

平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費
(野島断層における深部ボーリング調査) 事業

野島断層と有馬-高槻構造線断層帯の物理探査

報 告 書

(4 / 6)

平成 29 年 3 月

国立大学法人京都大学

報告書（4／6）の構成

第1部：野島断層と有馬-高槻構造線断層帯の電気・電磁探査

第2部：野島断層の微動アレー探査

第 1 部

野島断層と有馬-高槻構造線断層帯の
電気・電磁探査

目次

1. 業務概要	1
1. 1. 件名	1
1. 2. 目的	1
1. 3. 業務内容	1
1. 4. 調査地点	1
1. 5. 工期	1
1. 6. 実施数量	4
1. 6. 1. 電気探査（高密度電気探査）	4
1. 6. 2. 電磁探査（CSAMT 探査）	4
2. 電気探査	5
2. 1. 探査方法	5
2. 1. 1. 探査の概要	5
2. 1. 2. 測定原理	5
2. 1. 3. 探査手法	6
2. 1. 4. 測定方法	8
2. 1. 5. 測定機器	12
2. 2. 解析方法	13
2. 3. 探査結果	14
2. 3. 1. 探査結果	14
2. 3. 2. 地質解釈	21
3. 電磁探査（CSAMT 探査）	37
3. 1. 探査方法	37
3. 1. 1. 測定原理	37
3. 1. 2. 測定方法	46
3. 1. 3. データ処理	51
3. 2. 解析方法	52
3. 2. 1. 2次元逆解析	52
3. 2. 2. ジョイント解析	54
3. 3. 探査結果	56
3. 3. 1. 比抵抗と地質	56
3. 3. 2. 探査結果	57
3. 3. 3. ジョイント解析図面による地質解釈	64
4. まとめ	74
4. 1. 野島地区	74
4. 2. 有馬地区	79

1. 業務概要

1. 1. 件名

平成 27 年度原子力施設等防災対策委託費（野島断層における深部ボーリング調査）事業

1. 2. 目的

原子力施設周辺の断層の活動性については、原子力施設の地盤や耐震安全性評価の基礎となる基準地震動の策定に大きく影響することから、その評価に当たっては、科学的な根拠に基づき活動年代を特定することが重要である。通常、断層活動性は、断層の上部に堆積した地層の年代に基づき特定あるいは推定する（以下、「上載地層法」という。）が多い。しかし、地域によってはそのような地層が欠如している等の理由により、“上載地層法”の適用が難しい場合もある。本事業では、“上載地層法”が適用できない場合に備えて、断層内物質試料を用いた活動性評価手法に関する適用条件・課題等を整理し、総合的な評価手法の確立を目指すものである。

1. 3. 業務内容

野島断層と有馬-高槻構造断層帯において、6 測線の電気探査と電磁探査を実施した。本業務では電気探査としては高密度電気探査法を、電磁探査としては CSAMT 法を実施した。

1. 4. 調査地点

調査位置図：図 1.4.1

野島サイト：兵庫県淡路市小倉の野島断層と浅野断層を含む地域（図 1.4.2）

有馬-高槻サイト：兵庫県西宮市山口町船坂の有馬-高槻構造線を含む地域（図 1.4.3）

1. 5. 工期

平成 27 年 9 月 1 日 ～ 平成 29 年 3 月 31 日



図 1.4.1 調査位置図 (20 万分の 1)

国土地理院ウェブサイト (<http://www.gsi.go.jp/index.html>) より引用、改変

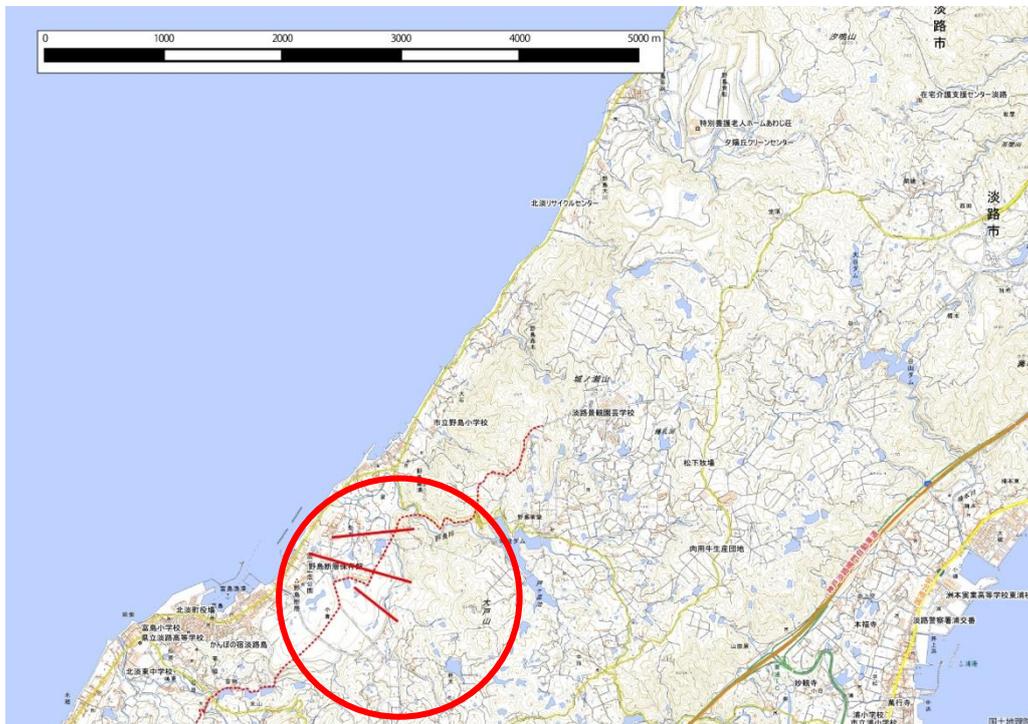


図 1.4.2 野島サイト調査位置図 (2 万 5 千分の 1)

国土地理院ウェブサイト (<http://www.gsi.go.jp/index.html>) より引用、改変

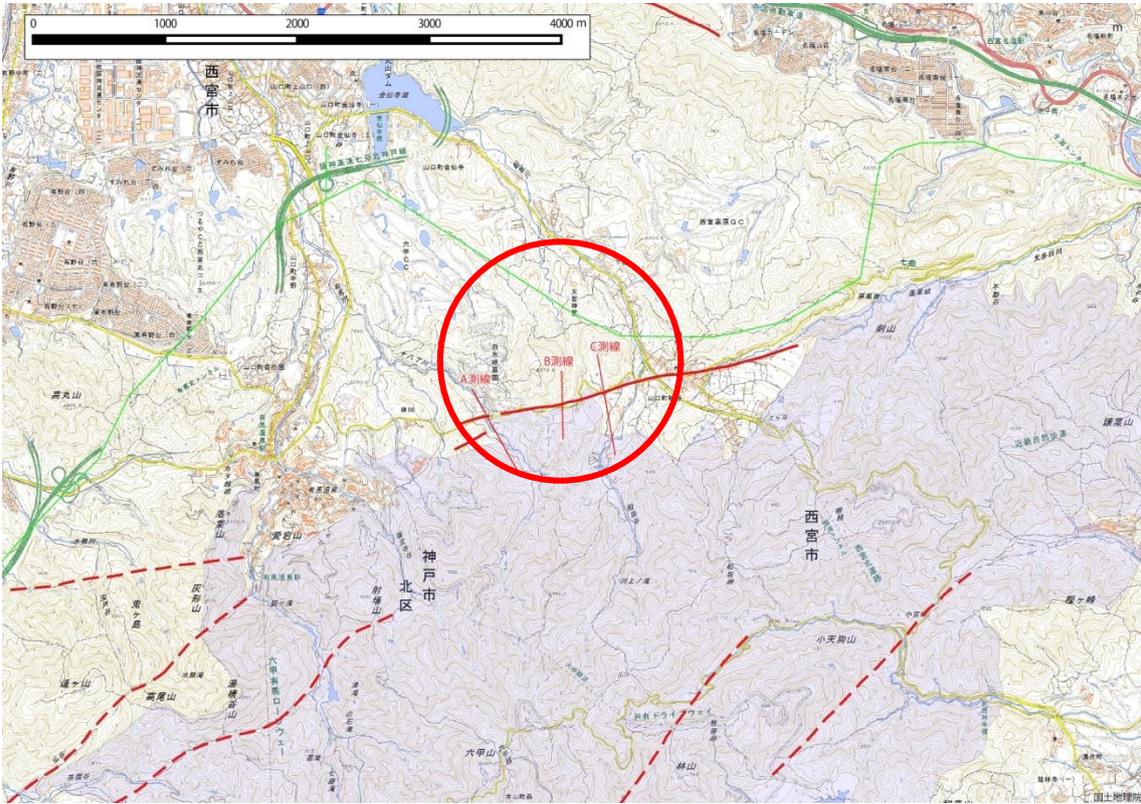


図 1.4.3 有馬-高槻サイト調査位置図 (2万5千分の1)
 国土地理院ウェブサイト (<http://www.gsi.go.jp/index.html>) より引用、改変

1. 6. 実施数量

本業務で実施した電気探査、電磁探査の実施数量は、表 1.6.1、表 1.6.2 のとおりである。

1. 6. 1. 電気探査（高密度電気探査）

表 1.6.1 調査数量表

地区名	測線名	測線長(m)	備考
野島・浅野断層	A	700	電極間隔 5m・最大探査深度 200m 二極法による二次元電気探査
	B	900	
	C	470	
小計	3 測線	2,070	
有馬-高槻構造線	A	730	電極間隔 5m・最大探査深度 135m ウェンナー法による二次元電気探査
	B	515	
	C	770	
小計	3 測線	2,015	
計	6 測線	4,085	

1. 6. 2. 電磁探査（CSAMT 探査）

表 1.6.2 調査数量表

地区名	測線名	測線長(m)	備考(測点数)
野島・浅野断層	A	700	A 測線:15 B 測線:19 C 測線:11
	B	900	
	C	470	
小計	3 測線	2,070	
有馬-高槻構造線	A	730	A 測線:16 B 測線:12 C 測線:11
	B	515	
	C	770	
小計	3 測線	2,015	
計	6 測線	4,085	

2. 電気探査

2. 1. 探査方法

2. 1. 1. 探査の概要

従来の電気探査法である垂直法探査は、簡便な手法であるが、堆積層などの水平多層構造を前提とした探査手法であり、本調査の調査対象である断層等、地下で二次元的に変化するような構造の検出には向いていない。よって、本調査では、二次元電気探査法を用いた調査を行う。

二次元電気探査とは、広範囲に精度高い調査を行うために開発された方法で、二次元モデル化理論に基づく有限要素法、非線形最小自乗法等の高度な数値解析技術を組み合わせたものである。その特徴は従来の解析が測定値の水平成層解析（水平方向で変化がないと見なした一次元解析）または直接表示（表示点での見掛け比抵抗分布）に限られていたのに対して、大地の比抵抗分布を面的に数値解析（二次元解析）して、より真に近い比抵抗分布の把握を可能にする。

2. 1. 2. 測定原理

二次元電気探査は、比抵抗法の一つであり、一対の電流電極（ C_1, C_2 ）と一対の電位電極（ P_1, P_2 ）を用いて行う探査手法であり、電流電極を介して大地に電流 I を流した際に生じる電位差 V を測定し、大地の比抵抗分布を解析する方法である（図 2.1.1）。

比抵抗とは電気の流れ難さを示す物質固有の量で、電気伝導度の逆数にあたり、単位長さあたりの抵抗を示している。

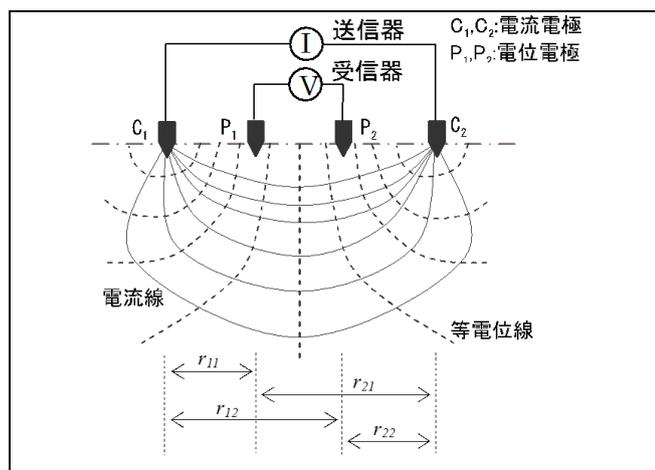


図 2.1.1 比抵抗法の基本原理

(出典：物理探査適用の手引き 物理探査学会)

大地の比抵抗が一定ならば電流は電極から地中に一様に広がるように流れ、測定値（電流 I 、電位差 V ）と比抵抗 ρ との間にはオームの法則より導かれる次の関係が成立する。

$$\rho = K \cdot V / I \quad \text{式①}$$

ρ : 見かけの比抵抗 V : 電位差 I : 電流 K : 電極配置係数（電極の配置によって異なる係数）

2. 1. 3. 探査手法

比抵抗の測定は、地表に設置した一対の電流電極ともう一対の電位電極を用いて行う。電流電極から電流（直流または周期の長い交流）を流して、電位電極でそのとき生じる電位差を測定する。電流電極と電位電極の配置には、調査の主目的や効率に応じて図 2.1.2 のように数種類の方法がある。

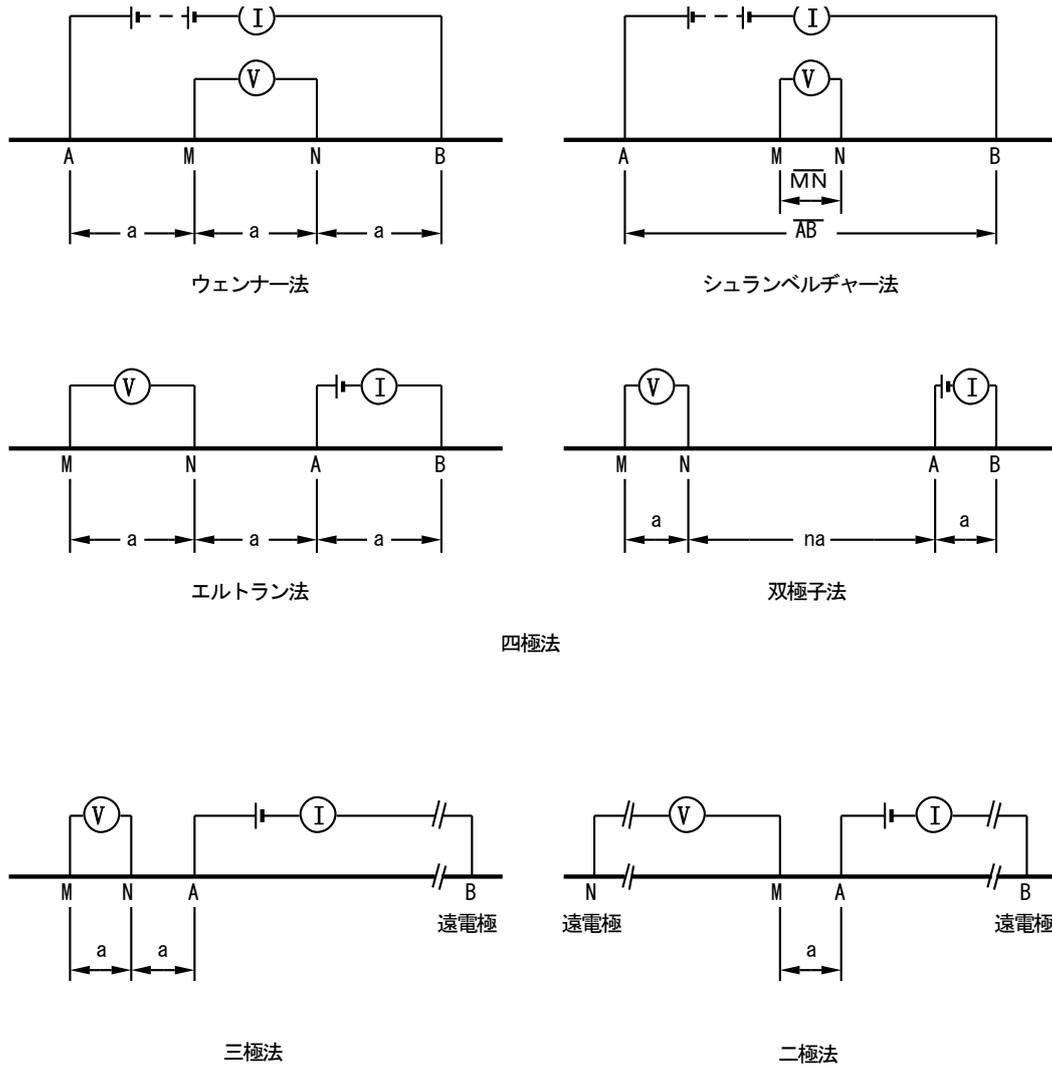


図 2.1.2 二次元電気探査に用いられる電極配置の例

本調査の目的は、比抵抗分布によって断層構造を捉えることにある。調査地では、複数の断層および断層間に挟まれた破砕部が存在していることが想定され、これらをシームレスに捉えるには、効率的に広範囲のデータを取得する必要がある。また計画探査深度は、100m~300m と大深度の設定であり、深部までの情報を得るためには、信号強度を確保する必要がある。

図 2.1.2 の内、二極法は測線から十分離れた距離（探査深度の 5～10 倍程度）に遠電極を設置する手間があるものの、同じ測線長であれば、上記の内、最も広範囲にデータを取得することが可能であり、また信号強度も強い。以上より、本調査に最も適していると判断され、二極法を探査に用いる電極配置として選定した。

しかしながら、有馬-高槻構造線での探査においては、山岳地に設置された電波塔が影響してか、遠電極を介して極めて強いノイズが測定値に混在するため、遠電極を用いた電極配置の適用が困難となる事態が生じた。遠電極を移動させる、夜間に測定する等、ノイズ源の特定ならびに事態打開に向けた作業を行ったものの、原因の究明には至らず、二極法での探査を断念した。このことから、他の電極配置により探査を継続する必要があると、現地にて当該地に適した電極配置についての検討を行った。検討内容について以下に記す。

図 2.1.2 の内、三極法についてはある程度の信号強度を有するため、深部までの探査が可能であり、二極法には劣るものの比較的広域に探査範囲を設定することができる。また、遠電極を用いる探査手法ではあるものの、使用する遠電極は電流側の 1 か所のみであり、設置済み 2 か所の遠電極の内、片側だけでもノイズの影響が少なければ、探査を実施することが可能となる。しかしながら、現地にて実際に測定を行った結果、設置済み 2 か所の遠電極双方にノイズがのり、測定精度を確保するには至らなかったため、本電極配置の適用を見送った。

次に四極法である双極子法は、図 2.1.2 の内で最も分解能が高いとされている手法であり、探査範囲も三極法とほぼ一致する。ただし、信号強度が弱いため、大深度探査には向いておらず、実際に現地にて計測したものの、S/N 比が悪いため、深部までの探査を行えるような結果は得られなかった。よって、この電極配置についても適用を見送った。

上記の検討結果より、1) 遠電極を用いない、2) 強い信号強度が必要といった電極配置が唯一当該地にて適用できると考えられ、その条件にはウェンナー配置が該当する。ウェンナー法は、図 2.1.2 のうち探査範囲が最も限定されるが、二極法と同程度と最も強い信号強度を有しており、遠電極も用いない手法である。

以上検討の結果、有馬-高槻構造線では、二次元電気探査の電極配置にウェンナー法を適用することに決定した。

2. 1. 4. 測定方法

1) 二極法

二極法では電流電極と電位電極の内それぞれの1極を固定電極（遠電極）とし、残りの2極を順次移動・設置して測定を行う。電極間隔 a は、探査深度となり、その表示点は2極間の中央となる。

各測点に設置された電極棒は、観測ケーブル・延長ケーブルを介し測定本部で一元管理され、電極切替器による自動測定で探査を行う（図 2.1.3）。

2) 四極法(ウェンナー法)

ウェンナー法では、設置する四本の電極間隔 a を順次変化させ測定を行う。四本設置する電極の内、内側の P1, P2 電極の中央が測点位置となり、電極間隔 a は探査深度となる（図 2.1.4）。

測定は二極法同様、観測ケーブル等により一元管理し、測定本部での自動切り替えによって探査を行う。

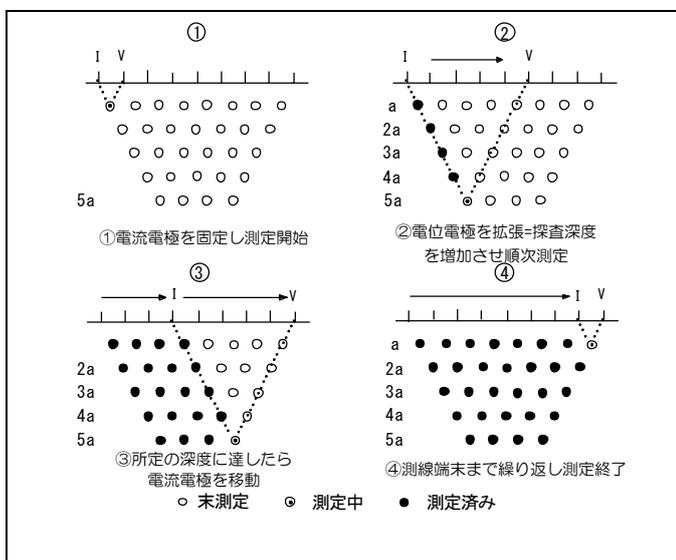


図 2.1.3 二極法による測定方法

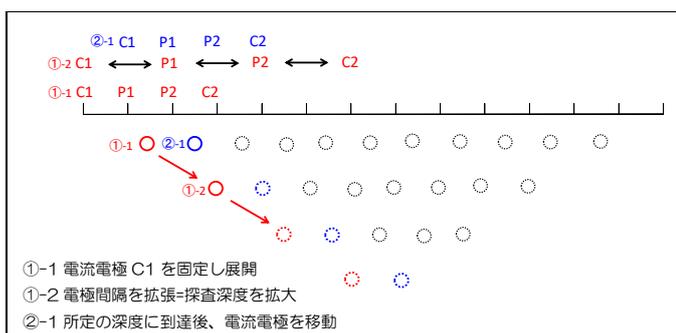


図 2.1.4 ウェンナー法による測定方法

各間隔（深度）において測定された通電電流 I 、電位差 V は、下式により見かけ比抵抗 ρ_a を算出し整理・解析を行う。なお、電極配置係数とは、配置毎に異なる係数であるが、二極法配置とウェンナー法は共通の電極配置係数を用いる。

$$\rho_a = 2\pi a \times V/I \quad \text{式②}$$

ρ_a : 見かけの比抵抗 a : 電極間隔 V : 電位差 I : 電流 $2\pi a$ は二極法およびウェンナー法での電極配置係数

この算出された見かけ比抵抗と、探査深度（本調査においては電極間隔 a =深度）の関係から地下の比抵抗構造を求める。図 2.1.5 に実際の探査の流れを記す。

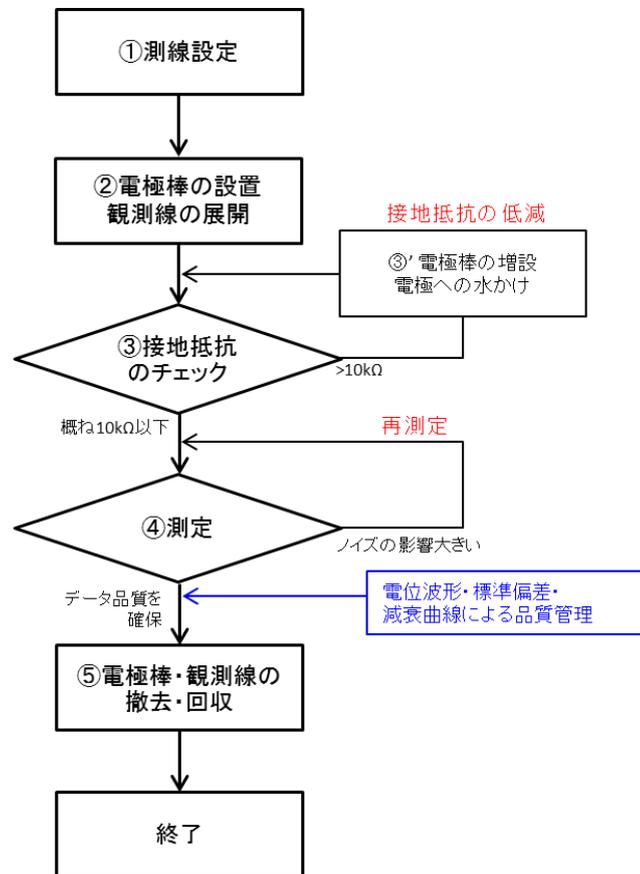


図 2.1.5 探査実施フロー

以下に各段階における作業内容および特記事項について記す。

①測線設定

ポケットコンパス、検縄等による簡易測量を基に測線設定を行った。測量開始の基準点は、地形図ないし衛星画像上で確認できる既知点とし、測点間隔である水平距離 5m 毎に、cm 単位での標高を計測・記録した。なお、舗装された道路等、電極の設置が困難な箇所については、設置可能な箇所までの水平距離、標高を記録し仮測点として整理している。

仮測点については、極端に電極間隔が狭くなる等、局所的に探査原理を満たさなくなるため、探査データからは除外している。

②電極棒の設置・観測線の展開

電極棒の設置は、各測点につき1本を基本とするが、岩盤が露出する等、接地抵抗が高いことが予想される地点では、事前に複数本（最大3本）を設置するとともに、沢水等を電極周辺に散布し接地抵抗の軽減を図った。

なお、野島・浅野断層・B測線60～100m区間は、野島断層保存館の駐車場内に位置していたため、事前に管理者に許可を取ったうえ、ハンマードリルで削孔し電極を設置した。

その他、観測線が牧場内や道路を横断する箇所等では、所有者や利用者に支障をきたさぬよう、ゴムマットやプロテクターを用いて養生した。

	
<p>野島浅野断層 B 測線 80m 電極設置状況</p>	<p>野島浅野断層 B 測線 牧場内測線養生</p>
	
<p>有馬-高槻構造線 C 測線 道路横断養生</p>	<p>有馬-高槻構造線 C 測線 交通誘導員配置</p>

③接地抵抗のチェック

接地抵抗が高い場合、測定データにノイズが乗りやすくなる等、データの品質が低下する要因となるため、測定前の確認は必要不可欠である。本調査では、測定機器より微弱な電流を流し、各電極の接地抵抗を計測するとともに、設置の高い箇所について②の手順に戻り、すべての電極での接地抵抗を改良した。

④測定

測定実施時には、観測される電位波形を常にモニターでチェックし、異常がみられた場合には、直ちに再測定を行った。また、スタッキング処理による標準偏差や減衰曲線も併せてリアルタイムで監視し、不良データが確認された場合には、速やかに再測定を行

い、探査精度の向上に努めた。

なお、野島・浅野断層の海側での測定に際しては、ノイズがランダムかつ一定期間で発生する傾向があったため、スタッキング処理を10回とした場合でも、ほとんどのデータにノイズがのるため、データの精度を確保できなかった。そのため、1度のスタッキング処理を最大3回までとし、観測波形にノイズが乗った時点で測定中断→最初から測定といった観測スパンの短い測定を繰り返すことによって、ノイズの除去を試みた。

⑤ 電極棒・観測線の撤去・回収

測定終了後、速やかに電極棒および観測線の撤去・回収を行った。撤去時には測線周辺を見渡し、ごみや資材の積み残し等ないかを確認した後に資材をすべて回収した。

また、野島・浅野断層・B測線での保存館駐車場においては、電極撤去後、すべての掘削孔に補修材を充填し可能な限り原状復帰に努めた。



2. 1. 5. 測定機器

本業務で使用した資機材について表 2.1.1 に示す。

表 2.1.1 本業務で用いた測定機器一式

機器・資材名	適用/用途	仕様	数量	単位	備考
McOHM-Profiler4 Model-2140	比抵抗測定機器 /電極切替器	測定レンジ±10V 測定精度:抵抗値測定±1% 32ch スキャナー内臓	1	台	応用地質社製
McOHM-Profiler4 Scanner-64	電極増設器	64ch スキャナー内臓 増設時 合計 96ch	1	台	同上
McOHM-Profiler4 パワーブースター Model-2142	昇圧機	最大出力:200W 最大通電電流 1000mA	1	台	同上
バッテリー	測定器電源	12V75Ah 相当	2	台	
測量道具	電極配置位置出し用	ポケットコンパス・検縄他	1	式	
スチール製金属棒	電極棒	φ5～15mm L=500～1000mm	150	本	数量は概略
	遠電極用電極棒	φ20mm L=1000mm	6	本	
観測線	測定用観測線	1本 16成分×6本=96成分 16芯ケーブル	6	巻	
中継線	観測線→本体接続用	16芯ケーブル 1巻 100m 程度	7	巻	
電線	遠電極用	単線:通電電流に耐えうるもの	4000	m	電位電流極各 2000m
ゴムマット	道路横断箇所等養生		1	式	
ハンマードリル	アスファルト削孔用	ポータブル発電機含む	1	式	野島浅野断層 B測線のみ
トランシーバー	作業員間通信用		6	台	
ハンマー	電極打ち込み用		5	本	
ElecImager/2D	二次元逆解析用 ソフトウェア	有限要素法	1	セット	応用地質社製



測定機器一式

2. 2. 解析方法

有限要素法による逆解析を用いた二次元比抵抗解析の流れを図 2.2.1 に示すとともに、概要を記す。

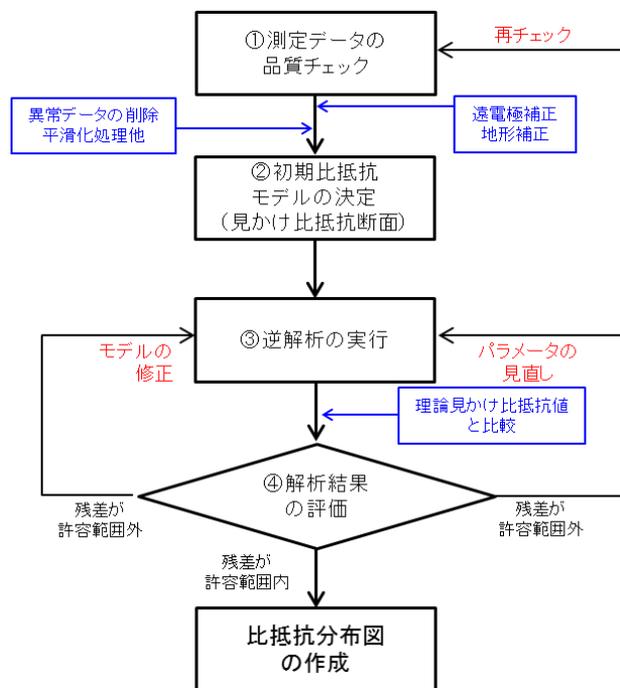
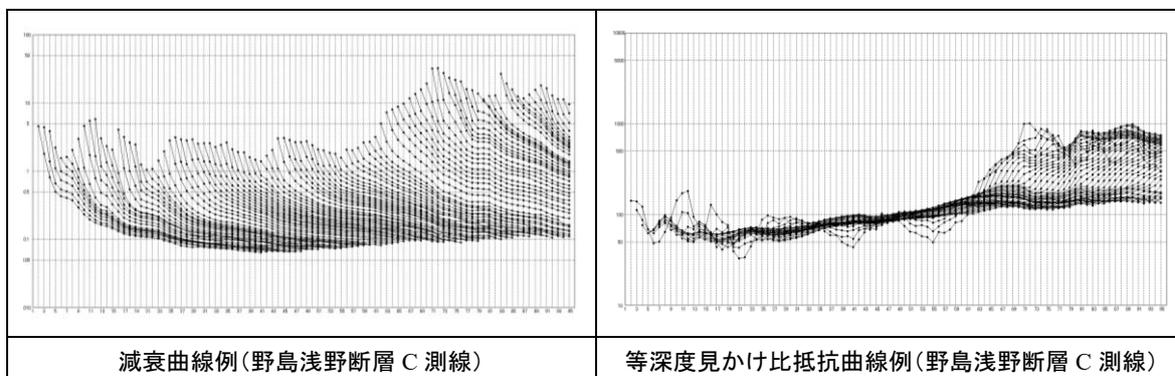


図 2.2.1 解析フロー

①測定データの品質チェック

測定データを見かけ上の深度点に表示し見かけ比抵抗疑似断面を作成する。減衰曲線や等深度見かけ比抵抗曲線等により最終的な測定データの品質チェックを行う。用いる減衰曲線等は、遠電極補正および地形補正を実施したものとし、ノイズが混在している際に生じるカーブの乱れや、局所異常体等が存在していないか等に着目して、必要に応じ異常データの削除や平滑化処理等を行う。平滑化処理は必要最低限に留め、測定データを極力尊重したものとした。



②初期比抵抗モデルの決定

有限要素法による逆解析へのため、前工程で得られた見かけ疑似比抵抗断面を、複数のセルに分割させる。データは探査深度と見かけ比抵抗値によるセルの分割数は水平方向では、測線長を電極間隔で除したものとなり、鉛直方向のセル数について、最大探査深度を電極間隔で除したものを基準とするが、深度が深くなるにつれ分解能が落ちること、電極配置により測点分布が異なることを考慮し、表 2.2.1 のように設定した。

表 2.2.1 初期モデルに用いた各種パラメーター

測線名		水平方向セル数	鉛直方向セル数	最大探査深度	備考
野島・浅野断層	A 測線	140	35	200m	最下層セルの形状は地形と等しい
	B 測線	180			同上
	C 測線	94			同上
有馬高槻構造線	A 測線	146	22	135m	同上
	B 測線	103			同上
	C 測線	154			同上

③逆解析の実行

逆解析のアルゴリズムは、非線形最小二乗法とし、解析の際の拘束条件は、平滑化拘束とした。

④解析結果の評価

解析結果の評価は、測定で得られた見かけ比抵抗を基にした初期モデルと、理論見かけ比抵抗との残差を指標とする。

残差が許容範囲内に収まるまで、解析結果モデルの見直し、場合によっては測定データの再検討まで遡り、再解析を繰り返し実施することによって、解析精度の確保に努めた。

2. 3. 探査結果

2. 3. 1. 探査結果

①野島断層

測線配置図および概略地質踏査結果図を図 2.3.2 に、測定結果より得られた見かけ比抵抗断面図を図 2.3.3 に示す。遠電極配置図 2.3.1 に示す。

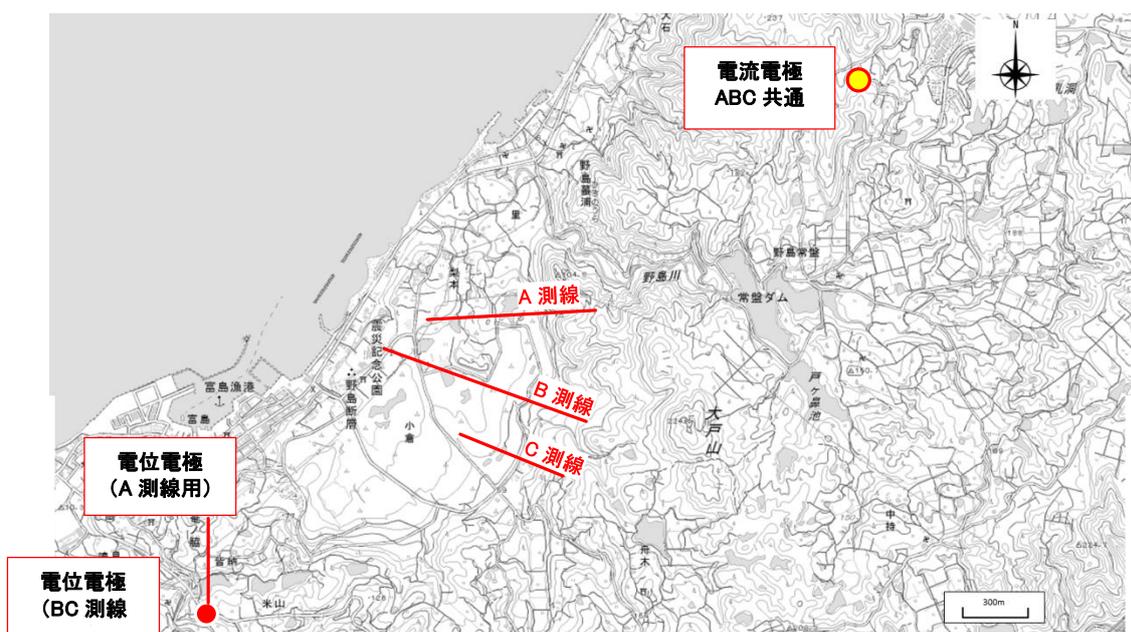


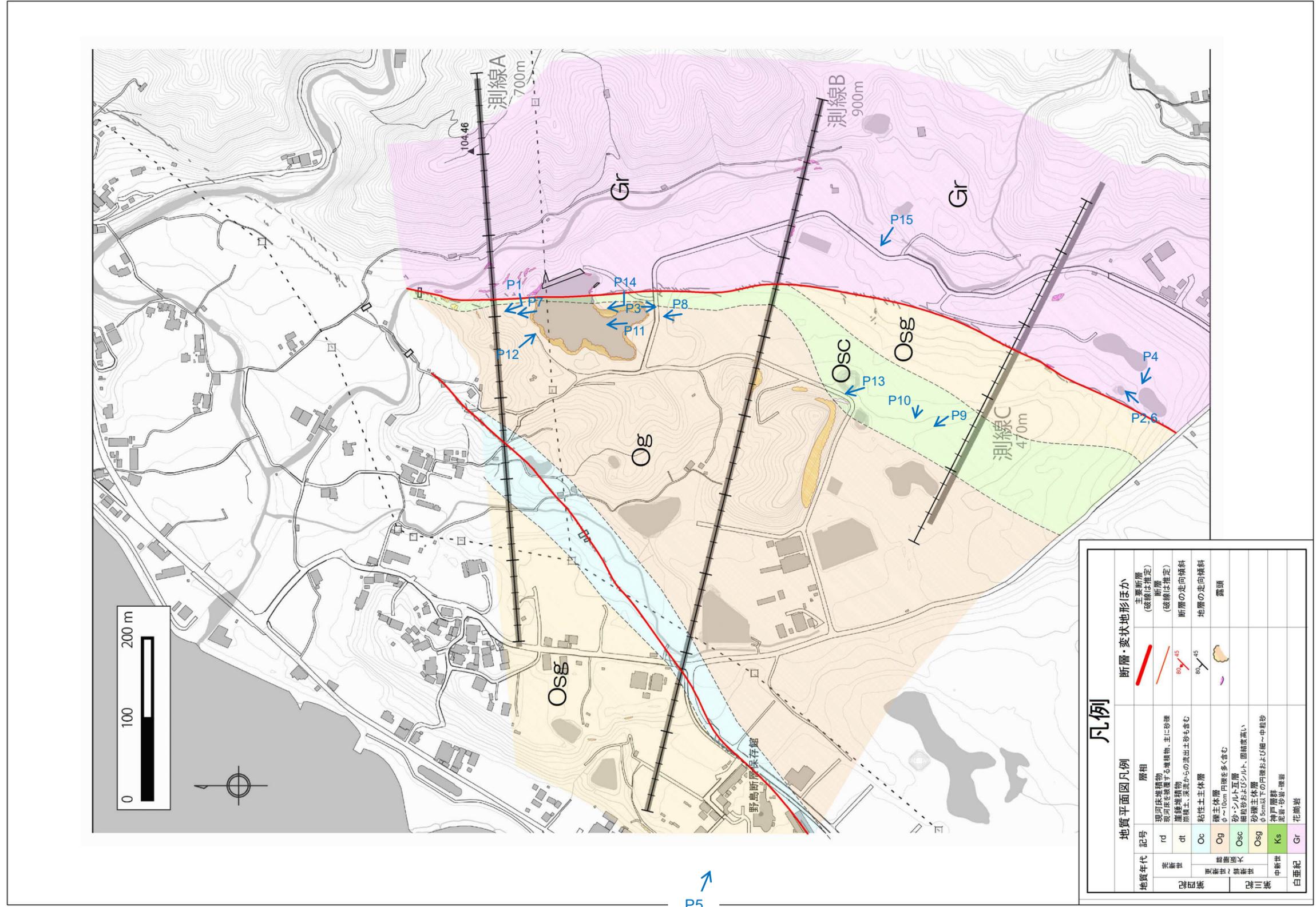
図 2.3.1 野島・浅野断層 二次元電気探査 遠電極配置図

遠電極と各側測線との距離は、最低でも 8 倍程度と十分な離隔を確保した。表 2.3.1 に各測線と遠電極との距離および使用した遠電極の座標についてまとめる。

表 2.3.1 野島・浅野断層 二次元電気探査 遠電極設置座標および測線との離隔一覧

測線名	電流電極との離隔(km) ()内は探査深度との関係		電位電極との離隔(km) ()内は探査深度との関係		遠電極座標 (座標値は WGS84 UTM 表記)
	測線始点	測線終点	測線始点	測線終点	
A 測線	2.2(11 倍)	2.2(11 倍)	1.7(8 倍)	2.2(11 倍)	電流電極座標: X 496541 Y3824508 電位電極座標: X 493595 Y3822111
B 測線	2.5(12 倍)	2.5(12 倍)	1.7(8 倍)	2.1(10 倍)	電流電極座標: X 496541 Y3824508 電位電極座標: X 493444 Y3821906
C 測線	2.4(12 倍)	2.4(12 倍)	1.7(8 倍)	1.9(9 倍)	

測定に際しては、A 測線および B 測線での 0m 側で、ノイズが乗りやすい傾向が見られた。低比抵抗 (周辺は大阪層群中の飽和した砂礫) に起因した S/N 比の低下、市街地に近く人為的ノイズが乗りやすかったことが原因として挙げられるが、先に記したとおり、スタッキング処理の工夫や減衰曲線および電位波形を監視することにより、一定の精度は確保できたと考える。



青字は本文中の写真番号を示す。

図 2.3.2 野島・浅野断層 二次元電気探査配置図および地質平面図

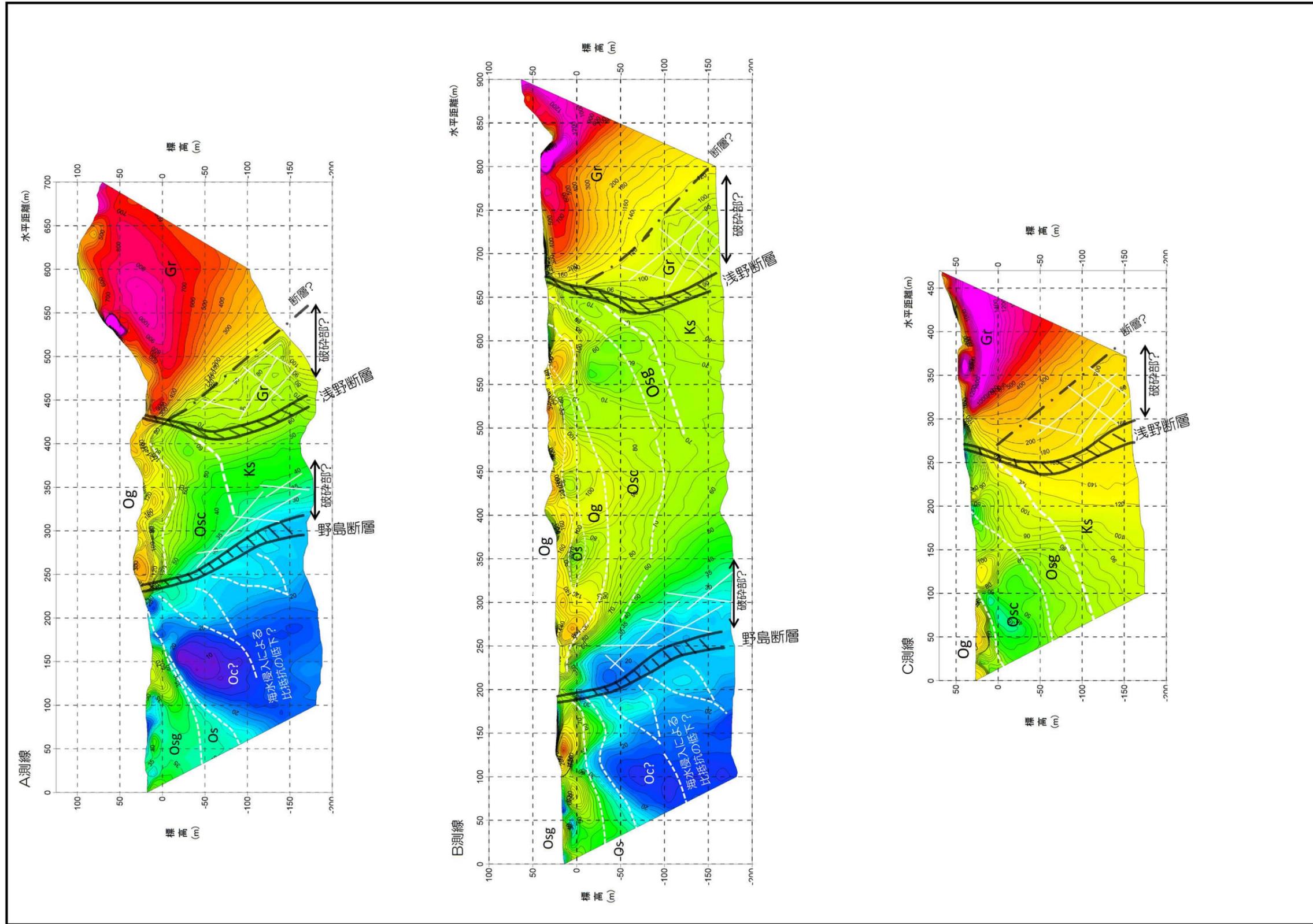


図 2.3.3 野島・浅野断層 比抵抗断面図

②有馬-高槻構造線

測線配置図および概略地質踏査結果図を図 2.3.4、図 2.3.5 に、測定結果より得られた比抵抗断面図を図 2.3.6 に示す。また、遠電極配置図を図 2.3.4 に示す。

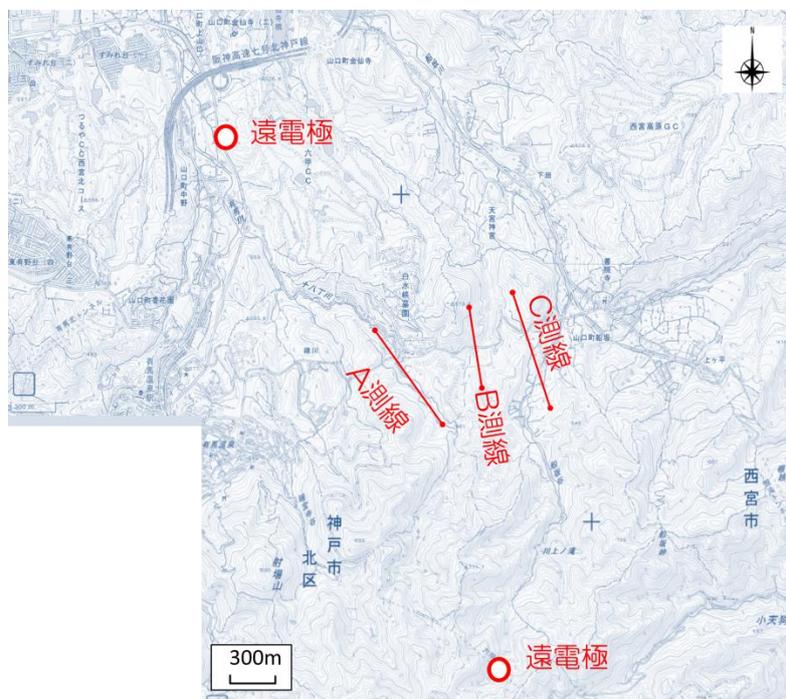
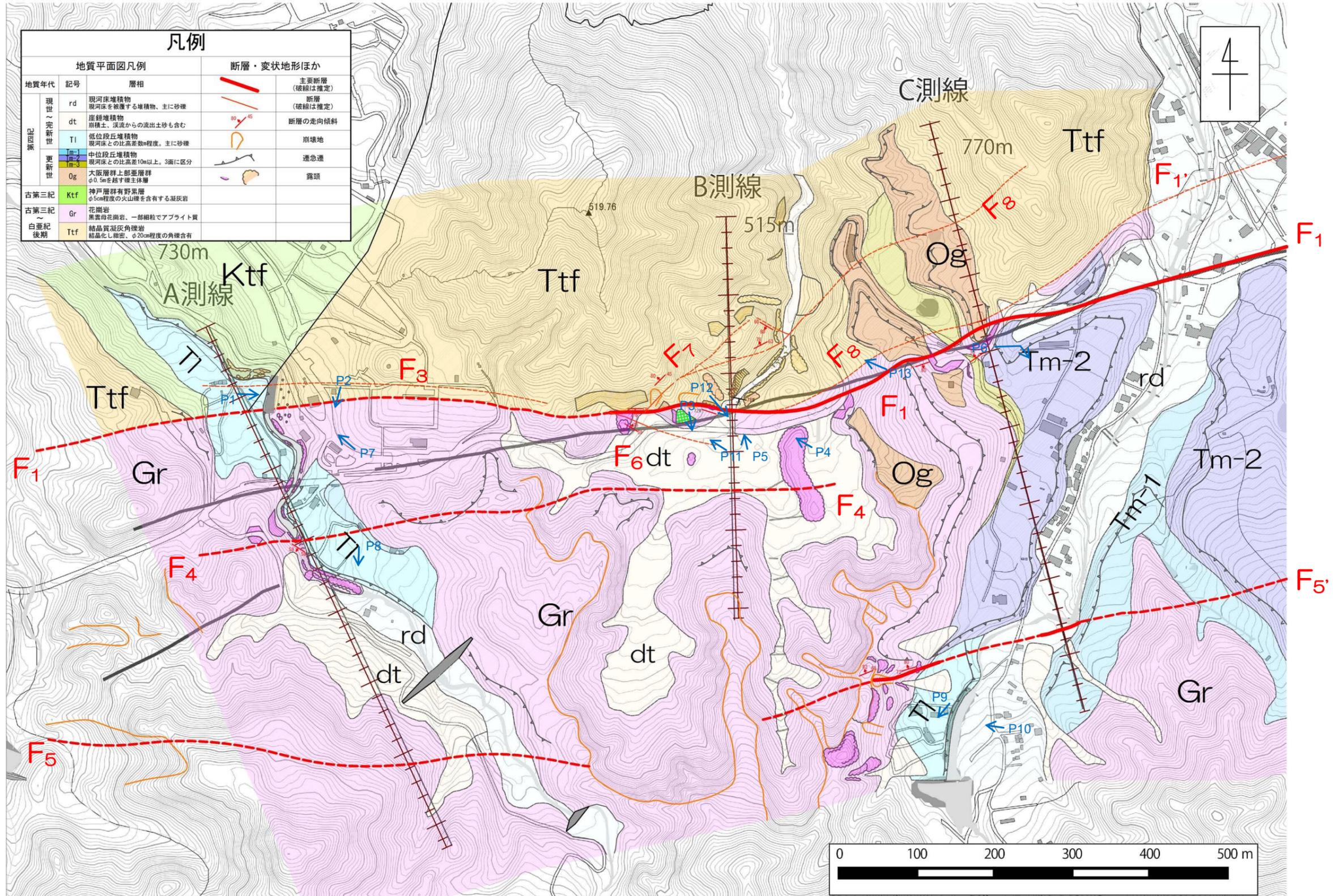


図 2.3.4 有馬-高槻構造線 二次元電気探査 遠電極配置図

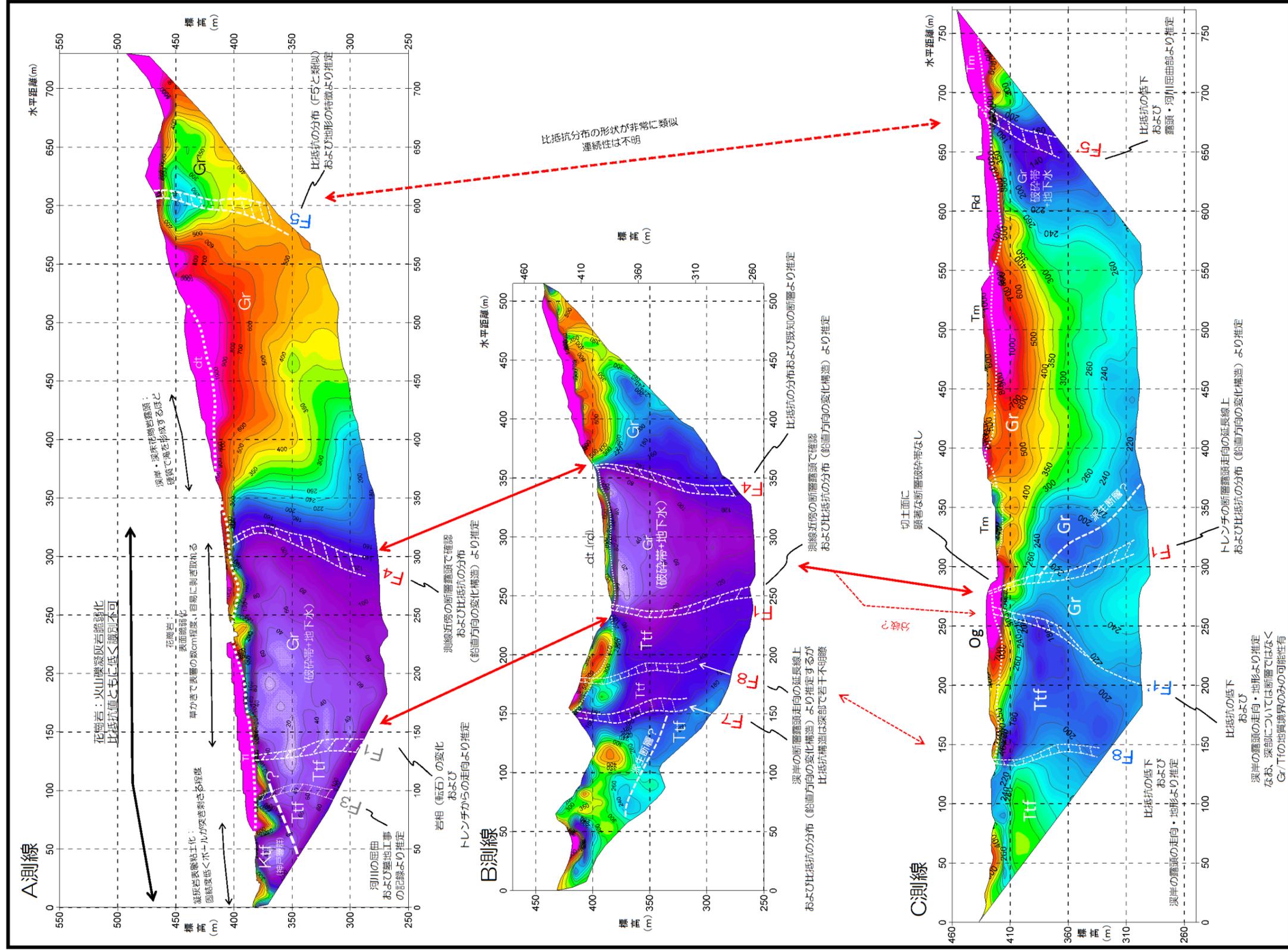
当地点では先にも述べたとおり、遠電極に顕著なノイズが乗るため、遠電極を用いた電極配置を適用できなかった。詳細については、2.1.3 探査手法の項を参照されたい。

測定に際しては、A 測線の 0~250m 付近においてノイズが乗りやすい傾向が見られた。当該地点の基盤岩が、神戸層群相当の軟岩相当の凝灰岩および破碎ないし風化の進んだ強風化花崗岩主体といった低比抵抗体であり、電位の低下に伴い S/N 比が悪化したこと、周辺は低位段丘面（旧土石流堆積物）と礫間に空隙が多く、表層の設置が良くとも電流を流しにくい地質的な要因があったことが主な原因として挙げられる。



青字は本文中の写真番号を示す。

図 2.3.5 有馬-高槻構造線 二次元電気探査配置図および地質平面図



凡例	
F**	比抵抗分布により断層の存在を明瞭に推定でき、かつ近傍の露頭等でのその存在を確認できるもの
F*	比抵抗分布で断層の存在を推定できるものの、近傍の露頭等では確認できなかったもの。(地形の特徴や離れた位置からの露頭情報により推定は可能)
F	比抵抗分布では断層の判別が困難であるが、露頭情報や地形、既存文献等により、断層の存在が推定できるもの

図 2.3.6 有馬-高槻構造線 比抵抗断面図

2. 3. 2. 地質解釈

①野島断層

得られた比抵抗断面を基に、調査地に出現する地質情報、特に兵庫県南部地震発生時に地表面に出現した野島断層および浅野断層に主眼を置いて地質と比抵抗断面との対比を行った。以下に対比結果を記す。

1) 野島断層

野島断層は A 測線および B 測線に斜交し北東-南西方向に延伸する。C 測線には出現しない。

A 測線および B 測線における断層直下では、断層を境界として比抵抗値に明瞭な差が生じる、かつ比抵抗分布が鉛直性に富むといった、断層における典型的な比抵抗分布形状を示している。また、断層より海側では双方ともに、顕著な比抵抗の低下が認められるが、これは調査地が海岸線に近いことを考慮すれば、塩水侵入の影響によるものと解釈することができる。なお、断層より山側で顕著な比抵抗の低下生じていないのは、断層破碎帯内の粘土が遮水壁の役割を果たし、海からの塩水侵入を防護しているためと考えられる。

断層の傾斜については、冒頭に記したとおり、測線は断層と斜交するように設定されているため、図 2.3.3 の比抵抗断面では見かけの傾斜が表現されているのみであり、真の角度を推定するためには断面図を補正する必要がある。図 2.3.7 に横軸を圧縮し、真の傾斜に近似させた比抵抗断面図を示す。

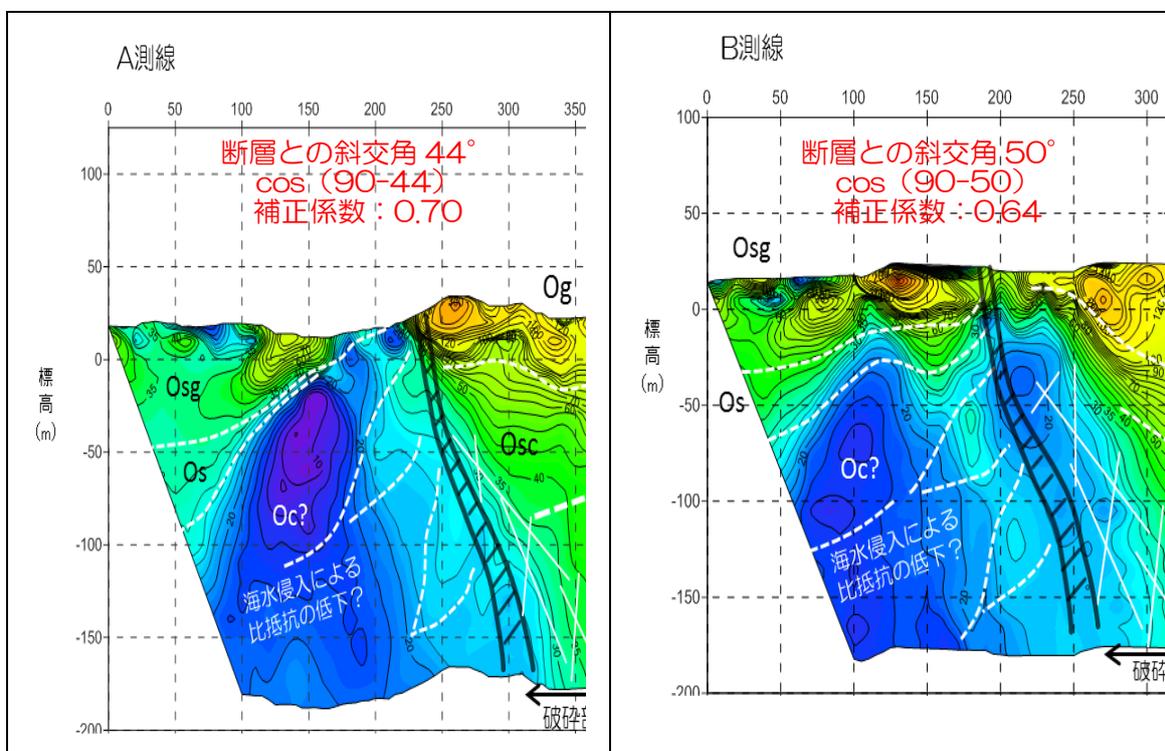


図 2.3.7 野島断層周辺 比抵抗断面図（傾斜補正後）

図 2.3.7 によれば、野島断層の 70~80°と高角度で東側に傾斜する、逆断層のセンスを有す断層であると解釈することができる。

2) 浅野断層

浅野断層は南側から北北東-南南西から南北に走向を変化させ、すべての測線を縦断するように延伸する。A 測線および B 測線に斜交し北東-南西方向に延伸する。

A 測線および B 測線における断層直下では、野島断層ほどではないにしろ断層を境に比抵抗に変化が生じている。また鉛直方向での分布傾向が認められるといった、断層特有の比抵抗分布形状を示しており、その分布傾向は非常に類似している。

一方、C 測線においては、断層直下に変化する構造を示すものの、比抵抗値の差が顕著ではないため、AB 測線と比較し断層の性状を明瞭に捉えることができない。これは、断層西側と接する地質の相違に起因しているものと考えられる。以下にその概要を記す。

AB 測線では、断層を境に西側では大阪層群相当層の細粒砂層ないしシルト層が分布している。これらは、他の大阪層群と比較し固結度が高いため、岩盤内に発達する断層のように断層粘土を伴っており、破碎幅も最大で 2m を越える。それに加え、地層自体が後述する砂礫層と比較し低比抵抗を示すと考えられることから、断層東側に分布する風化花崗岩との比抵抗コントラストが出やすく、その結果、断層の性状を明瞭に捉えたものと推測される。



<p>P3 AB 測線近傍ため池南の断層露頭 著しく破碎され、幅 2m 程度粘土化する</p>	<p>P4 トレンチ南側壁面の状況 底面では断層粘土の幅は厚いが C 測線方面では薄い</p>

一方、C 測線においては、近傍に位置するトレンチで確認されたように、断層西側に大阪層群の砂礫層が分布することが予想されるが、砂礫層の比抵抗は、前出の細粒砂ないしシルト層よりも比抵抗値が高く、かつその値は断層周辺での破碎ないし風化の進んだ花崗岩と非常に近い。したがって、C 測線での浅野断層は比抵抗コントラストが出にくい条件下での探査であり、そのために断層の性状を明瞭に捉えることができなかったと考える。

なお、前頁の P4 に示すトレンチ底面で確認されている厚い断層粘土については、比抵抗を低下させる大きな要因となるが、C 測線に向かっては 10cm 程度と著しく層厚が薄くなるため、検出は困難である。

以上、比抵抗分布および浅野断層との対比・検討を行ったが、文頭に記したとおり、測線は断層に対して斜交して設定されている。したがって、断層の真の傾斜を推定するためには、野島断層で検討した様に、斜交角に応じて横軸を補正する必要がある。下図にその補正結果を示す。なお、C 測線については断層に対して直行するため、補正は行わない。

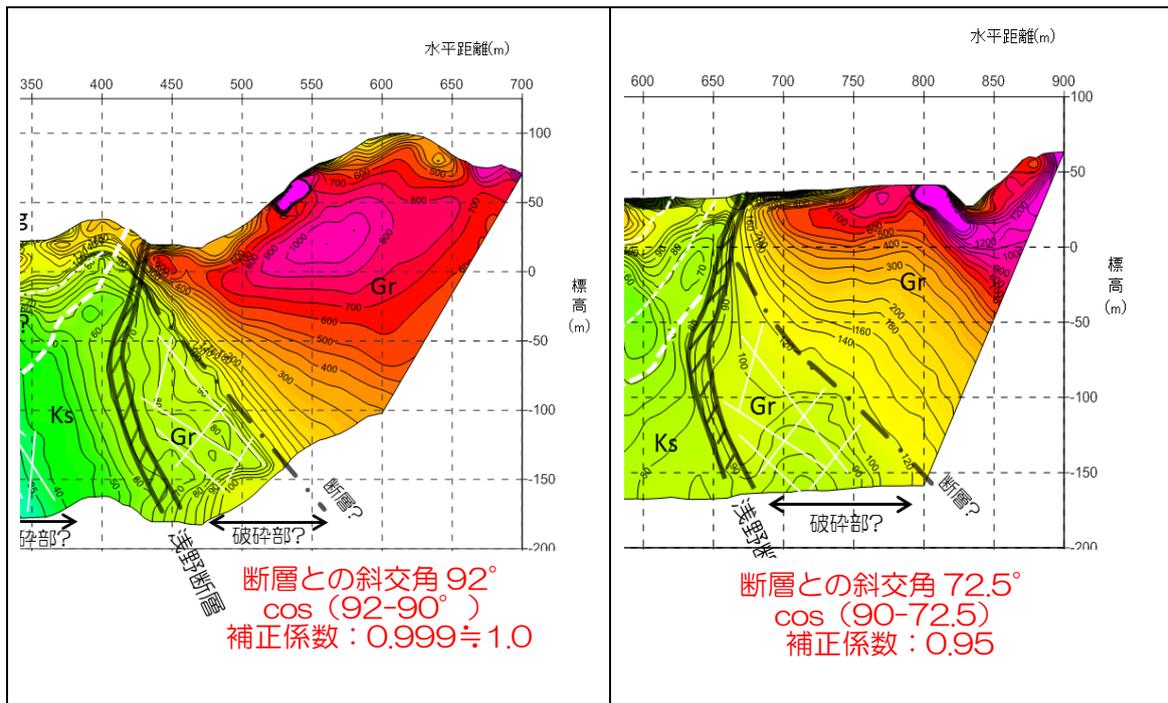


図 2.3.7 浅野断層周辺 比抵抗断面図（傾斜補正後）

図 2.3.7 によれば、標高 50m 付近までは西落ちのセンス、それ以深では東落ちのセンスといった、既存資料と整合する比抵抗分布であり、その角度は 70~80°と解釈することができる。

また、断層より東側幅 50m 程度の範囲に、相対的に比抵抗が低下する範囲が認められる。比抵抗範囲は A 測線 70-90Ω-m、B 測線 90-120Ω-m、C 測線 160-230Ω-m と範囲がばらつくが、いずれも花崗岩の一般的な値より低く、それぞれの測線における新鮮部での比抵抗と比較しても 10 分の 1 程度である。比抵抗の低下の要因としては、断層破碎帯に胚胎する地下水や断層粘土等が挙げられ、山側の比抵抗コンタが密になる箇所付近に浅野断層から派生した断層が存在することが推察される。

以前行われた大深度の調査ボーリングにおいても、野島断層より西側の岩盤内に”Fractured Zone”とされているゾーンが広範囲に確認されており、浅野断層においても、同様な構造が発達している可能性が示唆される。

3) 本調査地に出現する地質の比抵抗特性

本調査地の基盤岩は花崗岩であり、その上位には半固結～固結堆積物である砂岩等からなる神戸層群が、さらにその上位には未固結堆積物である大阪層群によって覆われているが、これらの分布は断層運動に規制されているため、その分布状況を推定することは、断層の性状を把握する基礎資料となる。次頁に各層相における比抵抗特性を記す。

3)-1 大阪層群

大阪層群は、層相の特徴より Oc:粘性土主体層、Osg:砂礫主体層、Osc:砂/シルト互

層、Og：礫主体層の4区分とした。以下に各層相の比抵抗特性について記す。

Oc:粘性土主体層

測線周辺で露頭の分布は確認できなかったが、断層保存館での露頭および低比抵抗の分布より推定した。比抵抗範囲は概ね $10\sim 20\Omega\text{-m}$ と、一般的な粘性土層と同様の値を示し、本調査地中、最も低い比抵抗を示す。なお、比抵抗の値より、AB 測線の野島断層周辺および西側の深部に分布を想定しているが、この低比抵抗体の中には塩水侵入によって比抵抗値の低下した砂層等が混在している可能性が高い。

Osg 砂礫層

野島断層より西側およびトレンチで確認される。層序の詳細については不明であるが、後者は見かけ上、大阪層群の最下位層に相当すると考えられる。細～中粒砂主体の基質中に $\phi\sim 5\text{cm}$ 以下の細礫が混在する。また、この層にはシルト層や細粒砂層の薄層が狭在する。比抵抗値は礫率の低いところで $30\Omega\text{-m}$ 程度、礫率の高いところでは最大で $100\Omega\text{-m}$ 程度を示し、C 測線での浅野断層の性状把握を困難とした要因となっている。



代表的な大阪層群：Osg（砂礫層）の露頭

Osc:砂/シルト互層

A 測線北側、AB 測線間のため池、B 測線南側：農場背後の丘陵の再下部で確認される。先にも述べたとおり、他と比べ固結度が高く軟岩の様相を呈しており、ため池では岩盤同様に断層周辺で粘土化するといった様子を観察することができる。また、農場背後では特に固結度の高い粘土層が露出しており、スレーキングにより脆弱化した様子も観察することができる。比抵抗範囲は、概ね $50\sim 70\Omega\text{-m}$ と、固結度を反映して若干高い傾向を示す。

	
<p>P7 砂層で形成される急崖 A 測線北側で高さ 5m 程度の急崖を形成し、直下には壁面より剥落した 1m 大の土塊が点在する。土塊はハンマーで割れるものの、指等では容易に崩すことができない。</p>	<p>P8 半固結シルト層の土塊 ため池周縁部に点在する。固結度が高く軟岩の様相を呈す。近傍に位置する断層付近では、幅 2m 程度にわたり粘土化する。</p>
	
<p>P9 葉理の発達する粘土層 農場背後の丘陵地末端で確認される。固結度は高く、発達した葉理に沿って剥離する。</p>	<p>P10 スレーキングの進行する粘性土 農場背後の丘陵中腹でみられる粘性土層はスレーキングの進行により細片化する。</p>

代表的な大阪層群：Osc（砂/シルト層）の露頭

Og: 礫主体層

本調査地周辺において、最も広範囲に分布すると考えられる層相で、露頭箇所以外でも地表面に円礫が散在するといったことにより、その分布域を推定することができる。

中粒砂主体の基質中に、礫径最大φ10cm、平均 5cm 程度の円礫を多く含有する。礫種はチャート、硬質砂岩、花崗岩等様々。基質に締まりはなく、上位の Osc 層が自立して壁面を形成するのに対し、分布域での小崩壊発生の素因となっている。



P11 ため池湖畔に露出する礫主体層
ため池湖畔の大半は、湖畔に礫主体層が分布したため池周縁への円礫供給源となっている。φ~10cm 程度の円礫主体

	
<p>P12 斜面内に分布する礫層 基質が脆いため、侵食により崩壊している。周辺にはφ～10cm程度の流出した円礫が散見される。</p>	<p>P13 礫層、近景 B測線沿いならびに農場背面の自然斜面に分布する礫層。礫径は最大φ10cm、平均5cm程度、礫種はチャート、硬質砂岩、花崗岩等様々。Osgと比較し礫率が非常に高く、礫径も大きい傾向がある。</p>

代表的な大阪層群：Og（礫主体層）の露頭

比抵抗値は、含有される礫種を反映してか、100～300Ω-mと高い傾向を示す。

3)-2 神戸層群

神戸層群は調査地周辺で露頭は確認されない。既存資料よりその分布を推定したものであり、比抵抗分布は40～160Ω-mと推測される。値のバラツキは、断層との距離や層相の違いと見られるが、直接的に確認できないため、推測の域を出ない。

3)-3 花崗岩類

花崗岩類は本調査地の基盤岩であり、浅野断層東側に多くの露頭が確認される。

その比抵抗値は風化部では概ね200Ω-m以下、新鮮部で500～1500Ω-m、最も高い2000Ω-m以上を示す箇所（A測線650m付近）は、斜面に溝地形が発達する等、不安定化ブロックの分布域であり、高い比抵抗は緩みによる空隙を示しているものと考えられる。

	
<p>P14 河床に露頭する花崗岩 A測線南側、硬質でハンマー打撃時には金属音を発する。</p>	<p>P15 切土面に露頭する風化花崗岩 ハンマー打撃時には濁音を発し、容易に割ることができる。</p>

代表的な花崗岩：Gnの露頭

②有馬-高槻構造線

得られた比抵抗断面を基に、調査地に出現する地質情報、特にトレンチや露頭で確認されている活断層に主眼を置いて地質と比抵抗断面との対比を行った。以下に対比結果を記す。

1) F1 断層

本調査地において最も主要な活断層であり、トレンチや露頭といった、地表付近のみならずボーリング調査においても、その存在が確認されている。断層は東西に延伸し、本調査で実施したすべての探査測線を横断する。A～B 測線間では花崗岩と結晶質凝灰角礫岩との地層境界と一致しており、C 測線付近では実施されたトレンチで花崗岩体内を延伸していることが確認されている。なお、地層境界としての断層は、BC 測線間で分岐して東側に延伸していると想定されることから、その分布について、比抵抗断面で読み取れる構造の変化に加え、地形変化点や崩壊跡地といった変状地形を考慮して F1' として推定した。

以下に比抵抗断面上で読み取れる F1 断層の構造について記す。

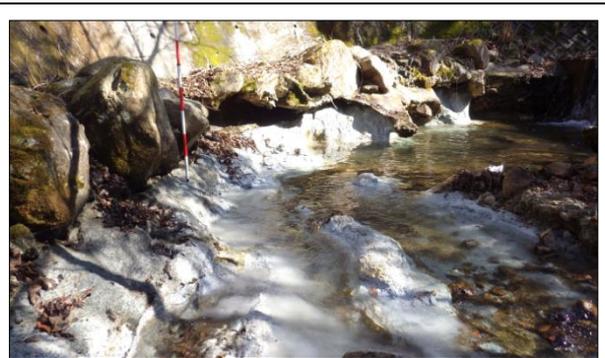
1)-1 A 測線

F1 断層周辺では一様に著しい低比抵抗が広がり、断層構造を読み取ることとはできない。これは、断層を挟んで北側に分布する風化・軟質化した神戸層群の凝灰岩と、断層南側の花崗岩体内における断層破碎帯ないし脆弱部がいずれも低比抵抗を示すためと考えられる。

神戸層群の凝灰岩については、風化による脆弱化に加え、本来の固結度の低さも相まって、ポールが容易に突き刺さる程に軟質化しており、低比抵抗を示す要因となっていると考えられる。

破碎帯および脆弱部については、分布位置が河川の直下と地下水涵養源の直近であり、地下水が涵養されやすい水理地質特性を有しているといえる。

このことから、比抵抗の低下は破碎帯等に胚胎される地下水の影響と考えられ、類似する水理地質条件を有す B 測線においても比抵抗の顕著な低下例が確認されている。



P1 測線起点側に分布する火山礫凝灰岩
表層は粘土化し、ポールの先端が刺さる程度。



P2 霊園敷地で礫の分布状況
黄色線より手前側では凝灰岩礫、奥側では花崗岩の巨礫が分布する。系統だつて礫の分布が異なるから、この地点を地層境界とし、F1断層の推定根拠の一つとした。

以上より、比抵抗断面や測線近傍での露頭において、その存在を確認は出来なかったものの、河川の屈曲といった断層に関連性のある地形の特徴や、地質の分布変化（断層が地質境界となることを前提として）その存在を断面図上に表現した。

1)-2 B 測線

B 測線周辺では、F1 断層の露頭情報が多く、100m 程度西側に位置するトレンチから B 測線直近まで、断続的ではあるものの直接的に追跡することが可能であり、F1 断層は、B 測線上の 250m 付近を横断すると高い精度を持って特定することができる。

比抵抗断面においても、断層横断地点に鉛直方向に卓越する比抵抗像が明瞭に読み取れ、この比抵抗構造が断層を表していると考えることができる。この断層付近では、比抵抗が 60～120Ω-m と著しく低い比抵抗を示すが、これは断層を介して接する花崗岩、結晶質凝灰化岩のいずれとした場合でも極めて低い値である。低比抵抗の原因は、A 測線同様、破碎帯内への地下水の胚胎が考えられるが、これは右図に示すように地形的な特徴からも推測できる。

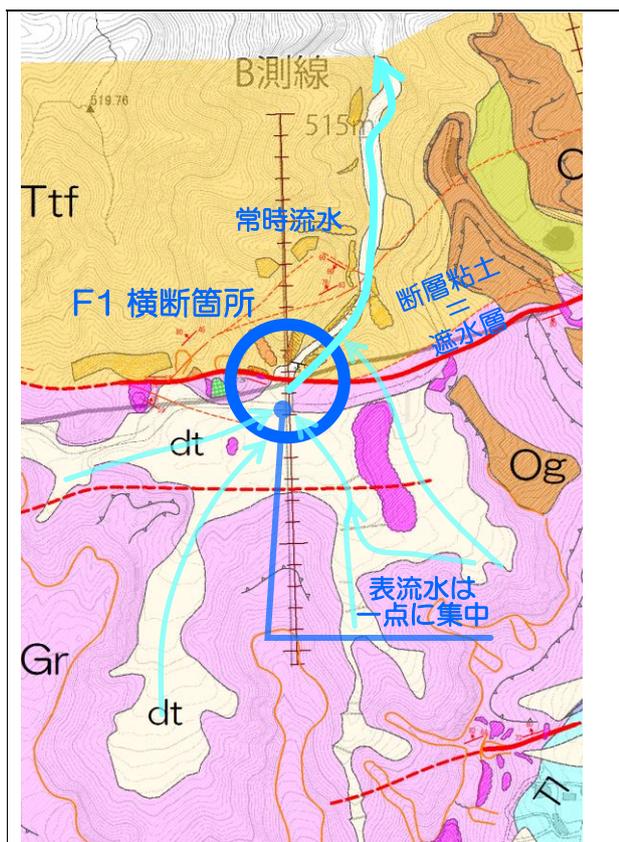
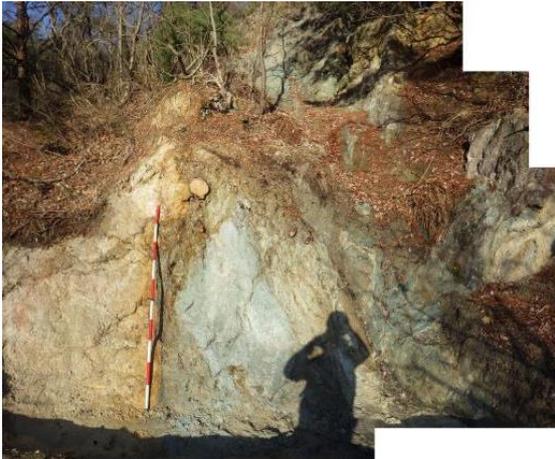


図 2.3.8 F1 断層 B 測線横断付近の地形概要

図 2.3.8 において、図中下側の花崗岩分布域で発達する集水地形の出口は、断層横断地点の一点に集約されており、地下水涵養に対して有利な条件を有している。また、近傍の露頭で確認される断層粘土は、遮水壁の役割を果たすため、断層より南側（B 測線では+側：著しい低比抵抗部）に地下水を貯留しやすい構造となっており、周辺一帯には相対的に地下水が集まりやすいと考えられるためである。

以上、本測線では F1 断層を明瞭に捉えたと考えられ、その構造は、ほぼ鉛直ながらわずかに南側（測線状+側）に傾斜すると解釈することができる。これは、近傍の露頭で確認された断層露頭の走向傾斜と調和的な構造である。

	
<p>P3 B 測線 100m 程度西側でみられる F1 断層 断層を介して花崗岩と結晶質凝灰岩が接する。 断層両端部には、~0.15m の断層ガウジが認められ、その間 およそ 1.8m 程度の範囲が脆弱化している。</p>	<p>P4 B 測線近傍ガリ一内にみられる F1 断層 北側溪床に凝灰岩、直線的に存在する粘土質の土壤(破碎 部)を介して南側には強風化花崗岩が分布する。</p>
 <p>P5 B 測線より 60m 程度西側でみられる F1 断層 ポール付近を中心として露頭が欠如する。ポール左側は凝灰岩・右側は花崗岩 B 測線付近で確認される F1 断層の露頭</p>	

1)-3 C 測線

本測線の直近で行われたトレンチ調査にて、花崗岩体内に発達する断層として確認されている。F1 断層に関しては、比抵抗との対比に着目した概要のみを記す。

F1 断層は、花崗岩を不整合に覆う大阪層群をも切る活断層であり、トレンチでの観察では、ほぼ東西に延伸し、高角度で南側 (C 測線+側) に傾斜する、逆断層のセンスをもつ断層と考えることができる。

探査測線には、トレンチで観察された走向傾斜より、水平距離 280m 付近で交差すると想定されるが、比抵抗断面上では、その付近の南側 (C 測線+側) に 200Ω-m 以下と相対的に低い比抵抗値を示すゾーンが出現する。

低比抵抗を示すゾーンが断層を示すことが多いが、この箇所においては、断続的に分布する低比抵抗体を線上に結び断層として解釈した場合、その傾斜角は 50°程度と近傍の露頭での傾斜角と比べ 20°程度も低角度となり、少なくとも F1 断層として解釈することはできない。この比抵抗体は F1 より派生した断層を示している可能性があり、F1 断層についてはその北側（測線-側）に存在する 240Ω-m と相対的に高比抵抗を示す塊状のゾーンとの境界に推定した。比抵抗断面より推定される F1 断層の形状は、近傍の露頭同様、南側（測点+側）に高角度で傾斜する、逆断層のセンスを有する断層として解釈できる。

なお、前項まで追跡が可能であった地質境界としての断層は、B-C 間で F1 より分岐し、トレンチ調査地点よりさらに北側で延伸していると考えられる。地形的な特徴や比抵抗構造よりその存在を推定できるが、近傍で直接的な露頭は確認しておらず、現時点ではその精度は高いとは言えない。

2) F2 F3 断層

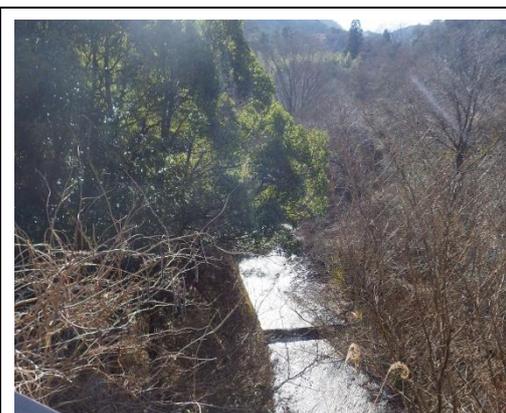
F2 断層については、露頭状況を基に、既存地質図および地形的な特徴より推定したものであり、また比抵抗断面上に現れていない。

F3 断層についても、既存資料や河川屈曲部のみで推定されたものであり、比抵抗断面上にも特に有意な比抵抗変化は認められない。



P6 C 測線付近にみられる F1 断層

幅 0.3~0.6m の断層粘土が認められ、断層は上位の半固結堆積物である礫層を切っている。断層は南側(測線+側)に急角度で傾斜する。



P7 F3 断層推定横断箇所

コンクリートの三面張りとなっており、露頭の確認不可

3) F4 断層

F4 断層は主要断層 F1 に並行する断層で、A、B 測線を横断する。C 測線までの延伸については不明である。

露頭確認箇所は A 測線近傍での一か所に留まるが、比抵抗断面上においては、A・B 測線ともに非常に明瞭な比抵抗構造となって表現される。

A 測線では、露頭近傍の 300m 付近を境界に、北側（測線 0m 側）では急激に比抵抗が低下している。

B 測線においても、地形露頭から推定される断層横断地点、水平距離 360m 付近を境として、同様に北側（測線 0m 側）の比抵抗が著しく低下し、100Ω-m

以下と花崗岩の一般的な値より大きく外れた比抵抗レンジを示す。比抵抗の低下は、先に記したとおり、地下水の影響によるものと考えられる。

F4 断層の構造は、A・B 測線共に、北側に高角度で傾斜する断層構造を比抵抗断面図上で読み取ることができるが、A 測線については、断層と斜交するため見かけの傾斜となり、真の傾斜を検討する場合には、斜交角に応じて横軸を補正する必要がある。図 2.3.9 にその補正結果を示す。

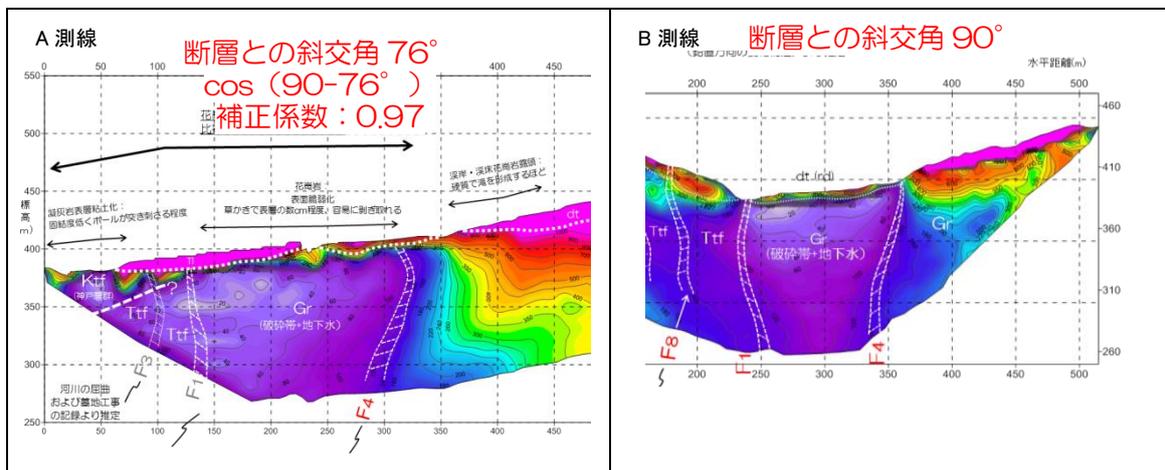


図 2.3.9 F4 断層周辺 比抵抗断面図 (傾斜補正後)

補正の結果、わずかに角度が急になったものの、A 測線の方が依然傾斜が緩い。断層の分布性状の差異を示している可能性があるが、一方で解釈誤差の可能性もある。いずれにしても、比抵抗構造は高角度を示す北落ちの断層であると推定できる。

4) F5 断層

F5 断層は調査地南端付近に位置し、他の断層同様、東西方向に卓越する断層である。

A 測線では比抵抗構造のみであるが、C 測線では比抵抗構造および露頭に加え、断層延長線上での河川の屈曲といった断層活動に起因する顕著な変状地形が確認されており、その存在確度は高いと考えられる。

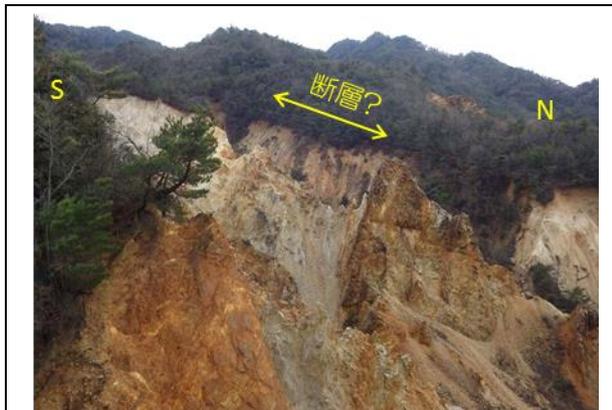
双方の比抵抗構造は非常に類似しており、双方の延長線上にそれぞれの地点が位置するため、一連の断層である可能性があるが、双方の中間に存在する崩壊地

内での確認が取れていないため、現時点では連続性は不明とし、A・C 測線で推定された断層をそれぞれ F5、F5' として以下に整理する。

F5 断層は、周辺に対して約半分ほどの抵抗値しか示さない、局所異常体として水平距離 600m 付近に出現する。ただし、測線の終点付近に位置するため、深部までの情報を得られていないため、仮に F5 が単体で検知されていた場合には、断層として認識しなかった可能性が高い。

F5'断層は F5 に非常に類似した比抵抗分布を示すが、F5 と比べ比抵抗の低下率は著しく、比抵抗断面上で明瞭に識別できる。これは、F5 が斜面内に位置するのに対し、F5'は河川に位置していることに起因すると考えられ、その原因は他の箇所同様地下水の涵養によるものと推定される。

また、低比抵抗体の出現地点は河川の屈曲部に相当するが、屈曲が断層活動によって生じたと解釈するのであれば、断層は右ずれのセンスを有すことになり、有馬-高槻構造線と同様となる。さらに、屈曲部延長線上の斜面には、幅 8m 程度の脆弱部を伴う規模の大きな断層露頭が確認され、その走向および傾斜は前述した河川屈曲部に断層が延伸することを示す。



P9 花崗岩体中にみられる断層 F5'より F5 方面を望む鞍部より崩壊地を望む。岩盤の硬軟により差別的に浸食されるゾーンが認められる。侵食されるゾーンは EW 方向に断続的に認められ、断層の走向と調和的。工事現場内および急峻地のため直接の観察が困難。



P10 花崗岩体中にみられる断層 (F5') 断層両端の花崗岩体は硬質。節理によりブロック化する。断層周辺は破碎作用により脆弱化しており、ハンマー打撃により容易に崩せる。断層粘土は幅 10cm 程度、脆弱部は幅 8m 程度。

F5 および F5' の断層構造は比抵抗断面上において、露頭での走向傾斜同様、北側に向かって急角度に傾斜する構造と推定される。ただし、測線の端部に位置するため、深部での情報は得られておらず、若干精度に欠ける。

なお、A 測線は断層と斜交するため、真の傾斜角を把握するためには、傾斜角に応じた横軸の補正が必要となる。図 2.3.10 にその補正結果を示す。

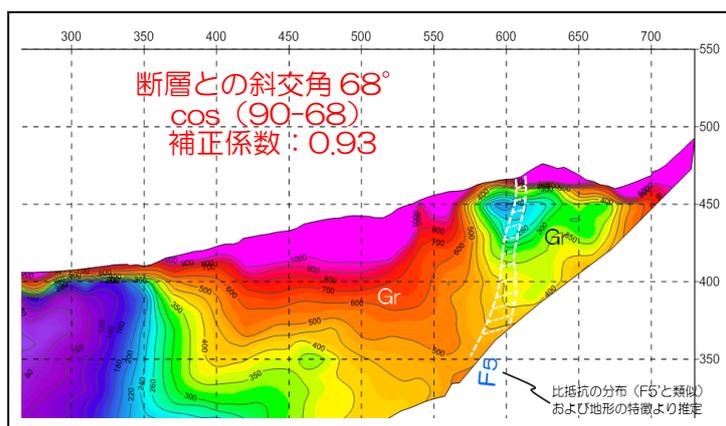


図 2.3.10 断層周辺 比抵抗断面図 (傾斜補正後)

5) F6 断層 F7 断層

F6 および F7 断層は、主要断層 F1 より派生する断層と考えられるが、他の断層と比べ規模が小さく、その延伸距離は短いため、B 測線付近でのみ確認される。

F6 断層は、トレンチで確認される花崗岩体内での断層である。延伸方向は B 測線の中央付近となるが、前述した F1 と F4 で囲まれた最も比抵抗が低下する範囲の中であり、比抵抗断面図上で認識できない。

F7 は F1 断層より北側の結晶質角礫凝灰岩中に派生する断層である。断層粘土は最大 15cm 程度、破碎幅は 8m 程度と考えられ、F6 と比較し規模の大きな断層といえ、その走向傾斜から、B 測線の 150m 付近を横断することが予想される。比抵抗断面図上においても、150m 付近に幅は狭いながらも非常に明瞭な低比抵抗帯を確認することができる。



P11 花崗岩体中の断層 (F6)
断層粘土は数 cm、脆弱部は 0.8m 程度。メイン断層 (F1) に斜交し延伸する。

断層の構造は、標高 370m 付近までは露頭同様に高角度で北に傾斜、その後南に傾きを変え深部まで連続するものと比抵抗分布から推定することができる。



P12 崩壊地内・凝灰岩体中の断層 (F7)
幅 10~15cm の断層粘土が認められる。
崩壊地幅を破碎作用による脆弱部と考えるのであれば、
破碎帯幅は 8m 程度と推測される。

6) F8 断層

F8 断層は、上記 F7 同様、結晶質凝灰角礫岩中に発達する断層で、露頭の近傍に位置する B 測線を横断している可能性が高く、断層の走向および傾斜から、横断地点は 170m 付近と推測される。

比抵抗断面上においても、低比抵抗体が高比抵抗体を分断するといった、断層を示すと考えられる比抵抗構造が確認されるが、深部の構造については、比抵抗が全体的に低くなり、コントラストが低下するため、不明瞭となる。



P13 結晶質凝灰角礫岩体中の断層 (F8)
幅 0.2m 程度の断層粘土、その周縁に幅 0.8m 程度の脆弱化した破碎部が認められる。

また、F8 断層の北東側の延伸方向に C 測線が位置するが、この測線においても推定される断層との交点付近で同様な比抵抗構造が読み取れる。C 測線の交点と露頭箇所までの距離があること、その間の露頭状況が悪く、直接的に断層の連続性を確認できていないが、比抵抗断面から読み取れる断層構造の傾斜は、概ね B 測線での断層構造と整合するため、2 つの比抵抗構造は同一の断層を示している可能性は否定できない。また断層の延伸方向には崩壊跡地等の変状地形が断続的に分布していることも、断層の連続性を推定する根拠とした。

F8 の断層構造は、F7 や露頭と同様に、傾斜の方向を南北で変えつつも、全体的には、ほぼ鉛直で発達する様子が、比抵抗構造から読み取れる。

7) 基盤岩類と未固結堆積物の比抵抗特性

測線沿いには、段丘堆積物や大阪層群等、未固結堆積物が分布する。本調査の目的は活

断層の性状を把握することにより、断層運動によって生じた未固結堆積物のずれ等を検出することができれば、より詳細に断層の性状を把握することが可能となる。

しかしながら、本探査では未固結堆積物と基盤岩とのおおよその判別は可能であったものの、断層構造の解明に至るような有意な情報は得られなかった。その原因としては、未固結堆積物を構成する地質と基盤岩類との間で比抵抗特性に差異がなかったことが挙げられる。例えば、トレンチでみられた大阪層群は、礫層主体の未固結～半固結堆積物であるが、含有される礫種は基盤岩と同じ花崗岩であり、礫径も大きいため、層相全体の比抵抗特性は、基盤岩である花崗岩と同様となる。これは、段丘堆積物についても同じことがいえる。

以上より、本地区の結果に関しては、野島・浅野断層で検討したような、層相毎における比抵抗特性の整理は行わない。

3. 電磁探査 (CSAMT 探査)

3. 1. 探査方法

3. 1. 1. 測定原理

CSAMT 法の調査位置について、野島サイトでの送信源と調査位置を図 3.1.1 に、測線配置と測点位置図 (受信局配置) を図 3.1.2 に示す。また、有馬-高槻サイトの送信源と調査位置を図 3.1.3 に、測線配置と測点位置図 (受信局配置) を図 3.1.4 に示す。

CSAMT (シーエスエーエムティー, Controlled Source Audio Magneto Telluric) 探査は、人工的に発生させた電磁波に対する地層の応答を磁気センサと電気センサで観測し、地下の構造を調べる電磁探査法である (図 3.1.5)。CSAMT 探査では地下の比抵抗分布が求められる。地盤の比抵抗は、地質状況 (割れ目、断層、熱水変質帯、地層など)、地下水状況を推定するための資料となる。CSAMT 探査で測定できる探査深度は地下数数 100~1000m 付近であり、本業務で想定している探査深度 300m~500m 程度を満足している。

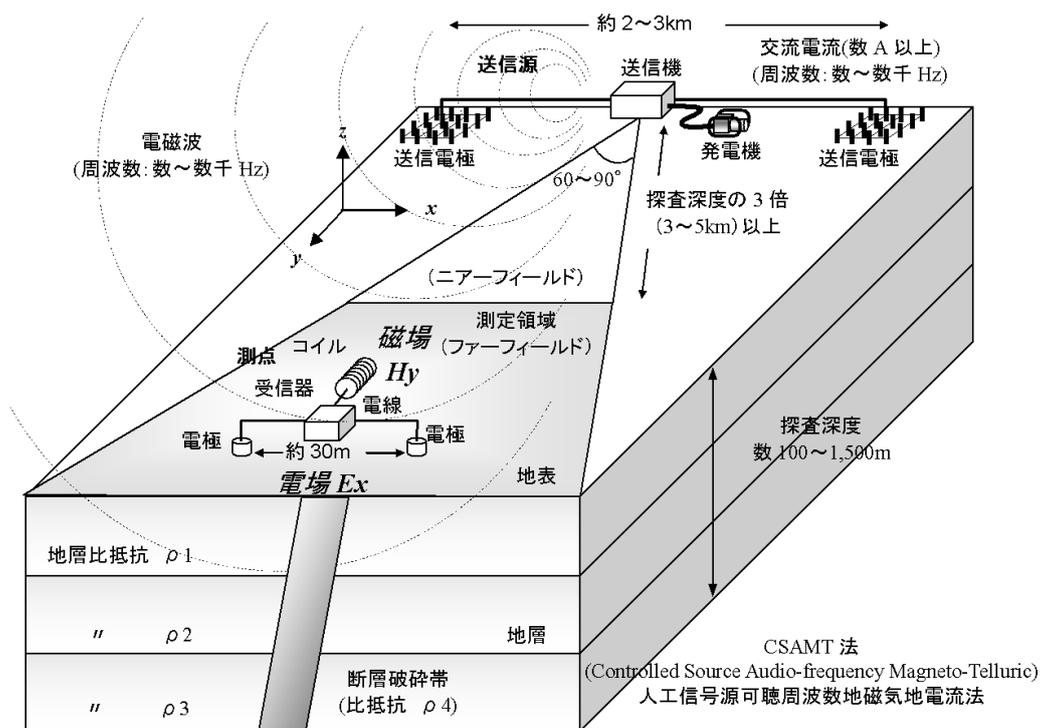


図 3.1.5 CSAMT 法の原理説明図 (物理探査学会 2008)

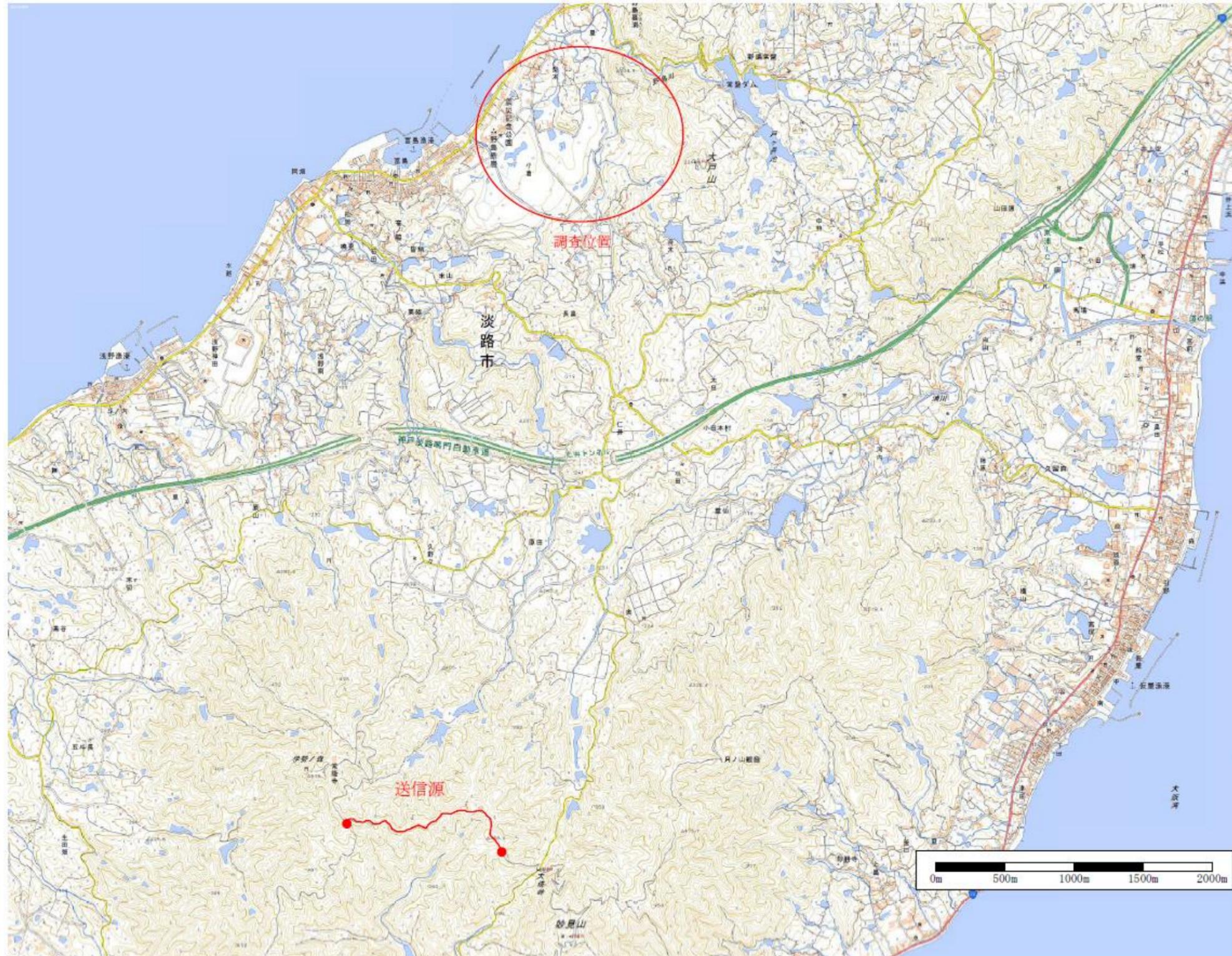


図 3.1.1 送信源と調査位置（野島サイト）

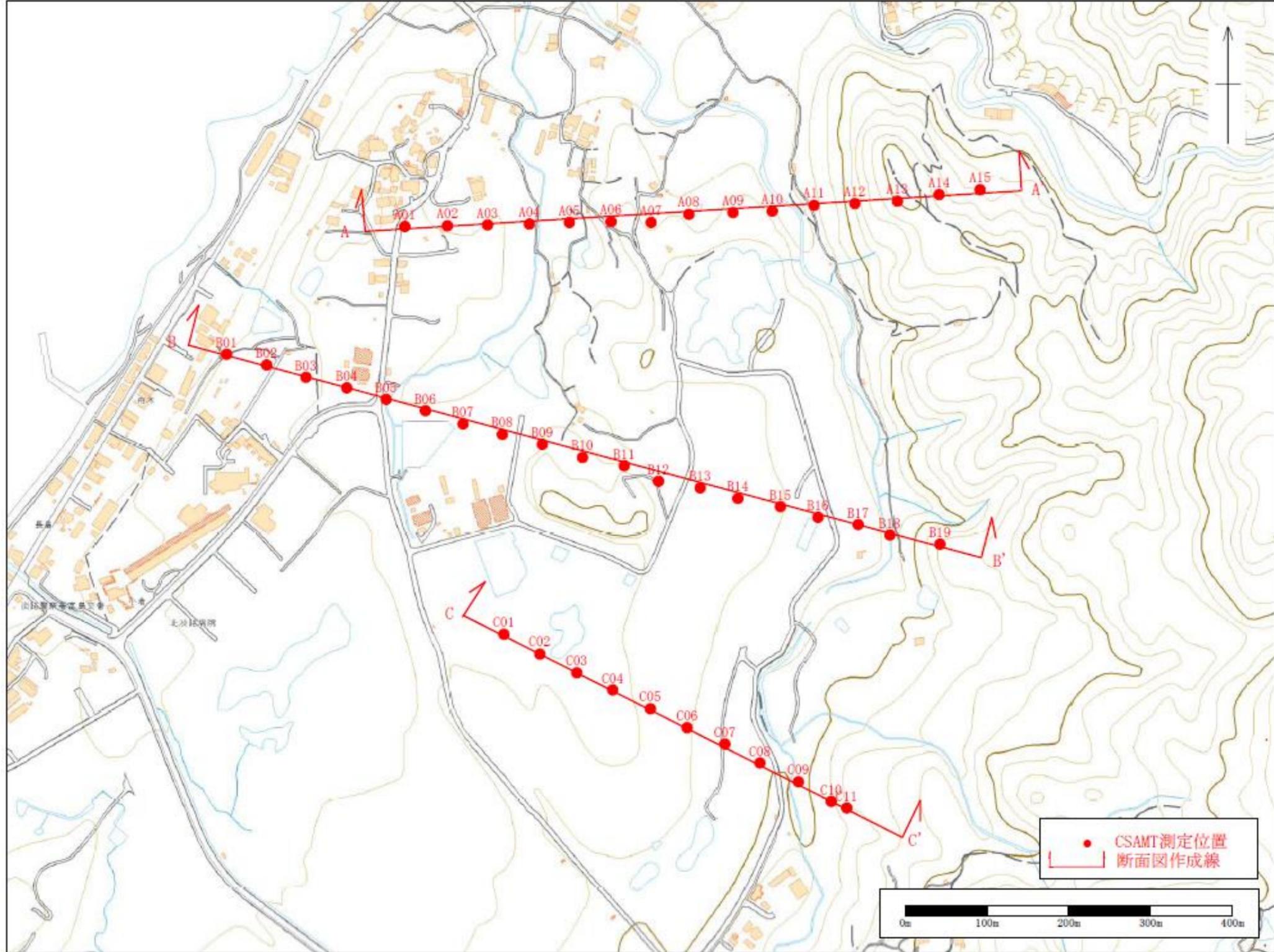


図 3.1.2 側線配置と測定位置図 (野島サイト)

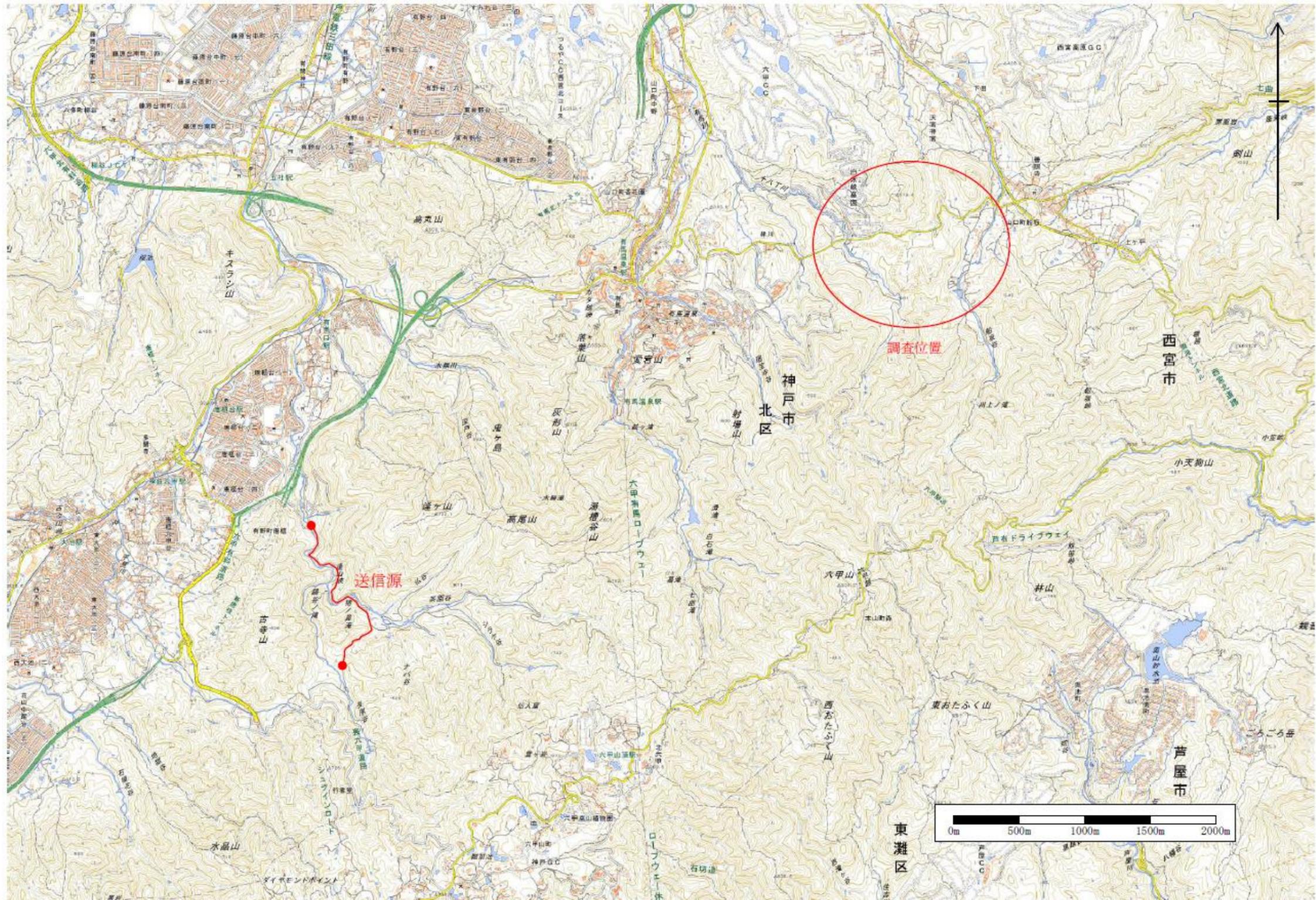


図 3.1.3 送信源と調査位置 (有馬-高槻サイト)

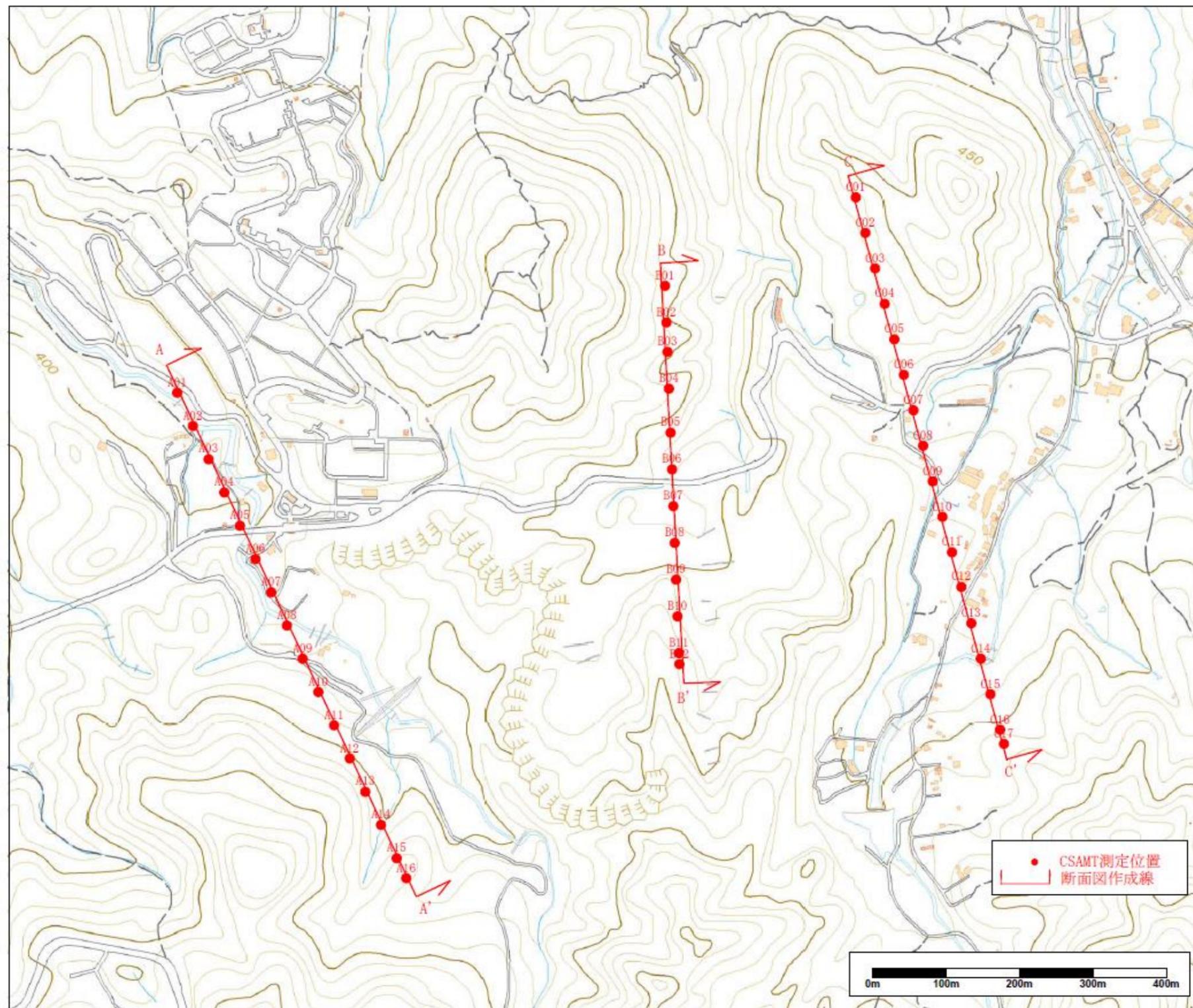


図 3.1.4 側線配置と測定位置図 (有馬-高槻サイト)

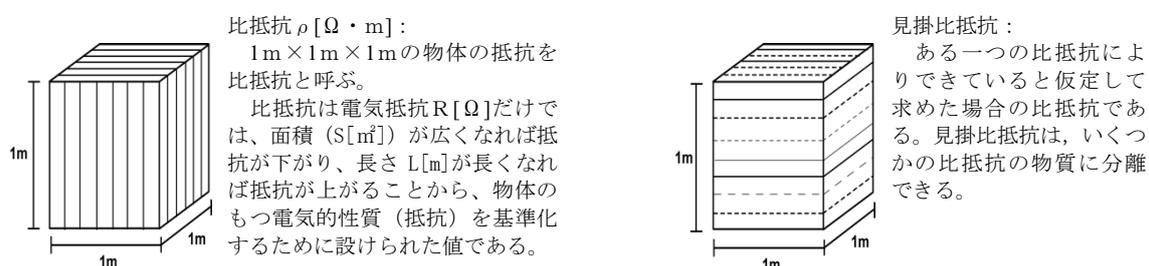
(1) 測定値

CSAMT 探査では、測点の遠方に設置した送信源から放射された電磁波の電場と磁場とを測点にて受信する。次に、これら電場と磁場から見掛比抵抗と位相角を計算する。

[見掛比抵抗]

比抵抗とは、図 3.1.6 に示すとおり、断面積が 1 m^2 、長さが 1 m の物体が示す電気抵抗値である。また、見掛比抵抗とは、均質な大地を仮定して求めた比抵抗のことである。

CSAMT 探査では、解析前の生データが見掛比抵抗に相当して、解析により求められた各層あるいは各ブロック（比抵抗ブロック）の値が比抵抗に相当する。



$$R [\Omega] = \rho [\Omega \cdot \text{m}] \times \frac{L [\text{m}]}{S [\text{m}^2]}$$

図 3.1.6 比抵抗と見掛比抵抗

[位相角]

位相角とは、CSAMT 探査で測定された電場と磁場との位相ずれの値である。両者は波形で測定され、受信される両者の波形の間には地下構造に由来するずれが生じる。このずれの量を角度で表したものが位相角である。一般に、均質な地面の場合 45° を、ニアフィールド (near field) 領域では 0° を示す (図 3.1.7)。ニアフィールドとは、測点が送信源の近傍にある場合に生じる現象であり、「(2) 比抵抗の計算」で説明する。

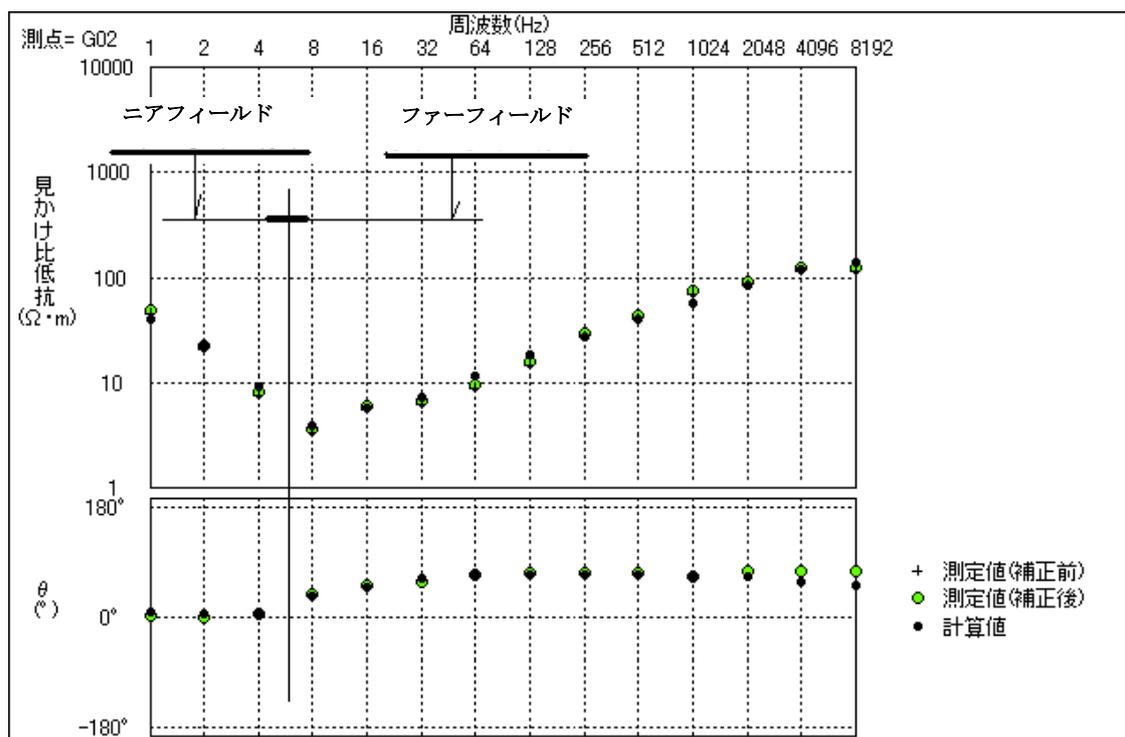


図 3.1.7 ニアフィールドと位相角の例 (θ (°))

*ニアフィールド領域のデータは、ニアフィールド補正を行うために、送信源を含めた式を解き地下比抵抗構造を求めた^{4) 5)}。

(2) 見掛比抵抗と位相差の計算

地盤に電流を流すと、その電流は地盤と空間中に電場 (E) と磁場 (H) を生じる。その磁場 (H) と地盤に誘導された電場 (E) との強度比 (インピーダンス (impedance)) は地盤の比抵抗により変わる。なお、送信源から十分遠く離れた位置 (ファーフィールド (far field)) での地盤の見掛比抵抗は、その位置で測定されたインピーダンス (Z = E / H) を次式に代入することにより得られる。

$$\rho_a = \frac{1}{2\pi f \mu} \frac{|\mathbf{H}_y|}{|\mathbf{E}_x|} \cong \frac{1}{5f} \frac{|\mathbf{H}_y|}{|\mathbf{E}_x|} \dots\dots\dots \text{(III-1 式)}$$

- ρ_a : 地盤の見掛比抵抗 (Ω・m)
- f : 周波数 (Hz)
- μ₀ : 真空の透磁率 (H/m) = 4π10⁻⁷ π:3.14...
- H : 磁場強度 (A/m)
- E: 電場強度 (V/m)

また、磁場と電場の位相差は次式で求められる。

$$\Delta\phi = \phi(\mathbf{H}_y) - \phi(\mathbf{E}_x) \dots\dots\dots (\text{III}-2 \text{式})$$

$\Delta\phi$: 磁場と電場の位相差

$\phi(\mathbf{H}_y)$: 磁場の位相 (rad), $\phi(\mathbf{E}_x)$: 電場の位相 (rad)、

図 3.1.8、図 3.1.9 は計算機により得られた送信源により形成される電場と磁場の平面的分布状況である。ここで地盤は $100 [\Omega \cdot \text{m}]$ の均質地盤と仮定されている。図 3.1.8 から、送信源から放射された電場と磁場とは互いに直交した関係で空間に広がるのが理解できる。また、図 3.1.9 は電場と磁場との値を (III-1 式) に入力し、地盤の見掛比抵抗 (ρ_a) を計算した結果である。y 軸方向に 3δ (δ : 表皮深度) 以上離れた地区での見掛比抵抗は 1 割程度の誤差で $100 \Omega \cdot \text{m}$ の地盤の比抵抗を再現していることが読み取れる。ここで δ は (III-3 式) で得られる。

$$\delta = \sqrt{\frac{\rho}{\mu\pi f}} \cong 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \dots (\text{III}-3 \text{式})$$

$$Zd = \sqrt{\frac{\rho}{2\mu\pi f}} \cong 356 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \dots (\text{III}-4 \text{式})$$

δ : 表皮深度 (m), Zd : 探査深度 (m), f : 周波数 (Hz), ρ = 地盤の比抵抗 ($\Omega \cdot \text{m}$), μ : 透磁率

(δ は表皮深度で電磁波の強さが $1/e$ (e : 自然対数) になる深度で、 Zd は表皮深度 δ の約 0.707 倍である。)

このような理由から、一般に CSAMT 探査は送信源から 3δ 以上離れた位置で測定することが必要である。この時、 3δ 以内の近傍をニアフィールドと呼び、それ以遠をファーフィールドと呼ぶ。ニアフィールドのデータには、いくつかの補正方法が考えられているが、本調査では、送信源を含めた式を解くことで対応した⁴⁾。

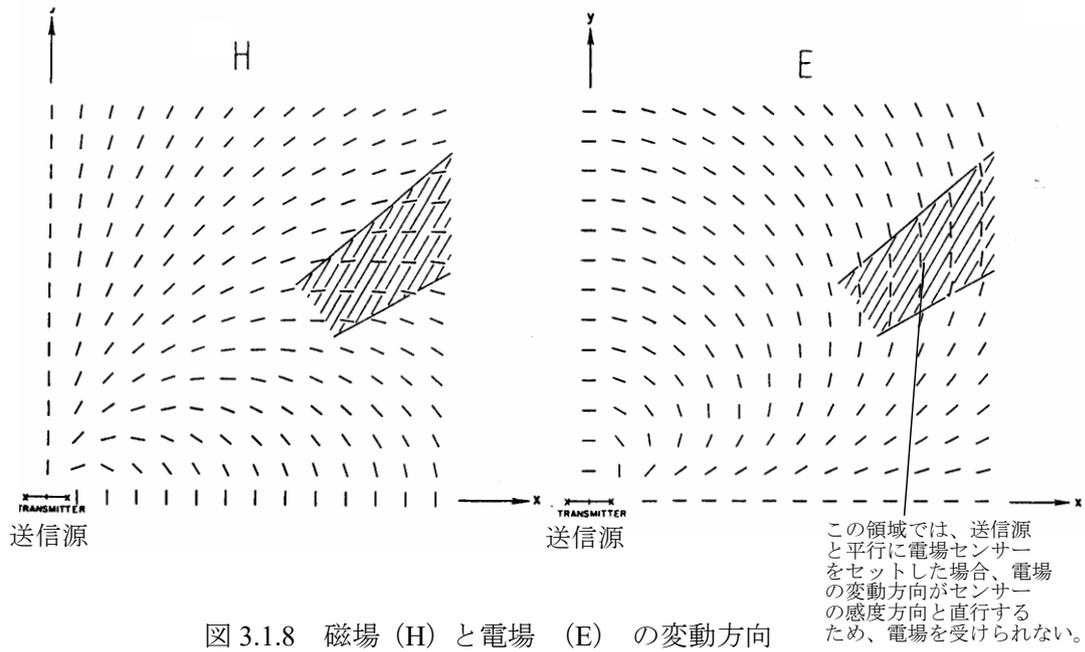


図 3.1.8 磁場 (H) と電場 (E) の変動方向

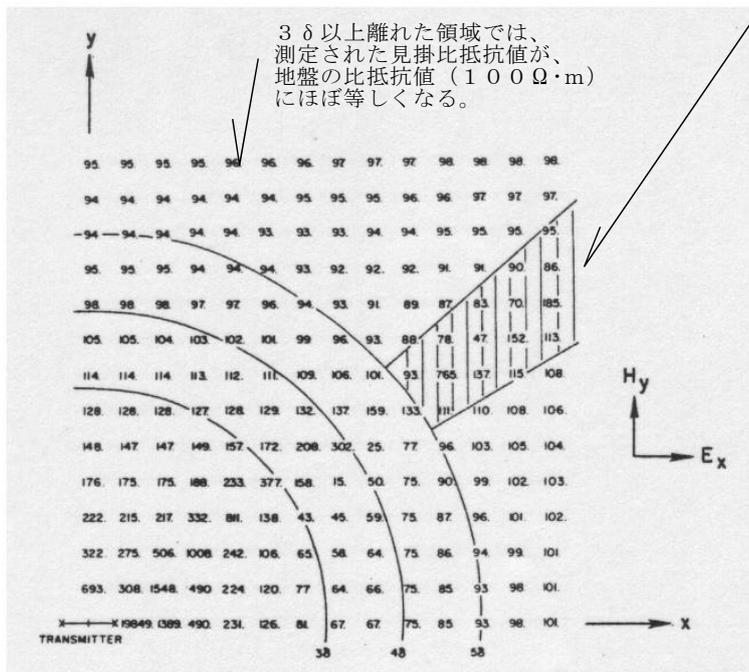


図 3.1.9 計算で求められた見掛け比抵抗値
(Stewart et al., 1982⁶⁾ より引用)

(3) 探査深度

一般に波は波長が長いと透過が良く、短いと悪い。電磁波についても同じことが云える。CSAMT 探査は、このような波の性質を利用することにより、探査深度を変える。例えば、ある測点において、複数の波長の波で測定することにより、いろいろな深度までの見掛比抵抗を測定する。次に、各種深度まで透過した周波数の見掛比抵抗から、各々の深度での比抵抗を解析によって求める。実際には波長を変える代わりに信号とする電磁波の周波数を変えて測定を行う。探査深度の1つの目安としては地表で1の電磁波強度が、ある均質地盤の中で1/e (=1/2.71828...)まで減衰する深度を、便宜上の目安とする(Ⅲ-3式)。

$$\delta = \sqrt{\frac{\rho}{\mu\pi f}} \cong 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \dots\dots\dots (Ⅲ-3式) 再掲$$

δ:探査深度 (m), f:周波数 (Hz), ρ=地盤の比抵抗 (Ω・m), μ:透磁率

探査深度は、(Ⅲ-3式)からわかるように地盤の比抵抗の関数である。したがって、探査深度は周波数のみならず地盤の比抵抗によっても変化する。例えば、低い比抵抗の地盤では、他の測点と同じ周波数を用いているにもかかわらず探査深度は浅くなる。

3. 1. 2. 測定方法

(1) 測定機器の仕様

今回の調査では、CSAMT 探査、TDEM 探査が同一の機器で行える【Geo SEM (Synchronised ElectroMagnetic) システム (ネオサイエンス社製)⁷⁾】を用いた。表 3.1.1 に CSAMT 探査で使用する場合の仕様を記し、図 3.1.10 には装置の写真を示す。

SEM システムは、GPS と高精度時計によって送信受信の完全な同期をとって探査を行うことができる。また、本装置は高分解能 (24bit) の AD 変換器を内蔵し、大容量の波形を高速度 20.8μsec (CSAMT 測定時) で途切れることなく GPS に同期させながら受信記録し解析に必要な測定値 (見掛比抵抗, 位相角) に換算する。これによって、本装置は遠方の送信源から発信した微弱な信号を、より確実に抽出することを可能にしている。

表 3.1.1 CSAMT 機器仕様 (Geo SEM (Synchronised ElectroMagnetic) システム)

(1) 送信機仕様

機器	項目	仕様
送信機	最大電圧 最大電流 送信周波数	1000V 10A (出力の上限は 5kW) [1,2,4,8,16,32,64,128,256,512,1024,2048,4096,8192, 20,40,80,160,320,640,1280,2560,5120Hz]
高精度時計	水晶発信機	GPS の時刻パルスと内臓水晶クロックにより 受信器と同期
発電機	最大出力,電圧 周波数 相数	6kW,200V 60Hz 三相

(2) 受信機仕様

機器	項目	仕様
送信機	最大電圧 最大電流 送信周波数	1000V 10A (出力の上限は 5kW) [1,2,4,8,16,32,64,128,256,512,1024,2048,4096,8192, 20,40,80,160,320,640,1280,2560,5120Hz]
高精度時計	水晶発信機	GPS の時刻パルスと内臓水晶クロックにより 受信器と同期
発電機	最大出力,電圧 周波数 相数	6kW,200V 60Hz 三相



送信機 (トランスミッタ)

受信機と磁場センサ、GPS アンテナ

電場センサ

図 3.1.10 探査機器写真

(2) 送信と受信

測定模式図を図 3.1.11 に示す。以下に、送信源の設置状況と送信方法、受信局 (調査地点) の設置状況と受信方法を記載した。なお、野島サイトと有馬-高槻サイトの調査位置については、前出の図 3.1.1~図 3.1.4 に示した。

<送信源>

【設置】

- ① 調査位置（受信点）との十分な距離を隔てた位置に送信ケーブルを敷設した。各測点から送信源までの距離は、約 5km であった。
- ② 送信ケーブルの両端には、片側、約 50 本の電極を地盤に接地して、接地抵抗をできる限り低減させた。
- ③ 送信ケーブルはトランスミッタと呼ばれる送信機に接続した。
- ④ 送信源方向は、野島サイトで N76°W、有馬-高槻サイトで N13°W である。

【送信】

- ① 送信は先に決めた時刻表を基に決められた時刻に決められた周波数の電磁波を送信した。この時刻表は受信側と共通とした。

- ② 1 時間で次に示した 1~8192Hz までの 23 種の周波数を送信した。

1,2,4,8,16,32,64,128,256,512,1024,2048,4096,8192 Hz

20,40,80,160,320,640,1280,2560,5120 Hz

<受信局（調査地点）>

【設置】

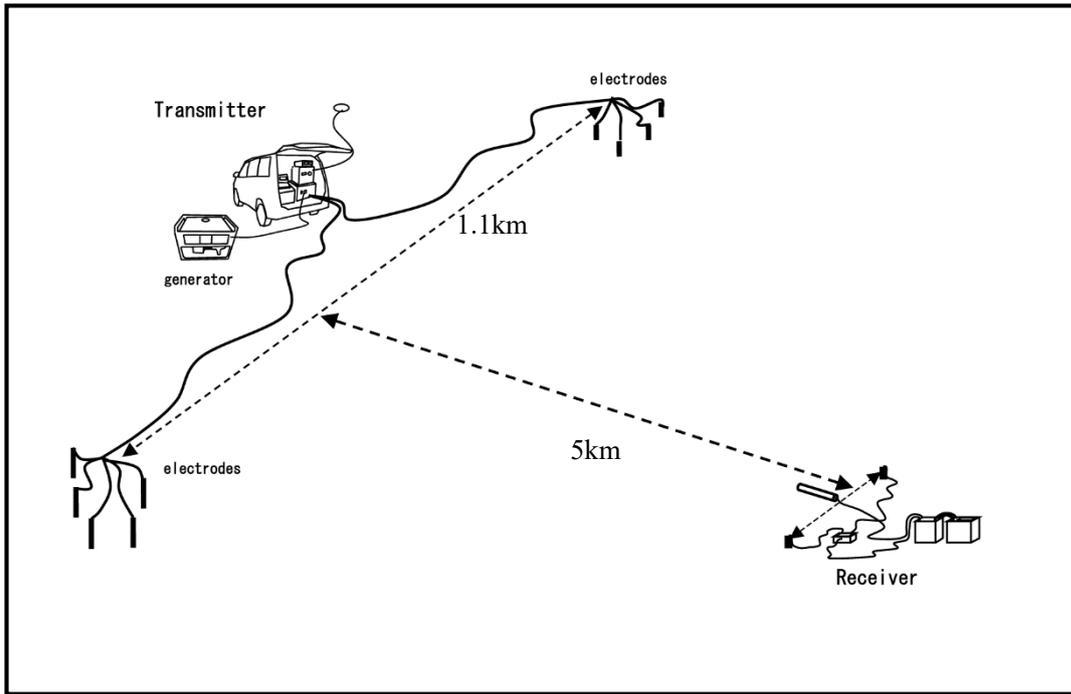
- ① 測点では、受信強度が最大になるように、送信源と平行に受信側の電場をとらえるための電極（電場センサ）を接地した。
- ② 磁場を捕えるコイルは、測点もしくは、その近傍にて2本の電極を結ぶ方向と直行する方向（電場センサに直行した方向）で、かつ水平に設置した。なお、測点は地面に誘導された電位を測定している電場センサの位置となる。
- ③ 電場の測定方向は送信源方向と平行に、磁場測定方向は送信源方向と直行する方向に設置した。

【受信】

- ① 受信は一对の電極と一本のコイルにて測定を行った。
- ② 受信は送信と同一の時刻表をもとに各周波数の測定を行った。
- ③ 測定は $\rho_a - f$ 、 $\phi - f$ 曲線（見掛比抵抗-周波数、位相角-周波数）を計算機内のグラフィックで確認しながら測定作業を進めた。

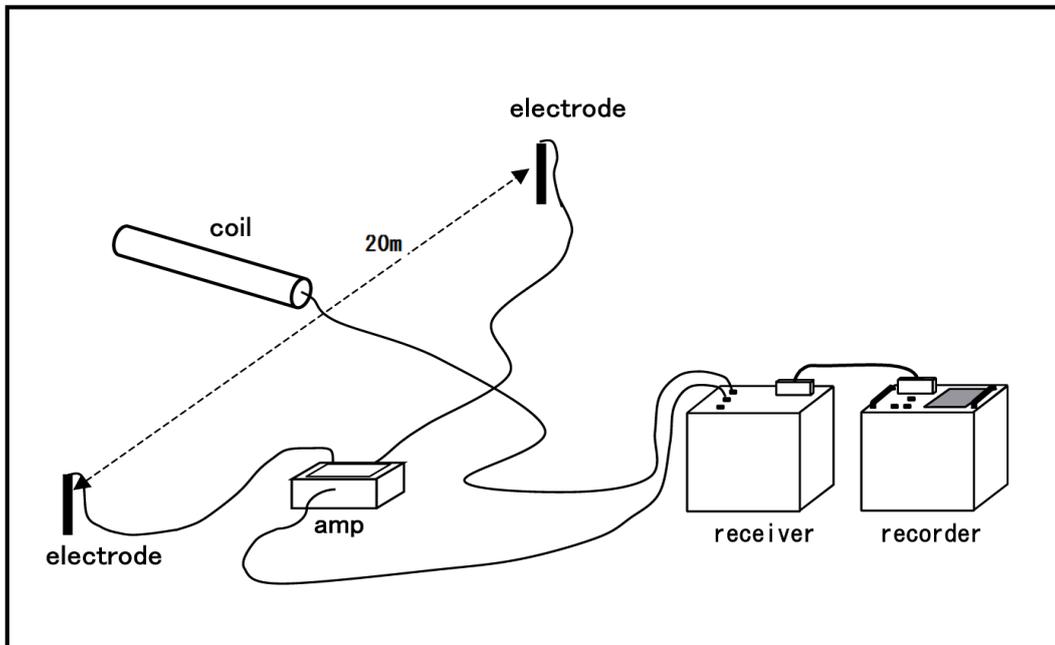
（3）測線、測点配置

測線は、できるだけ断層と直行する方向に計画して、その測線上に測点を配置した。測点間隔は50mを基準として、できるだけこの基準測点間隔に従い、かつ測線から離れない位置に測点を選定した。ただし、測点上に建物や河川などが存在して、やむを得ない場合は、測点間隔を広げるなどにより対応した（前出の図3.1.1～図3.1.4参照）。



送信・受信

图 3.1.11 (1) CSAMT 探查模式图



受信点(地上测点)

图 3.1.11 (2) CSAMT 探查模式图

3. 1. 3. データ処理

① フィルタ処理

CSAMT 探査では、送信した周波数と同一の周波数の波形の受信を行う。受信は、最初に、受信波形に増幅とフィルタ処理が施される。次に、それらの波形データにフーリエ変換処理を行い見掛比抵抗と位相角が計算される。記録器には、波形の電圧値が保存される。

② スタッキング（重合）

スタッキングは不規則に変化する雑音を小さくして、信号を際立たせるために行う。スタッキングを行った波形の数は測定時間の関係で高い周波数（8192Hz）ほど多く、低い周波数（1Hz）では少なくなる。その数の最大は 8192Hz で約 400,000 波形、1Hz で約 300 波形であった。

③ 棄却検定

棄却検定は雑音の多い測定データを除去するために行った。棄却検定した後に、残ったデータから見掛比抵抗と位相角を計算した。

④ データ補間

測定は 23 種類の周波数にて行ったが、これらの中にはノイズのために解析に使用できない周波数のデータが存在する場合がある。このようなデータは、解析を行う前に除去して、スプライン補間にて、その周波数のデータを補った。

3. 2. 解析方法

解析方法は有限要素法を用いた2次元逆解析^{8) 9)}を使用した。ここで、高密度電気探査は表層から深度100m付近までを、CSAMT探査は、深度1000m付近までの比抵抗構造を求めるために役立つ。さらに、両者の測定結果と整合する比抵抗モデルを求めることにより、浅い部分から深度1000m付近までの、より精度の高い比抵抗分布を求めた。

本報告書では両者の測定結果と整合する最適な比抵抗モデルを求める解析方法を「ジョイント解析」と呼ぶ。

以下、「2次元逆解析」と「ジョイント解析」について述べる。

3. 2. 1. 2次元逆解析

2次元逆解析は「有限要素法を用いた2次元解析」と「非線形最小二乗法を用いた逆解析」の両者からなる解析方法である。CSAMT探査の場合、2次元解析は測定した電磁波の応答を有限要素法を用いて解くソフトである。一方、逆解析とは、ある物理現象の観測値からその現象を生じさせる物理モデルを求める方法であり、今回の探査では測定値（見掛比抵抗値、位相角）からその現象を生じさせる地下の比抵抗分布を求めることである。

図3.2.1に2次元逆解析フロー図を示す。

① 初期モデルの作成

調査地区の標高データから地下のモデル（要素図）を作成した。次に、水平方向2つ、鉛直方向2つの合計4つの要素をまとめ比抵抗ブロック（同一の比抵抗ブロック内の比抵抗は同じ比抵抗と考える。）を形成した。これら比抵抗ブロックに解析の初期モデルとなる比抵抗値として、今回は見掛比抵抗の平均値を設定した。解析は、測定値（測定された見掛比抵抗値、位相角）に整合する計算値（計算された見掛比抵抗値）が得られる各比抵抗ブロックの比抵抗値を計算した。

② 有限要素法

CSAMT探査では、電磁波が形成する測点での電場と磁場が有限要素法を用いて計算される。計算された電場、磁場から計算値の見掛比抵抗が求められる。この段階で効率良く逆解析を行うために各比抵抗ブロックの感度も計算される。

③ 収束判定

測定値と計算値との誤差（残差）を計算して収束判定に用いる。両者の誤差が小さい場合は「解析結果」に、大きい場合は、再計算を行うために「非線形最小二乗法」の計算に進む。

④ 非線形最小二乗法

「② 有限要素法」で計算された各比抵抗ブロックの感度から測定値と計算値との誤差が小さくなるように各比抵抗ブロックの比抵抗の変更量を計算して変更する。

⑤ 繰り返し計算

②から④を3～10回程度繰り返すことにより各比抵抗ブロックの比抵抗を最適な値になるように計算し、比抵抗断面図を求める。

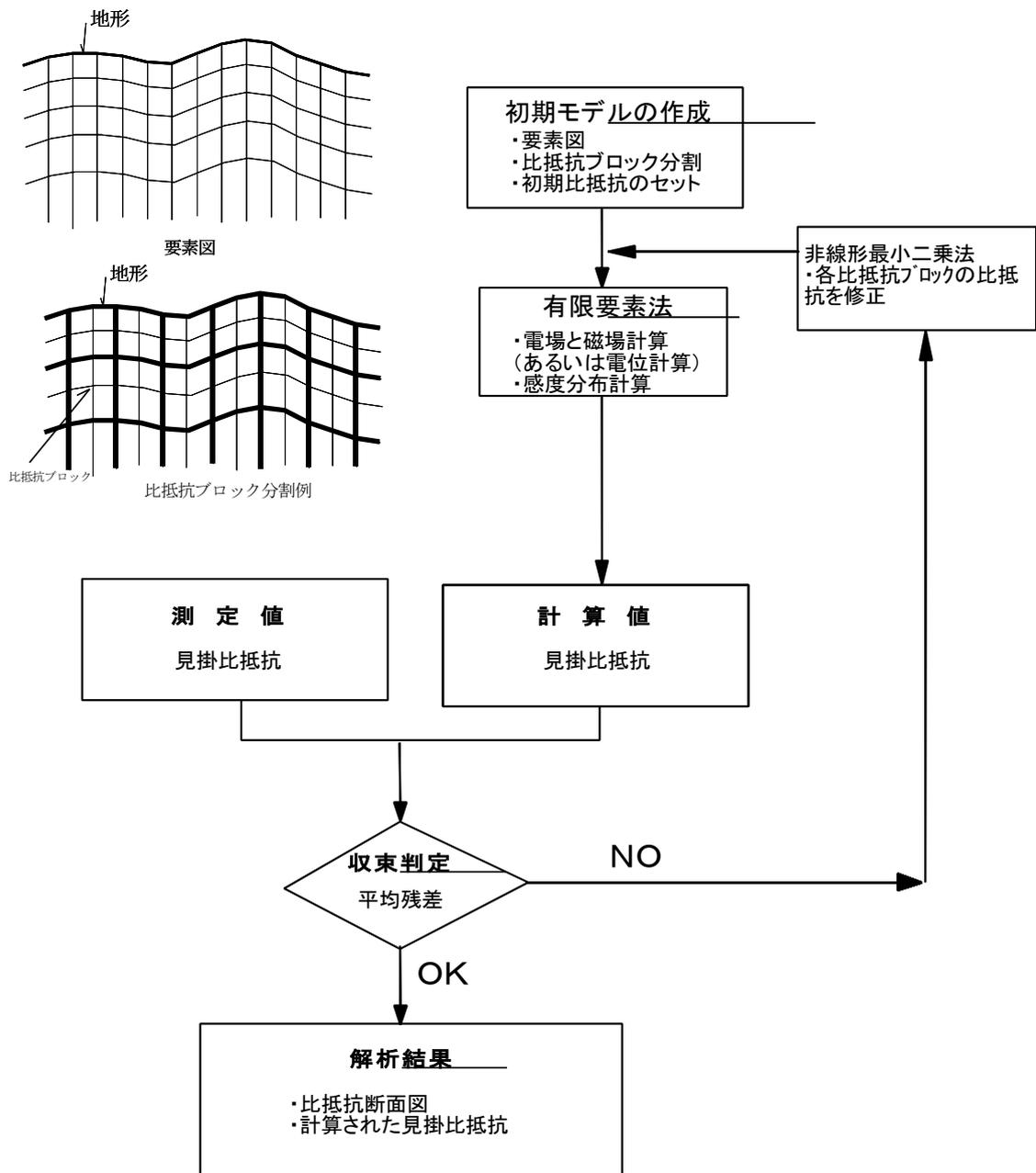


図 3.2.1 2次元逆解析フロー図

3. 2. 2. ジョイント解析

ジョイント解析とは、CSAMT 探査と高密度電気探査の両者の測定結果と整合するモデルを求める解析である²⁾。

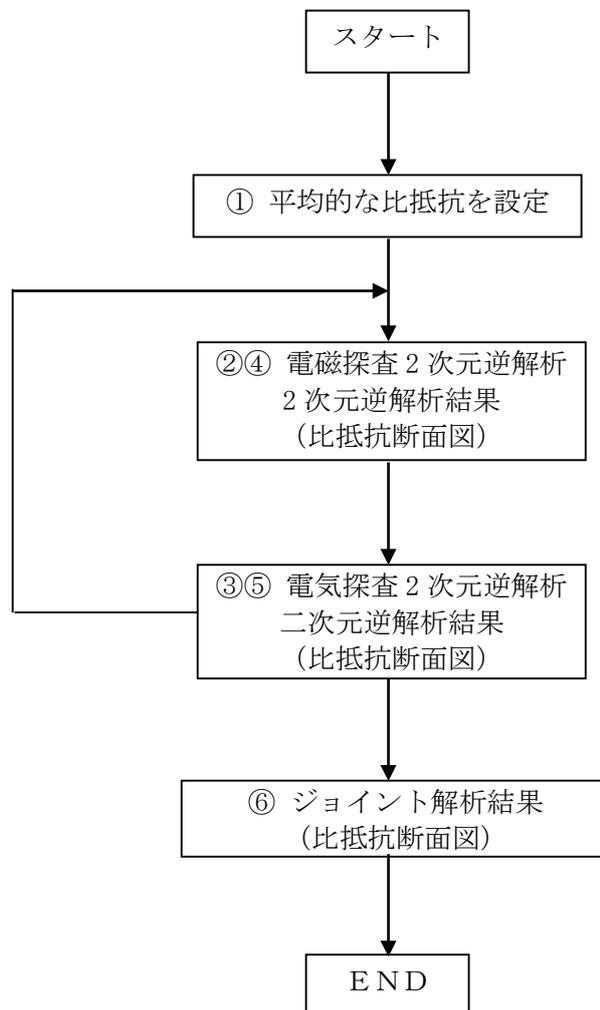
以下、CSAMT 探査を電磁探査、高密度電気探査を電気探査と呼ぶ。

電磁探査と電気探査では、測定原理が異なるために、3 次元的な比抵抗構造の地盤では両者のデータに完全に整合する一つの比抵抗断面図が存在しないと考えられる。しかし、両者のデータをできる限り満たす比抵抗断面図を導くことは、探査結果を有効に利用するために必要である。一方、2 次元逆解析では、比抵抗断面の感度の低い領域の値は、初期値、すなわち解析の最初に与えた値が、そのままの値で残る傾向にある。今回、この性質を利用して、電気・電磁探査の初期値を共有させた解析を試み、両方の結果から一つの比抵抗断面図を求めた。以降、この方法を「電気・電磁初期値共有型ジョイント解析」あるいは、単に「ジョイント解析」と呼ぶ。

一般に地盤の比抵抗には異方性（物質の物理的性質が方向により異なること、ここでは方向により比抵抗が異なること）があるが、電気探査と電磁探査の地下に流す電流方向が同方向の場合には、両者の測定値を満たす解（比抵抗断面図）が存在する可能性が高く、電気探査と電磁探査の初期値共有型のジョイント解析を行うことが可能である。

解析は以下の手順に従って行い、電気、電磁探査両者の測定データをできるだけ満たす解（比抵抗断面図）を求めた（図 3.2.2）。

- ① 電磁探査の平均的な見掛比抵抗を初期値として比抵抗モデルを設定した。
- ② ①の比抵抗モデルから電磁探査の 2 次元逆解析を行った。
- ③ 電磁探査の 2 次元逆解析結果（比抵抗断面）を初期値として電気探査の 2 次元逆解析を行った。
- ④ 電気探査の 2 次元逆解析結果（比抵抗断面）を初期値として電磁探査の 2 次元逆解析を行った。
- ⑤ ③と同じ操作を繰り返した。
- ⑥ ②～⑤の作業を繰り返して、収束した（比抵抗断面に変化がなくなってきた）ところで、その結果をジョイント解析の比抵抗断面図として表示した。



* 図中の2次元逆解析に関しては、図3.2.1 2次元逆解析フロー図に示す。

* ②までの作業を step-1a、③までの作業を step-1b、④までの作業を step-2a、⑤までの作業を Step-2b ……と順に呼ぶ。

図 3.2.2 ジョイント解析のフロー図

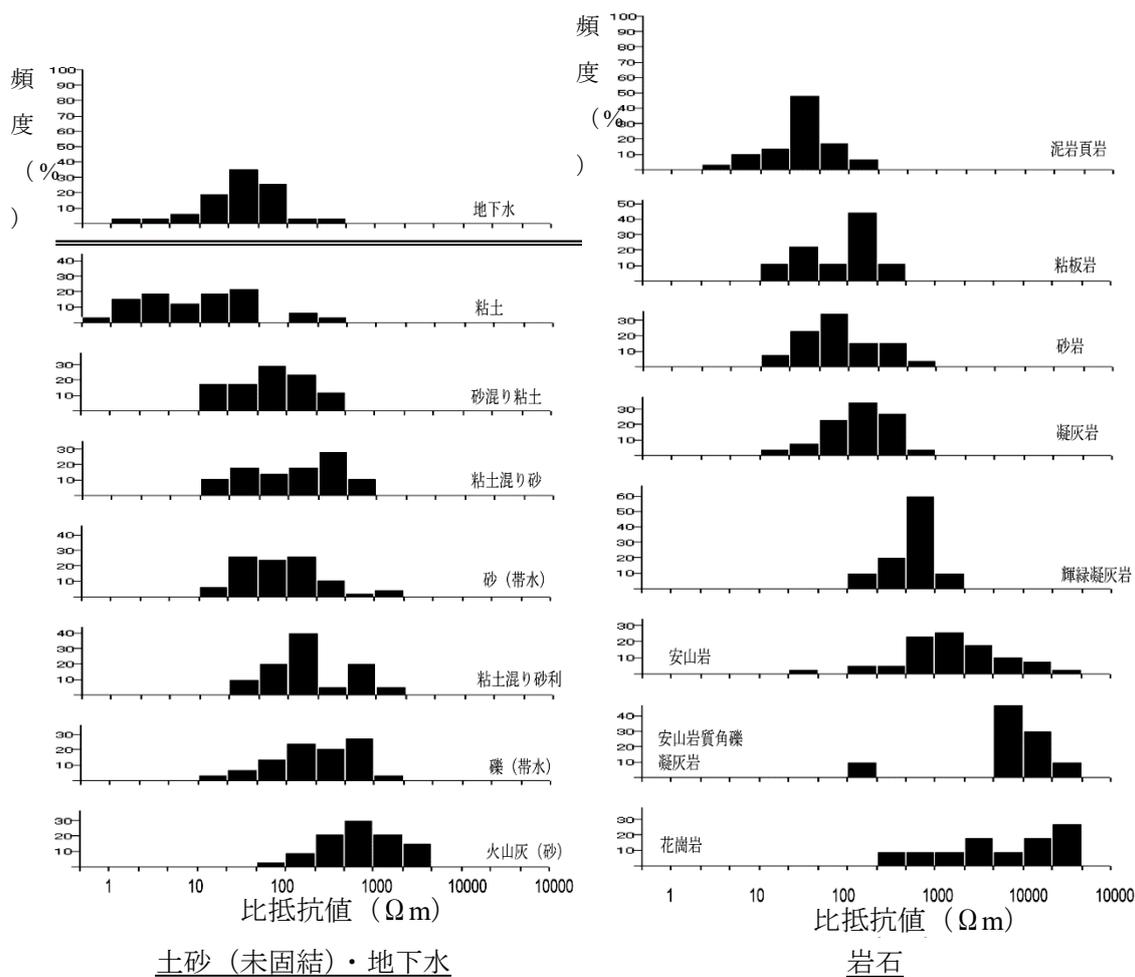
3. 3. 探査結果

3. 3. 1. 比抵抗と地質

図 3.3.1 に比抵抗と一般的な地質との関係を示す。

地盤の比抵抗は、地質と地下水のイオン濃度、そして岩石中の鉱物に左右され、例えば、黄鉄鉱などの金属鉱物は比抵抗を低下させる。

比抵抗は地盤の含水率との相関が高く、粘土質のような含水率の高い地質では比抵抗が低く、硬質、緻密な岩石では高くなる。特に、粘土は粘土鉱物の粒子がイオンを吸着するために水を含むと比抵抗が著しく低下する¹⁰⁾。



島ほか (1995)¹¹⁾のデータを基に、左側は土砂 (未固結)・地下水、右側は岩石の比抵抗値のヒストグラムを示す。

図 3.3.1 比抵抗と地質

塩水など特殊な地下水の場合を除いて比抵抗と地質の関係を見ると、表 3.3.1 に示す傾向が認められる。

表 3.3.1 比抵抗と地質

～数 10[Ω・m]	粘土，軟質頁岩，シルト
数 10～数 100[Ω・m]	硬質頁岩，砂層，砂岩，礫岩，凝灰岩
数 100～数 10000 [Ω・m]	花崗岩などの硬質緻密な岩

*注) 比抵抗は含水状態，及び各岩の風化状況等によっても大きく左右される

3. 3. 2. 探査結果

CSAMT 探査の 2 次元逆解析を行った結果を以下に示す。

(1) 野島サイト

CSAMT 探査の 2 次元逆解析による測定値と計算値との 2 乗平均平方根 (RMS (Root Mean Square)) による残差を以下に示す。

A 測線 : RMS=0.181、 B 測線 : RMS=0.103、 C 測線 : RMS=0.157

RMS の値は、経験上 0.2 以下を目標に 2 次元逆解析を行い、今回の解析結果は、その値に満足する結果を得ることができた。ただし、位相角を含めた解析を行うと、解析誤差が大きくなったために見掛比抵抗のみで解析を行った。

CSAMT 探査の解析結果断面を図 3.3.4 に示すとともに、各測線の比抵抗の分布状況を以下に述べる。

なお、各範囲の比抵抗値に対して下記のとおり表現することとする。

- (a) 50 [Ω・m]以下 (青紫～青色) ……低 比抵抗
- (b) 50～200 [Ω・m] (緑～オレンジ色) ……中 比抵抗
- (c) 200 [Ω・m]以上 (オレンジ～赤紫色) ……高 比抵抗

[A 測線]

○ 全体的な比抵抗分布状況

標高-300m 以浅においては、主として水平距離 0～200m 間で低比抵抗が、水平距離 200～600m 間で中比抵抗が、水平距離 500～800m 間で高比抵抗が分布する。

○ 特徴ある比抵抗分布

水平距離 25～250m では、標高-50m 付近を中心に低比抵抗が分布する。水平距離 150m 付近では、低比抵抗の分布が標高-400m まで伸びている。水平距離 0～100m 間では、標高-100m 以深から中比抵抗が分布する。

水平距離 350～500m では、中比抵抗分布の中で、標高-50m 付近を中心に低比抵抗が分布する。水平距離 400～500m 付近では、標高-400m 付近まで中比抵抗の分布が伸びて

いる。

水平距離 500～800m間の高比抵抗の分布は、標高-150mまででそれ以深は中～低比抵抗の分布に遷移している。

[B測線]

○ 全体的な比抵抗分布状況

標高-200m以浅においては、主として水平距離 0～550m間で低比抵抗が、水平距離 550～1000m間で高比抵抗が分布している。標高-200m以深においては、主として水平距離 0～800m間で中比抵抗が、水平距離 800～1000m間で低～中比抵抗が分布している。

○ 特徴ある比抵抗分布

水平距離 0～550m間の低比抵抗の分布は、標高-50m付近を中心に水平に連続している。

水平距離 650m付近を中心に、標高-100～-250mで高比抵抗が分布している。

[C測線]

○ 全体的な比抵抗分布状況

標高-100m以浅においては、主として水平距離 0～350m間で低比抵抗が、水平距離 350～600m間で高比抵抗が分布している。標高-100～-150m以深では、水平距離 0～600m間で主に中比抵抗が分布している。

○ 特徴ある比抵抗分布

水平距離 0～350m間では、標高-50m付近を中心に低比抵抗が分布している。

水平距離 300～600m間では、低～中比抵抗が標高-50mから標高-500mに向けて傾斜して分布している。また、高比抵抗が表層から標高-250mに向けて傾斜して分布している。

(2) 有馬-高槻サイト

CSAMT 探査の 2次元逆解析による測定値と計算値との 2乗平均平方根 (RMS (Root Mean Square)) による残差を以下に示す。

A 測線 : RMS=0.192、 B 測線 : RMS=0.150、 C 測線 : RMS=0.104

RMS の値は、経験上 0.2 以下を目標に 2次元逆解析を行い、今回の解析結果は、その値に満足する結果を得ることができた。ただし、A 測線では、見掛比抵抗値のみから解析を行った。また、測点 A15 の測定値を含めると、解析誤差が大きくなったために、除外して解析を行った。これらの理由は、A 測線は町中に近く、かつ高压電線に挟まれていたため、電場ノイズが大きかったためであると考えられる。

CSAMT 探査の解析結果断面を図 3.3.5 に示すとともに、各測線の比抵抗の分布状況を以下に述べる。

なお、各範囲の比抵抗値に対して下記のとおり表現することとする。

- (a) 50[Ω・m]以下 (青紫～青色) . . . 低 比抵抗
- (b) 50～200[Ω・m] (緑～オレンジ色) . . . 中 比抵抗
- (c) 200[Ω・m]以上 (オレンジ～赤紫色) . . . 高 比抵抗

[A測線]

○ 全体的な比抵抗分布状況

標高 0m以浅においては、主として低～中比抵抗の分布の中で、高比抵抗が水平距離 400～800m間の表層から標高 200mに向けて傾斜して分布している。標高 0m以深では、主に中比抵抗の分布を示している。

○ 特徴ある比抵抗分布

水平距離 0～600m間において、低比抵抗の分布が 2 つ見られ、1 つは表層から標高-200 mに向けて起点側方向へ傾斜して分布し、もう 1 つは表層から標高 0mに向けて終点側方向へ傾斜して分布している。

水平距離 200m付近を中心に、標高 300～-100mに向けて高～中比抵抗の分布が伸びている。

[B測線]

○ 全体的な比抵抗分布状況

標高 250m以浅においては、主として、水平距離 0～250m間と水平距離 450～570m間で高～中比抵抗が、水平距離 250～450m間で低比抵抗が分布している。

標高 250～-100m間では、低比抵抗の分布を示し、標高-100m以深では、中比抵抗の分布を示している。

○ 特徴ある比抵抗分布

水平距離 50m付近、225m付近、500m付近においては、標高 350m付近を中心に高比抵抗の分布が見られる。

水平距離 300～450m間の標高 350～150mにおいては、特に低比抵抗が分布している。

[C測線]

○ 全体的な比抵抗分布状況

標高 100m以浅においては、水平距離 0～600m間では中～高比抵抗と低比抵抗の分布が入り混じっており、水平距離 600～820m間は主として高比抵抗の分布を示している。

標高 100m以深においては、主として中比抵抗の分布を示している。

○ 特徴ある比抵抗分布

水平距離 60m付近、200m付近、360m付近を中心に、高比抵抗が表層付近から標高 200 mまでの範囲で鉛直に分布している。

水平距離 300mの標高 400mから水平距離 200mの標高 150mにかけて、低比抵抗の分布が伸びている。

水平距離 700m、800m付近に高比抵抗が分布している中で、標高 350m付近に低比抵抗の分布が見られる。

(3) CSAMT 探査で求めた比抵抗断面について

CSAMT 探査で使用した周波数は、1,2,4,8,16,32,64,128,256,512,1024,2048,4096,8192,20,40,80,160,320,640,1280,2560,5120 Hz の 23 種類である。印加した周波数に対するおおよ

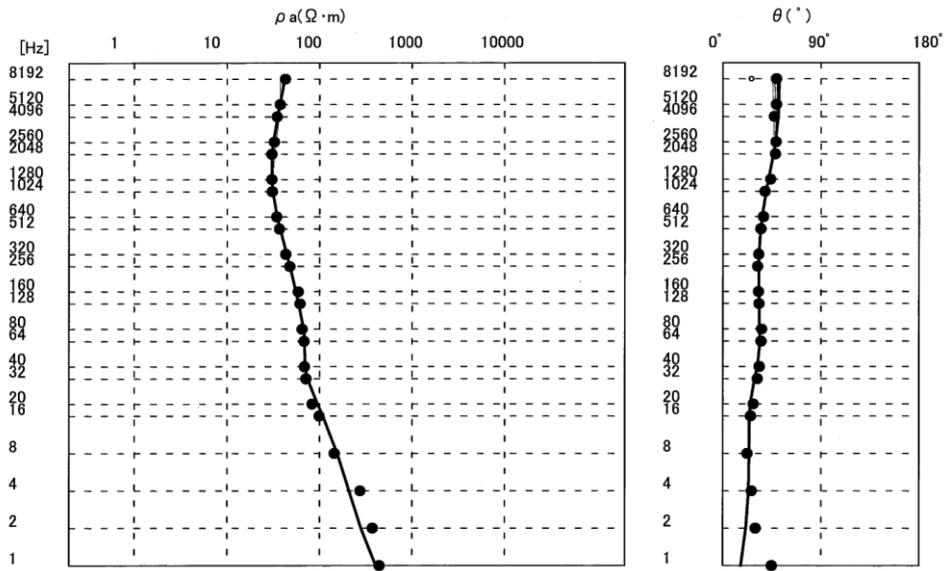
その探査深度は次式で与えることができる。すなわち、印加する周波数が小さい方が深い深度までの情報をとらえていることになる。

$$Zd = \sqrt{\frac{\rho}{2\mu\pi f}} \cong 356 \sqrt{\frac{\rho}{f}}$$

図 3.3.2 に 1 次元逆解析結果の例を示す。黒丸が測定した見掛け比抵抗と位相差で、実線が 1 次元解析により求めた比抵抗、位相差である。縦軸は印加周波数を対数スケールで表示したものであり、探査深度の間隔にほぼ対応する。同図より、8192~16Hz での対数間隔に較べ、探査深度を考慮して 16Hz~1 Hz では対数間隔を疎く測定している。おおよその探査深度は、比抵抗 ρ を 100 Ω m と仮定すると、上式より、周波数 $f = 1$ Hz で探査深度 $Zd = 3,560$ m、 $f = 8$ Hz で探査深度 $Zd = 1,259$ m、 $f = 16$ Hz で探査深度 $Zd = 890$ m である。

図 3.3.3 には、比抵抗柱状図の一例を示した。同図は C06 測点の 1 次元解析による比抵抗柱状図で解析総数を 10~20 層と仮定した場合の結果である。同図で分かるように、全てのケースで深度が深くなるに従い解析された比抵抗の分布は粗くなっていく。すなわち、深度が大きくなるに従い、深度方向の比抵抗ブロックは粗くなっていく。図の一例では、標高-300~400m 程度から粗くなっている様子が伺える。

なお、今回の CSAMT 探査で求めた比抵抗断面では、測定精度及び解析精度より地表からの深度 1000m までの表示とした。



(1) 比抵抗マップ

(2) 位相差マップ

図 3.3.2 1次元逆解析結果の一例（野島サイト，C06 測点）

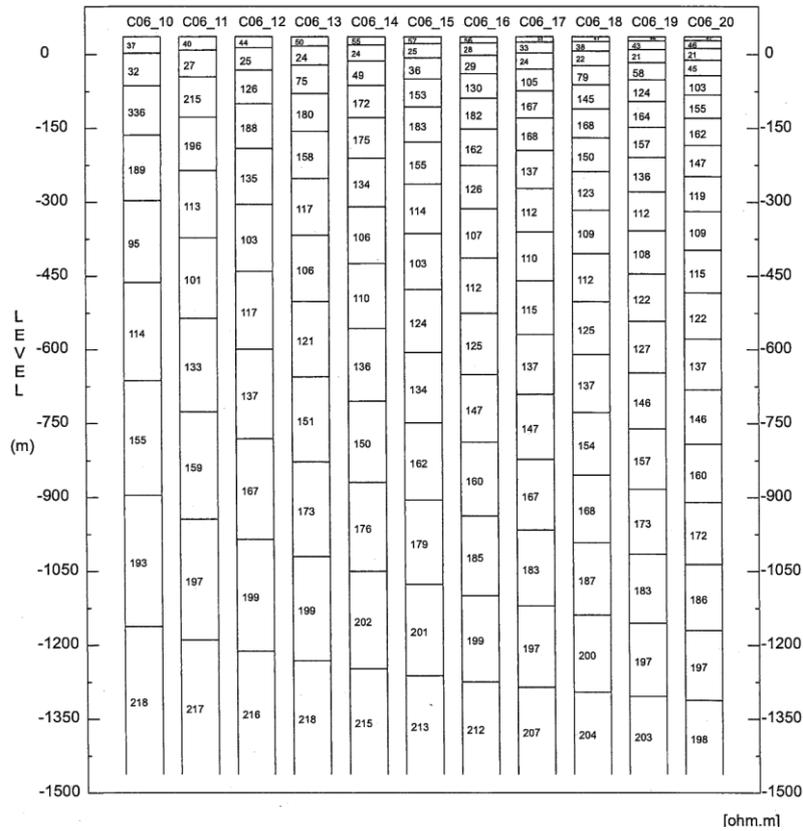


図 3.3.3 比抵抗柱状図の例（野島サイト，C06 測点）

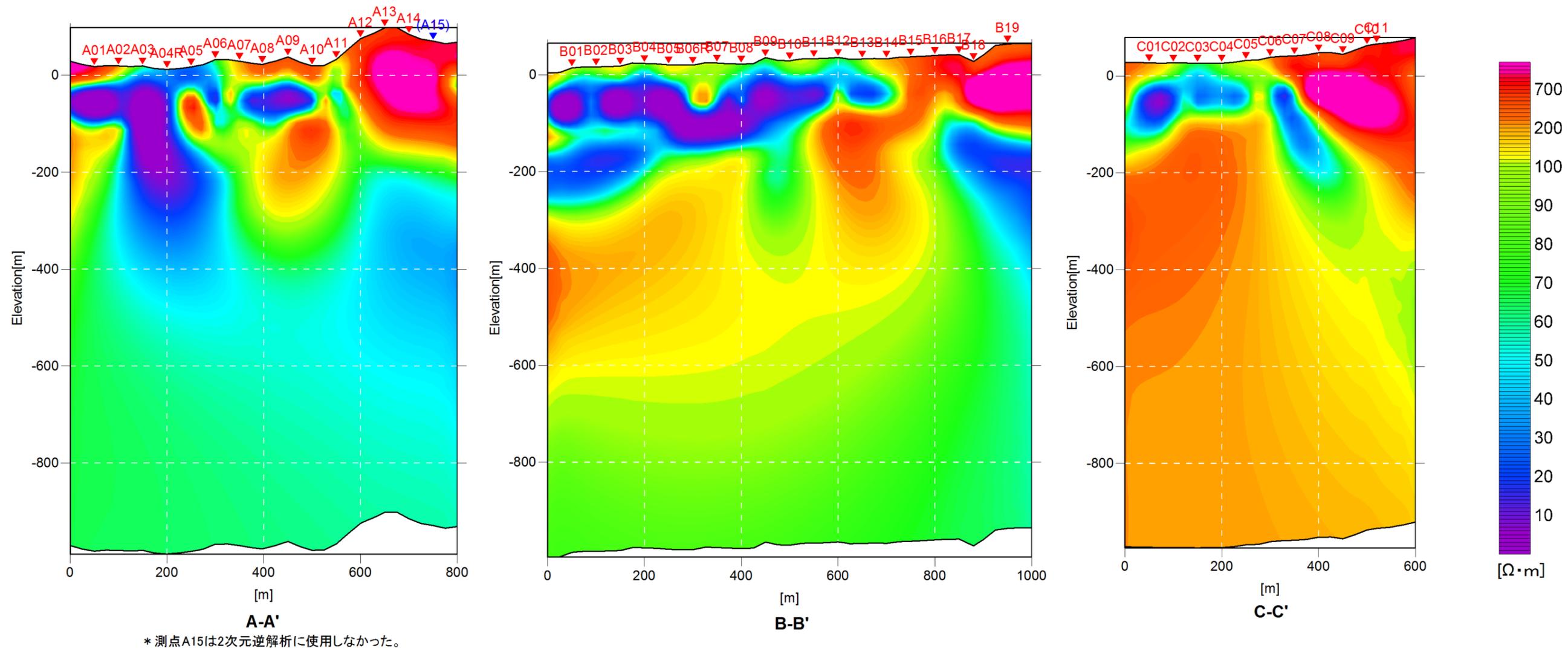


図 3.3.4 CSAMT 探査の解析断面 (野島サイト)

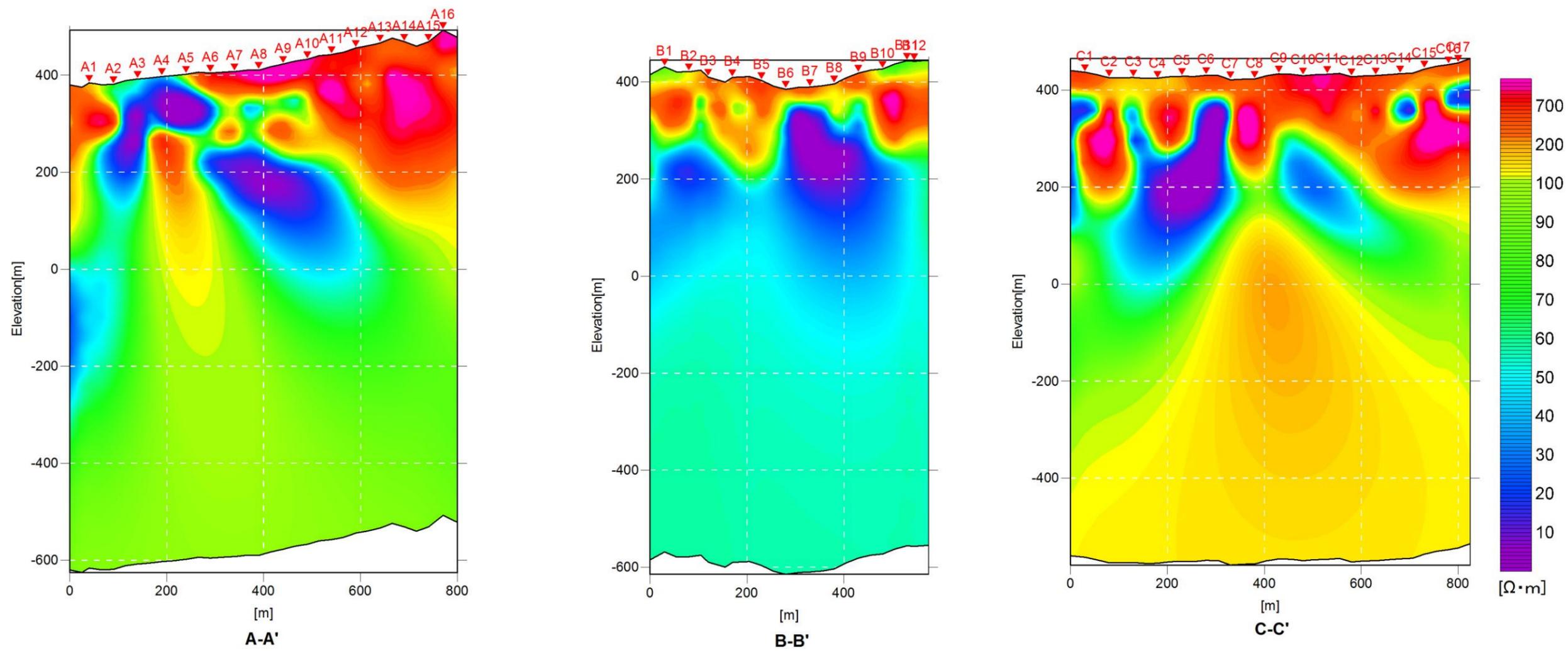


図 3.3.5 CSAMT 探査の解析断面 (有馬-高槻サイト)

3. 3. 3. ジョイント解析図面による地質解釈

高密度電気探査結果と CSAMT 探査結果とのジョイント解析を行った結果を以下に示す。
高密度電気探査結果とジョイント解析結果にもとづいて地質解釈を行った。

(1) 野島サイト

(a) ジョイント解析条件

ジョイント解析では表層から地下深部までの解析を行う必要があるため、使用するデータに若干の制約条件が必要となる。以下にその条件を記した。

① 電磁探査 (CSAMT 探査) の解析条件

表層は電気探査の測定値に、深部は電磁探査の測定値に重点を置いて比抵抗構造を求めた。そのために、電磁探査は、表層から深度数 100m までの比抵抗構造の影響が大きい高周波数の測定値を除外して、周波数 1.0~1280Hz の測定値を使用して解析を行った。また、CSAMT 探査のみでの解析の時と同様、A 測線では、見掛比抵抗値のみから解析を行い、位相角は参考としていない。その他の測線は、位相角を含めて解析した。また、測点 A15 の測定値を含めると、解析誤差が大きくなったために、除外して解析を行った。

② 電気探査の解析条件

測線長の長い A、B 測線では、電気探査の解析に使用した電極間隔を 10m とした。
一方、C 測線は 5m とした。

③ ジョイント解析の反復計算数

- 1 回目 (step-1a) : 電磁探査=反復 4 回
- 2 回目 (step-1b) : 電気探査=反復 3 回
- 3 回目 (step-2a) : 電磁探査=反復 4 回
- 4 回目 (step-2b) : 電気探査=反復 3 回

(b) 解析状況

ジョイント解析 (step2a, step2b) による測定値と計算値との 2 乗平均平方根 (RMS) による残差を以下に示す。

電磁探査 :

A 測線 : RMS=0.18、 B 測線 : RMS=0.16、 C 測線 : RMS=0.10

電気探査 :

A 測線 : RMS=0.085、 B 測線 : RMS=0.082、 C 測線 : RMS=0.048

RMS の値は、経験上として 0.2 以下を目標に 2 次元逆解析を行い、今回の解析結果は、その値に満足する結果を得ることができた。

RMS の値が 0.2 以下であること、および測定値と計算値の見掛比抵抗断面図が類似していることから、得られた比抵抗モデルは、測定値を満足したものであると判断した。

(c) 地質解釈

図 3.3.4 に A 測線の Joint 解析図を示す。

・ A 測線

(地質解釈)

A 測線では、断面の東側 (H3) は高比抵抗、西側 (L1~L3) は低比抵抗となっている。H3 付近の高比抵抗部は淡路島を形作る花崗岩に相当し、西側 L1 ~L3 の低抵抗部は大阪層群、神戸層群に相当すると考えられる。西側 (L1~L3) の低比抵抗部表層部のやや高比抵抗部は大阪層群中の砂礫 (花崗岩) を反映していると考えられる。

A 測線では、低比抵抗の L3 と高比抵抗の H3 の境界部の比抵抗の差が最も明瞭であり、この境界部が山側の断層である浅野断層を示している可能性が高い。実際、この位置は 1995 年に出現した地表地震断層の位置とほぼ一致している。L3 と H3 の境界部西側には大阪層群と神戸層群の一部と考えられるやや高比抵抗部と低比抵抗部 (L1、L2) が高角に接している、この境界部が野島断層を示していると考えられる。

(断層の解釈)

断層は西から東に向かって F1、F2、F3、F4、F5 の少なくとも 5 条の断層が分布していると考えられる。これらは、垂直からやや東傾斜をしており、断層面は立っていることが推定される。

F3 は野島断層を、F4、F5 は浅野断層を示しており、C 測線部で実施したトレンチの形状より地表地震断層の延長部は F4 を見ていると考えられる。

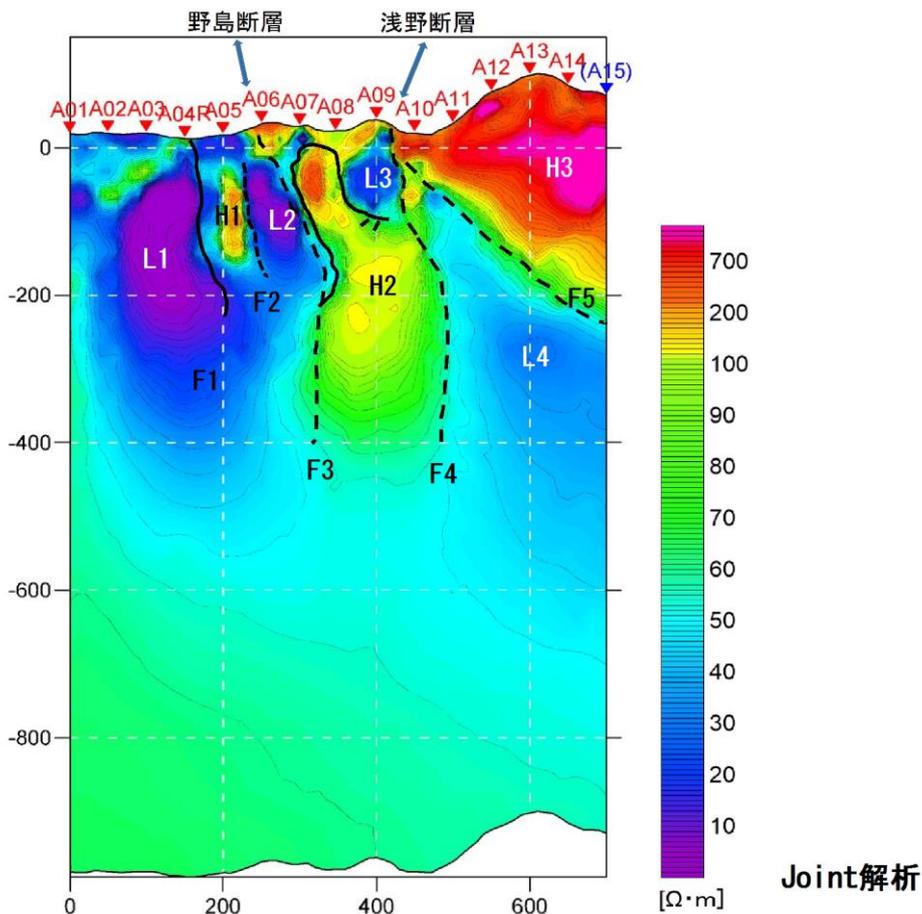


図 3.3.4 野島 A 断層の Joint 解析結果と地質解釈

・ B 測線

図 3.3.5 に B 測線の Joint 解析図を示す。

(地質解釈)

B 測線は、A 測線同様、断面の東側 (H2) は高比抵抗、西側 (L1~L2) は低比抵抗となっている。H2 付近の高比抵抗部は淡路島を形成する花崗岩に相当し、西側 L1 ~ L2 の低抵抗部は大阪層群、神戸層群に相当すると考えられる。西側 (L1~L2) の低比抵抗部表層部のやや高比抵抗部は大阪層群中の砂礫 (花崗岩) を反映していると考えられる。

B 測線では、低比抵抗の L2 と高比抵抗の H2 の境界部の比抵抗の差が最も明瞭であり、この境界部が山側の断層である浅野断層を示している可能性が高い。実際、この位置は 1995 年に出現した地表地震断層の位置とほぼ一致している。一方、野島断層は低比抵抗の L1 部を横断する方向に分布していると考えられるが、この部分は海水の影響で比抵抗が極端に低くなっており、比抵抗分布のみで断層面を引くことは困難である。

(断層の解釈)

A 測線同様、断層は西から東に向かって F1、F2、F3、F4、F5 の少なくとも 5 条の断層が分布していると考えられる。これらは、垂直からやや東傾斜をしており、断層面は立っていることが推定される。F2 は野島断層を、F4、F5 は浅野断層を示しており、C 測線部で

実施したトレンチの形状より地表地震断層の延長部は F4 を見ていると考えられる。

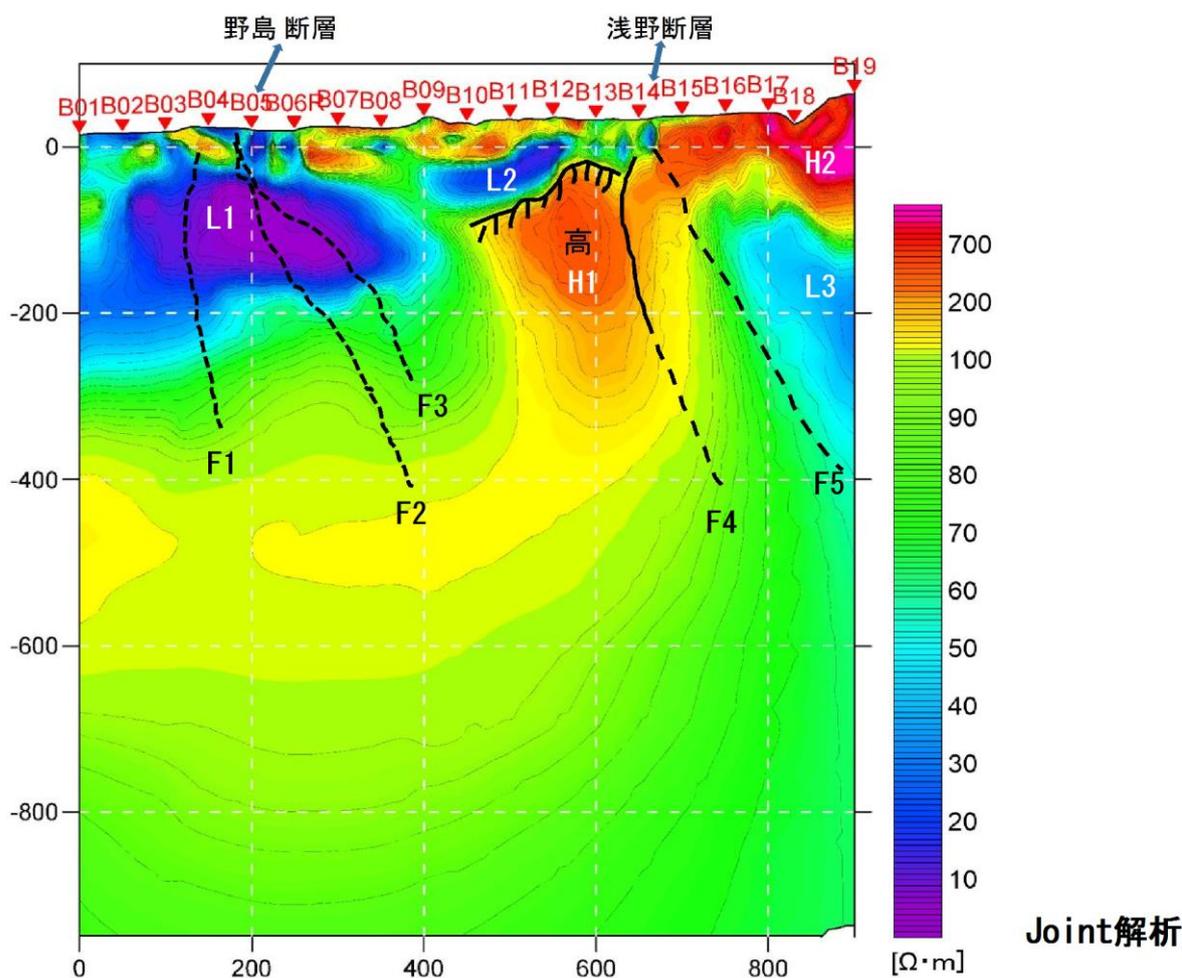


図 3.3.5 野島 B 断層の Joint 解析結果と地質解釈

・ C 測線

図 3.3.6 に C 測線の Joint 解析図を示す。

(地質解釈)

C 測線は、断面の東側 (H3) は高比抵抗、西側 (L1) は低比抵抗となっている。H3 付近の高比抵抗部は淡路島を形作る花崗岩に相当し、西側 L1 付近の低抵抗部は大坂層群、神戸層群に相当すると考えられる。西側 (L1) 上面の表層部に分布するやや高比抵抗部は大坂層群中の砂礫 (花崗岩) を反映していると考えられる。

C 測線では、L1 から東側に連続する低比抵抗部と高比抵抗部 H3 から連続する部分の境界部の比抵抗の差が最も明瞭であり、この境界部が山側の断層である浅野断層を示している可能性が高い。実際、この位置はトレンチを実施した位置 (1995 年に地表地震断層が認められた場所) とほぼ一致している。

(断層の解釈)

断面は、A 測線、B 測線の東半分に相当し、F4、F5 の少なくとも 2 条の断層が分布してい

ると考えられる。これらは、垂直からやや東傾斜をしており、逆断層の形状を呈している。F4、F5 は浅野断層を示しており、トレンチ位置は F4 延長部を見ていると考えられる。なお、F4、F5 の間の低比抵抗部 L1 は、断層破碎帯を反映しており、地下水及び断層粘土の影響で低比抵抗になっていると考えられる。

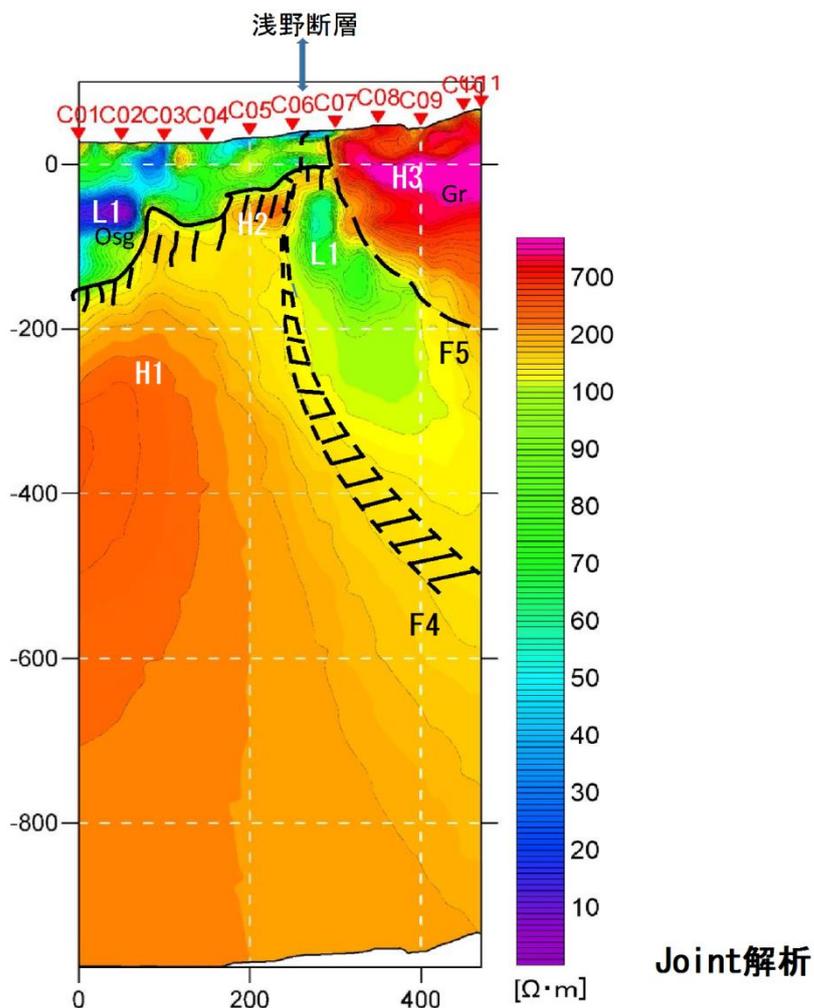


図 3.3.6 野島 C 断層の Joint 解析結果と地質解釈

(2) 有馬-高槻サイト

(a) ジョイント解析条件

ジョイント解析では表層から地下深部までの解析を行う必要があるため、使用するデータに若干の制約条件が必要となる。以下にその条件を記した。

① 電磁探査 (CSAMT 探査) の解析条件

表層は電気探査の測定値に、深部は電磁探査の測定値に重点を置いて比抵抗構造を求めた。また、CSAMT 探査のみでの解析の時と同様、見掛比抵抗値のみから解析を行った。

② 電気探査の解析条件

電気探査の解析に使用した電極間隔は 10m とした。

③ ジョイント解析の反復計算数

1 回目 (step-1a) : 電磁探査=反復 4 回

2 回目 (step-1b) : 電気探査=反復 3 回

3 回目 (step-2a) : 電磁探査=反復 4 回

4 回目 (step-2b) : 電気探査=反復 3 回

(b) 解析状況

ジョイント解析 (step2a, step2b) による測定値と計算値との 2 乗平均平方根 (RMS) による残差を以下に示す。

電磁探査 :

A 測線 : RMS=0.20、 B 測線 : RMS=0.22、 C 測線 : RMS=0.16

電気探査 :

A 測線 : RMS=0.182、 B 測線 : RMS=0.064、 C 測線 : RMS=0.056

RMS の値は、経験上として 0.2 以下を目標に 2 次元逆解析を行った。今回の解析結果は、その値に概ね満足する結果を得ることができた。

RMS の値が 0.22 以下であること、および測定値と計算値の見掛比抵抗断面図が類似していることから、得られた比抵抗モデルは、測定値を満足したものであると判断した。

(c) 地質解釈

図 3.3.7 に A 測線の Joint 解析図を示す。

・ A 測量線

(地質解釈)

A 測線では、断面の北側 (L1、L2) が低比抵抗で、断面の南側 (H3、H4) が高比抵抗となっている。H3、H4 の高比抵抗部は六甲断層を形成する基盤岩の比抵抗に相当すると考えられる。

A 測線では、低比抵抗部 L2 と高比抵抗部 H3 の境界部が明瞭であり、この境界部付近に有馬-高槻構造線の主断層があると考えられる。一方、低比抵抗部 L1、L2 は断層の破碎帯に伴い、地下水や粘土の影響で比抵抗が低下した部分である可能性が考えられる。L1、L2 付近の 0~250m 付近には複数の断層が存在している可能性が指摘できる。0~250m の低比抵抗部地下に分布する H2 の高比抵抗部は直立した形状より断層により区切られている可能性高いことが指摘できる。

(断層の解釈)

断層は、北から南に向かって、F3、F1、F9、F4、F5 の少なくとも 5 条の断層が分布していると考えられる。これらはやや垂直からやや南傾斜の傾向があり、断層面は立っていることが推定できる。特に、F1、F9 は構造的に最も明瞭であり、深度方向に 500m の深さまで連続性が観察できることから有馬-高槻構造線を形成する主体部 (主断層) である可能性が高い。

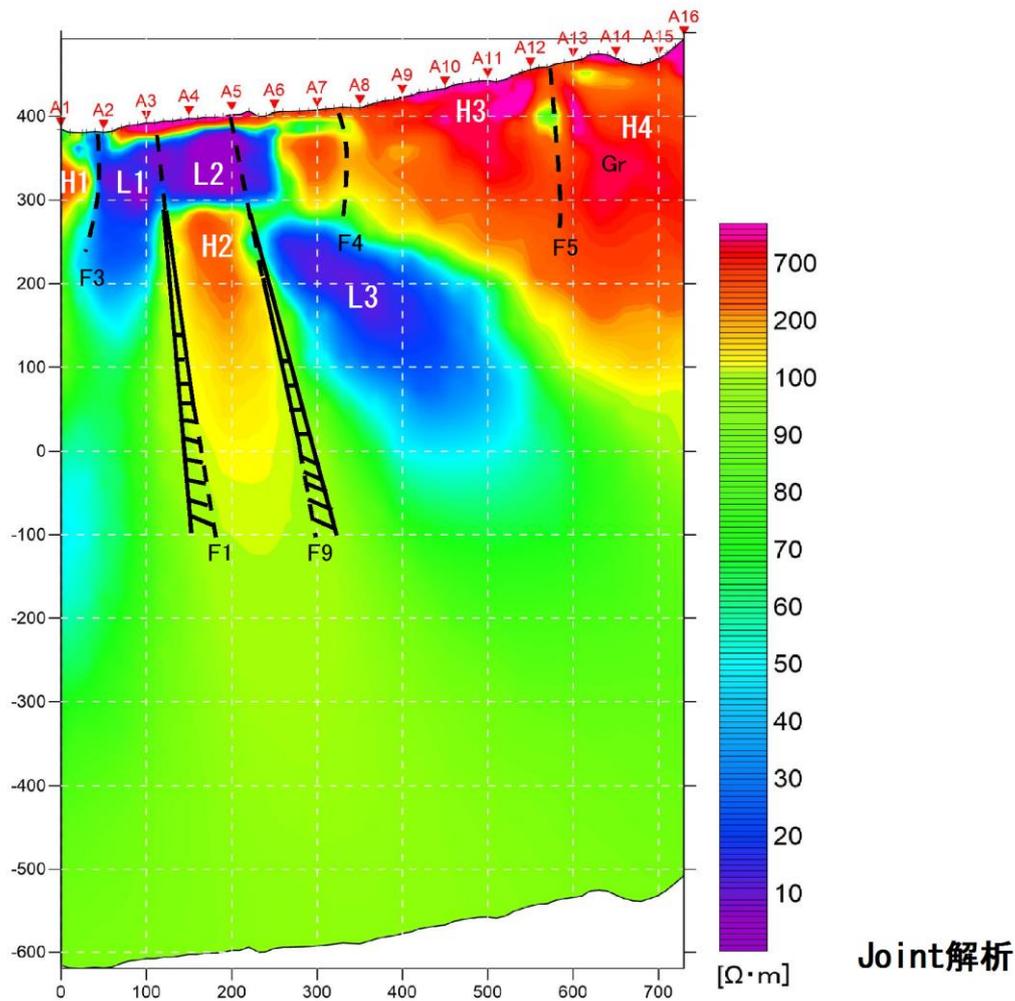


図 3.3.7 有馬 A 断層の Joint 解析結果と地質解釈

・ B 測量線

図 3.3.8 に B 測量線の Joint 解析図を示す。

(地質解釈)

B 測量線では、北側に高比抵抗の H1、H2、南側にも高比抵抗の H3 が分布し、その間の H2 と H3 の間が低比抵抗 (L2) となっている。既存の地質図より H1、H2 は結晶質凝灰岩、H3 は六甲山系を形成する花崗岩に対応すると考えられる。L2 部は、地形的には低部で集水的な地形になっていることから、断層に伴う破碎粘土の分布の他、地下水の影響が大きく影響していることが考えられる。

(断層の解釈)

B 測量線では、北から南に向かって F7、F1、F4 断層の少なくとも 3 条の断層が分布していると考えられる。3 条の断層は、直立～やや南傾斜、西傾斜をしている。

特に、F1、F4 断層は、低比抵抗と高比抵抗の明瞭な境界になっていること、200m の深さまで連続して分布していることから、有馬-高槻構造線を形成する主体部 (主断層) である

可能性が高い。

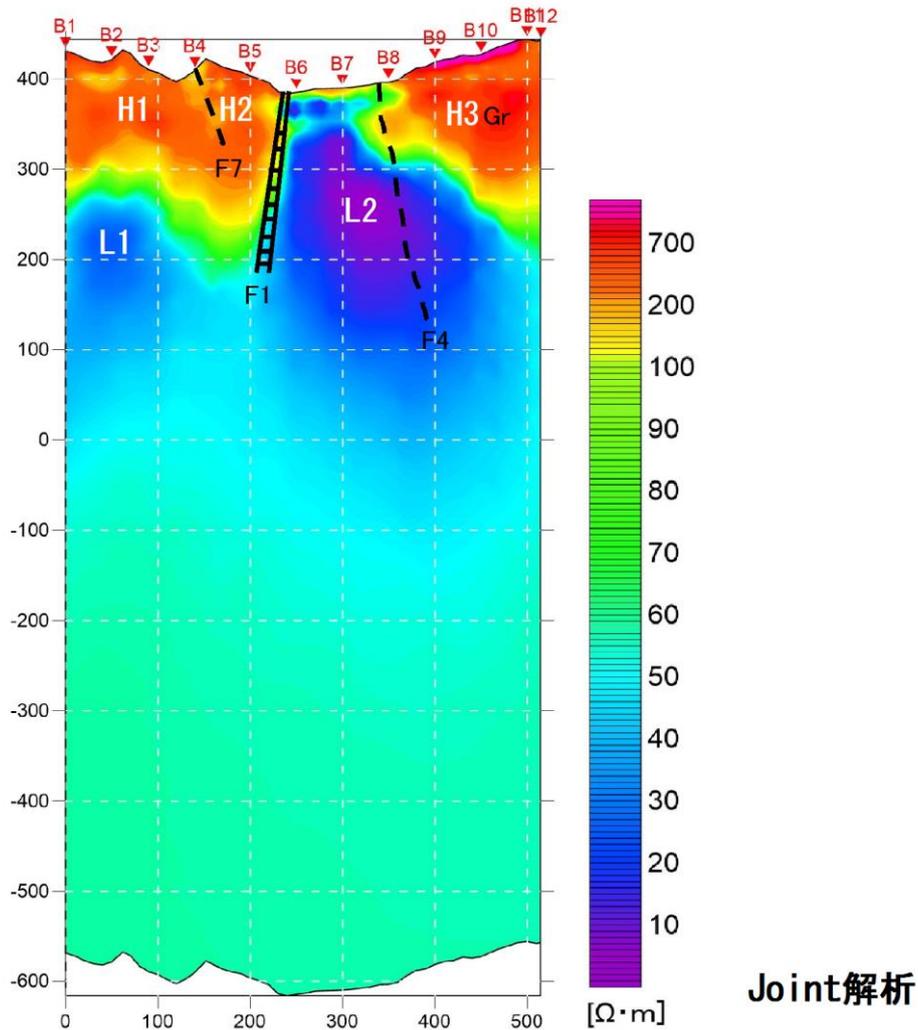


図 3.3.8 有馬 B 断層の Joint 解析結果と地質解釈

・ C 測線

図 3.3.9 に C 測線の Joint 解析図を示す。

(地質解釈)

C 測線では、地表面部に H1～H5 の高比抵抗部が分布し、その直下に L1、L2 の低比抵抗部が分布する。地表部の高比抵抗部とその直下の低比抵抗部の境界は凹凸が大きく直立した境界を形成していることから複数の断層が分布していることを示唆している可能性が高い。本断面の中で水平距離 300m 付近に分布する L1 が最も比抵抗が低く垂直方向に分布することから断層に伴う比抵抗部と考えられる。既存の地質図より、H1～H2 は結晶質凝灰岩、H3～H5 は花崗岩に対応すると考えられる。

(断層の解釈)

A 測線では、北から南に向かって F8、F1'、F1、F5 の少なくとも 4 条の断層が分布していると考えられる。4 条の断層は、直立～やや南傾斜、西傾斜をしている。特に、F1、F1' 断層は、最も顕著な低比抵抗 L1 を区切る断層となっていること、200～400m の深さまで連続して分布していることから、有馬-高槻構造線を形成する主体部（主断層）である可能性が高い。また、F5 は高比抵抗部に分布している低比抵抗部であることから、花崗岩中の破碎部を示している可能性が高い。

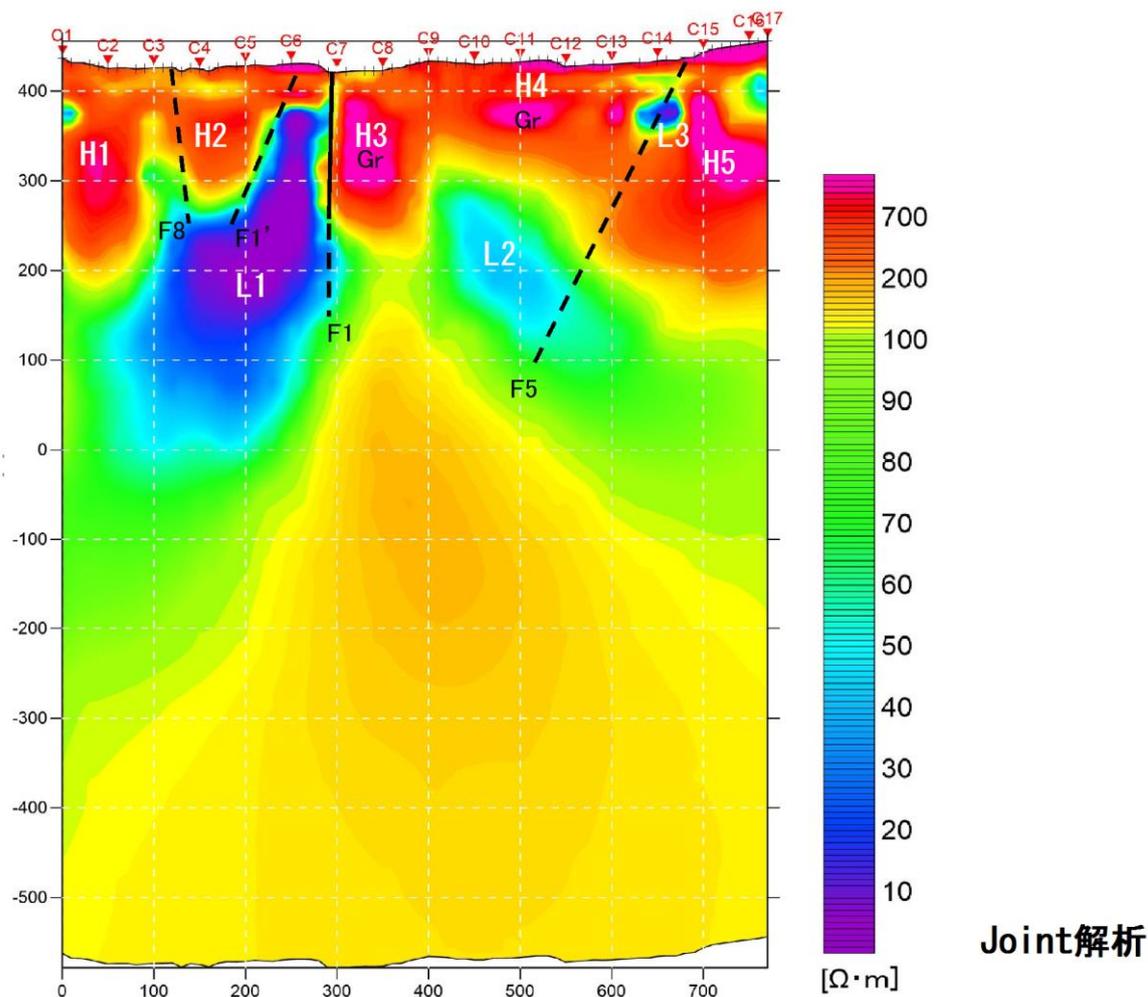


図 3.3.9 有馬 C 断層の Joint 解析結果と地質解釈

4. まとめ

本章では、野島・有馬地区の電気・電磁探査の結果をまとめる。まとめは、電気探査、電磁探査、ジョイント解析の3つ断面を対比し3つの断面で最終的に判明したことをまとめる。

4. 1. 野島地区

(1) A 測線 (図 4.1.1)

電気探査の結果、F3、F4、F5の3条の断層が認められた。電気探査と電磁探査の比抵抗分布はほぼ同様であり、断面の東側(450~700)には高比抵抗部があり、西側(0~450)には低比抵抗部が出現している。F1、F2に関しては断面西側(0~450)の低比抵抗部が深部まで見える電磁探査およびジョイント解析の結果のみ認められる。F3、F4、F5断層の位置は電気探査、電磁探査ともに一致しており、F3は「野島断層」、F4「浅野断層」、F5は浅野断層東側に分布し、浅野断層と花崗岩の健岩部を境とする断層と対比可能であると考えられる。F3断層(野島断層)、F4(浅野断層)、F5断層はともに東傾斜の高角な逆断層であると考えられるが、F4断層のみは地表部50m程度は正断層的な傾斜(僅かに西傾斜)を成している。この結果は、C測線上で行った小倉トレンチの結果と整合的である。なお、F4、F5間の低比抵抗部はやや東傾斜で連続しており、花崗岩の破碎帯部(断層粘土、地下水)であると考えられる。

(2) B 測線 (図 4.1.2)

A測線同様、電気探査の結果、F3、F4、F5の3条の断層が認められた。電気探査と電磁探査の比抵抗分布はほぼ同様であり、断面の東側(600~900)には高比抵抗部があり、西側(0~600)には低比抵抗部が出現している。F1、F2に関しては断面西側(0~450)の低比抵抗部が深部まで見える電磁探査およびジョイント解析の結果のみ認められる。F3、F4、F5断層の位置は電気探査、電磁探査ともに一致しており、F3は「野島断層」、F4「浅野断層」、F5は浅野断層東側に分布し、浅野断層と花崗岩の健岩部を境とする断層と対比可能であると考えられる。F3断層(野島断層)、F4(浅野断層)、F5断層はともに東傾斜の高角な逆断層であると考えられるが、F4断層のみは地表部100m程度(ジョイント解析の結果)は正断層的な傾斜(僅かに西傾斜)を成している。この結果は、C測線上で行った小倉トレンチの結果と整合的である。なお、野島断層部に分布する極端な低比抵抗部は海水による影響であると考えられる。

(3) C 測線 (図 4.1.3)

C測線はA測線、B測線の東側半分の測線部となっており、F4、F5の2条の断層が認められた。電気探査と電磁探査の比抵抗分布はほぼ同様であり、250~300付近を境に、東側には高比抵抗部、西側には低比抵抗部が出現している。F4、F5断層の位置は電気探査、電磁探査ともにほぼ一致しており、F4「浅野断層」、F5は浅野断層東側に分布し、浅野断

層と花崗岩の健岩部を境とする断層と対比可能であると考えられる。F4（浅野断層）、F5断層はともに東傾斜の高角な逆断層であると考えられるが、F4断層のみは地表部（ジョイント解析の結果）は正断層的な傾斜（僅かに西傾斜）を成している。この結果は、C測線上で行った小倉トレンチの結果と整合的である。なお、F4とF5間には電気探査の結果は極端な低比抵抗になっていないが、電磁気探査の結果では、東傾斜の極端な低比抵抗部が連続している。この低比抵抗部は花崗岩中の破碎した粘土および地下水を反映したものであると考えられる。

A 測線

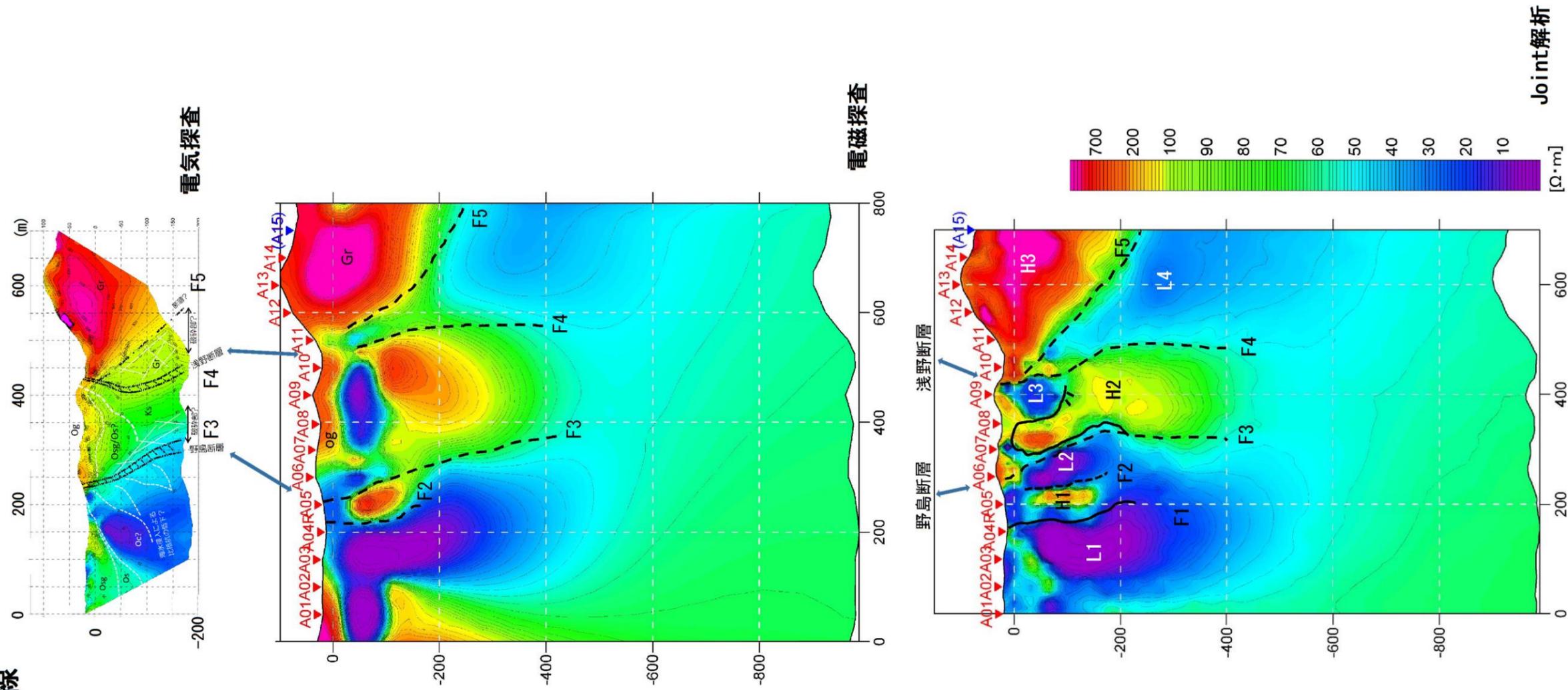


図 4.1.1 野島 A 測線の電気、電磁、Joint 解析の対比

B 測線

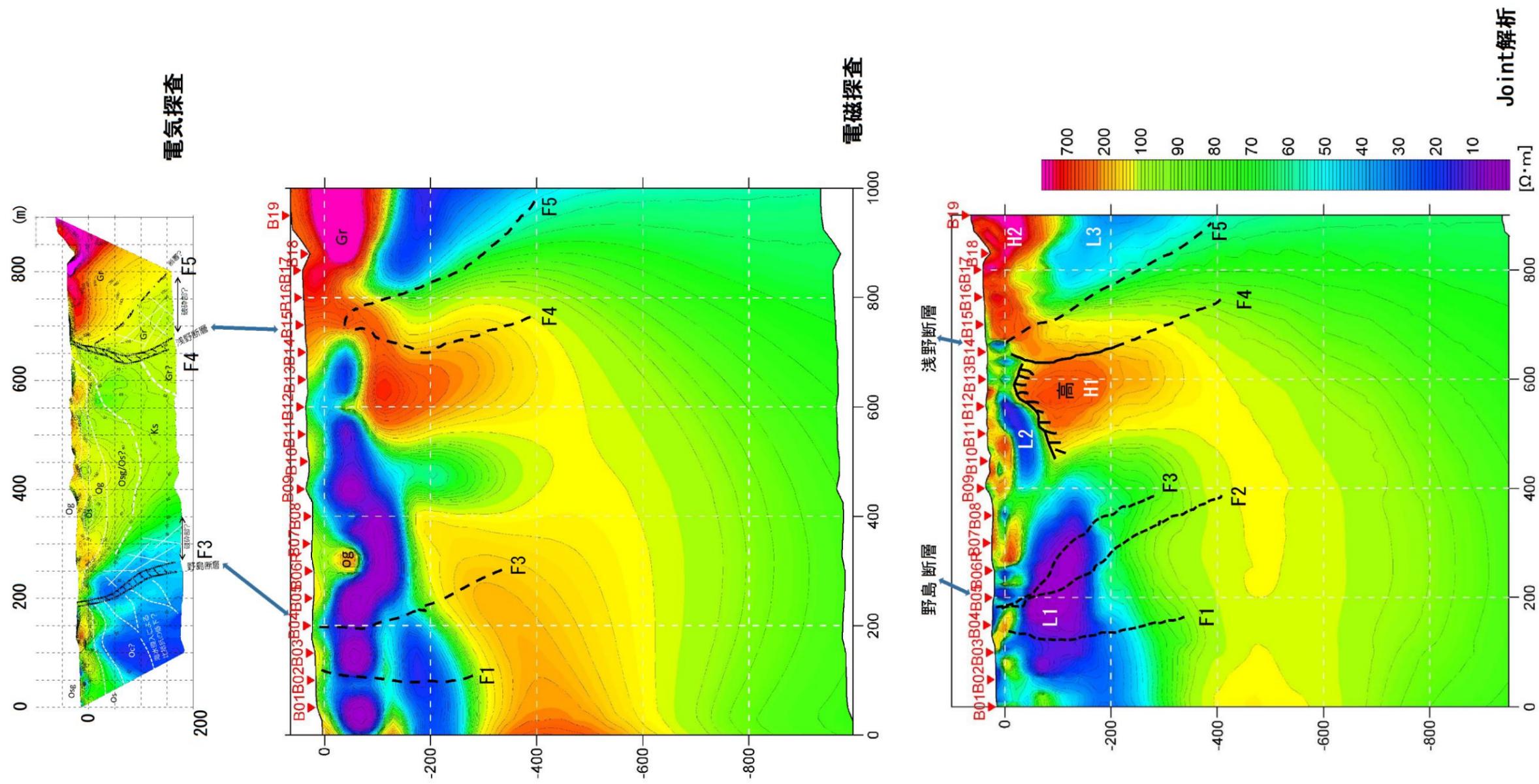


図 4.1.2 野島 B 測線の電気、電磁、Joint 解析の対比

C 測線

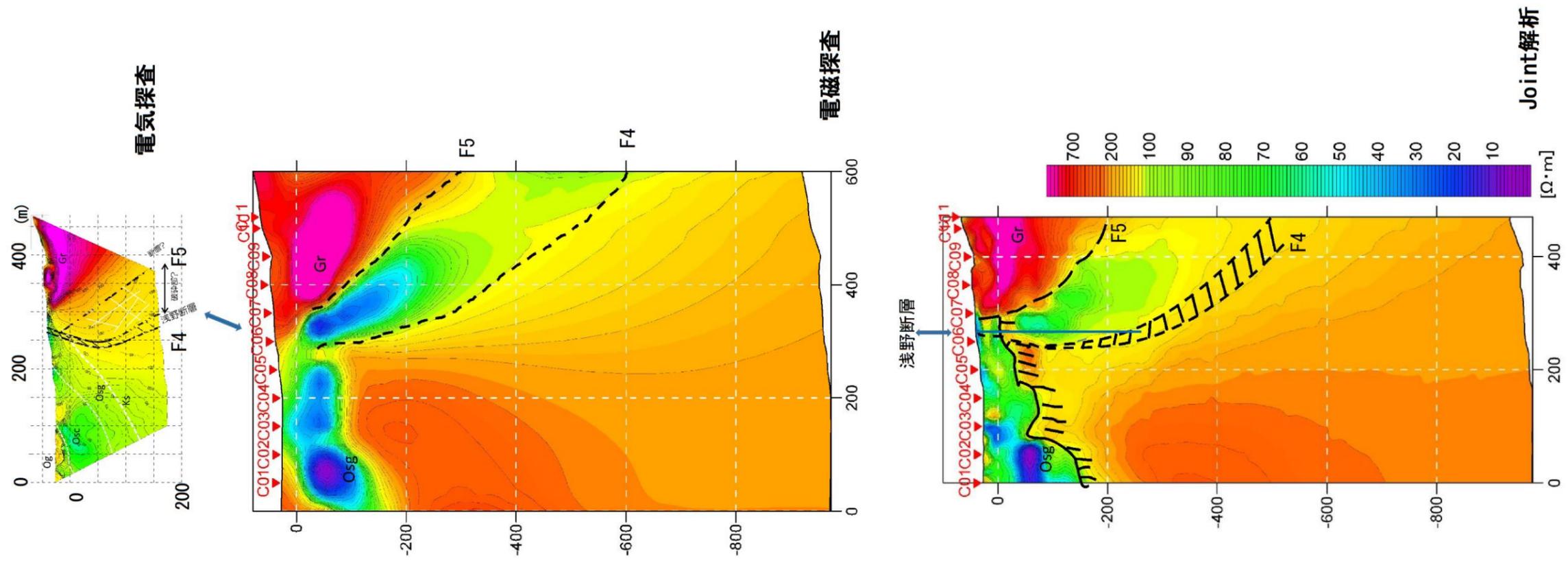


図 4.1.3 野島 C 測線の電気、電磁、Joint 解析の対比

4. 2. 有馬地区

(1) A 測線 (図 4.2.2)

電気探査の結果、F3、F1、F4、F5 の 4 条の断層が認められた。なお、F1 断層は露頭状況の結果想定されているものである。電磁探査でも同様の傾向の結果が得られているが、電気探査では全体が低比抵抗として表現されている 50～250 の部分においていくつかの明瞭な比抵抗境界があることが判明した。F3、F1、F9 断層は電気探査では不明瞭であるが、電磁探査の結果判明した断層である。F9 断層は電気探査では不明であったが、F9 断層の位置は県道が通っている東西方向の谷の部分と一致しており、また、既存の断層の記載とも一致していることから断層として認識できると考える(図 4.2.1 に記載)。A 測線は、F1、F9 断層が主断層であり、続いて F4 断層が明瞭であり、F3、F5 はそれぞれ結晶質凝灰岩、花崗岩中の断層と位置づけできる。

(2) B 測線 (図 4.2.3)

電気探査の結果、F7、F8、F1、F4 の 4 条の断層が認められた。電磁気探査断面も電気探査同様、250～400 付近において低比抵抗部が認められ、低比抵抗部の両側に主断層が認められる。電気探査と電磁気探査では断層の角度がやや異なり、ジョイント解析の結果は、より深部を反映する電磁気探査の結果と同様の結果となっている。結晶質凝灰岩中には、電気探査では F8、F7 の 2 断層が認められるが、電磁気探査、ジョイント解析の結果では両者は区別ができないため、F7 のみ表示している。F1、F4 断層は A 測線の断面でも明瞭に認められ、特に、F1 断層はトレンチ調査地点「船坂 2 トレンチ」延長部であること、F1 断層沿いには多くの断層露頭が認められることから、有馬-高槻構造線の主断層に相当すると考えられる。

(3) C 測線 (図 4.2.4)

電気探査の結果、F8、F1'、F1、F5 の 4 条の断層が認められた。電磁気探査では、電気探査より若干高比抵抗の断面となっているが、高比抵抗・低比抵抗のパターンは同様である。ジョイント解析の結果は、200～350 付近が最も低比抵抗となっており、その両側に F1 断層、F1'断層を引いている。F8 断層、F5 断層はそれぞれ結晶質凝灰岩、花崗岩中に認められる低比抵抗部で断層粘土を反映していると考えられる。特に F5 は延長上に断層露頭も認められることから、連続性の良い断層である可能性がある。F1 断層は今回掘削を行った「船坂 1 トレンチ」と一致しているが、基盤岩は花崗岩であり、結晶質凝灰岩と花崗岩の地質境界はさらに北側の F1'部である可能性がある。

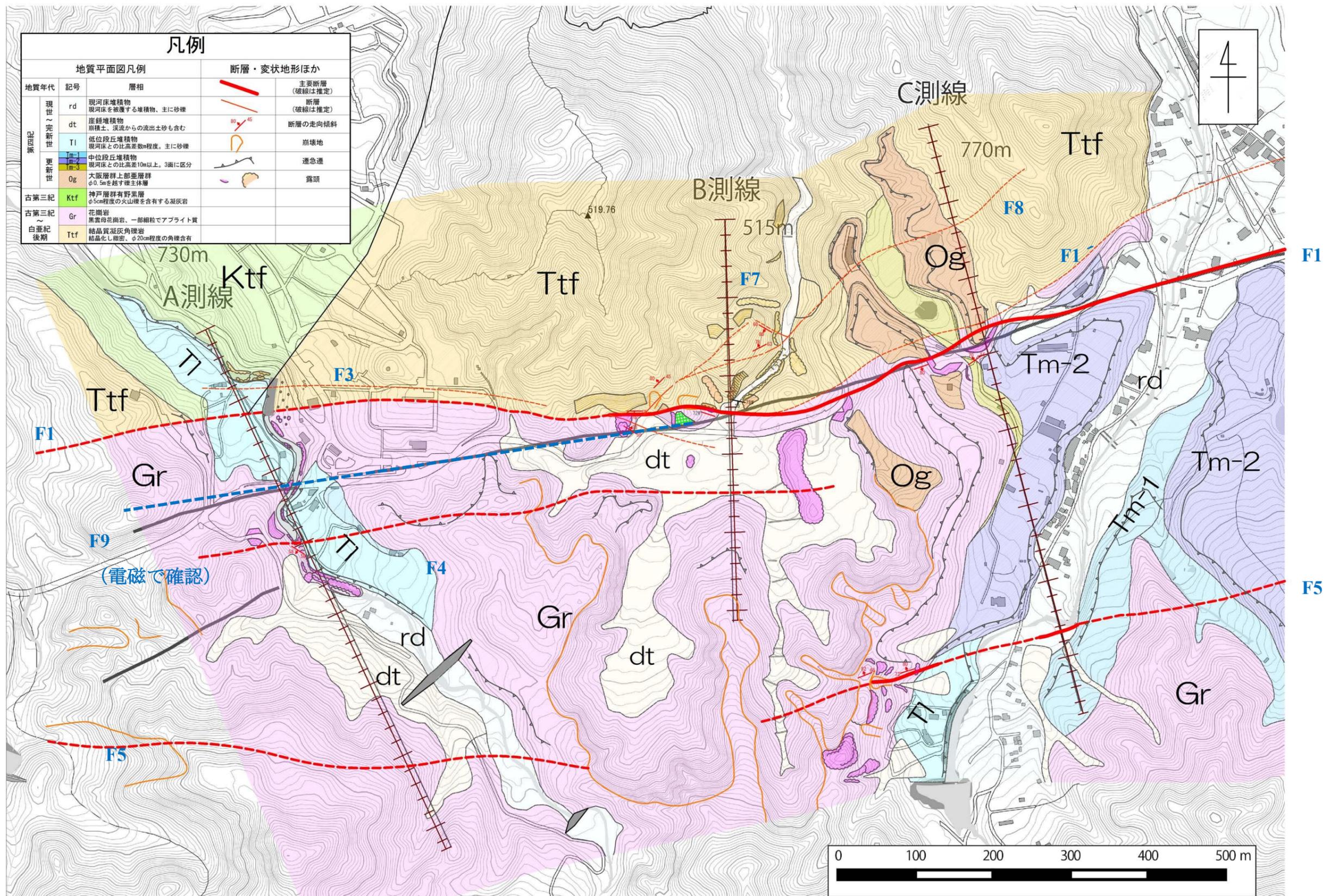


図 4.2.1 有馬地区断層分布平面図

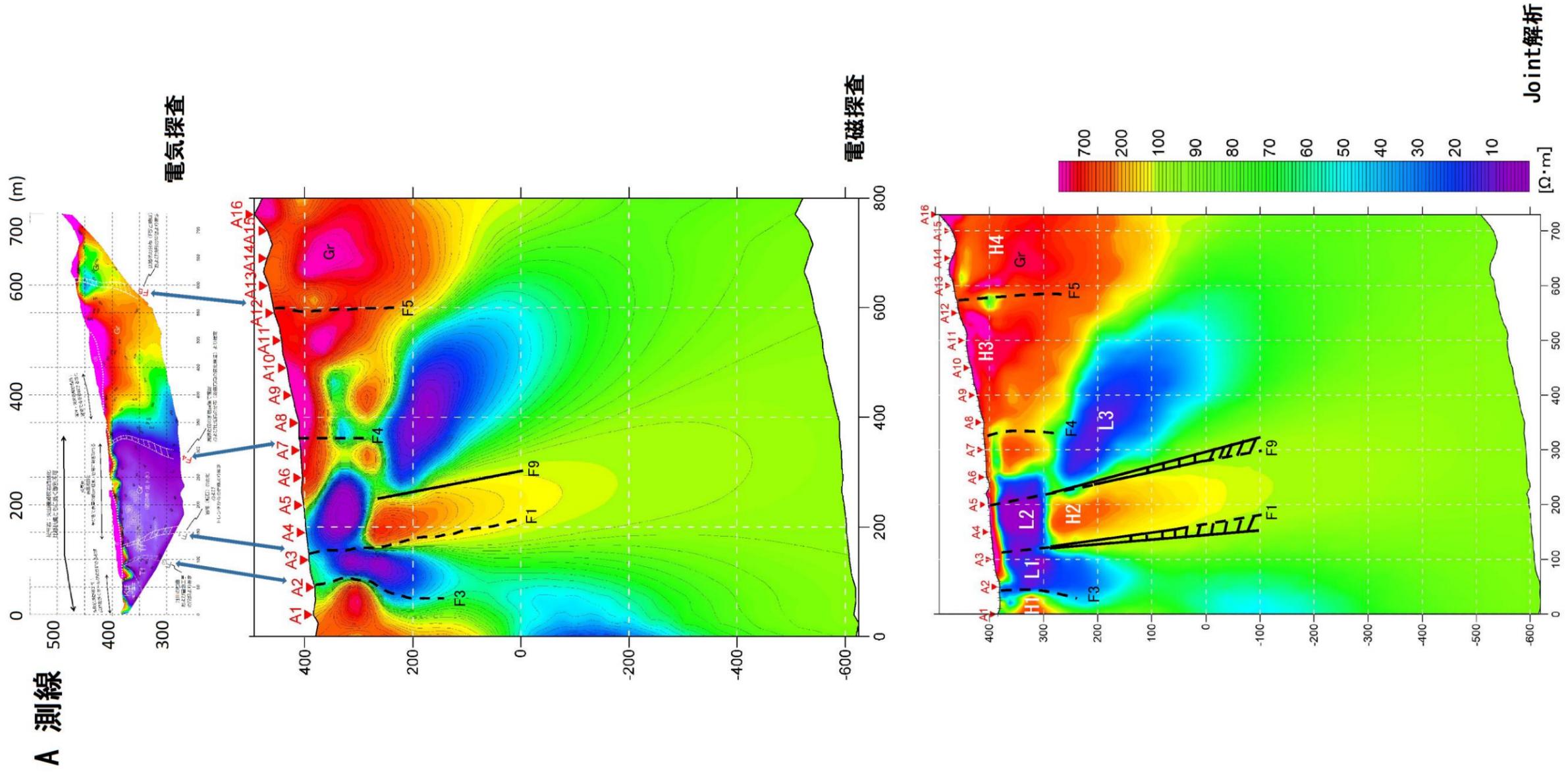


図 4.2.2 有馬 A 測線の電気、電磁、Joint 解析の対比

B 測線

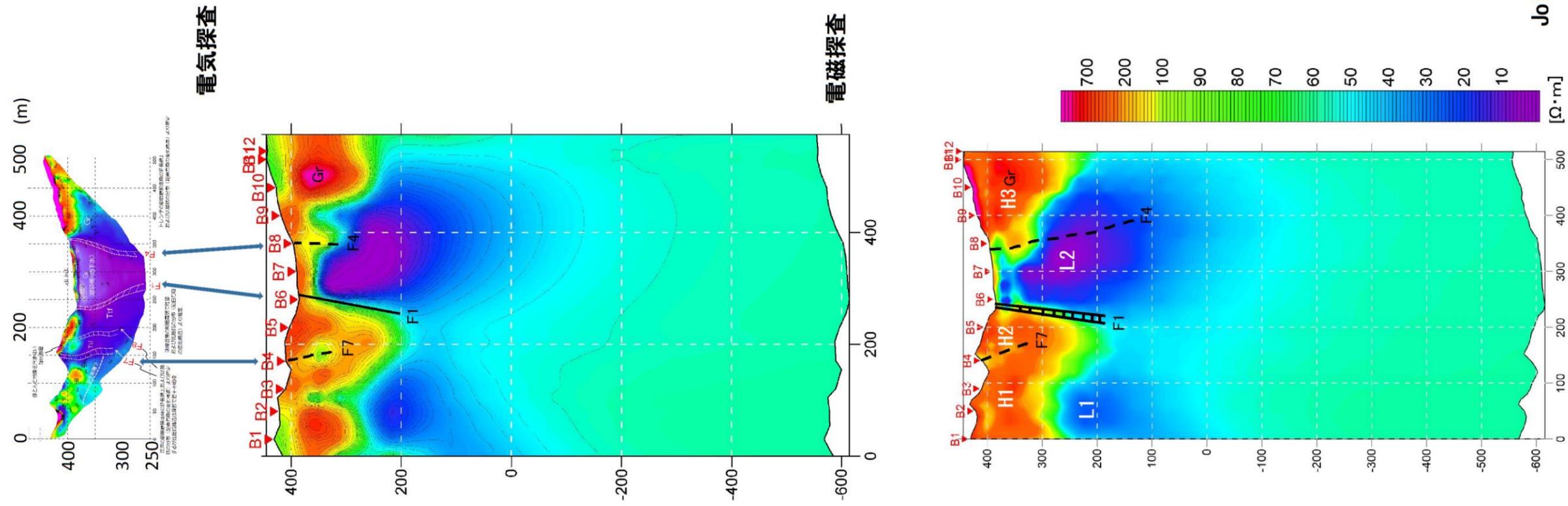


図 4.2.3 有馬 B 測線の電気、電磁、Joint 解析の対比

C 測線

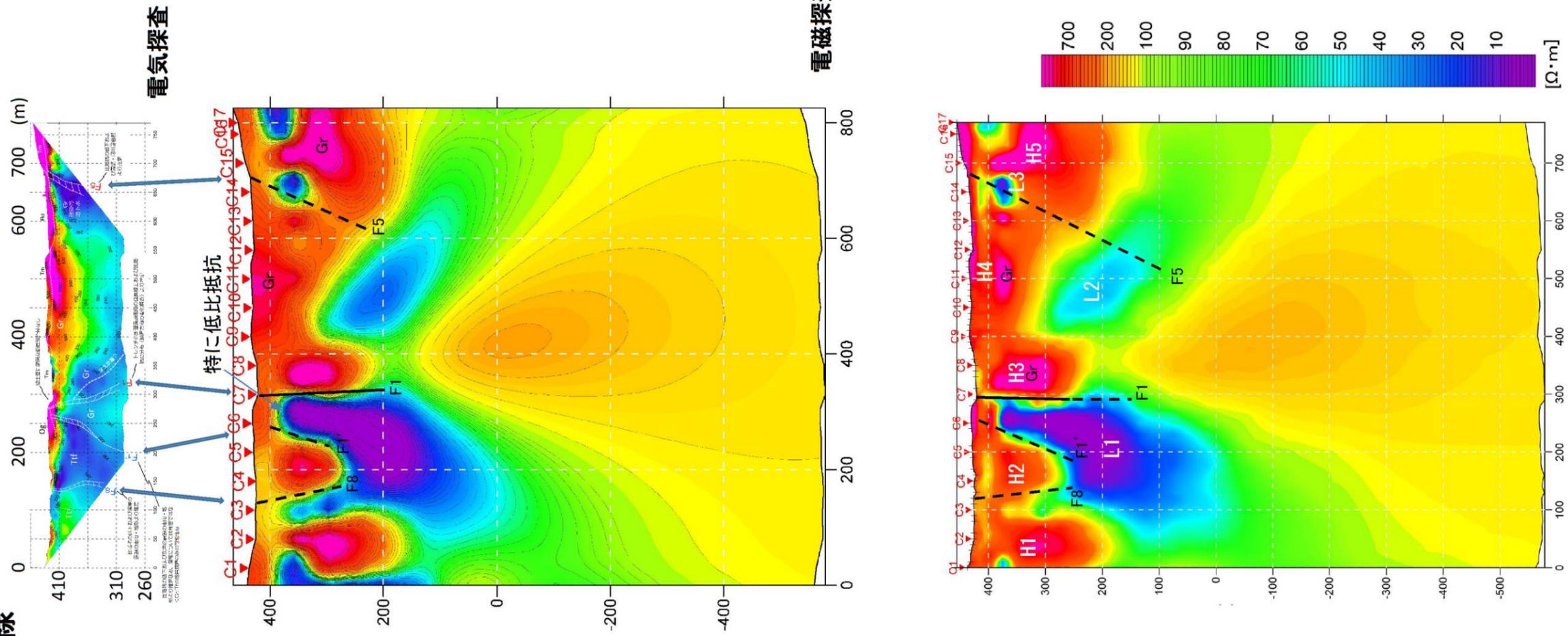


図 4.2.4 有馬 C 測線の電気、電磁、Joint 解析の対比

参考文献

- 1) 杉本智彦 (2004) :カシミール3D,大日本印刷(株)出版
- 2) Goto,Y. and Johmori,A. (2013) : Resistivity Structure of the Hiyoriyama Cryptodome
At Kuttara Volcano,Hokkaido,japan, Vol.58,No2,p365-376
- 3) (社)物理探査学会・標準化検討委員会 (2008) : 物理探査適用の手引き, 物理探査学会, p.p.221-234
- 4) Ward,S.H. and Hohmann,G.W. (1987) :Electromagnetic Theory for Geophysical
Applications,Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, SEG, p131-311
- 5) 佐々木 裕 (1988) :信号源を考慮した CSAMT 探査データの解析,物理探査,
Vol41,No1,p27-34
- 6) Stewart K.Sandberg and Gerald W.Hohmann (1982) :
Controlled-source audiomagnetotellurics in geothermal exploration,Geophysics,
Vol.47,No1,p100-116
- 7) 城森明, 光畑裕司, 西村進, 城森信豪, 近藤隆資, 高橋哲矢 (2010) :GPS 時刻同期による
高密度スペクトル分解能を実現した深部電磁探査装置の開発, 応用地質,
Vol51,No2,p62-72
- 8) 佐々木 裕 (1981) :比抵抗垂直探査における2次元構造の自動解析(I),物理探査
Vol.34,No5,p15-24
- 9) 佐々木 裕 (1986) :2次元構造に対するMT法の分解能,物理探査,Vol.39,No4,p1-9
- 10) 高倉伸一 (2000) :粘土鉱物を含む資料の比抵抗と物理・科学・力学的特性との関係,
物理探査, Vol,53,No5,p415-426
- 11) (社)物理探査学会 (2005) :新版 物理探査用語辞典, (株)愛智出版, P259