

電磁探査法による海岸平野における 高塩分地下水調査

九十九里浜平野における例

光 畑 裕 司*

Electromagnetic Investigation of High-salinity Groundwater Zones in Coastal Plains A Case Study of the Kujukuri Coastal Plain

Yuji MITSUHATA*

Abstract

Estimating saline water intrusion into aquifers in coastal plains has been becoming an important subject in terms of site characterization for the geological disposal of radioactive waste. In addition, delineating the distribution of high-salinity groundwater zones is valuable when using groundwater for municipal, industrial, and agricultural purposes. Conventionally, the electrical conductivity of groundwater is measured in hydrogeological surveys to estimate salinity concentration. However, if there are no boreholes available, electrical and electromagnetic exploration methods are employed. In such cases, a qualitative hydrogeological interpretation of estimated electrical resistivity or conductivity distribution is usually made. To simulate the future transport of salinity, a quantitative estimation of the current salinity distribution is essential. In this paper, first I review electromagnetic methods and electrical conductivity of formation and pore water as a function of salinity concentration. Secondly, I introduce a case study of an electromagnetic investigation in the Kujukuri coastal plain, eastern Japan and evaluate the equivalent NaCl concentration of pore water from formation resistivity values obtained from the electromagnetic investigation.

Key words : electrical conductivity, resistivity, electromagnetic method, Archie's formulas, saline groundwater, equivalent NaCl concentration

キーワード : 電気伝導度, 比抵抗, 電磁探査法, アーチーの式, 塩水性地下水, 等価 NaCl 濃度

I. はじめに

沿岸地域では、図 1 に示す様に、淡水の地下水が海に向けて流出し、その下を海水が海から陸側に向けて楔（くさび）のように浸入する塩水楔の存在が報告されている（例えば、杉尾・神野、

2002）。そしてこの淡水と塩水の境界面（塩淡水境界あるいは淡塩境界）に沿って、淡水側で、淡水地下水が地下深部から上昇し、海洋へと流出することが観測（例えば、丸井ほか、1999b; 徳永ほか、2003）およびシミュレーションにより知られている（例えば、川谷・神野、2002）。

* (独) 産業技術総合研究所

* National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST)

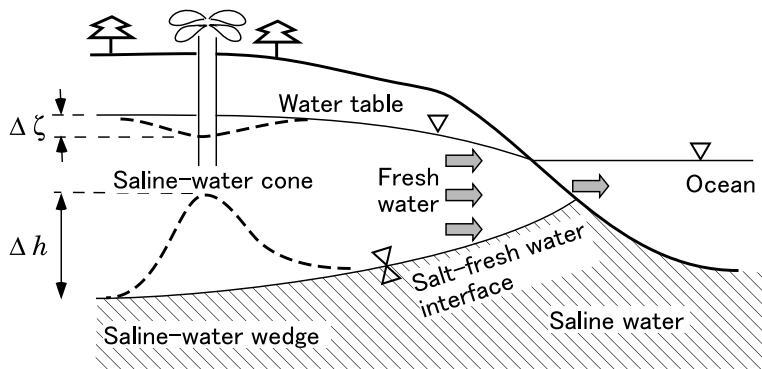


図 1 沿岸域における不圧帯水層への塩水侵入の概念図(杉尾・神野(2002)を基に作成)。

Fig. 1 Schematic diagram of saline water intrusion in a coastal unconfined aquifer (modified after Sugio and Jinno, 2002).

従来から、海岸平野での持続的な地下水の利用に関して、その塩水化が問題となっている。また最近では、高レベル放射性廃棄物の地層処分サイトの選定やその安定性の評価に関して、海岸付近からその内陸にかけての地下深部の帯水層への海水の浸入域を把握することが要求されている。地層処分の安全性を考える上で、地下水の影響は非常に重要で、漏洩した汚染物質が、地下水の流れによって人間環境へ運搬される可能性が想定され、「地下水シナリオ」と呼ばれている（原子力発電環境整備機構, 2003）。沿岸地域の地下では、前述したように塩淡境界に沿った淡水地下水の上昇流があり、この流れによる汚染物質の運搬が懸念されている。さらに、図 1 に示すような状況で、鉛直方向の地下水の流れを無視し、深度方向に一樣な水平流速を仮定する Dupuit 近似の下では、地下水位 ζ と塩淡境界面までの深度 h の関係は、良く知られた Ghyben-Herzberg の近似で説明され、それぞれの変化は、

$$\Delta h = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} \Delta \zeta \approx 40 \Delta \zeta \quad (1)$$

で関係づけられる（例えば、杉尾・神野, 2002）。ここで、淡水の密度 $\rho_f = 1.0 \text{ g/cm}^3$ 、塩水の密度 $\rho_s = 1.025 \sim 1.03 \text{ g/cm}^3$ である。したがって、僅かな淡水地下水位の変化が、大きな塩淡境界面

の形状変化となることが予想される。

海岸付近の帯水層の分布が、図 1 に示したような均質な多孔質媒体でなく、複雑な不均質構造を有する場合、海水の浸入はもっと複雑になると考えられる。帯水層が複数存在する場合は、各層に海水浸入が発生する（Reilly and Goodman, 1985）。

また、塩水地下水の存在理由として、地層中に取り残された化石塩水に起因するものも考えられる（産業技術総合研究所, 2003）。一方では、沿岸海底下に、地層中に取り残された塩分濃度の低い淡水塊の存在も報告されており（徳永, 2004）、沿岸域における実際の塩水地下水の分布は、図 1 に示されるような単純なモデルでは説明できない場合が考えられる。

以上のことを考慮すると、現状において、海岸平野で地下浅部から深部にかけて、どのように塩水性地下水が分布しているか把握することが重要である。本稿では、まず電磁探査法の一般的な解説をし、地層と間隙水の電気伝導度（電導度）と塩分濃度について述べる。そして最後に、国内の代表的な海岸平野である九十九里浜平野において実施した電磁気探査法調査の結果から、地下の間隙水の塩分濃度の推定を試みたので、その結果を報告する。

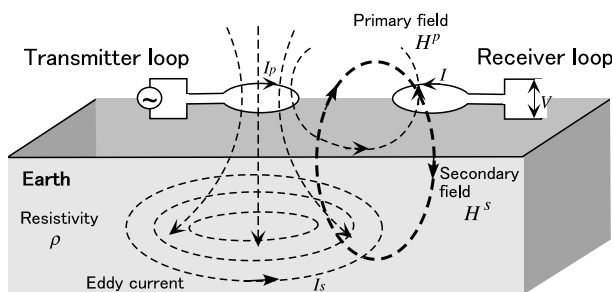


図 2 電磁探査法の基本原理の概念図。
 I_p : 送信ループに通電する電流, H^p : 一次磁場, ρ : 大地の比抵抗, I_s : 渦電流, H^s : 二次磁場, V と I は受信ループに生じた誘起電力と電流を示す。

Fig. 2 Schematic diagram of the principle of the electromagnetic induction method.

I_p : electric current injected into the transmitter loop, H^p : primary magnetic field, ρ : resistivity of ground, I_s : eddy current, H^s : secondary magnetic field, V and I are electromagnetic force and current induced in the receiver loop, respectively.

II . 電磁探査法による塩分濃度の推定

1) 電磁探査法の原理

電磁(誘導)探査法の原理を簡略に説明する(図2)。送信ループから時間変動する磁場を発生させると、大地中にその磁場変動を妨げるように誘導電流(渦電流)が発生する。その電流は新たに2次的な磁場を発生し、その磁場を受信ループで測定する。誘導電流の大きさは大地の比抵抗 ρ の関数であり、測定される磁場も比抵抗の関数である。したがって測定磁場から、逆に大地の比抵抗の分布を推測することができる。電磁探査法で探査可能な深度は、送信ループの送信強度や周波数、送受信ループ間の距離、そして大地の比抵抗に依存する。また、発生させる電磁場の時間変動に応じて、コサインやサインの連続波形を入力として、周波数応答である受信信号の振幅や位相ずれを測定する周波数領域測定と、時間変動の無い一定の信号を入力しておき、それを急激に遮断した場合の過渡応答を信号として受信する時間領域(あるいは過渡応答)測定がある(例えば、物理探査学会, 1989)。電磁探査法には様々なバリエーションがあり、対象とする深度や調査現場での利便性に応じて使い分けられている。近年、海岸帯

水層における塩水浸入問題についても、電磁探査法が頻繁に適用されつつある(Stewart, 1999)。

2) 地層の電気伝導度

地層(地盤および岩盤)の比抵抗は、電解溶液中のイオンの移動による電気伝導(体電導(山口, 1963)あるいは液中伝導(狐崎, 2001)と呼ばれることもある)と、固液界面に形成される電気二重層をイオンの移動経路とする電気伝導(界面伝導あるいは表面伝導と呼ばれる)の二種類のイオン伝導メカニズムの並列回路モデルで表現される(例えば、高倉, 1999; 渡辺, 2005)。これは比抵抗の逆数である電気伝導度 σ を用いると、次のようになる。

$$\sigma_R = \sigma_L + \sigma_S \quad (2)$$

ここで、 σ_R は地層の電気伝導度、 σ_L は溶液中のイオン伝導、 σ_S は表面伝導による電気伝導度を表す。 σ_L は水飽和率が 100% の場合、Archie の実験式により、

$$\sigma_L = \sigma_w / F \quad (3)$$

$$F = a \cdot \phi^{-m} \quad (4)$$

となる。ここで σ_w は間隙水の電気伝導度、 ϕ は間隙率であり、 F, a, m はそれぞれ地層比抵抗

係数、迂回係数、膠結係数と呼ばれる。 σ_s は、 σ_w が小さい場合や粘土鉱物の含有率が大きい場合や、固体粒子の粒径が小さい場合に卓越する。したがって、海水のような塩分濃度の高い間隙水を考慮した場合、 σ_s よりも σ_L の方が卓越すると考えることができる(Worthington, 1997)。高倉ほか(2000)は、ガラスビーズと粘土鉱物の一種であるスメクタイトの混合試料を用いた室内比抵抗測定により、間隙水の溶液濃度が高い場合、スメクタイトの含有率を大きくしても、混合試料の比抵抗はあまり変化しないことを確認しており、それは高濃度溶液を間隙水とした場合、 σ_L が卓越することを指示している。そのような場合、測定される σ_R を $\sigma_R \approx \sigma_L$ と見なして、 ϕ が既知であれば、(3)と(4)式より σ_w を評価することが可能であると考えられる。

3) 間隙水の電気伝導度と塩分濃度

水溶液の電気伝導度は、溶存イオン量の増加に伴って増大する。また温度が上昇すると、水溶液の粘度が低下し、溶存イオンの移動度が増加して、結果的に電気伝導度は増大する(朴ほか, 1999)。水溶液の電気伝導度の温度 T ()に対する依存性は、

$$\sigma_w(T) = \sigma_w(25)\{1 + \alpha(T - 25)\} \quad (5)$$

という関係式が地下水の分野でよく知られており、 α は通常、0.020と見なされている(半谷・小倉, 1995)。また、次式に示す関係式(Arps, 1953)も報告されており、物理検層の分野でよく利用されている。

$$\sigma_w(T_2) = \frac{(T_2 + 21.5)}{(T_1 + 21.5)} \sigma_w(T_1) \quad (6)$$

(6)式において $T_1 = 25$ とおくと(5)式と同様となり、その場合 $\alpha = 0.0215$ となる。

塩分濃度(あるいは単に塩分)とは、天然水中に溶けている物質の濃度の総和で、全溶存物質濃度や全蒸発残留濃度で表される。野外調査では電気伝導度の測定から、塩分濃度を評価することが多く、その場合は、電解質濃度に相当する。海水の塩分濃度は約35 g/Lであり、その主要成分は

表1 比抵抗相関係数(Tiab and Donaldson, 2004; Worthington *et al.*, 1990)

Table 1 Resistivity correlation constants (Tiab and Donaldson, 2004; Worthington *et al.*, 1990)

| Resistivity Correlation Constants | Range of Resistivity (ohm-m) | |
|---|------------------------------|----------------------------|
| | 0.94 ~ 796 | 0.09 ~ 1.03 |
| b_1 | - 1.03024 | - 1.03015 |
| b_2 | 1.06627 | 1.06090 |
| b_3 | 2.41239×10^{-2} | 5.66201×10^{-2} |
| b_4 | 3.68102×10^{-3} | $- 6.09085 \times 10^{-2}$ |
| b_5 | 1.46369×10^{-4} | 5.33566×10^{-2} |

Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ の7成分である。海洋学においては、電気伝導度の測定から塩分濃度を評価するために、KCl溶液の電気伝導度を基準とした実用塩分を定義し、使用している(鷺, 1987)。また物理検層では、NaCl溶液の電気伝導度を基準とした等価NaCl濃度を定義し(山口, 1963; Desai and Moore, 1969)、使用している。これは、実際には様々な溶質を含んでいる間隙水の電気伝導度について、その値を説明することができる等価なNaCl溶液の濃度のことである。間隙水の25での電気伝導度 σ_{w25} (S/m)と等価NaCl濃度 C_{sm} (mol/L)との関係は次式で与えられている(Worthington *et al.*, 1990; Tiab and Donaldson, 2004)。

$$\log C_{sm} = b_1 + b_2 \log \sigma_{w25} + b_3 (\log \sigma_{w25})^2 + b_4 (\log \sigma_{w25})^3 + b_5 (\log \sigma_{w25})^4 \quad (7)$$

ここで、係数 b_k の値は表1で与えられる。またモル濃度 C_{sm} からppm濃度 C_{sp} (ppm)への変換は次の近似式で算出することができる(Tiab and Donaldson, 2004)。

$$C_{sp} = \frac{C_{sm} \cdot 10^6}{17.061 + 0.69787 \cdot C_{sm}} \quad (8)$$

以上の結果より、 σ_w が推定されれば、(6)式により温度補正を実施し、 σ_{w25} を求めることができる。そして、その値を(7)式に代入し、 C_{sm}

を算出し、さらに(8)式より C_{sp} を求めることができる。

III. 九十九里浜平野における電磁法調査

1) 調査結果の概略

千葉県九十九里浜平野での調査(図3)では、三つの異なる電磁探査法を適用した(Mitsuhata *et al.*, 2006)。それらの手法は、広域・深部探査法として、可聴周波数帯域 MT(Audio-frequency magnetotellurics, AMT) 法, 比較的浅部の調査法として時間領域電磁(Time-domain EM, TEM) 法, 浅部調査法として電磁プロファイリング法である。

AMT 法は、周波数帯域が 1 Hz ~ 10 kHz の赤道付近の雷活動に起因する自然の電磁場変動を信号源とした電磁探査法であり、送信ループのような人工的な信号源を設ける必要がない受動的な方法である。TEM 法は、一辺が 20 m ~ 100 m の長さの送信ループを地表に設置し、そのループに数アンペアの電流を通電しておき、それを急激に遮断したときの 2 次磁場を送信ループの中心に設置した受信ループにより測定する方法である。また、電磁プロファイリング法は、図2に示した電磁探査法の原理そのものであり、小径の送信ループと受信ループを一定の間隔を隔てて固定し、地表を移動させることで、地下の比抵抗分布をプロファイリングする手法である。地下の比抵抗分布は、それぞれの手法で取得したデータを逆解析(インバージョン)することで推定される。これらの手法の詳細は、物理探査学会(1999)を参照して頂きたい。

それぞれの探査法の適用によって推定された比抵抗の深度断面図(Mitsuhata *et al.*, 2006)を比較して図4に示す。AMT 法による断面図の点線で囲まれた範囲は、TEM 法による断面図の範囲に対応し、表層の高比抵抗層(赤色)とその下に存在する低比抵抗領域(水色) さらにその下の高比抵抗を示す領域の分布は、両者の間で完全には一致していないが整合的である。また、TEM 法の断面図の点線で囲まれた範囲は、電磁プロファイリング法による断面図の範囲に対応

し、表層の高比抵抗層や右下の低比抵抗領域の分布の様子が整合している。

この地域では、茂原ガス田のように深部の地層の中に、天然ガスやヨードを多く含んだ海水(化石塩水)がトラップされていて、重要な資源となっている。したがって AMT 法の断面図で、深部の比抵抗の低い領域は、化石塩水の存在を示唆している。また、下総台地を構成する下総層群(または成田層群)は透水性が良く、降雨により地下水が涵養されている(千葉県, 1966)。したがって、台地での降雨の浸透性も良く、地層中に含まれた塩分は容易に流出してしまい、高比抵抗となっているのではないかと推定している。

TEM 法による断面図で、海側にある低比抵抗領域(青色)は、海岸線まで伸びており海水の浸入を示唆するが、それより内陸に存在する低比抵抗領域は、深度も浅く、海水の浸入に起因するものとは考えられない。森脇(1979)は、縄文海進極大期に海岸線が現在の台地と平野の境界まで迫り、それ以後の間歇的な海退の過程で、ラグーン、砂堤、堤間湿地が海岸線に平行して形成されていく様子を示している。海水が流入するラグーンが海退により、堤間湿地と成って行く過程で塩分が残留し、それが内陸の浅い低比抵抗領域を形成しているのではないかと推測している。千葉県(1966)には、九十九里平野北部における比較的浅部の塩水地下水の存在がいくつか報告されている。電磁探査法調査の詳細は Mitsuhata *et al.* (2006) を参照して頂きたい。

2) 等価 NaCl 濃度の推定

TEM 法により推定された地層の比抵抗分布を、BH1 孔井のコアサンプルから抽出した間隙水の比抵抗値と比較すると(図5a) 両者の深度に対する変化の様子は調和的である。なお、BH1 孔井の位置は、図3と図4に示している。推定された地層の比抵抗は深度 10 m 付近から急激に低下し、深度 30 m で最も低くなっている。また、浅部と深部で比抵抗が高くなっているが、標準偏差が大きく、推定の誤差が大きいと考えられる。

孔井のコアサンプルによる地質状況は表層から深度 22.1 m までが現世の砂丘砂層(細砂)で、

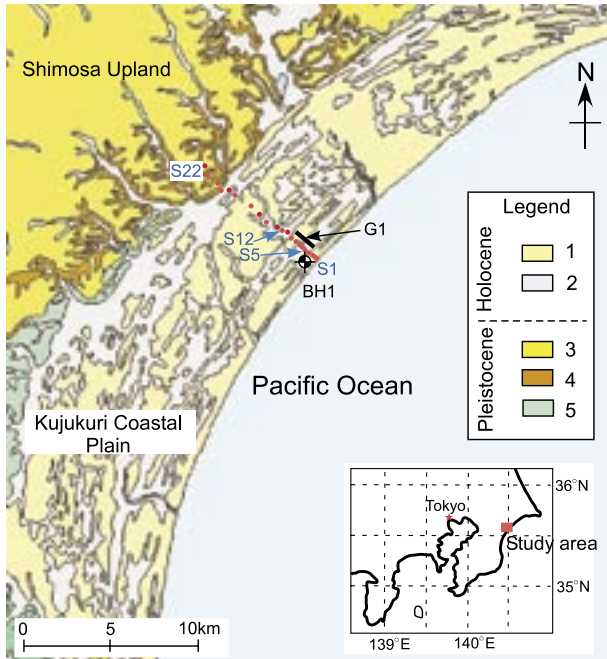


図 3 九十九里浜平野における電磁探査法調査の測点配置と地表地質 (Mitsuhashi *et al.*, 2006). (産総研地質調査総合センター 編 (2004) をもとに作成). 凡例は 1: 浜堤及び砂丘堆積物 (砂), 2: 後背低地堆積物など (泥・砂まじり泥及び腐植質泥), 3: 成田層 (砂・泥質砂・泥及び礫), 4: 地蔵堂層及び藪層 (砂・泥質砂・泥及び礫), 5: 笠森層 (泥質砂岩). BH1 は孔井, S1 ~ S22 は AMT 測点, S1 ~ S10 は TEM 測点, G1 は電磁プロファイリング調査側線を示す.

Fig. 3 Location map of EM measurement stations and surface geology (Mitsuhashi *et al.*, 2006). AMT stations: S1-S22; TEM stations: S1-S10; EM profiling: G1; Borehole: BH1. Geological legend 1: Beach ridge and dune deposits (sand); 2: Back marsh deposits (mud, sandy mud and humic mud); 3: Narita Formation (sand, muddy sand, mud and gravel); 4: Jizodo and Yabu Formations (sand, muddy sand, mud and gravel); 5: Kasamori Formation (muddy sandstone) (after AIST-GSJ, 2004).

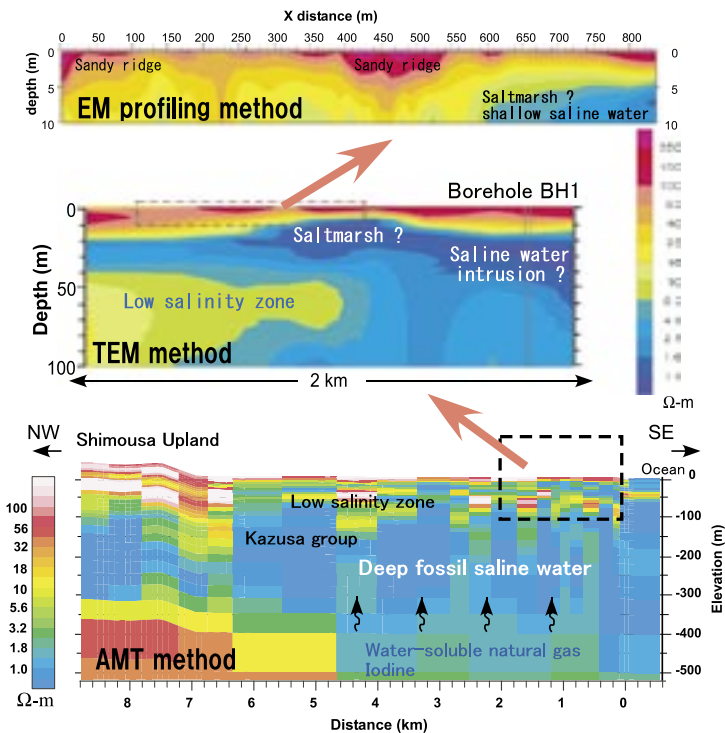


図 4 各種の電磁探査法により推定された比抵抗の深度断面図 (Mitsuhashi, *et al.* (2006) を基に作成). 中段のカラースケールは TEM 法と電磁プロファイリング法の比抵抗断面図に共通で, 下段に示したカラースケールは AMT 法の比抵抗断面図のものである.

Fig. 4 Resistivity sections obtained by (upper) the EM profiling (middle) TEM, and (lower) AMT methods. (modified after Mitsuhashi, *et al.*, 2006). The upper color scale is for both sections of the EM profiling and TEM, and the lower color scale is for the AMT section.

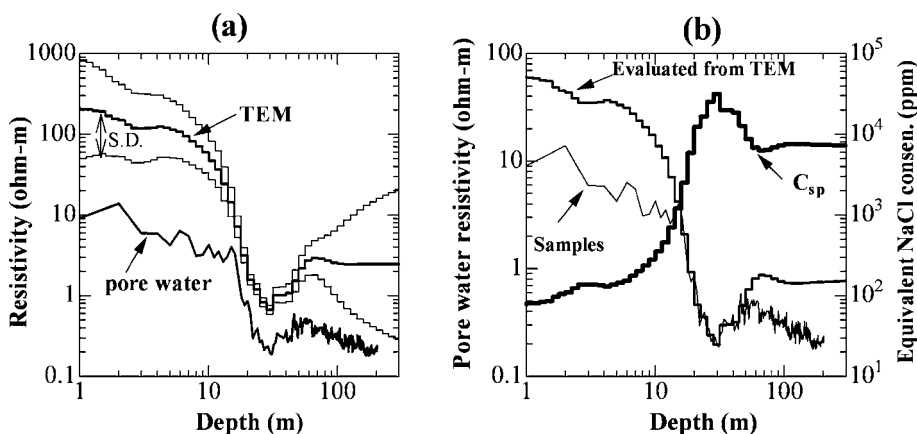


図 5 TEM 法による地層と間隙水の比抵抗および等価 NaCl 濃度の深度変化の推定 . (a) TEM 法によって推定された地層の比抵抗と BH1 孔井のコアサンプルの間隙水の比抵抗(木山・丸井, 1999) との比較 . S.D. は推定値の標準偏差 . (b) TEM 法結果より推定された間隙水の比抵抗と等価 NaCl 濃度の深度変化 . コアサンプルの間隙水の比抵抗と比較して示す .

Fig. 5 Evaluations of formation and pore-water resistivities and equivalent NaCl concentrations as functions of depth. (a) Formation resistivity obtained by TEM compared to pore-water resistivity measured from core samples taken from borehole BH1 (Kiyama and Marui, 1999) S.D. denotes the standard deviations of the estimations. (b) A comparison of pore-water resistivities obtained from the estimated formation resistivity and the core samples, and the equivalent NaCl concentrations evaluated from pore-water resistivity obtained from the TEM result.

それから深度 200 m までは国本層と考えられる粘土・シルト層となっている(丸井ほか, 1999a)。中性子検層による間隙率の計測によると、深度 100 m までの間隙率は約 50% であった。また、温度検層の結果(丸井ほか, 1999a)では、地表の約 16 から深度 100 m の 17 まで一次式で近似できる熱伝導による単純な温度分布を示す。したがって(4)式において $\phi = 0.50$ とし、また比較的多くの岩石に適用可能な Humble の式 ($a = 0.62, m = 2.15$) を採用し(例えば, Tiab and Donaldson, 2004), TEM 法によって推定した地層の比抵抗から間隙水の比抵抗を算出した。さらに温度検層データから(6)式を用いて、25 の間隙水比抵抗値へと変換した。(6)式による温度補正は最大で 20% の比抵抗低下となる。最終的に推定された比抵抗と、コアサンプルの間隙水の比抵抗値との比較を図 5b に示す。精度良く推定されていた深度 10 ~ 50 m の範囲では、コアサンプルの実測値と整合しており、間隙水の比抵抗が推定できていることがわかる。

さらに、(7)、(8)式を用いて等価 NaCl 濃度を算出した(図 5b)。低比抵抗領域では高い等価 NaCl 濃度を示している。海水の塩分濃度は約 35000 ppm なので、推定された間隙水の等価 NaCl 濃度は、海水が希釈されたものであると考えると妥当な値を示している。

IV. おわりに

海岸平野地下の溶存塩分濃度の空間的分布を把握することは、海水の浸入域や化石塩水の存在域を特定する上で非常に重要である。海水浸入域や化石塩水の存在域の把握は、前述の地層処分における地下水シナリオだけでなく、地球温暖化対策の一環である二酸化炭素の地中貯留についても、利用価値の小さい化石塩水を多く含んだ帯水層への貯留が検討されており(田崎, 1993; 薛, 2005), 重要性が認識されつつある。

本稿で報告した、電磁探査法による塩分濃度の推定方法は、間隙水の塩分濃度が高く、表面電気伝導が無視でき、しかも間隙率をある程度見積

もっておくことが可能な場合に適用できる。将来的な地下水環境を予想するために、塩分の移流分散をシミュレーションする場合、現状での高塩分濃度領域の分布とその値の定量的把握が必要である。その場合、本稿で示した推定アプローチが有益となる可能性がある。さらに、今後の課題として、電磁探査法データから逆解析を経て最終的に推定された塩分濃度が、どのくらいの信頼性を持つのか、仮定したパラメータの妥当性を含めて検討して行く必要がある。

謝 辞

本研究は、産業技術総合研究所が資源エネルギー庁からの受託研究「塩淡水境界面形状把握調査」の下で実施されたものである。本稿を執筆する機会を与えて下さった地学雑誌特集号編集委員会、ご助言を頂いた内田利弘氏、宮越昭暢氏に感謝します。また、本稿の修正にあたって、小川康雄氏、匿名の査読者の方より有益なご指摘を受けた。ここに記して感謝します。

文 献

- Arps, J.J. (1953) The effect of temperature on the density and electrical resistivity of sodium chloride solutions. *J. Pet. Technol.*, Technical Note **195**, 17-20.
- 物理探査学会 (1989) 図解 物理探査. 物理探査学会, 239p.
- 物理探査学会 (1999) 物理探査ハンドブック 第6章 電磁探査. 物理探査学会, 297-398.
- 千葉県 (1966) 千葉県の地下水. 千葉県, 110p.
- Desai, K.P. and Moore, E.J. (1969) Equivalent NaCl determination from ionic concentrations. *Log Analyst*, May-June, 12-21.
- 原子力発電環境整備機構 (NUMO) (2003) 地層処分その安全性. 原子力発電環境整備機構, 150p.
- 半谷高久・小倉紀雄 (1995) 水質調査法. 丸善, 335p.
- 川谷 健・神野健二 (2002) 地下水の流れの数値解析法. 佐藤邦明・岩佐良朗編: 地下水理学. 丸善, 169-220.
- 狐崎長琅 (2001) 応用地球物理学の基礎. 古今書院, 306p.
- 木山 保・丸井敦尚 (1999) 千葉県蓮沼海浜公園における地下水流動と塩水・淡水境界に関する研究 その2; 1号観測井コアサンプルによる塩淡水境界深度の確認. 地質ニュース, **539**, 55-59.
- 丸井敦尚・石井武政・内田洋平・林 武司 (1999a) 千葉県蓮沼海浜公園における地下水流動と塩水・淡水境界に関する研究 その1; 研究方針と1号観測井の掘削状況. 地質ニュース, **539**, 47-54.
- 丸井敦尚・林 武司・内田洋平 (1999b) 千葉県蓮沼海浜公園における地下水流動と塩水・淡水境界に関する研究 その3; 海底湧出地下水調査. 地質ニュース, **540**, 45-48.
- Mitsuhashi, Y., Uchida, T., Matsuo, K., Marui, A. and Kusunose, K. (2006) Various scale electromagnetic investigations of high-salinity zones in a coastal plain. *Geophysics*, **71**, in press.
- 森脇 広 (1979) 九十九里平野の地形発達. 第四紀研究, **18**, 1-16.
- 朴 三奎・朴 美京・松井 保 (1999) 地下水と飽和土における比抵抗の温度依存性. 物理探査, **52**, 247-253.
- Reilly, T.E. and Goodman, A.S. (1985) Quantitative analysis of saltwater-freshwater relationships in groundwater systems - A historical perspective. *J. Hydrol.*, **80**, 125-160.
- 鷲 猛 (1987) 塩分. 和達清夫 監修: 海洋大辞典. 東京堂出版, 38-40.
- 産業技術総合研究所 (2003) 塩淡水境界面形状把握調査報告書. 産業技術総合研究所, 181p.
- 産業技術総合研究所 地質調査総合センター (2004) 20万分の1数値地質図幅集「関東甲信越及び伊豆小笠原諸島」. 産業技術総合研究所, CD-ROM.
- Stewart, M. T. (1999) Geophysical investigations, in *Seawater intrusion in coastal aquifers - Concepts, methods and practices* edited by Bear, J., Cheng, A.H.-D., Sorek, S., Ouazar D. and Herrera, I., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 9-50.
- 杉尾 哲・神野健二 (2002) 地下水における移流分散現象と密度流. 佐藤邦明・岩佐良朗編: 地下水理学. 丸善, 105-141.
- 高倉伸一 (1999) 比抵抗. 物理探査学会編: 物理探査ハンドブック第5章 電気探査. 物理探査学会, 244-255.
- 高倉伸一・小酒欽弥・西澤 修・青木正博 (2000) 粘土鉱物を含む試料の比抵抗測定. 物理探査, **53**, 119-128.
- 田崎義行 (1993) CO₂の地中圧入システム. 地質ニュース, **462**, 36-40.
- Tiab, D. and Donaldson, E.C. (2004) *Petrophysics*. Elsevier, 889p.
- 徳永朋祥 (2004) 沿岸域の地下水環境と長期地球表層プロセス. 地下水技術, **46**, 1-9.
- 徳永朋祥・中田智浩・茂木勝郎・渡辺正晴・嶋田 純・張 勁・蒲生俊敬・谷口真人・浅井和見・三枝博光 (2003) 沿岸海底から湧出する淡水性地下水の探査および陸域地下水との関連に関する検討 黒部川扇状地沖合での例. 地下水学会誌, **45**, 133-144.
- 渡辺 了 (2005) 岩石の電気物性 レビュー. 地学雑誌, **114**, 837-861.
- Worthington, A.E., Hedges, J.H. and Pallatt, N. (1990) SCA guidelines for sample preparation and porosity measurement of electrical resistivity samples, Part I- guidelines for preparation of brine and determination of brine resistivity for use in electrical resistivity measurements. *Log Analyst*, Jan.-Feb., 20-28.

Worthington, P.F. (1997) Petrophysical estimation of permeability as a function of scale. in *Developments in petrophysics* edited by Lovell, M. A. and Harvey, P.K., *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **122**, 159-168.

薛自求 (2005) 二酸化炭素地中貯留と岩石物性の地殻

工学への応用. 地学雑誌, **114**, 988-1002.

山口久之助 (1963) 鑿井の電気検層法. 昭晃堂, 259p.

(2006年6月16日受付, 2006年8月24日受理)