

電気探査法による有明・八代海の海底下浅部の地質構造のイメージングと地下水湧出経路推定への応用

御園生敏治^{*1}・麻植久史^{*2}・小池克明^{*3}・嶋田 純^{*2}・吉永 徹^{*4}・井上 誠^{*5}

要 旨

海底下浅部の地質構造を明らかにすることは、伏在断層の抽出、水質の空間分布の解釈、地下水の湧出経路の特定において重要である。海底下の活断層の位置や分布は音波探査により調査されている。しかし、音波探査では地下水についての情報は得られない。そこで、地下水を含む海底下約50mの範囲の地質構造をイメージングするために、九州中部の有明・八代海を対象として、曳航型海底電気探査を適用した。両海は日本を代表する閉鎖性海域であり、地下水資源が豊富な熊本・八代平野に面している。測定に使用したケーブルの長さは250mで、これに20本の電極を設置した。有明・八代海にそれぞれ4本、8本の計26kmの測線を設定し、信頼性の高い比抵抗データを得るために3極法を採用した。海水の厚さを考慮した電位補正法と1次元インバージョン解析によって、宇土半島周辺で正断層を示唆する特徴、および地下水湧出経路と考えられる幅200mの高比抵抗帯の存在が明らかになった。白川・緑川の河口では、後氷期の厚い海成粘土層(有明粘土層)の中に周囲に比べて高い比抵抗帯が現れた。これは海底地下水が陸源性野の淡水に起因し、この大規模な分布が高比抵抗帯に関連すると解釈した。八代海測線のインバージョン解析結果からは、日奈久断層の延長線上で比抵抗が大きく変化することがわかった。これは日奈久断層の繰り返し、かつ新しい動きによって、地下水湧出経路が形成されているためと考えられる。

Key words: 曳航型計測 towing sounding measurement system, 比抵抗 resistivity, 活断層 active fault, 地下水 groundwater

1. は じ め に

近年、福岡県西方沖地震(2005年3月)や新潟県中越沖地震(2007年7月)に代表されるように海底下の伏在断層の動きに起因した地震が生じ、甚大な被害がもたらされている。陸域の活断層はリニアメントとして地形に現れる場合が多いので、その位置をおおよそ推定することができる。これに対して海域の活断層は、現在も堆積が続く海底の砂や泥などの厚い層で覆われており、微地形が判読できないため、位置や分布を把握するのは困難である。また、繰り返し動いた履歴をもつ断層は岩石が大きく破碎され、ガウジ以外の透水性は一般に高いので地下水上昇の経路になり得る。

この経路を通じて海底湧水が生じる¹⁾が、このとき地下水が豊富な栄養塩を含んでいれば、海域の水質環境に影響を及ぼす²⁾。なお、本論での地下水は主に陸源性の淡水を意味している。一方、底質や海底下浅部の層相と地質構造を把握することは、水質の空間分布の解釈、および最終氷期から後氷期にかけての堆積環境の復元に役立つ。

このような地層と断層の分布に注目した海底下浅部の地質構造の調査は、堆積学のみならず環境、防災の面でも重要である。地質構造調査には、これまで音波探査が広く用いられてきた。音波探査は、比較的簡便な機器システムによって、広い範囲における水深や地層境界面の深度・形状を短時間で計測できるという利点がある。しかしながら、海底地形が複雑な海域、あるいは水深が浅い海域では、多重反射により水深や地層境界面に関する正確な情報が得られにくいことが報告されている³⁾。また、音波探査では空間分解能の点で、狭い範囲で生じる海底湧水現象を捉えることは難しく、地層間で物性の相違が小さい場合にはデータに地層境界面が現れにくいという欠点もある³⁾。さらに、断層の存在に起因する海底の凹凸地形は回折波の影響で検出できない。これらの欠点を補う物理探査法として、比抵

*1 熊本大学大学院先端機構 Priority Organization for Innovation and Excellence, Kumamoto University(会員)

*2 熊本大学大学院自然科学研究科 Graduate School of Science & Technology, Kumamoto University(会員)

*3 京都大学大学院工学研究科 Graduate School of Engineering, Kyoto University(会員)

*4 熊本大学工学部技術部 Technical Division, Faculty of Engineering, Kumamoto University(会員)

*5 (有)地球情報・技術研究所 Global Info-Tec, Co(会員)

抗により海底下の地質構造を明らかにできる海底電気探査があげられ、すでに多くの適用事例が報告されている^{4)~8)}。

そこで、本研究では有明・八代海を対象に選り、曳航型海底電気探査による比抵抗分布によって海底下約50mの範囲の地質構造を明らかにすることを目的とした。これらの内湾は、複数の活断層が存在するとともに、地下水資源が豊富である熊本・八代平野にそれぞれ面する。近年、有明・八代海では水質悪化が顕在化しており、地下水に起因する部分もあると考えられる。また、これらの海域で微小地震が多く発生していることも特徴の一つである。よって、陸域における活断層の海域への延長、陸域と海域の地層の連続性、地下水の海底湧出経路を明らかにすることは重要な課題と考えられる。

2. 測定手法の概要と測定機器

海底地盤を対象とした電気探査には、海面に電極を浮かべる方法と海底面に電極を沈める方法の2種類がある。前者による測定データには陸上の解析法が適用できるが、海水の比抵抗が小さいために電力損失が生じやすく、水深が深くなるにつれて電位の正確な測定が難しくなるという欠点がある⁹⁾。一方、後者は直接海底面に電極を設置するので、海底下の地質と構造を強く反映したデータを取得できる。さらに後者は、電極を配置したケーブルを海底面に固定する高密度電気探査と、ケーブルを船で曳航しながら比抵抗の測定を繰り返す垂直電気探査に細分される。ケーブル固定では測定に時間を要するために潮位変化の影響を解析時に補正できないという欠点がある。これに対して曳航型では1測点あたりの測定時間が短く、その補正は容易である。対象地域の有明・八代海では、後述のように干満の差が大きいため、本研究では曳航型海底電気探査法を選定した。本手法は、海外では浚渫区域の調査や海底の資源調査など、広域の海底地盤を調査するために広く利用されている¹⁰⁾。国内では、三菱鉱業(株)高島鉱業所による1950~1953年の海底炭層調査をはじめとして、吉住ら⁴⁾による神奈川県平塚沖波浪灯台基盤調査、井上ら⁵⁾による富山湾での淡水湧出地点調査、西村ら⁶⁾による沖合堤防地盤調査、およびGoto *et al.*⁷⁾による新潟沖でのメタンハイドレード調査などが適用例としてあげられる。なお、測定ケーブルを海底に降ろして船で曳航する手法以外での海底地盤を対象とした電気探査事例としては、電極を海面に浮かべた塚田ら⁸⁾による諫早湾での測定、およびRucker *et al.*⁹⁾によるパナマ運河での測定があげられる。

次に、垂直電気探査での電極配置について検討した。同一深度を対象とした場合、2極法では海底部のケーブルはもっとも短くてすむが、無限遠電極をできるだけ遠く離す

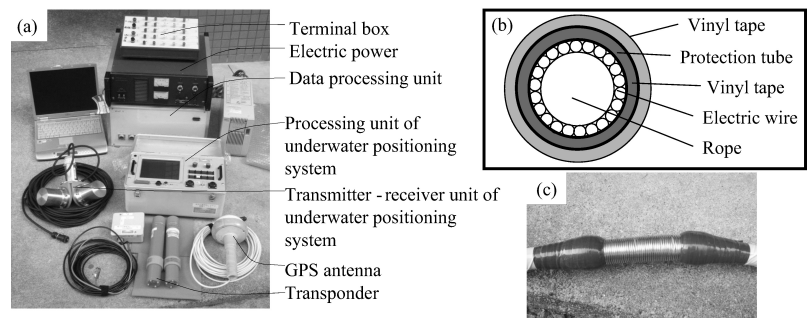


図-1 海底電気探査に使用した機器一式 (a)は電気探査装置と位置検知装置、(b)はケーブルの内部構造、(c)はケーブルの電極部を表す。

必要があり、現場でのケーブル操作が難しくなる。これに比較してシュランベルジャー法、ダイポール・ダイポール法、および3極法は、操作効率が良い。ただし、シュランベルジャー法とダイポール・ダイポール法には、3極法に比べて送信電流に対する測定電位が小さいという欠点がある¹⁰⁾。よって、本測定では信頼性の高い比抵抗データを得るために3極法を採用した。

測定機器として基礎地盤コンサルタンツ(株)の海底電気探査装置(Map-2)、および測定の位置決めとして海洋電子(株)の位置検知装置(ALS-20DQ)を使用した(図-1(a)参照)。後者は水中測位システムであり、制御ユニットとトランスデューサー、および水中のトランスポンダ、D-GPS、磁方位・傾斜角計から構成されている。位置決めのステップとして、まずトランスポンダで船の相対位置を求め、船の方向、ローリング、ピッチングなどを考慮して相対位置を補正し、これにD-GPSによる船の絶対位置を加えてトランスポンダの緯度経度を決定した。

ケーブルの内部構造は図-1(b)に示すようであり、テンションメンバーとして用いたクレモナロープの周囲に電線を配置し、これらを保護チューブで覆い、さらにビニールテープを巻いている。このような堅固な構造、およびロープ全体を一度伸ばすことで撓りを取っているため、曳航によるケーブルの伸びはほとんどない。ケーブルの全長は250mで、そのうち電極アレイ区間は96mである(表-1参照)。ケーブルの電極部は、ステンレス線を保護チューブ上に約100 mm程度巻くことで作成した。さらに、電極のステンレス線が海底の障害物に引っ掛からないように、電極の両端を保護テープで巻き、それをビニールテープで覆うことで段差をつけた(図-1(c))。

測定実施方法の概念図を図-2に示す。船には電気探査装置、船を測線上に配置するためのD-GPS装置、位置検知装置、船の方位と傾斜を求める方位傾斜計、および海底地形と水深を測定するための音響測深器が搭載されている。曳航中のケーブルジャンプを防止するために船の停船と移動を10~40m程度の短い間隔で繰り返し、比抵抗測定を約10秒間隔で連続的に行った。このとき見かけ比抵抗曲線(VES曲線)をチェックし、この形状が安定した後に船を

表-1 海底電気探査用250mケーブルでの電極配置と電極の組み合わせ

Cは電流電極, Pは電位電極を表す。

Electrode	Location (m)	Combination of electrode						Interval (m)
		Electrode	(m)	Electrode	(m)	Electrode	(m)	
C1	0.0	C1	0.0	P1	0.5	P2	1.0	0.5
P1	0.5	C1	0.0	P2	1.0	P3	2.0	1.0
P2	1.0	C1	0.0	P3	2.0	P5	4.0	2.0
P3	2.0	C1	0.0	P4	3.0	P7	6.0	3.0
P4	3.0	C1	0.0	P5	4.0	P8	8.0	4.0
P5	4.0	C1	0.0	P6	5.0	P9	10.0	5.0
P6	5.0	C1	0.0	P7	6.0	P10	12.0	6.0
P7	6.0	C1	0.0	P8	8.0	P11	16.0	8.0
P8	8.0	C1	0.0	P9	10.0	P12	20.0	10.0
P9	10.0	C1	0.0	P10	12.0	P13	24.0	12.0
P10	12.0	C1	0.0	P11	16.0	P14	32.0	16.0
P11	16.0	C1	0.0	P12	20.0	P15	40.0	20.0
P12	20.0	C1	0.0	P13	24.0	P16	48.0	24.0
P13	24.0	C1	0.0	P14	32.0	P17	64.0	32.0
P14	32.0	C1	0.0	P15	40.0	P18	80.0	40.0
P15	40.0	C1	0.0	P16	48.0	P19	96.0	48.0
P16	48.0							
P17	64.0							
P18	80.0							
P19	96.0							

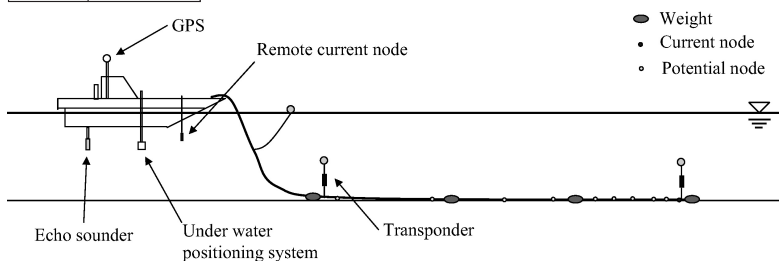


図-2 曳航型海底電気探査の模式図

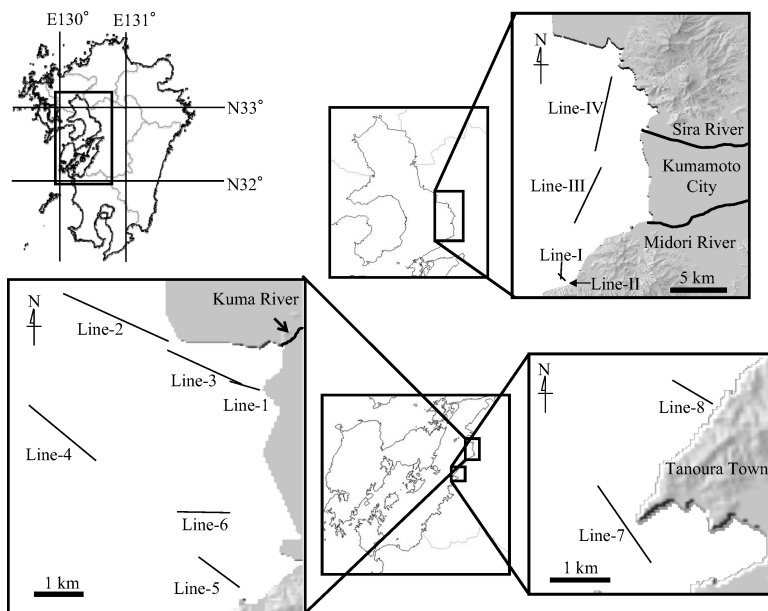


図-3 海底電気探査の対象地域(有明・八代海)の位置, および熊本平野沿岸域の4測線と八代平野沿岸域の8測線の配置 測線の詳細は表-1参照。

移動させた。なお、八代海では、海底電気探査の有効性を検証するために底質探査装置SH-20型(千本電機(株))を用いて反射法音波探査を実施した。使用周波数は200kHzである。この機器の測定可能範囲は水深1.0~80mで、深度の測定精度は $\pm(0.03 + \text{水深} \times 1/1,000)$ m程度である。本研究では海底下約50mまでを測定対象としたので、この精度

表-2 各測線での測定日, 測線長, およびデータ数

Line No.	Date	Length (m)	No. of data
Ariake Sea	I 15 December 2005	1,540	128
	II 19 December 2005	630	50
	III 20 December 2005	5,600	162
	IV 23 December 2005	6,900	134
Yatsushiro Sea	1 8 October 2006	550	10
	2 8 October 2006	2,000	76
	3 9 October 2006	1,750	50
	4 9 October 2006	2,000	47
	5 10 October 2006	1,250	29
	6 10 October 2006	1,100	33
	7 11 October 2006	1,550	45
	8 12 October 2006	1,050	36

の基準によれば記録用紙から0.2 m間隔でデータを読み取ることが可能である。

3. 調査の概要

3.1 調査対象域の概要

有明・八代海は、いずれも九州中部に位置する閉鎖性海域であり、後背地に降雨量の多い阿蘇山や九州山地を有しているために海底で地下水の湧き出しが多い¹²⁾。また、多くの流入河川によって豊富な栄養塩と土粒子が海域に供給されている。いずれも平均水深は20mと浅く、干満の差は湾奥では6mにも及ぶことが特徴的である。

有明・八代海に面する熊本・八代平野には九州を代表する活断層である布田川-日奈久断層帯が存在している。これらの陸域での位置と性状は九州活構造研究会¹³⁾による活構造マップとその解説に詳しい。断層帯、あるいはその派生断層が海域に連続し、これが地下水の経路や湧出地点を形成している可能性が考えられる。

3.2 測線の設定

有明・八代海の海底下浅部の広域的な地質構造を明らかにする目的で、図-3に示すように熊本平野沿岸域の有明海に4測線(Line-I~Line-IV)、八代平野沿岸域の八代海に8測線(Line-1~Line-8)を設定した。各測線の測定日と長さを表-2にまとめた。これらの測線は断層や河口の位置、および干潮時での水深を考慮し、冬期での海苔養殖漁場を避けるように設定した。波浪が穏やかという条件で、有明海では

表-2に示す平成17年12月の4日間、八代海では平成18年10月の8日間にわたって測定を実施した。

有明海測線付近と東側にはシルト質の泥質干潟や砂質干潟が広がるという底質の特徴がある。測線西側はシルトや細~中粒砂の底質であり、そこから島原沿岸域にかけて漸次粒径が粗くなる¹⁰⁾。

4. インバージョンを用いた解析

4.1 インバージョン解析の流れ

インバージョンとは、物理現象の観測値を用いてその現象を生じさせる物理モデルを求めるという逆境界値問題である¹⁵⁾。電気探査データのインバージョン解析として1, 2, 3次元の比抵抗モデルを求める手法が開発されている¹⁶⁾。水平多層の地下構造を仮定した1次元解析法は垂直探査データに適用される。2次元解析法は水平探査に適用され、測線方向と深度方向の測線下鉛直断面内における比抵抗分布を求める。もっとも高度な3次元解析法では比抵抗の空間的な不均質構造を明らかにできるが、面的に取得された探査データを必要とする。地下構造の特徴、探査目的、測定法、およびデータ量に応じて、これらの解析方法を適宜選択することが重要である。

海底電気探査データのインバージョン解析法には、空気、海水、海底地盤の層構造を仮定して海水補正とリニアフィルタ法を組み合わせるという1次元法、および測線の蛇行を許容してデータを曲線状に取得し、有限要素法で解析するという2次元法、または3次元法の2種類が用いられている¹⁷⁾。図-3に示すように本研究の対象は広域にわたっており、2次元、3次元解析に適したデータを取得するのに膨大な時間を要する。広域的な地質構造の把握という目的においては、特徴的な地点を複数選び、測線断面での比抵抗分布を明らかにすれば十分である。そこで、本研究では上記の1次元法をインバージョン解析に適用した。

データの取得と解析の流れを以下に示す。

- ①電気探査を実行し、比抵抗、ケーブル位置、水深に関する3種類のデータに分け、いずれにも測定時刻を付けて記録保存する。
- ②測定ごとにVES曲線を表示し、その形状がもっとも滑らかなデータを最良と判断し、これを測点でのデータとして選ぶ。
- ③次節で詳述するように、水深データを考慮して電位を補正する。
- ④各測点で図-4(a)のような水平多層構造を仮定して1次元インバージョン解析を行い、各層の比抵抗値を求める。

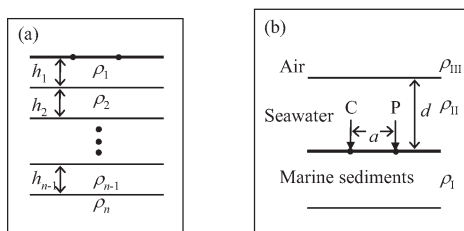


図-4 鏡像法適用のための水平多層構造モデル

(a)は n 層構造で、 ρ_i と h_i はそれぞれ第 i 層の比抵抗、層厚を意味する。(b)は海底下堆積物、海水、空気からなる3層構造でCは電流電極、Pは電位電極を表す。

⑤第1層の上面を海底地形に合わせ、柱状の比抵抗データを測点順に並べることで比抵抗断面を作成する。

4.2 水深を考慮した電位補正

海底電気探査では一般に海水の比抵抗がもっとも低いので、海底下の比抵抗分布を明らかにするためには、海水の存在による電位をいかに正確に補正できるかが重要となる。これに対して本研究では、図-4(b)のように海底に設置された電流電極(C)と電位電極(P)に注目し、地表での測定と等価とみなす鏡像法により以下の電位補正量を導出した。

今、図-4(b)に示す海底下堆積物、海水、空気からなる3層構造を考え、それぞれの比抵抗を ρ_1 、 ρ_n 、 ρ_m 、海水の厚さ(すなわち水深)を d 、CとPの間隔を a とおく。 P_1 は海底下堆積物全体に対する比抵抗の代表値である。Cからの電流の大部分は比抵抗の小さい海水に流れるので、通常とは逆に深部(海底下堆積物)から浅部(空気)に向かって第1, 2, 3層と順番を付ける。海底上の電極は第2層の上側境界上に位置することと等価である。このときPにおける電位 V は鏡像法によれば、

$$V = \frac{\rho_n I}{4\pi} \left[\sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-k_1 \cdot k_2)^n}{\sqrt{(n2d)^2 + a^2}} + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1 \cdot k_2)^n}{\sqrt{(n2d)^2 + a^2}} + k_2 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-k_1 \cdot k_2)^n}{\sqrt{(2d + n2d)^2 + a^2}} - k_1 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-k_1 \cdot k_2)^n}{\sqrt{(n2d)^2 + a^2}} \right] \quad (1)$$

と表せる。

ただし、 $k_1 = (\rho_n - \rho_1) / (\rho_n + \rho_1)$ 、 $k_2 = (\rho_m - \rho_n) / (\rho_m + \rho_n)$ である。

ここで、 ρ_m は ∞ とみなせるので $k_2 = 1$ となり、これを式(1)に代入すれば、

$$V = \frac{\rho_n I}{4\pi a} \left[1 - k_1 + (2 - k_1) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4n^2(d/a)^2}} + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4((nd + d)/a)^2}} + \frac{1}{\sqrt{1 + 4(d/a)^2}} \right] \quad (2)$$

と整理できる。

一方、CとPが地表にある場合、Pでの電位 V_c は、

$$V_c = \frac{\rho_1 I}{2\pi a} \quad (3)$$

である。よって、海底で測定した電位 V を地表での電位 V_c に変換するための電位補正量 ΔV は、

$$\Delta V = V_c - V \quad (4)$$

と定義できる。(4)式に(2)と(3)式を代入すれば、

$$\Delta V = \frac{\rho_1 I}{2\pi a} - \frac{\rho_n I}{4\pi a} \left[1 - k_1 + (2 - k_1) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4n^2(d/a)^2}} + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4((nd + d)/a)^2}} + \frac{1}{\sqrt{1 + 4(d/a)^2}} \right] \quad (5)$$

となる。

以上を一般化して、一対の電流電極(C_1, C_2)と電位電極(P_1, P_2)による測定電位 ϕ を考慮する。 C_1P_1, C_1P_2, C_2P_1 および C_2P_2 の距離をそれぞれ $r_{11}, r_{12}, r_{21}, r_{22}$ とおくと、測定電位 ϕ は次式で表される。

$$\begin{aligned}\phi &= V(r_{11}) - V(r_{12}) - V(r_{21}) + V(r_{22}) \\ &= \frac{\rho_{\parallel} I}{4\pi r_{11}} \left[1 - k_1 + (2 - k_1) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4n^2(d/r_{11})^2}} \right. \\ &\quad \left. + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4((nd + d)/r_{11})^2}} + \frac{1}{\sqrt{1 + 4(d/r_{11})^2}} \right] \\ &\quad + \frac{\rho_{\parallel} I}{4\pi r_{12}} \left[1 - k_1 + (2 - k_1) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4n^2(d/r_{12})^2}} \right. \\ &\quad \left. + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4((nd + d)/r_{12})^2}} + \frac{1}{\sqrt{1 + 4(d/r_{12})^2}} \right] \\ &\quad + \frac{\rho_{\parallel} I}{4\pi r_{21}} \left[1 - k_1 + (2 - k_1) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4n^2(d/r_{21})^2}} \right. \\ &\quad \left. + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4((nd + d)/r_{21})^2}} + \frac{1}{\sqrt{1 + 4(d/r_{21})^2}} \right] \\ &\quad + \frac{\rho_{\parallel} I}{4\pi r_{22}} \left[1 - k_1 + (2 - k_1) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4n^2(d/r_{22})^2}} \right. \\ &\quad \left. + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-k_1)^n}{\sqrt{1 + 4((nd + d)/r_{22})^2}} + \frac{1}{\sqrt{1 + 4(d/r_{22})^2}} \right] \end{aligned} \quad (6)$$

d は測定によって得られ、 $\rho_{\parallel}$ として海水の一般的な比抵抗値 $0.3 \Omega \cdot \text{m}$ を用いれば未知数は ρ_1 のみになる。よって、測定電位と式(6)による計算電位との差が微量以下(本研究では $0.02 \Omega \cdot \text{m}$ と設定)となることを条件として ρ_1 が求められる。これから ΔV が得られるようになる。

本探査システムには電極中心点の位置が電極間隔ごとに変化するという問題点がある。しかし、安藤¹⁸⁾による理論解析に基づく、中心点固定での計算電位と差異がないことが確かめられている。

インバージョン解析では最長の電極間隔を考慮して、この長さと同じ深度である海底下約50mまでの範囲を比抵抗モデル作成の対象とした。層数を各測点での見かけ比抵抗数と等しく、各電極間隔を層の下底面深度に設定し、各層の比抵抗の初期モデルとして見かけ比抵抗を用いた。リニアフィルタ法を用いたフォワード解析による電位から式(5)による水深に応じた電位補正量を差し引き、これと測定電位との差が十分小さくなるまで比抵抗モデルの修正を繰り返す。このとき収束条件が厳し過ぎるとover fittingの問題が生じるため、この差が測定値の10%以下となることを収束条件に設定した。

5. 比抵抗分布モデルと地質的解釈

5.1 インバージョン解析で得られた比抵抗分布の特徴

有明・八代海での各測線におけるインバージョン結果を

それぞれ図-5, 6に表す。

有明海では緑川河口と白川河口の長いLine-Ⅲ, Ⅳに共通して、表層に相当する海底下約2~3mの深度範囲にもっとも比抵抗が低いゾーンが測線全体にわたって連続することが特徴的である(図-7の拡大図参照)。さらに、このゾーンは比抵抗が $1.0 \sim 1.3 \Omega \cdot \text{m}$ の範囲にある厚さ1mほどの上層、および $0.8 \Omega \cdot \text{m}$ 以下と、とくに低い下層の2層に大別できる。上記の特徴を代表する部分を図-5で拡大する。笠谷ほか¹²⁾によれば、これらの測線付近にはシルト質の泥質干潟や砂質干潟が広がっている。また、一般にシルトの比抵抗は砂よりも低いので¹⁹⁾、シルト質の上部に砂質の干潟性堆積物が重なるという構造が考えられる。宇土半島北部のLine-I, Ⅱも表層に同様の比抵抗ゾーンが現れている。海底を覆う2m程度の堆積物は干潟で形成されたときとみなせることが、有明海研究グループ²⁰⁾によって報告されている。よって、干潟性堆積物が有明海の広域にわたって連続していると解釈できる。

表層に深に注目するとLine-I, ⅡとⅢ, Ⅳでは大きく傾向が異なる。すなわち、Line-I, Ⅱでは $0.6 \Omega \cdot \text{m}$ 以下のとくに低い比抵抗が最下底深度(40m)まで連続しており、シルトや粘土という極細粒堆積物が卓越する地質構成であることを示唆している。一方、Line-Ⅲ, Ⅳでは逆に浅層よりも比抵抗が増加し、深度40mまでの大部分が $2 \Omega \cdot \text{m}$ 以上の比抵抗で占められる。すなわち、河川流量の大きい緑川と白川の河口は、大規模河川が存在しない宇土半島沿岸とは異なった地質構成であることが推定される。粒度組成分布と比抵抗との関係については6.1節で議論する。

このように有明海では層厚2~3mほどの表層とそれ以上の深の層の2つに区分でき、下部に分布する厚い地層においては比抵抗の分布は比較的均質である。これに対して八代海測線での比抵抗の空間的变化は大きい。全測線に共通して浅部から深部に向けて比抵抗が増加し、海底下0~20mの深度範囲に $0.5 \Omega \cdot \text{m}$ 以下のとくに低い比抵抗帯が現れている。八代海沿岸の底質と海底下表層の地質構成として、シルトや微細粒砂が卓越することが知られており²²⁾、これらの分布は海水に近いほどの、とくに低い比抵抗に対応するとみなせる。表層に極細粒堆積物が分布するという特徴は有明海と同じである。しかし、河口域に位置するLine-2・3・5で顕著なように、緑川・白川河口域に比べて低比抵抗帯がとくに厚いので、同じ河口域でも河川流量や沿岸流などにより細粒分の層厚が大きく異なることが考えられる。おおむね深度40m以深では比抵抗が急増するが、これは熊本県地質調査業協会²³⁾によって推定された最終氷期の砂礫質堆積物の分布と調和的である。また、Line-7・8に見られるように幅の狭い比抵抗急変部の存在が特徴的であり、これは後述するように八代海での断層構造を示唆するものである。

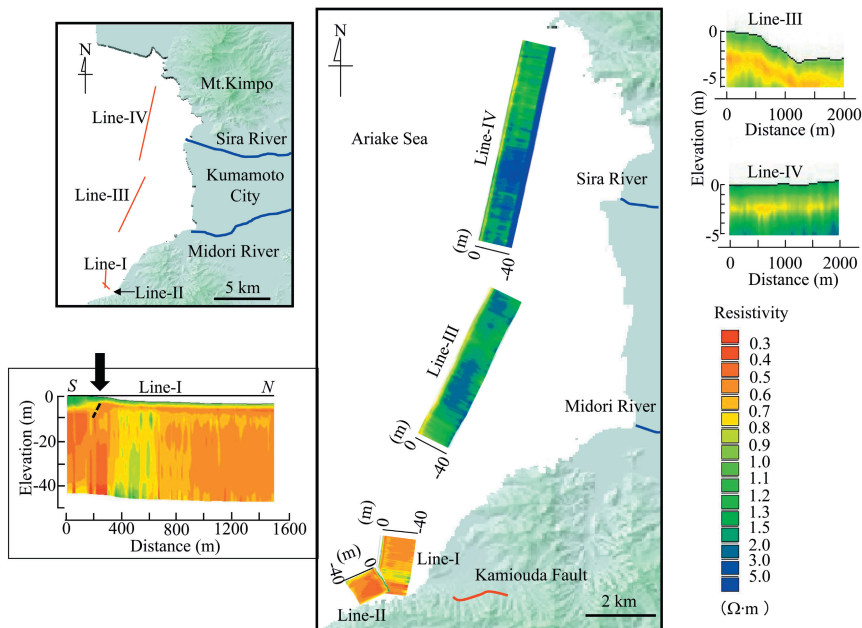


図-5 インバージョン解析によって得られた有明海測線での比抵抗分布 Line-Iでの点線(左下図)は比抵抗の連続性に基づく断層の特徴を示唆する位置を表し、これは上綱田断層の延長にある。Line-III, IVにおける表層の一部を図右側で拡大している。

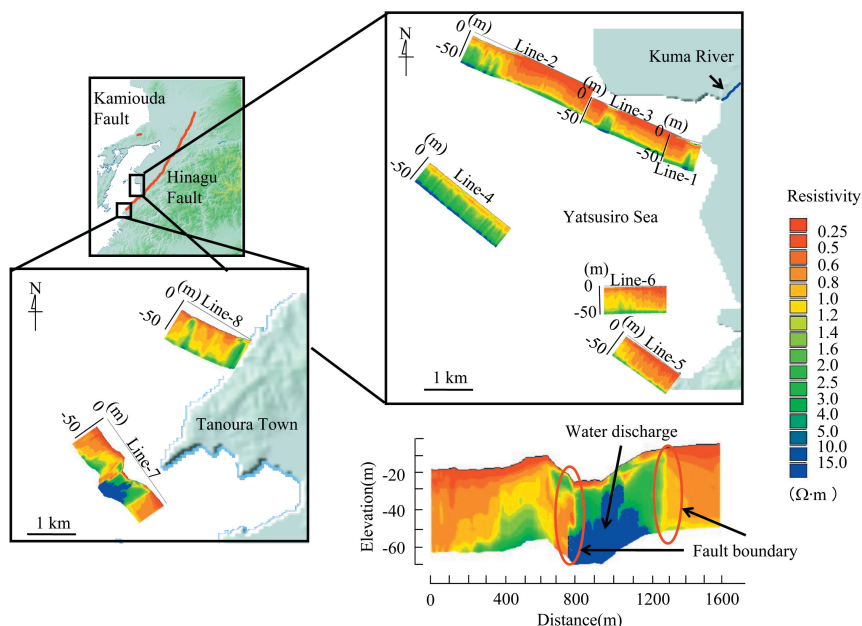


図-6 インバージョン解析によって得られた八代海測線での比抵抗分布、および日奈久断層とLine-7・8との位置関係

5.2 比抵抗分布からの地質構造推定

比抵抗断面図には断層の存在を示唆する特徴が現れている。まず、有明海のLine-Iには図-5の矢印下の破線で示すように、表層下部層での比抵抗帯の連続性に基づく表層に5mのほどの落差が生じており、これと調和的に深度5mの低比抵抗帯($0.8\Omega\cdot\text{m}$ 以下のゾーン)上面も同じ側に落ちている。この落差は上盤側が深度方向に移動する動きであるので、正断層の特徴を表すと考えられる。このLine-Iは確実度Ⅱの活断層と解釈されている長さ3kmで東西走向の上綱田断層¹³⁾の延長線上にある(図-5参照)。よっ

て、比抵抗分布から推定される正断層は、上綱田断層の一部に相当するという可能性も指摘できる。

Line-Iでの別な特徴は、測線上の座標400~600mの範囲において約7m以深に周囲よりも高い比抵抗が現れるという点である(図-5)。これと交差するLine-IIの位置でも比抵抗が周囲よりも高くなっている。このような浅部から深部まで連続する局所的な高比抵抗帯は、海底への地下水の湧水経路に関連するとの事例が知られている²⁴⁾。陸源性の地下水の比抵抗は一般に海水の30倍以上と高いからである。よって、上綱田断層の活動に起因して透水性の高いゾーンが形成され、これが地下水の湧水経路となっているという可能性が高い。このような海底湧水を示唆する比抵抗の特徴はLine-III, IVには見られない。

八代海ではLine-7・8の比抵抗分布が特徴的である(図-6)。測線7では中央から東側に海底地形の凹地が存在し、この直下の比抵抗は全測線中でもっとも高い値($10\Omega\cdot\text{m}$ 以上)を示していることが特筆できる。図中の拡大図にその解釈を示す。また、Line-8では測線の両端付近の2か所に幅100mほどの細長い高比抵抗帯が現れている。図-6中に示すように、九州の活構造¹³⁾によると、これらの測線は日奈久断層帯付近に位置し、Line-8の東端は断層帯上にある。また、Line-7は陸域で確認される日奈久断層帯を海域へと延長させた位置と交差する。よって、上記の高比抵抗帯は2条の活断層(主断層と派生断層)の存在を表し、有明海

のLine-I, IIで推測されたように、活断層の動きによって形成される破碎帯が地下水の海底湧水の経路になっていると解釈できる。

6. 比抵抗分布と地質構造に関する考察

6.1 陸域での地質分布との関連性

各測線で得られた比抵抗分布から有明・八代海の海底浅部の地質構造がおおよそ推定できたが、比抵抗からは直接地質の層相は特定できないため、それぞれの陸域側である熊本・八代平野沿岸域の地質分布との関連性から地質構

造の解釈を深める。

熊本平野に対しては、Koike and Matsuda²⁵⁾ が地質柱状図、土質試験データ、および電気検層データを用いて3次元地質分布モデルを構築している。その一例として沿岸に沿った垂直断面での粒度組成、 N 値、含水比分布を図-7に表し、Line-III、IVでの比抵抗分布と比較する。粒度組成は粘土、シルト、砂、礫の混合割合に応じて13クラスに分けており、クラス番号が大きいほど粗粒堆積物となる。地質分布モデルのもっとも顕著な特徴は標高-10mから-50mにかけてクラス4以下の細粒堆積物が広範囲に存在する点であるが、標高-30mを中心として上下10mほどの幅で N 値は0、含水比分布は100%以上となっている。このような超軟弱層は後水期の海進による堆積物である有明粘土層を表す。比抵抗断面図では、有明粘土層は海底下約4m以深に広がる $3\ \Omega\cdot\text{m}$ 以上の比抵抗帯の大部分に相当するとみなせる。Line-IVでは、有明海測線でもっとも高い比抵抗が標高-40mの上部から水平方向に連続するが、この部分は地質分布モデルで N 値が20以上と急増し、含水比が急低下する粗粒堆積物の分布に良く対応している。これは最終氷期の砂礫層(島原海湾層)に相当する。Line-III、IVのような沿岸域でも、有明粘土層と島原海湾層が上記の深度範囲に存在することは、白川河口域より熊本港にかけて実施された陸上と海上ボーリング調査の結果²⁶⁾から確かめられる。

さらに注目すべき特徴は、白川と緑川のいずれでも河口の延長部で周囲よりも比抵抗の高いゾーン(図-7で丸で囲った部分)が、同程度の深度範囲で幅1kmにわたって現れている点である。同様の特徴が同じ比抵抗分布図上の四角で示した部分にも見出せる。小池ほか²⁷⁾は有明粘土層下底面の形状から連続性の良い谷地形をトレースしたが、四角で示した位置はその谷地形の末端に対応している。図-7に示すように、高比抵抗ゾーンの粒度組成や含水比は周囲とほぼ同じである。よって、これらの特徴は、現河川、および古河川の伏流水が海底地下水となって存在し、有明粘土層の一部がその経路となっていることを示唆するとも考えられる。

一方、八代海については、測線付近に地質柱状図が存在するLine-5を対象に選んだ。データは九州地盤情報共有データベース²⁸⁾からの引用である。有明海測線のように地質を粒度組成の観点から分類し、これと比抵抗分布とを比較するため、以下の操作で地質柱状図から粒度データに変換した。

まず、各地層内で得られている粒度試験データから粒度の中央値を求め、これをデータの位置に与える。粒度試験がない地層に対しては土質名から粒度に置き換えた。すなわち、土質名と粒度試験データを比較したところ、粘土とシルトは0.4mm以下、砂は0.4~20mm、砂礫は20~40mm、礫

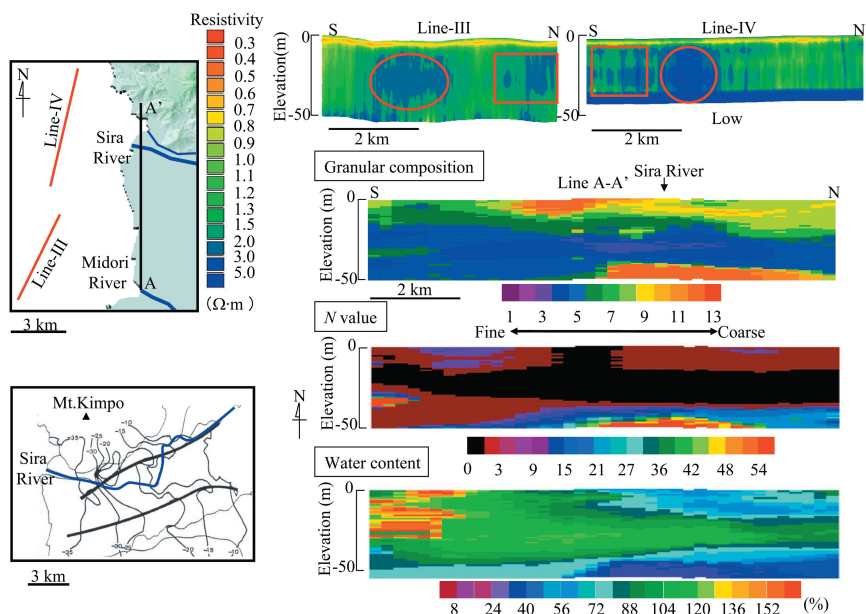


図-7 有明海沿岸に沿った垂直断面での粒度組成、 N 値、含水比分布(Koike and Matsuda¹⁶⁾による)とLine-III、IVでの比抵抗分布との比較 丸で囲った部分は白川と緑川の河口の延長部に位置し、四角で囲った部分は有明粘土層下底面の分布形態からトレースできる連続性の良い谷地形²⁰⁾の延長部に対応する。いずれも周囲よりも比抵抗の高いゾーンを表す。

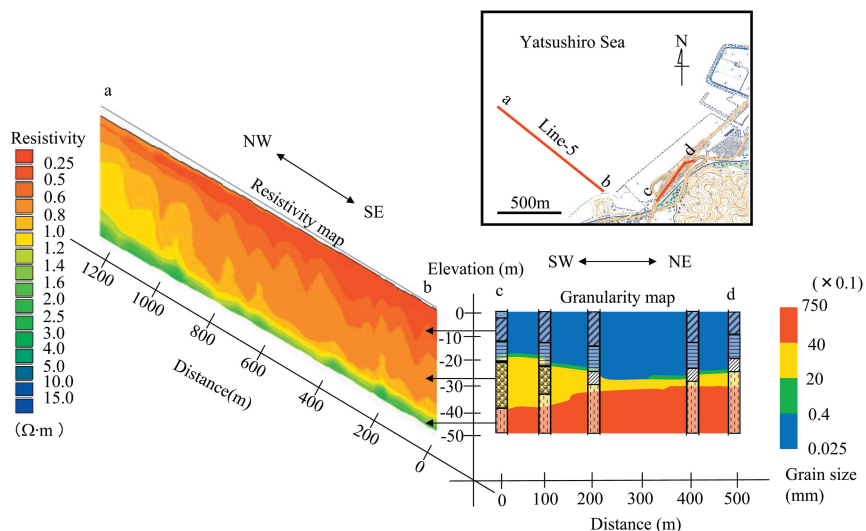


図-8 八代海Line-5における比抵抗分布と沿岸に沿う粒度分布との比較 粒度分布は、地質柱状図に記載された各地層での粒度データ、あるいは土質名から粒度中央値を求め、これをスプライン関数で補間することで作成した。

は40~75mmの範囲にあることがわかったので、これらの中央値を地層の中心深度に与えた。粘土混じり砂のように2つ以上の土質名の組み合わせに対しては、主体となる土質(この例では砂)のみを考慮した。次に、スプライン関数を用いてこれらの粒度分析結果の中央値を補間した。その結果を図-8に示す。地表から20~30mの深度までは細粒堆積物で覆われ、それから深度方向に粒径は粗くなり、深度30~40m以深は礫質の堆積物が分布する。この粒度組成と調和するように、比抵抗分布も深度方向に単調に増加し、浅部ほど比抵抗が低く、40m以深には相対的に比抵抗の高いゾーンが水平方向に連続している。このように比抵抗の低いゾーンは細粒堆積物、高いゾーンは粗粒堆積物の分布域にそれぞれ対応することが確かめられた。ここで、Line-III, IVで推定された有明粘土層は典型的な沖積粘土層であるにもかかわらず、相対的に高い比抵抗が得られたことに疑問が生ずる。これは上記の現河川や古河川の伏流水を想定したように、これらの測線も大きな河川の河口に位置しており、図-7の丸や四角の範囲のような一部に、他の測線よりも地下水が多く存在することに起因すると考えられる。

さらに、Line-7から南西方向に4km離れた沖合において(図-10の白神岩付近)、熊本県²⁹⁾により音波探査とボーリングコア採取が実施されている。この音波探査の空間分解能は10~20cmと高く、詳細に地質構造が推定された。コアの地質構成は上部から順に粘土層、浅海性堆積物、ピート、砂層であった。ピートも細粒堆積物なので、この構成はLine-5での比抵抗分布に対する上記の解釈と整合する。また、音波探査断面から地層分布の不連続も見出されており、Line-7の高比抵抗帯は活断層の存在に起因する可

性は高い。

6.2 音波探査結果との比較

八代海で実施した音波探査では、Line-3においても明瞭な反射断面が得られた。そこで、この測線での音波探査断面と比抵抗分布とを比較する。

図-9(a)の反射断面全体には測線上の座標200~600mの範囲のみに凹地形が顕著に現れており、この部分の拡大と比抵抗分布を図-9(b)に示す。この拡大部には反射面が2枚あるが、その深度が初めの反射波の整数倍になっているので、多重反射面とみなせる。これは音波が海底面、地層境界面などで2回以上反射して受信されたことを表し、水深が浅いほど多重反射面は海底下浅部に現れ、深部の境界面の位置と形状を不明瞭にする。とくに凹地形中央の下では反射面が現れておらず、地質構造を把握できない。これに対して比抵抗分布によれば、凹地形の底質の比抵抗は周囲よりも高く、深部に向かうにつれて比抵抗が単調に増加するという特徴を見出せるとともに、凹地形下の両側に比抵抗の急変部が存在し、浚渫された溝のような構造が推察できる。この例が示す多重反射のような問題は比抵抗という物性分布には現れないので、海底下地質構造のイメージングにおいて海底電気探査の有効性が実証できた。

6.3 地震分布との関連

八代海測線のLine-7・8の比抵抗分布については、断層の存在を想定できる特徴が現れたが、この妥当性を最近の地震分布との関連から検討する。九州大学大学院理学研究院地震火山観測研究センターの観測による2001年1月~2011年6月までの10年半の震央分布を用い、これとLine-7・8での比抵抗分布とを図-10に重ねて示す。地震の規模

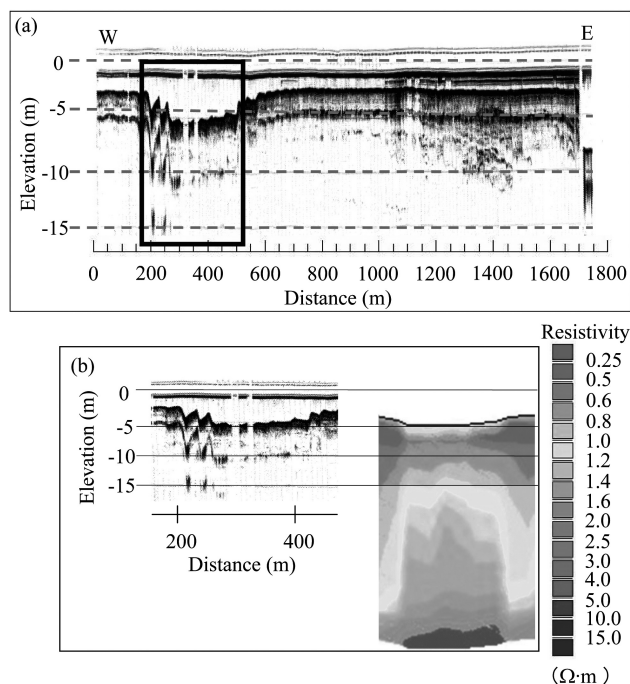


図-9 八代海Line-3での(a)音波探査断面、および(b)測線上の座標範囲200~600mの拡大と比抵抗分布との比較

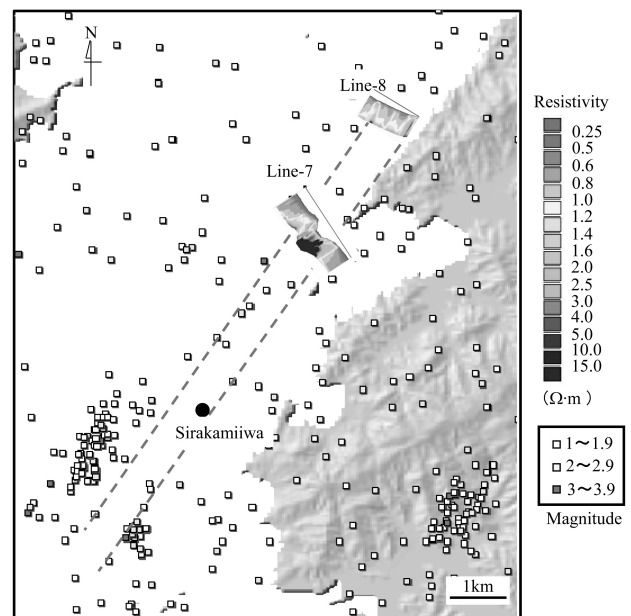


図-10 八代海Line-7・8での比抵抗分布と震央分布との重ね合わせ 2001年1月から2011年6月までの期間に発生し、マグニチュード1以上の地震を用いている。点線は海域での断層の推定位置を表す。

はマグニチュード1以上である。

図よりLine-8での2か所の比抵抗急変部は、Line-7での高比抵抗帯の両端に連続することが明らかである。また、前述のようにLine-8の東端は日奈久断層帯に位置する。この延長線上には図の南端付近で震央が密集しており、上記のように地層の変位が確認された白神岩も延長線付近に位置する。西側の延長線付近にも震央が分布する。よって、東側延長線は日奈久断層帯本体で、西側延長線は副次断層であると考えられる。さらに、海底のごく浅い深度まで高比抵抗帯が連続することから、日奈久断層は繰り返し活動し、しかも最後の活動は海底下浅部の堆積物に影響を及ぼすほど新しく、これによって地下水湧出の経路が形成されていると考えられる。

7. ま と め

本研究では、日本有数の閉鎖性海域である有明・八代海を対象とし、計約26kmの測線において3極法による海底電気探査を実施した。測定データの1次元インバージョン解析により、海底下深度50mまでの表層地質構造と地下水の湧出経路のイメージングを行った。本研究で得られた主な成果を以下にまとめる。

①鏡像法により、海底電気探査を地表での測定と等価とみなすことで、海水の存在による海底下の電位を正確に補正できることがわかった。

②インバージョンによる比抵抗分布と陸域の既往地質資料から、有明・八代海の海底表層には共通して干潟性堆積物が広がるが、八代海では有明海ほど粘土層の形成が顕著ではなく、浅部から深部に向けて徐々に粗粒堆積物になるような堆積パターンが推定できた。また、白川と緑川のいずれでも河口の延長部で周囲よりも比抵抗の高いゾーンが幅広く現れたので、両河川の伏流水が海底地下水となって存在し、有明粘土層の一部がその経路となっていることが考えられる。

③有明・八代海のいずれにも、陸域に存在する活断層の延長線上に周囲と比べて比抵抗が急増するという特徴が現れた。これは陸域から海域にかけて断層が連続していること、および活断層によって形成された破碎帯が地下水の海底湧水の経路になっていることに起因すると解釈できる。よって、海域での伏在断層の把握に電気探査の有効性が実証できた。

④有明・八代海に隣接する平野部の地質と海底下での比抵抗の分布傾向は調和的であり、陸域と海域との地層分布の連続性が見出された。

⑤八代海測線での海底電気探査と音波探査による結果を比較したところ、音波探査では多重反射面の出現で地質構造が把握できない場合でも、比抵抗によれば可能であることがわかり、とくに水深が浅い海域では電気探査の方が海底

下地質構造のイメージングに適しているといえる。

⑥八代海測線での比抵抗分布から日奈久断層帯本体と副次断層の2本の存在が推定できた。しかも海底のごく浅い深度まで高比抵抗帯が存在することから、日奈久断層は繰り返し活動し、最後の活動は海底下浅部の堆積物に影響を及ぼすほど新しく、これによって地下水の湧出経路を形成していると解釈できた。

謝辞 本研究の遂行にあたり、いであ(株)の高岡秀朋氏、水域(株)の大角武志氏には海底電気探査に種々ご協力、ご教示いただき、卒業研究・修士研究の一環として金子大樹氏、富永英彦氏には測定に尽力いただいた。2名の査読者からは論文全体にわたり詳細で的確な査読意見をいただき、これらは論文の改善におおいに役立った。ここに記して深甚の謝意を表したい。

引 用 文 献

- 1) Mohamed, B. and Agust, G.(2004): The effects of dykes and faults on groundwater flow in an arid land: the Red Sea hills, Sudan, *Journal of Hydrology*, Vol.297, pp.256-273.
- 2) 中口譲・山口善敬・山田浩章・張勁・鈴木麻衣・小山裕樹・林清志(2005): 富山湾海底湧水の化学成分の特徴と起源—栄養塩と溶存有機物—, 地球化学, Vol.39, pp.119-130.
- 3) 荒井晃作(2000): 浅海域と湖沼域の活断層調査—これまでの研究と今後の課題—, 地質調査所月報, Vol.51, No.2/3, pp.49-58.
- 4) 吉住永三郎・谷口敬一郎・入江恒爾・佐藤忠五郎・高木光哲・梅田貞夫(1965): 平塚における海底地質探査, 水曜会誌, Vol.15, No.8, pp.371-374.
- 5) 井上誠・佐々木勝・徳永朋祥・中田智浩・戸井田克(2002): 海底電気探査システムの開発, 物理探査学会第106回学術講演会講演論文集, pp.189-192.
- 6) 西村和貴・佐々木勝・内田篤志・井上誠(2003): 海底電気探査による防波堤調査の一例, 全地連e-フォーラム2003.
- 7) Goto, T., Kasaya, T., Machiyama, H., Takagi, R., Matsumoto, R., Okuda, Y., Satoh, M., Wawanabe, T., Seama, N., Mikada, H., Sanada, Y., and Kinoshita, M. (2008): A marine deep-towed DC resistivity survey in a methane hydrate area, Japan Sea, *Exploration Geophysics*, Vol.39, pp.52-59.
- 8) 塚田正・落合敏郎・長谷川和夫・小沢武雄(1954): 長崎県長崎大干拓電気探査, 物理探査, Vol.7, No.4, pp.202-207.
- 9) Rucker, D. F., Noonan, G. E. and Greenwood, W. J.(2011): Electrical resistivity in support of geological mapping along the Panama Canal, *Engineering Geology*, Vol.117, pp.121-133.
- 10) 井上誠(2005): 海底電気探査システムの開発と適用事例, 物理探査, Vol.58, No.3, pp.241-250.
- 11) Lile, O. B., Backe, K. R., Elvebakk, H. and Buan, J. E.(1994): Resistivity measurements on the sea bottom to map fracture zones in the bedrock underneath sediments, *Geophysical Prospecting*, Vol.42, pp.813-824.
- 12) 笠谷貴史・後藤忠徳・佐藤壮・嶋田純(2006): 八代海干潟で

- のVLF-MT探査による湧水検出, 物理探査, Vol.59, No.5, pp.497-504.
- 13) 九州活構造研究会(1989):九州の活構造, 東京大学出版会.
 - 14) 熊本大学沿岸域環境科学教育研究センター(2004):「がらかぶ」が見た有明海の風景, 有明海表層堆積画像データベースCD-ROM, NPOみらい有明・不知火.
 - 15) 物理探査学会(2005):新版物理探査用語辞典, 16p.
 - 16) Loke, M. H. and Barker, R. D.(1995): Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections, *Geophysics*, Vol.60, No.6, pp.1682-1690.
 - 17) 井上誠・三木茂・菅智浩・横井良広(2000):曳航型海底電気探査の解析法について, 物理探査学会第102回学術講演会, pp.289-292.
 - 18) 安藤毅(2006):海底電気探査の解析基礎式, 物理探査学会第115回学術講演会論文集, pp.79-81.
 - 19) 物理探査学会(1998):物理探査ハンドブック手法編, 5章, 245p.
 - 20) 有明海研究グループ(1965):有明・不知火海域の第四系, 地学団体研究会.
 - 21) O'Neill, D. J. and Merrick, N. P.(1984): A digital liner filter for resistivity sounding with a generalized electrode array, *Geophysical Prospecting*, Vol.32, pp.105-123.
 - 22) 秋元和寛・滝川清・島崎英行・山下隆之・松永智也・西村啓介・田中正和・平城兼寿(2006):八代海北部の底質分布の特性, 月刊海洋, Vol.38, No.2, pp.97-104.
 - 23) 熊本県地質調査業協会(2003):熊本市周辺地盤図, 熊本県地質調査業協会.
 - 24) Edet, A. E. and Okereke, C. S.(2002): Delineation of shallow groundwater aquifers in the coastal plain sands of Calabar area (Southern Nigeria) using surface resistivity and hydrogeological data, *Journal of African Earth Sciences*, Vol.35, pp.433-443.
 - 25) Koike, K. and Matsuda, S.(2005): Spatial modeling of discontinuous geologic attributes with geotechnical applications, *Engineering Geology*, Vol.78, pp.143-161.
 - 26) 長谷義隆・平城兼寿・岩内明子・中原功一(2003):九州西部熊本平野—有明海域の沖積層, 日本地質学会学術大会講演要旨, Vol.110, No.43, p.43.
 - 27) 小池克明・土井英太郎・野間卓志・大見美智人(1994):地盤情報データベースを用いた地下水資源の評価, 情報地質, Vol.5, No.1, pp.1-12.
 - 28) 地盤工学会九州支部(2005):九州地盤情報共有データベース, 第一版.
 - 29) 熊本県(1998):平成9年度地震調査研究交付金, 日奈久断層に関する調査, 成果報告書.

(2011年9月15日受付, 2012年9月21日受理)

Jour. Japan Soc. Eng. Geol., Vol.53, No.5, pp.235-244, 2012

Imaging of Geologic Structures and Groundwater-discharge Paths in the Shallow Depths under the Sea Bottom of Ariake and Yatsushiro Seas by Electric Sounding Survey

Toshiharu MISONOU, Hisafumi ASAUE, Katsuaki KOIKE, Jun SHIMADA,
Tohru YOSHINAGA and Makoto INOUE

Abstract

Clarifying geological structure in shallow depth under the seam bottom is important to detect latent fault, interpret spatial distribution of water quality, and identify paths of groundwater discharge at the sea bottom. Although sonic prospecting has been used widely for investigating the position and distribution of submarine active faults, it cannot detect the features related to groundwater. The Ariake and Yatsushiro Seas in central Kyushu, southwest Japan are representative closed seas in Japan, facing the Kumamoto and Yatsushiro Plains being rich in groundwater resources. For imaging the geological structure containing groundwater down to 50m depth, a towing electric sounding method was applied to these seas with a cable of 250m length and 20 electrodes made in the cable. Four and eight measuring lines in total 26 km length were set in the Ariake and Yatsushiro areas, respectively, and a three electrode method was used to obtain accurate data. By a potential correction that considers the thickness of sea water and a 1D inversion analysis of the corrected data, a weak feature of a normal fault and a clear high resistivity zone with 200m wide that may be related to the groundwater discharge were clarified near the Uto peninsula. For the zones near the mouths of the Midori and Sira rivers, high resistivity zones were detected in the thick post-glacial marine clay(the Ariake clay)and its cause was interpreted as the existence of the large volume of submarine groundwater. From the inversion results of the Yatsushiro Sea lines, remarkable change of the resistivity was highlighted at the extension line of the Hinagu fault. Consequently, recent and repeated movements of the Hinagu fault that formed permeable paths of the groundwater discharge were clarified.

Key words : towing sounding measurement system, resistivity, active fault, groundwater