世堆積物とその下位の（高密度の）先第三紀基盤岩類との境界面（不整合面）が東に傾斜していると判断されるが（図 2.1.1-10）、重力異常パターンはこれと調和的である。測線東端部付近の重力値と比べて RP-200 付近では約 30 mgal の負異常があるが、この値は鮮新-更新世堆積物と基盤岩類との

密度差を 0.5 g/cm<sup>3</sup>程度とするとほぼ鮮新-更新世堆積物の効果だけで説明可能である。

RP-200 より東では、重力異常が緩やかに立ち上がっている。断層上盤側に露出する岩石は、比較的固結度の高い中新世中期の堆積岩とそれを貫く貫入岩類からなり、それらの密度は鮮新-更新世の盆地堆積物よりかなり大きく、むしろ基盤岩類に近いと推定される。RP-200 より東側における重力異常の緩やかな立ち上がりは、断層に沿って低密度の盆地堆積物がかなり深部まで潜り込んでいることを示唆している (図 2.1.1-10)。

### 3) 結論ならびに今後の課題

観測された重力異常のパターンは、反射法探査データを解釈する上で重要な拘束を与えらる。インバージョン解析によってより精密な密度構造モデルを求めることが、今後に残された課題である。

#### (d) 引用文献

- 萩原幸男・山下昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫, 1986, 糸魚川-静岡構造線の重力調査 (I) -松本盆地中央部のブーゲ異常と構造解析, 地震研究所彙報, **61**, 537-550.
- Ikami, A., Yoshii, T., Kubota, S., Sasaki, Y., Hasemi, A., Moriya, T., Miyamachi, H., Matsu'ura, R. S., and Wada, K., 1986, A seismic-refraction profile in and around Nagano Prefecture, Central Japan, *J. Phys. Earth*, **34**, 457-474.
- 池田安隆・岩崎貴哉・佐藤比呂志・松多信尚・川中 卓・小澤岳史, 2003, 松本盆地東縁における糸魚川-静岡構造線活断層系を横切る反射法地震探査, 地球惑星科学関連学 2003 年会合同大会, 予稿集, S075-002.
- 隈元 崇・池田安隆, 1993, 南部フォッサマグナ, 甲府盆地の底角逆断層とネットスリップ, 地震, **46**, 245-258.
- Matsuta, N., 2002, *Structure and Behavior of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, in Quaternary Time*, Dr. Thesis, University of Tokyo, 155 p.
- 大久保修平・池田安隆・隈元 崇・世田 学・松多信尚・千葉智章・新井慶将, 2000, 重力異常に基づく糸魚川-静岡構造線北部の構造解析, 測地学会誌, **46**, 177-186.
- 大久保修平・長沢 工・村田一郎・許 華妃, 1990, 糸魚川-静岡構造線の重力調査 (III) - 松本盆地東縁断層北側延長部の追跡, 地震研究所彙報, **65**, 649-663.

#### (e) 成果の論文発表・口頭発表等

##### 1) 論文発表

著 者	題 名	発 表 先	発表年月日
なし			

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
池田安隆・ 他	松本盆地東縁における糸魚川- 静岡構造線活断層系を横切る 反射法地震探査	地球惑星科学関連学 2003 年会 合同大会、幕張、千葉	平成 15 年 5 月 25 日



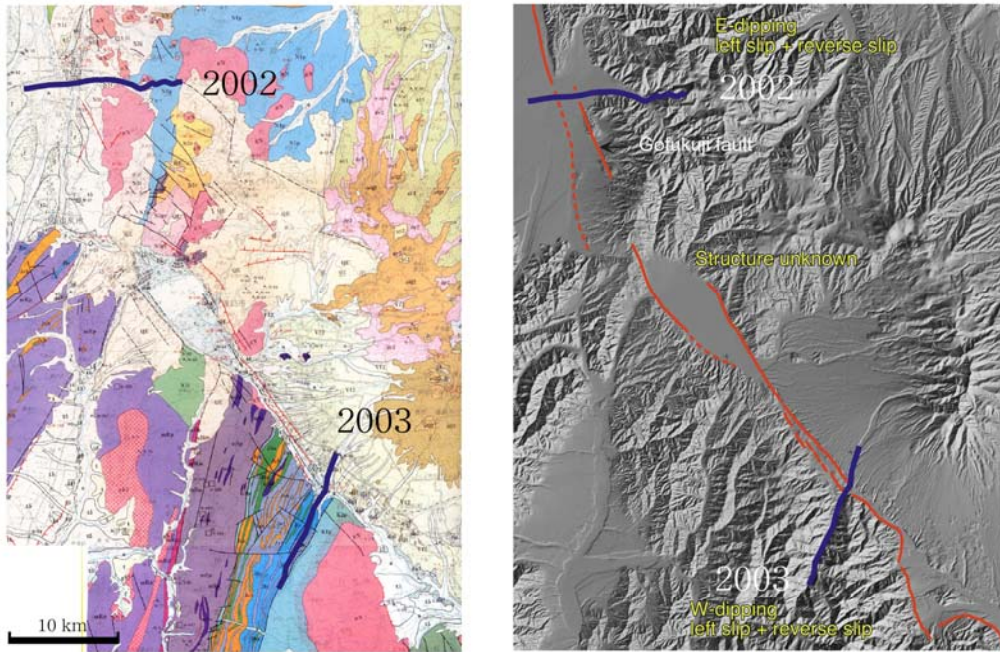


図2.1.1-1. 調査地域の地形及び地質. 青い実線は反射法地震探査及び重力探査測線の位置 (数字は実施年度) .

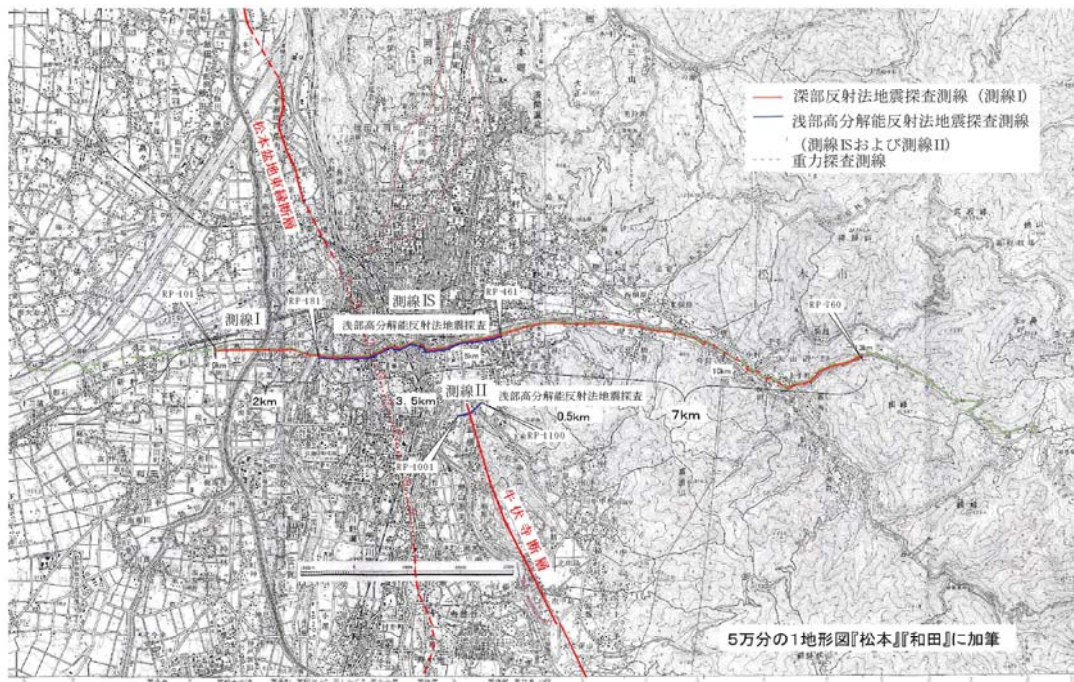


図2.1.1-2. 糸魚川静岡構造線 (松本地区) 反射法地震探査および重力探査測線図.

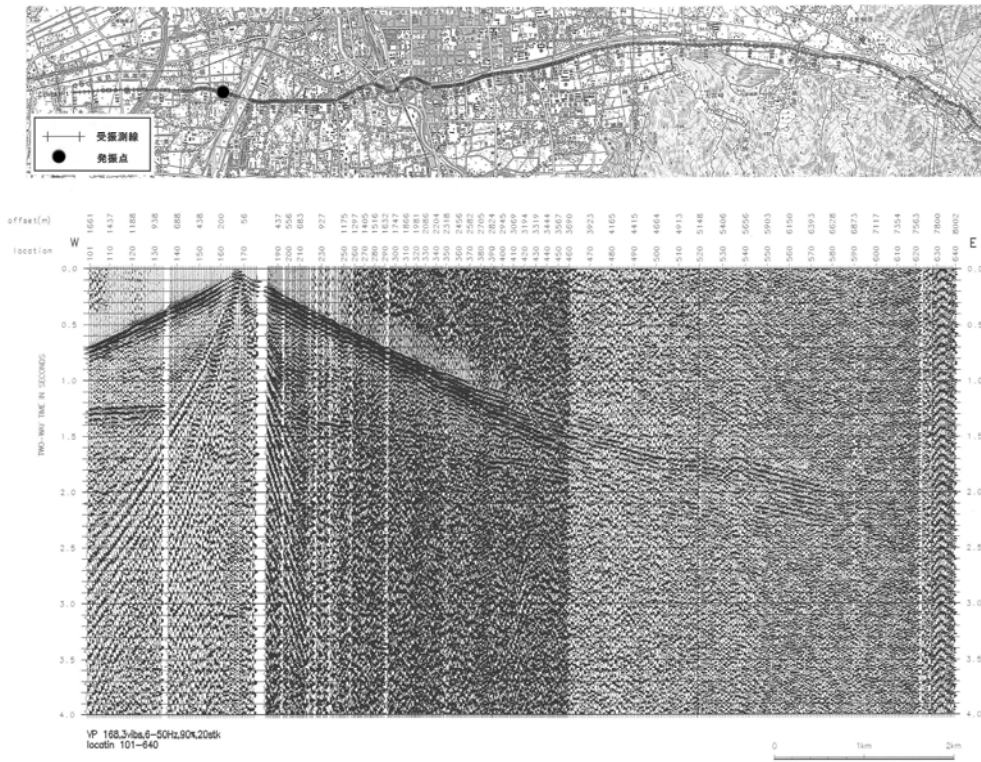


図2.1.1-3. パイプロサイスによる発振記録の例. 発振点 RP168, スイープ周波数6-50Hz, スタック数20回.

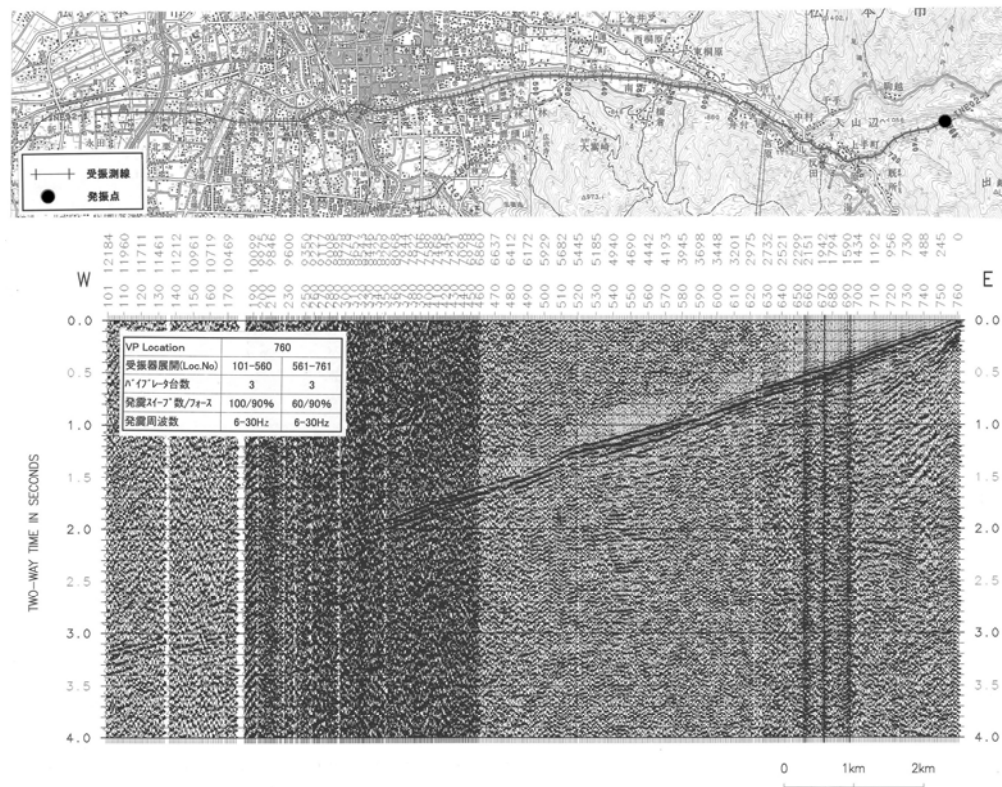


図2.1.1-4. パイプロサイスによる発振記録の例. 発振点 RP760, スイープ周波数6-30Hz, スタック数60-100回.



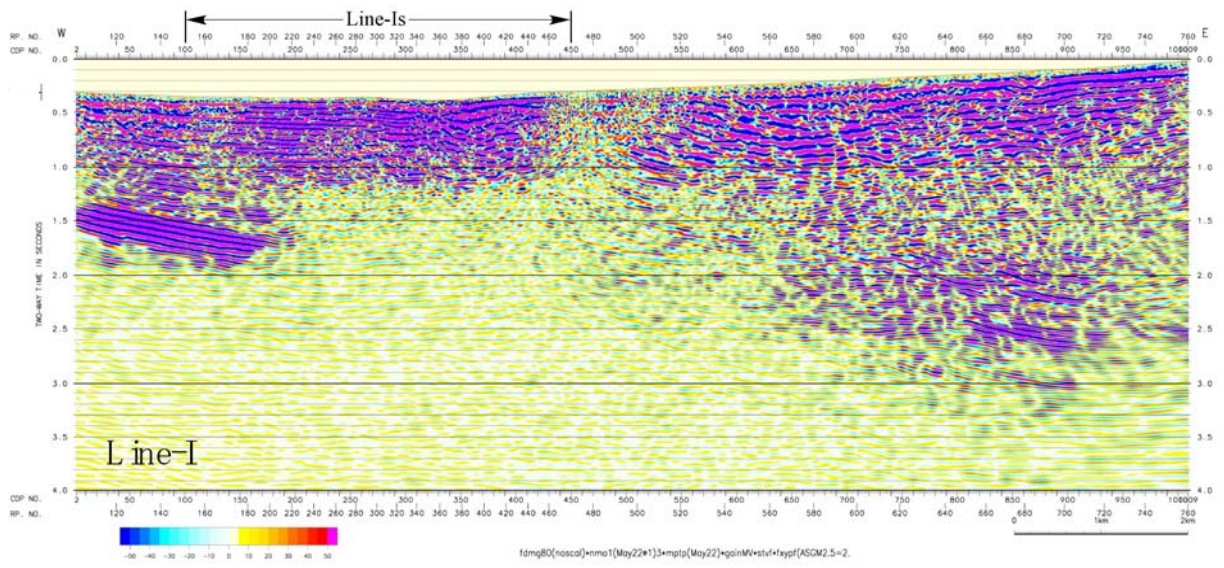


図2.1.1-5. 測線Iのマイグレーション時間断面.

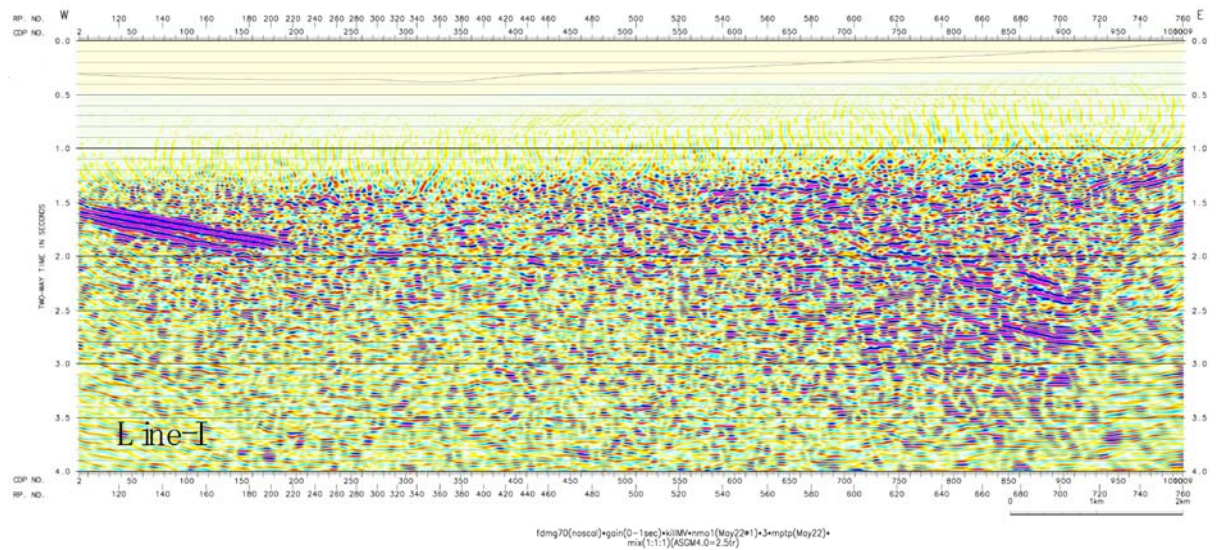


図2.1.1-6. 測線Iのマイグレーション時間断面 (深部反射法強調処理).



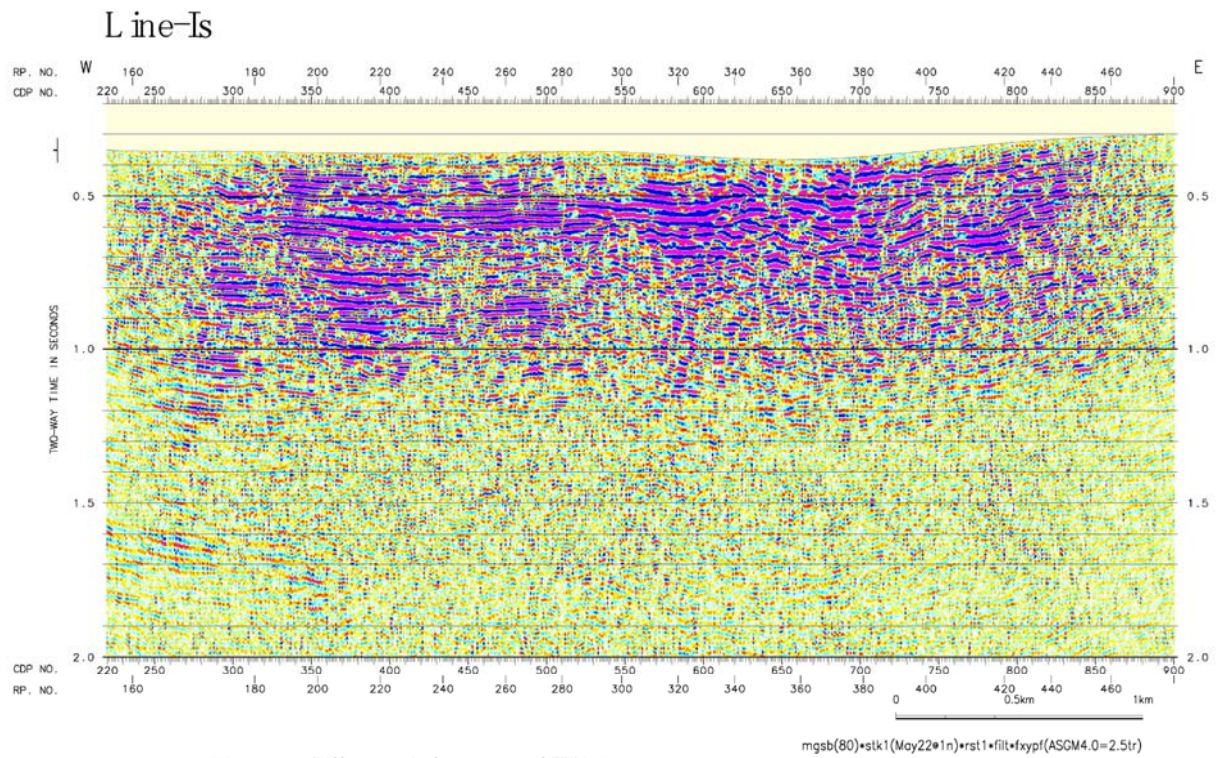


図2.1.1-7. 測線Isのマイグレーション時間断面.

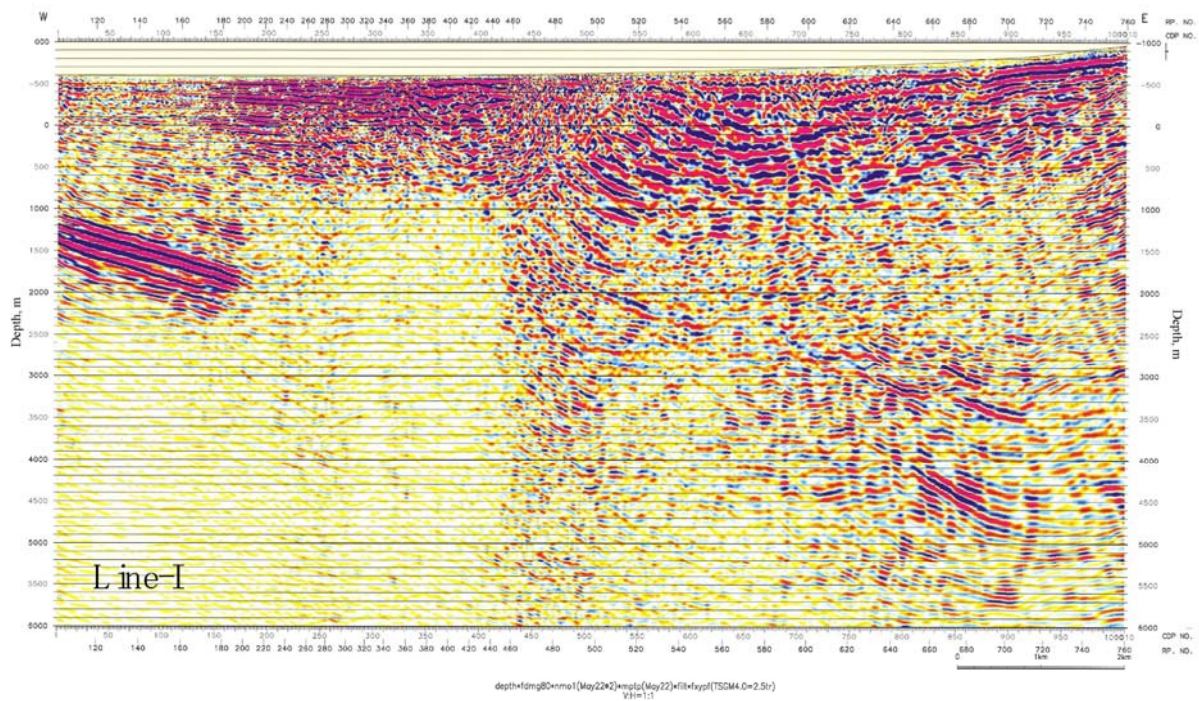


図2.1.1-8. 測線Iのマイグレーション深度断面.



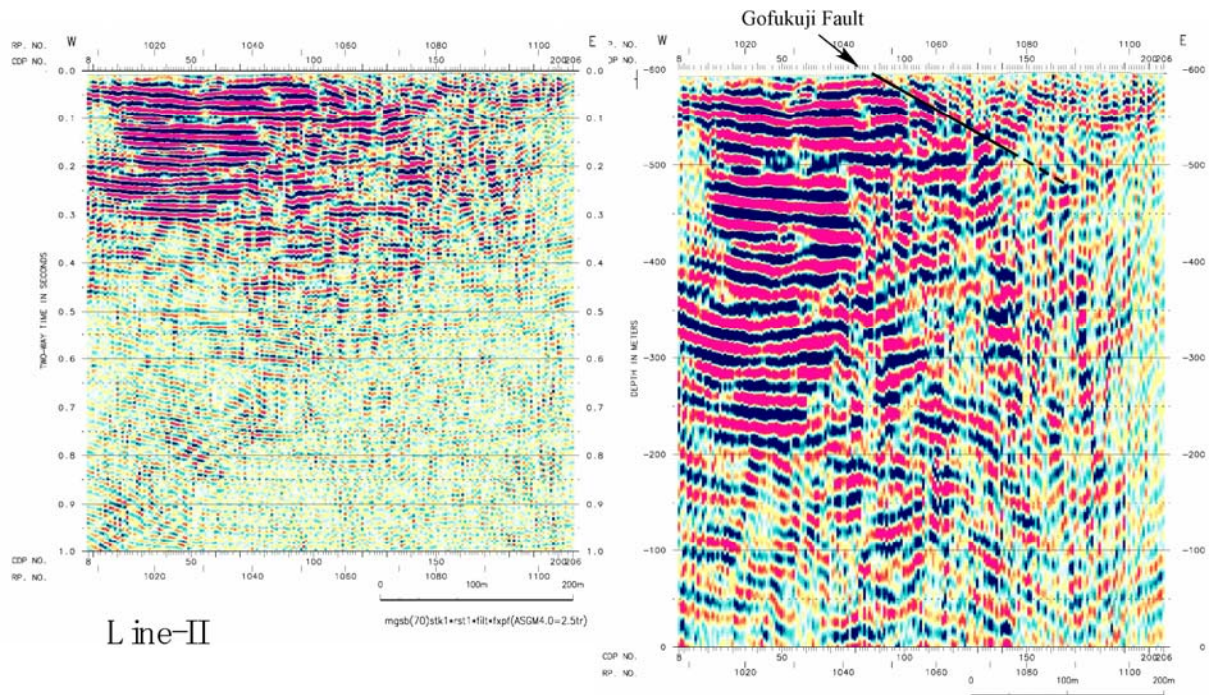


図2.1.1-9. 測線IIのマイグレーション時間断面（左）とマイグレーション深度断面（右）.

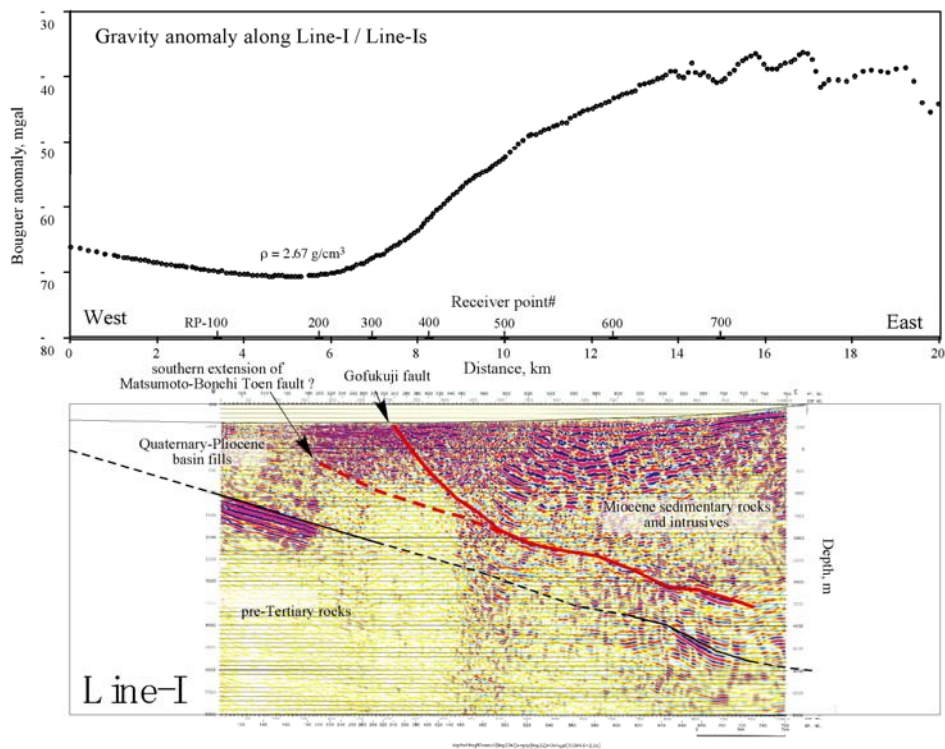


図2.1.1-10. 測線Iの反射法深度断面，ブーグ異常測定値，およびそれに基づく地下構造の解釈.

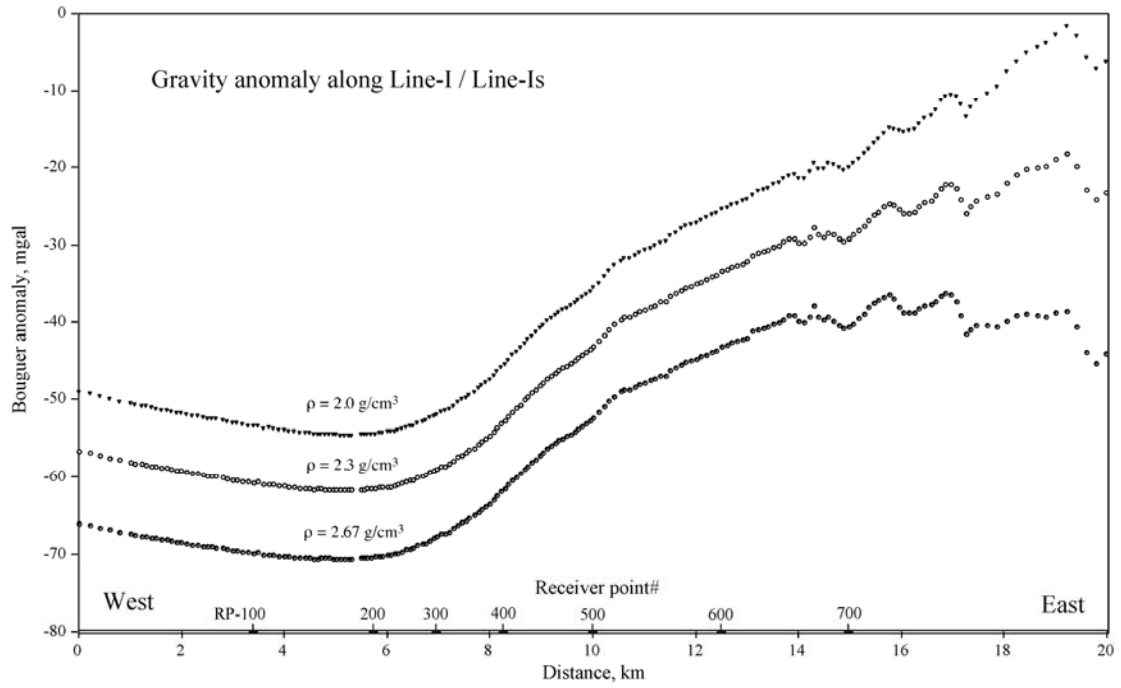


図2.1.1-11. 重力異常測定結果. 測線は反射法探査測線及びその延長 (図1.1.1-2参照). 仮定密度 2.0, 2.3, 2.67 g/cm<sup>3</sup> の3通りで地形補正を行った結果を示す.

## 2.1.2 電磁探査

### (1) 調査観測の内容

(a) 課題 電磁探査による糸魚川—静岡構造線断層帯の地下構造の解明

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
東京工業大学火山流体研究センター	教授	小川 康雄
東京工業大学理学部地球惑星科学科	教授	本蔵 義守

(c) 調査観測の目的

諏訪湖を挟んだ 2 地域において、糸魚川—静岡構造線断層帯を横断する測線で広帯域 MT 法探査を行い、比抵抗構造を解析することによって、断層の形状や性状を明らかにする。測線は反射法・重力測線と同様とし、地震学的な情報と補完的な構造を解明する。今年度は牛伏寺断層を対象とした。

### (2) 平成 14 年度の成果

(a) 調査観測の要約

牛伏寺断層の形状や性状を広帯域 MT 法探査で探るための予備観測を行った。断層を横断するように、中山霊園を通る全長 4km 測線に 28 点測点を配置した。構造の走向を N15°W と解析し、2次元構造解析を行った。結果は以下のとおりである。(1) 牛伏寺断層自体は、低比抵抗異常を示さないため、破碎帯は発達していないと考えられる。(2) 深度 1km 程度になると、東落ちの低比抵抗異常が顕著になる。これは調査域の西部から東に落ちる断層に関連した構造である可能性がある。(3) 2002 年 10 月の群発地震の震源は本測線の約 3km 南東にあるが、本測線に投影すると、東落ちの低比抵抗層が深度 2km 付近で途切れてくる構造境界に対応する位置にあたる。

(b) 牛伏寺断層の広帯域 MT 観測

#### 1) 調査観測の実施方法

牛伏寺断層の形状や性状を広帯域 MT 法探査で探るための予備観測を行った。断層を横断するように、おおよそ 200m おきに 28 点測点を測線上に配置し、空間分解能の高い構造解析を試みた。糸魚川—静岡構造線断層帯北部で行われている広域的な MT 観測(Ogawa et al., 2002) に比べると観測点間隔が短い。観測点位置を図 2.1.2-1 に示す。調査地域は人工ノイズが強いため、ファー・リモート・レファレンス方式とし、遠方参照観測点を 40km 東方(長野県長

門町長門牧場) に設けた。各観測点では、2 日間にわたりデータを取得し、リモートレファレンス処理をおこない、ノイズを軽減した。測点によっては 100Hz から 0.01Hz まで良好なデータを取得できたが、全測点では 100Hz から 1Hz までが使用できる品質である。この周波数帯域では、およそ深度 5km まで探査できる。探査曲線データの例を図 2.1.2-2(a) (b) (c) (d) (e) に示す。また、構造の走向は、高周波数 (浅部) では N15°W に集中し、地表の断層トレースに近いが、低周波数 (深部) になるとやや南北走向に近づく傾向がある (図 2.1.2-3)。ここでは、以後 N15°W を走向と仮定することとする。データには、局所浅部構造による電場の“ネジレ”と“増幅”があるので、それぞれ、テンソル分解およびスタティック補正 (2次元インバージョンに組み込み) で対処した。Ogawa & Uchida (1996) の解析コードを使って、構造の粗さが最小になるような 2次元モデル解析を行った。

## 2) 調査観測の成果

図 2.1.2-4 に 2次元比抵抗モデル解析結果を示す。当初、牛伏寺断層の破砕帯が低比抵抗異常を示すことが期待されたが、牛伏寺断層は、深度 1km までは高比抵抗を示す。それより深部では、調査域全体に東落ちの低比抵抗異常が見える。この低比抵抗異常はその西側で顕著である。さらに深部 (深度 2km) では断層直下で高角度の不連続構造を呈する可能性がある。調査域の 3km 南方では、防災科研によって 700m のボーリング調査および深度 1km までを対象とした電気探査・電磁探査実験が行われている (小村ほか、2003) が、われわれの結果は、1km 以浅においてこれらと調和的である。小村ほか (2003) では、深度数百 km から現れる低比抵抗を、ボーリングコアとの対比から砂岩泥岩互層からなる中古生界の美濃帯相当層としている。美濃帯の砂岩泥岩層は、糸静線の西側に露出する地質である。本研究では、小村ほか (2003) でその上面が捉えられた低比抵抗異常についてそのより深部までの広がり突き止めた。この低比抵抗は、牛伏寺断層の西方にある東落ちの逆断層 (松本断層) によって形成された構造である可能性がある。また、2002 年 10 月に発生した群発地震の震源は、牛伏寺断層よりも東側の深度 1-2.5km に決まるが、比抵抗モデルでは、低比抵抗層が東側に途切れる構造境界に対応する位置にあたる。

## 3) 結論ならびに今後の課題

牛伏寺断層を横切る 4km の測線で広帯域 MT 法探査を行い、深度 5 km 程度までの比抵抗構造解析をおこなった結果は以下のとおりである。(1) 牛伏寺断層自体は、深度 1km 以浅では破砕帯に相当する低比抵抗異常を示さない。牛伏寺断層は、これまで地形学 (Ikeda & Yonekura, 1986) およびトレンチ調査 (奥村ほか、1994) から、再来周期が 1000 年以下、1 回の変位の大きい断層として、注目されてきたが、比抵抗からはその破砕帯は顕著ではない。この結果は小村ほか (2003) の電気探査とも整合する。(2) 一方、深度 1km 程度には、東落ちの低比抵抗異常が顕著になる。(3) さらに深部 (深度 2km) では断層直下で高角度の不連続構造がある可能性もある。(4) 2002 年 10 月の群発地震の震源は、深度 2km 付近の低比抵抗層が東側に途切れる構造境界に対応する位置にあたる。今後、深度 2km 以上の深部構造について信頼性をあげるために、より広範囲かつ低周波数の測定が必要である。



(d) 引用文献

- 1) Ikeda Y., and N. Yonekura, Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in central Japan, Bull. Geogr., Univ. Tokyo, 18, 49-63, 1986
- 2) Ogawa, Y., S. Takakura, and Y. Honkura, Resistivity structure across Itoigawa-Shizuoka tectonic line and its implications for concentrated deformation, Earth Planets Space, 54, 1115-1120, 2002.
- 3) Ogawa, Y. and T. Uchida, A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, Geophysical Journal International, 126, 69-76, 1996.
- 4) 奥村晃司・下川浩一・山崎晴雄・佃栄吉、糸魚川―静岡構造線活断層系の最近の断層活動―牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査、地震第2輯, 46, 425-438, 1994.
- 5) 小村健太朗, 池田隆司, 松田達生, 水落幸広活断層ドリリングによる断層構造の研究―牛伏寺断層近傍の地殻応力, 岩盤, 比抵抗構造, 地球惑星圏学会合同大会 2003 年大会, S076-003, 2003

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著者	題名	発表先	発表年月日
なし			

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
小川康雄・ 本蔵義守	牛伏寺断層の構造探査、CA研究会、宇治、2002.12	Conductivity Anomaly 研究会、 京都大学、宇治	平成 14 年 12 月 25 日

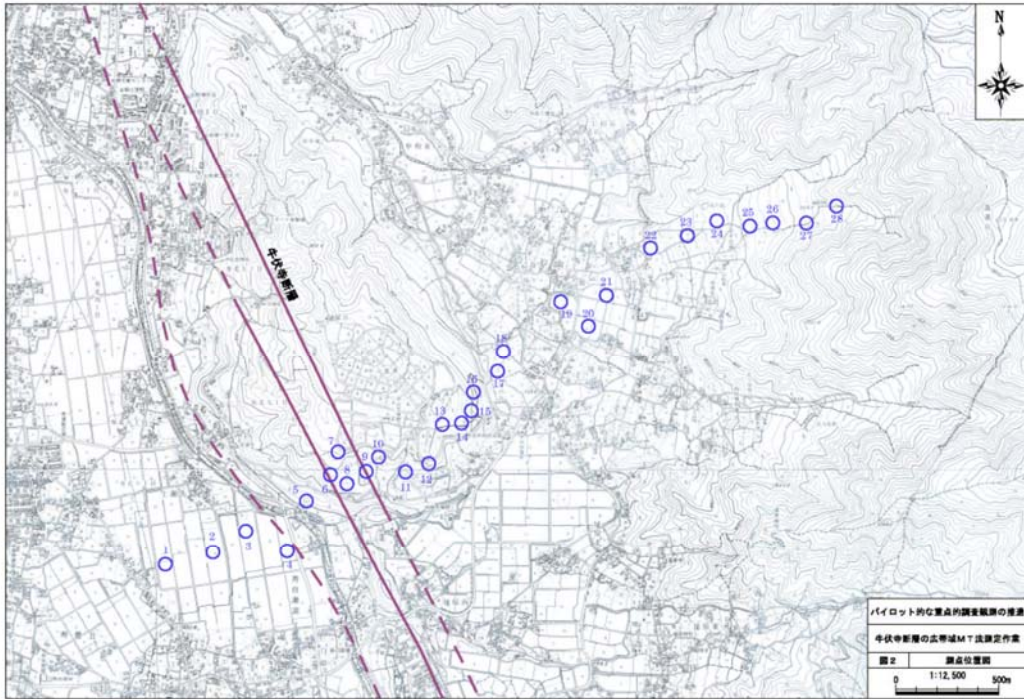


図 2.1.2-1 牛伏寺断層を横切る MT 観測点の配置

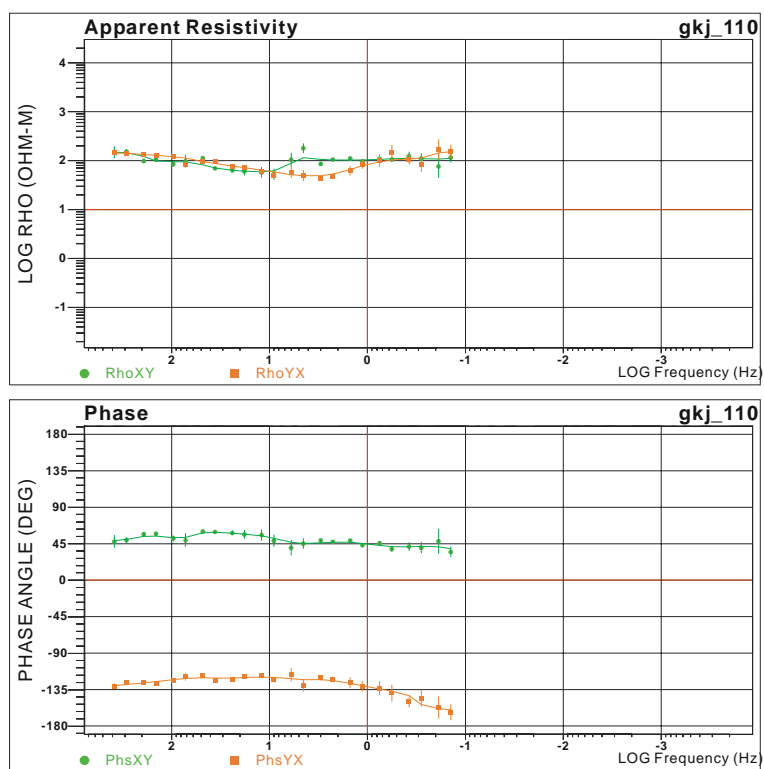


図 2.1.2-2 (a) 測点 2 (測線西端付近) における探査曲線  
 (座標系は N15W 方向に回転してある)

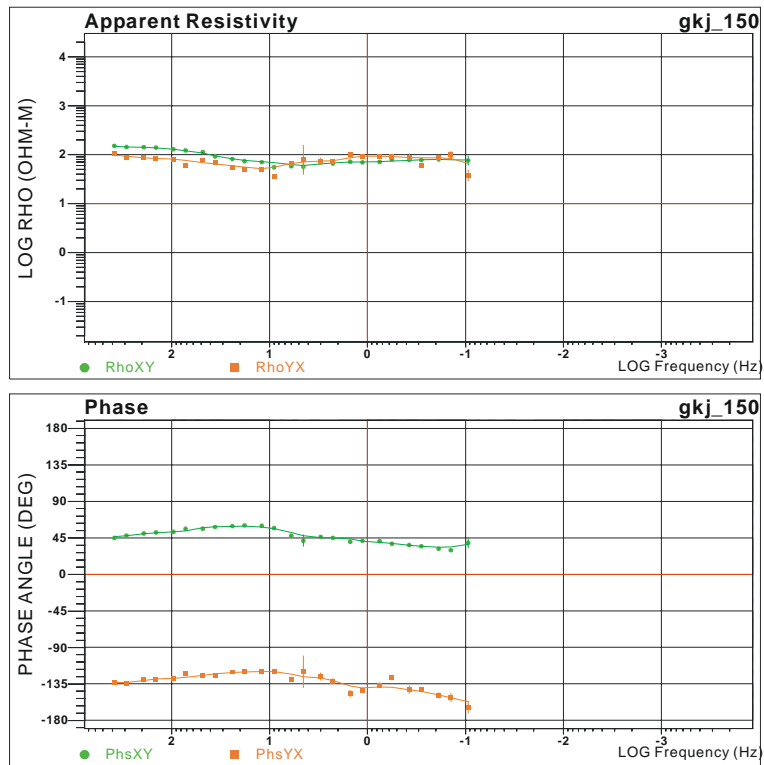


図 2.1.2-2 (b) 測点 6 (断層直上) における探査曲線  
(座標系は N15W 方向に回転してある)。

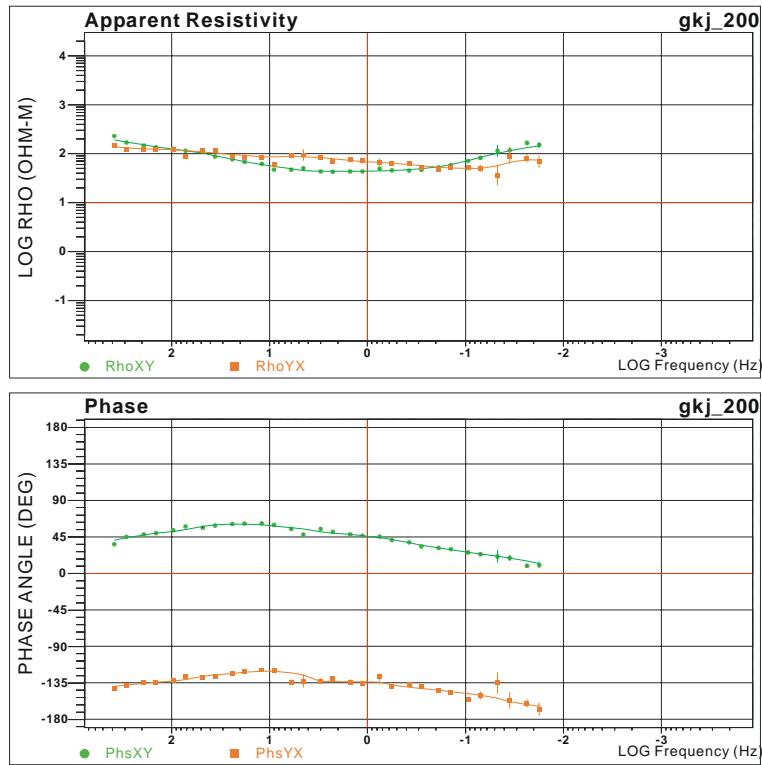


図 2.1.2-2 (c) 測点 11 (中山霊園東斜面) における探査曲線 (座標系は N15W 方向に回転してある)。

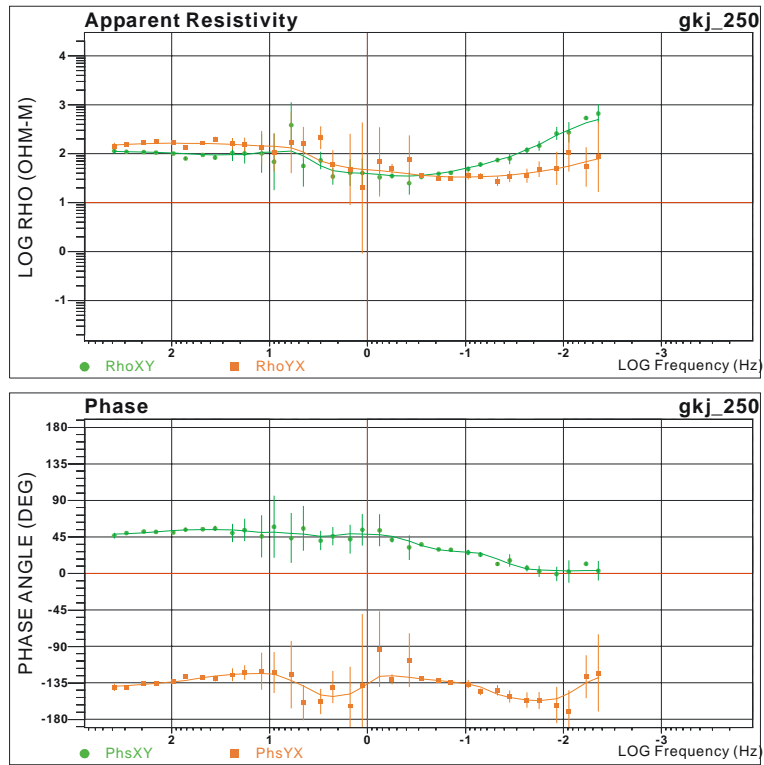


図 2.1.2-2 (d) 測点 16 における探査曲線  
 (座標系は N15W 方向に回転してある)



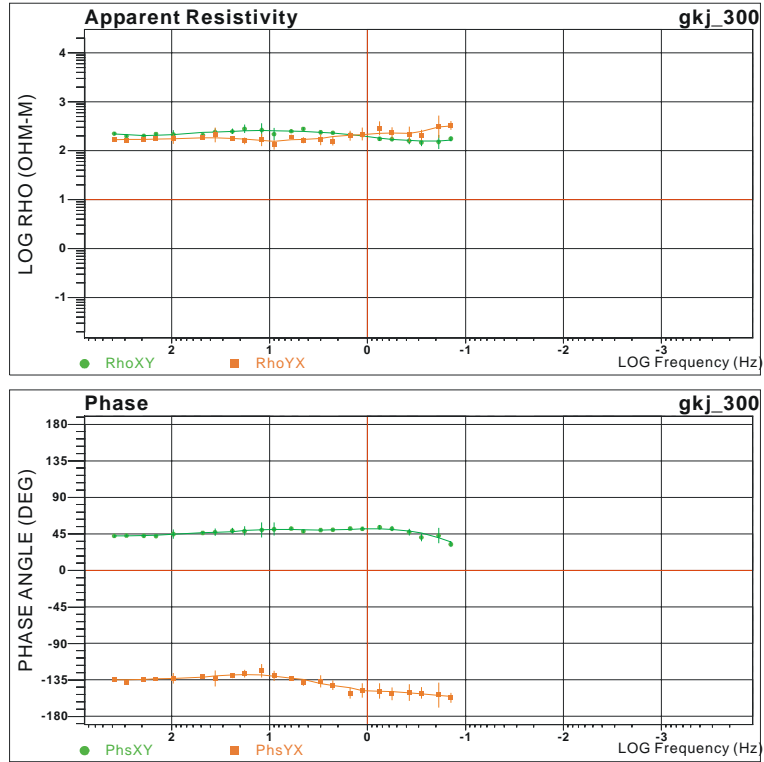


図 2.1.2-2 (e) 測点 21 における探査曲線  
(座標系は N15W 方向に回転してある)

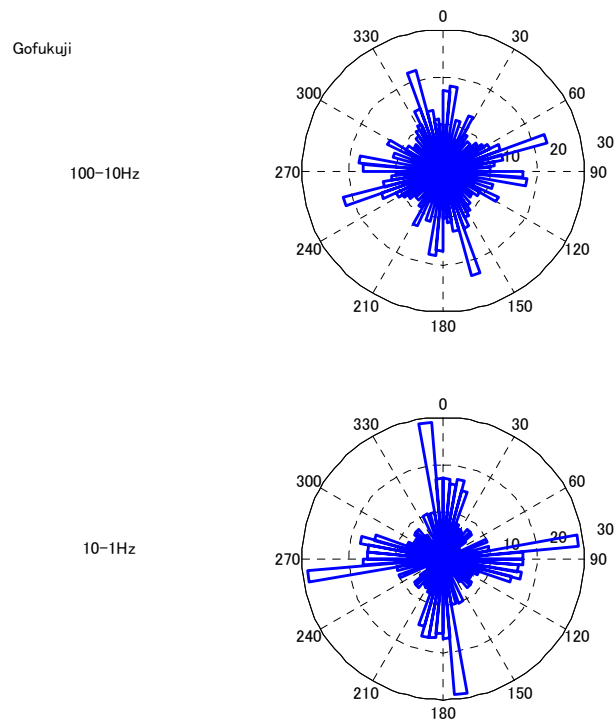


図 2. 1. 2-3 テンソル分解によって推定された走向のヒストグラム。  $\pi/2$  の不定性も示してある。周波数 100-10Hz では N15 度 W に頻度が集中し、断層の走向に整合的である。周波数 10-1Hz では、頻度分布が南北方向多くなる。

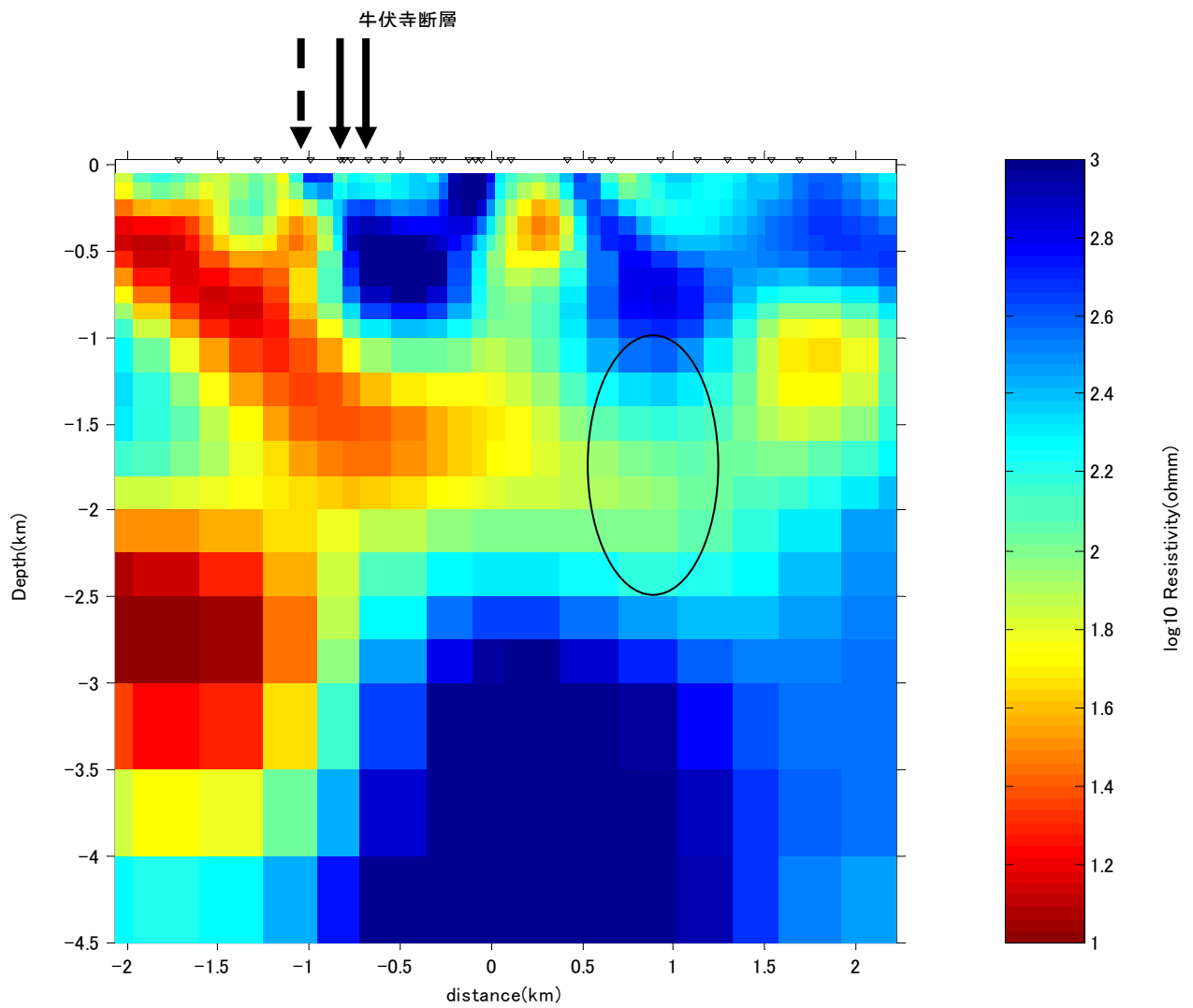


図 2.1.2-4 2次元解析によって得られた比抵抗モデル。断面の左が西。縦横比 1:1。  
比抵抗のスケールは常用対数値。楕円は、酒井（2002、私信）による 2002 年の  
群発地震の震源のおおよその位置。