

# 海底電磁探査の近年の進歩とメタンハイドレート 検出への適用

後藤 忠徳\* 桜井 紀旭\*\*  
高木 亮\*\*\* 笠谷 貴史\*\*\*\*

## Recent Advance of Marine Electromagnetic Sounding and Its Application to Methane Hydrate Detection

Tada-nori GOTO\*, Noriaki SAKURAI\*\*,  
Ryo TAKAGI\*\*\* and Takafumi KASAYA\*\*\*\*

### Abstract

Marine electromagnetic (EM) sounding methods were developed originally for imaging the deep mantle, partial melt below mid-oceanic ridges, active faults in the crust around subduction zones, etc. Recently, marine EM sounding has been applied extensively for oil, gas, and methane hydrate exploration. In this paper, we introduce various marine EM sounding methods and case studies. Natural fluctuations of EM fields from the ionosphere can be observed on the seafloor using ocean-bottom electromagnetometers (OBEMs), and the marine magnetotelluric sounding method can be applied for imaging the deep structure (> several km below the seafloor). However, the natural signal is less powerful in the higher frequency band and provides less resolution for near-seafloor structures. A high-frequency controlled electromagnetic source on/near/below the seafloor is necessary for evaluating the shallow structure. Marine controlled-source EM (CSEM) sounding using a horizontal electric dipole, towed near the seafloor and sending an electric signal, and OBEMs as receivers settled on the seafloor is widely used for oil and gas exploration, and occasionally for methane hydrate explorations. A vertical electric dipole is also used for magnetometric resistivity (MMR) sounding when exploring hydrothermal systems around ridges. On the other hand, both sources and receivers attached to a cable can be towed near the seafloor for a continuous survey. Towed-CSEM sounding with a time-domain analysis is used especially for methane hydrate exploration. Another type of towed-CSEM with magnetic signal obtains porosity information on near-seafloor sediments. A deep-towed marine DC resistivity survey has been applied near the seafloor, and successfully imaged shallow methane hydrate distributions in sedimentary layers. Thus, various marine EM soundings can illuminate sub-seafloor methane hydrate, and are useful for discussing the accumulation/dissolution process of methane hydrate and the potential of methane hydrate as a new energy resource.

---

\* 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻

\*\* 東京大学大学院新領域創成科学研究科

\*\*\* 日本海洋掘削株式会社

\*\*\*\* 海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域

\* Department of Civil and Earth Resources Engineering, Graduate School of Engineering, Kyoto University

\*\* Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo

\*\*\* Japan Drilling Co.,Ltd.

\*\*\*\* Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

**Key words** : methane hydrate, electromagnetic sounding, resistivity, gas/oil reservoir, controlled source

キーワード : メタンハイドレート, 電磁探査, 比抵抗, 油ガス層, 人工信号源

## I. はじめに

メタンハイドレート (MH) とは, 水分子が水素結合によって作る籠の中にメタン分子が取り込まれた水和物であり, 低温高压下で安定な固体である (奥田, 1997)。MH は極域の永久凍土や大陸縁辺域の堆積層中に認められている。MH 層中には大量のメタンガスが閉じこめられているために, MH は新たなエネルギー資源として期待されている (例えば, Kvenvolden, 1993)。一方では, メタンガスは温室効果ガスの一種であるため, MH の溶解が地球温暖化に与える影響も注目されている。

海底下の MH 分布調査においては, 反射法地震探査が用いられることが多い。大陸縁辺部の海底下には海底擬似反射面 (BSR) と呼ばれる海底面に平行な地震波反射面がしばしば認められる。BSR は MH 安定層とメタンガス層の境界と考えられており (Shipley *et al.*, 1979), MH 分布の指標としてしばしば用いられてきた。しかし一般に, MH 層の上面には明瞭な地震波反射面は認められず, 反射法地震探査のみで実際の資源量評価を行うことは難しい。さらに BSR が認められない海域でも, 相当量の MH の存在が示唆される場合もある (Paull *et al.*, 2000)。近年では反射法地震探査データに対して地震波速度解析を行い, MH 賦存層と思われる地震波高速度層の検出も試みられている (羽藤・稲盛, 2002)。しかし, MH やメタンガスの存在により地震波反射面が不明瞭な場合 (ブランキングと呼ばれる) は, 速度解析の誤差は大きくなることが予想される。したがって, ある単一の探査方法のみで地下構造を可視化するのではなく, 調査対象物に対して敏感な物理現象を利用した物理探査法を適正に選択し, 組み合わせて利用する必要がある。これは MH 調査に限ったことではなく, 石油・天然ガ

ス・金属資源・地下水などの地下探査全般に言えることである。

そこで本稿では, 海底電磁探査の MH 調査への適用可能性について考える。Goldberg *et al.* (2000) によれば, MH 賦存層の比抵抗値は数十  $\Omega\text{m}$  以上とされており, MH を含まない堆積層の比抵抗値 ( $1 \Omega\text{m}$  程度) とは大きく異なる。電磁探査は地下の比抵抗 (= 単位断面積  $1\text{m}^2$ , 長さ  $1\text{m}$  の物質電気抵抗に相当) の分布を探ることができるので, MH 層のような堆積層中の高比抵抗層のイメージ化には有効な手法である。本稿では, 油ガス層調査などにおいて近年成果を上げつつある海底電磁探査の紹介と, 海底電磁探査による MH 検出の例を紹介し, 今後の展望について提案する。

## II. 海洋 MT (MMT) 探査

海底電磁探査にはさまざまな種類があるが, 大別すると自然の電磁気信号を用いる場合と, 人工的に発生させた電磁気信号を用いる場合がある。また人工信号を用いるときは, 受信部分を海底へ設置して送信部を調査船で曳航する場合と, 送受信部双方を曳航する場合がある。これらの3種類の海底電磁探査を図1にまとめた。以下に探査深度の深いほうから順に紹介する。

地磁気地電流法 (Magnetotelluric 法: 以下, MT 法と記す) は, 地表や海底の観測点において自然の電磁場変動を測定し, 地下の比抵抗分布の情報を得る電磁探査法の1つである (図1)。地磁気変動が地表や海底に作り出す誘導電場の大きさは, その変動周波数と地下の比抵抗に依存する。また電磁場変動が届く深さは周波数にも依存しており, 低周波数ほど地下深くまで浸透する。測定周波数を変えれば探査深度を変えることができるので, MT 法を用いることにより地下浅部~深部の比抵抗構造の情報を得ることができる。実

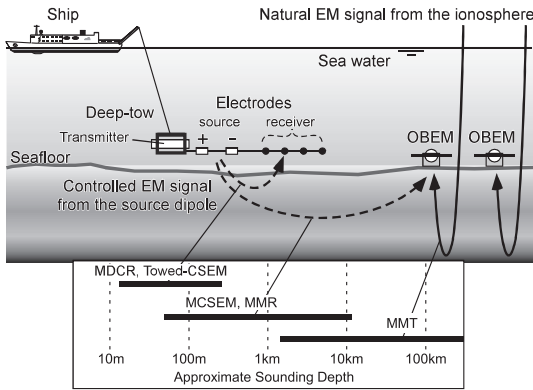


図 1 3 種に大別される海底電磁探査. MMT = 海洋 MT 探査, MCSEM, MMR = 海洋 CSEM 探査および MMR 探査, MDCR, Towed-CSEM = 海底電気探査, 曳航式 CSEM 探査. MMT 探査は電離層起源の自然の電磁場信号を利用し, その他は人工信号を利用する. 大まかな探査深度も図として示した.

Fig. 1 Three broad categories of marine EM soundings. [MMT = marine magnetotelluric sounding; MCSEM, MMR = marine controlled-source EM sounding and magnetometric resistivity sounding; and, MDCR, Towed-CSEM = marine DC resistivity sounding and Towed controlled-source EM sounding.] MMT sounding requires a natural EM signal from the ionosphere, but the others use an artificial EM signal. The approximate sounding depths for each method are also summarized in the figure.

際の調査では観測点を複数設けて, 地下構造の水平・鉛直不均質構造を逆解析 (インバージョン) によって求めることが多い. MT 法の原理の詳細に関しては後藤・三ヶ田 (2008) を参照いただきたい.

海底で実施される MT 法を用いた地下比抵抗構造探査は, 海底 MT 探査あるいは海洋 MT 探査 (Marine MT: MMT 探査) と呼ばれている. MMT 探査では, 海底電位差磁力計 (Ocean Bottom Electro-magnetometer: OBEM) を複数台, 線上もしくは面的に配置して海底での電磁場変動を記録する (Constable *et al.*, 1998; Kasaya and Goto, 2009). MMT 探査の歴史は古く, 1970 年頃から実施されている. 当初は海底下のマントル構造調査などの科学的用途で行われ

てきた (例えば, Constable, 2007 によくまとめられている) が, 近年は観測機器の進歩に伴って, 地殻構造調査にも用いられるようになってきた. 例えば Key and Constable (2002) では東太平洋海膨で MMT 探査を行っており, 海嶺下の深さ 1.5 ~ 6 km に周囲よりも低比抵抗なゾーンを見出しており, これを部分溶融体であると推定している. また後藤ほか (2003) は熊野灘南海トラフにおいて MMT 探査を行い, 1944 年東南海地震の高速破壊域 (いわゆるアスペリティー) を含む地殻構造が相対的に高比抵抗であることを示した. これらを含む近年の調査例は Baba (2005) でも詳しく紹介されている.

最近では科学目的のみならず, 石油資源調査にも MMT 探査が適用され始めており, 特に石油貯留層生成に関与する岩塩の分布把握に成功している. 例えばメキシコ湾 (水深 1000 m 程度) では, OBEM によって得られた 42 地点の海底電磁場データを用いた MMT 探査が行われており, 海底下 1 ~ 5 km に存在する岩塩が高比抵抗体としてイメージされている (Key *et al.*, 2006). 同じくメキシコ湾では, 171 地点に OBEM を設置して得られた海底電磁場データをもとに地下構造解析がなされており, 海底下 2 ~ 8 km に分布する岩塩はやはり高比抵抗体としてイメージされている (Sandberg *et al.*, 2008). Sandberg らの結果で興味深い事柄は地下構造を 2 次元的として解析した場合は岩塩と思われる高比抵抗の基部は掘削結果と 1.8 km もずれてしまうが, 3 次元的として解析した場合はそのずれが小さいことである.

ただし MMT 探査の場合は, 海底直下の地下比抵抗構造の情報を得ることは難しい. MMT 探査では自然の電磁場変動を利用するが, これらは電離層起源であるため, 高周波の電磁場変動は海水中で減衰してしまい海底まで届かない. 一方, 低周波の電磁場変動は海底まで届くが海底直下で急速に減衰しないために, 海底下深く (数 km) までの平均的な比抵抗情報が得られることとなる (図 1). したがって海底下数 km よりも浅部を探査するためには, 海底付近に比較的高周波の人工

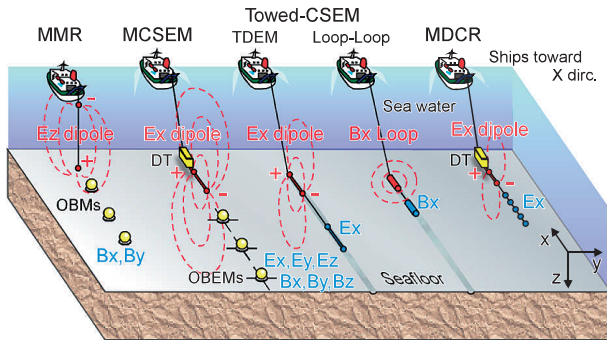


図 2 人工信号源を用いた海底電磁探査の一覧(概念図)。船の進行方向は -X 方向。赤が送信極であり、赤い点線は人工信号源から発せられる電流を模している(ループ・ループ法については誘導電流を模している)。E, B は受信電場・磁場を表している。OBEM = 海底電位差磁力計, OBM = 海底磁力計, DT = 深海曳航体。

Fig. 2 Schematic view of various marine EM soundings with controlled sources. Ships travel in the -X direction. Red units are controlled sources and red dash lines schematically indicate an artificial electric current from the source (or induced electric current in the case of loop-loop method). E, B = received electric and magnetic fields. OBEM = ocean bottom electromagnetometer, OBM = ocean bottom magnetometer, DT = deep-towed instruments.

信号源を設置し、人工電磁探査を行う必要が生じる。そこで次項以降では人工電流を用いた海底電磁探査について、その代表的なものを紹介する。

### III. 人工電流源海底電磁探査

人工電流源を用いた海底電磁探査には実にさまざまな種類がある。これらは大別すれば、A) 送信装置と受信装置が切り離されている方法と、B) 送信装置・受信装置ともに一体化されており共に海底付近を曳航される方法に分けられる。前者は一般に探査深度が深く、後者は浅いという特徴がある。以下、A の代表例として海洋 CSEM 探査や MMR 探査、B の代表例として曳航式 CSEM 探査および海底電気探査を紹介する(図 2)。

#### 1) 海洋 CSEM 探査

海洋 CSEM 探査 (Controlled Source Electromagnetic sounding) とは、深海曳航型の人工電流送信装置から海底付近を曳航されている 2 つの送信電極間に交流電流を流し、このとき海底に発生する電場・磁場信号を離れた OBM (図 3) などの海底に設置された装置で受信する電磁探査法である(図 1, 図 2)。送信ダイポールは水平であることが多く、また送受信データ解析はある周波数帯における単位送信強度あたりの受信電場信号の振幅 ( $V/m/(Am) = V/(Am^2)$ ) を用いることが多い。このときの探査深度は、送受信間距

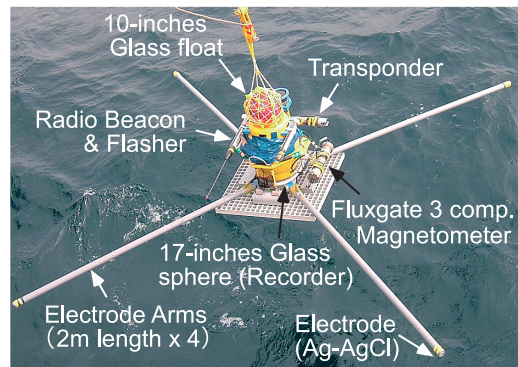
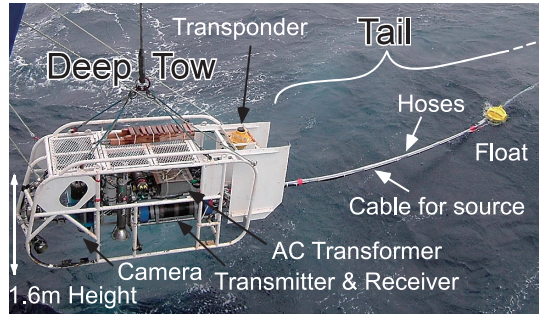


図 3 深海曳航式人工電流送信装置(上: 通称 MANTA. Goto *et al.*, 2008 に加筆) および小型海底電位磁力計(下: 通称 OBEM)。いずれも日本独自の開発によるもの。

Fig. 3 Top: Marine navigated towed antennas (MANTA: originally from Goto *et al.*, 2008) for deep-towed source dipole. Bottom: Small ocean bottom electromagnetometer (OBEM). Both units were developed by Japanese EM researchers.

離が短いほど、また送信周波数が高いほど浅くなる。深海底での海洋 CSEM 探査の歴史は古く、1970 年代に米国スクリプス海洋研究所の研究に端を発する (Constable, 2006)。以来、アメリカを中心として学術ベースの研究がなされてきた。その集大成の 1 つはカリフォルニア沖太平洋プレートの海洋地殻～マントルにかけての 1 次元比抵抗構造である (Cox *et al.*, 1986)。これによって海底下 3～7 km 厚の海洋地殻の比抵抗値が 1000  $\Omega\text{m}$  程度であり、その下の海底下 10～20 km 程度までは 50000  $\Omega\text{m}$  以上の最上部マントルがあることが初めて明らかにされた。また別の集大成は、トンガ島弧の背弧海盆にあたるラウ海盆で 1995 年に実施された海洋 CSEM 探査であり、拡大軸直下の海底下 2～4 km には低比抵抗帯がイメージされている (MacGregor *et al.*, 2001)。MacGregor らはこの低比抵抗帯を拡大軸周辺の熱水・塩水循環を反映したものと推定している。最近では東太平洋海膨 (北緯 9 度) において、40 台の OBEM と人工電流送信装置を用いた海洋 CSEM 探査を行っており、同時に前述の MMT 探査も行っており、同時に前述の MMT 探査も行って地殻浅部～マントルの構造調査を試みている (Key *et al.*, 2005)。また 2009 年 5 月には同様の規模でオーストラリア北西の Scarborough ガス田での海洋 CSEM 探査を行っている (Constable and Key, 私信, 2009)。これらの調査時の送信電流の周波数は 0.1～1 Hz、送信電極間隔は 100～300 m、送信電流量は 100～1000 A であり、送信ダイポール強度は 300 kAm が可能となっている。以上の海洋 CSEM 探査の概要については、Constable (2006) や Constable and Srnka (2007) に詳しい。

以上は研究ベースの海洋 CSEM 探査であるが、2000 年頃から石油・天然ガス調査を目的とした商業ベースの海洋 CSEM 探査の適用事例が増えはじめた。そのきっかけはノルウェイの Statoil 社が油ガス調査に海洋電磁法を採用したことにはじまる (McBarnet, 2004)。現在、商業ベースでの海洋 CSEM 探査会社は 3 社ほどあるが、海洋 CSEM 探査の実施数は爆発的に増加している。その 1 つの EMGS 社の発表によれば 2000 年の

時点では OBEM の設置台数はのべ約 30 台、送信電流測線長は約 300 km であったのに対して、2005 年にはのべ約 4000 台・約 12000 km である (Eidesmo *et al.*, 2005)。

油ガス調査において、海洋 CSEM 探査が大幅に適用されはじめた理由の 1 つに、油ガス層が堆積層と比較して電気を通しにくい性質を持つことが挙げられる。例えば Constable (2006) では油ガス層は 100  $\Omega\text{m}$  以上、山根 (2008) では 30  $\Omega\text{m}$  以上と報告されている。これは前述した堆積層の標準的な比抵抗値 (1  $\Omega\text{m}$ ) より大幅に高い値である。もう 1 つの理由は、人工電流送信時に発生する電場を海底面で測定していることが挙げられる。オームの法則から考えると、同じ電流量でも回路の抵抗が高いほど、電圧は大きくなる。海洋 CSEM 探査の場合も、堆積層のみの場合には電場信号が減衰して届かないような送受信間距離でも、油ガス層がある場合は大きめの電場信号が届くことになる。つまりターゲットとしての油ガス層があるほうが受信信号は大きくなるわけで、これは油ガス層調査にとって幸運である。このような受信特性は Constable (2006) で定量的に紹介されている。例えば厚さ 100 m、比抵抗値 100  $\Omega\text{m}$  の円盤状の高比抵抗体が海底下 1000 m に埋没している場合を考える。この場合、受信点 (OBEM) が高比抵抗体の上にある場合のみ受信電場が大きくなる。高比抵抗体の直径が 4 km の場合、受信強度は最大で 10 倍程度に増幅される (Constable, 2006: Fig. 4)。なお人工電流を送信し、電場を受信するのであれば「電気探査と言う手法ではないか？」と思われるかもしれないが、送受信間距離が遠い場合は電磁誘導に伴う電場の距離減衰が顕著であり、受信電場を定量的に見積もるためには電磁誘導の原理を導入する必要がある。故に「電磁探査」である。

実際の油ガス調査でも、海洋 CSEM 探査の有用性は示されている。例えば Constable and Srnka (2007) は油ガス層をターゲットとした海洋 CSEM 探査を 3 例紹介している。このうちアンゴラなどの西アフリカ沖での 2 事例では油ガス層を 50～75  $\Omega\text{m}$  の高比抵抗層として検出でき

表 1 油ガス調査における海洋 CSEM 探査の適用例. 論文中に探査深度や送信の強度 (ダイポールモーメント) が示されているものはそれも記した.

Table 1 Examples of marine CSEM surveys for oil and gas explorations. The sounding depth from seafloor and dipole moment for current source are also indicated if the papers describe them.

Region		Sounding Depth from sea floor (m)	Dipole Moment for source (kAm)
Offshore West Africa			
Angola	Ellingsrud <i>et al.</i> (2002)	–	16.5
West Africa	Srnka <i>et al.</i> (2005)	2500	–
Cote d'Ivoire	Hagdorn <i>et al.</i> (2008)	2000-3000	–
West Africa	Price <i>et al.</i> (2008)	–	–
Mauritania	Christensen and Dodds (2007)	5000-5500	270
Offshore South America			
Falkland Islands	MacGregor <i>et al.</i> (2007)	3000	–
North Sea			
Nuggets-1 gas field, UK	MacGregor <i>et al.</i> (2006)	3000	324
Troll gas field, Norway	Johansen <i>et al.</i> (2005)	–	230
	Hokstad and Røsten (2007)	4000	200
	Abubakar <i>et al.</i> (2008)	3500	–
Luva gas field	Hesthammer <i>et al.</i> (2008)	–	–
Offshore South East Asia			
South East Asia	Mittet <i>et al.</i> (2008)	4000	–
Sabah, Malaysia	Darnet <i>et al.</i> (2007)	–	–

ている。一方、別の西アフリカ沖の 1 事例では高比抵抗層を検出できなかったが、この油ガス候補層は実は塩水で満たされていたことがわかっていった。地震波探査のみからは油ガス層とされたので掘削してみたが、結果はハズレであった。すなわち海洋 CSEM 探査を用いることでこのような掘削リスクを減らせる可能性が示されている。Constable and Srnka (2007) によれば、これらの試験探査ののち、ExxonMobile 社は西アフリカ・南米・北米で 2002～2004 年にかけて 34 回の探査を行っている。これらを皮切りに現在、海洋 CSEM 探査は油ガス探査を主目的として世界各地で行われている。著者が知りえた公開情報のみであるが表 1 に調査海域などをまとめた。以上の油ガス調査における海洋 CSEM 探査の適用に関しては、山根 (2008) にも詳しくまとめられている。

一方で、海洋 CSEM 法の抱える問題点として、Air Wave が挙げられる。水深が浅く送受信間距離が長い (+送信周波数が低い) 場合は、送信ダイポールから空气中を伝播し OBEM に伝わる電磁場の影響を無視できず、この電磁場を Air Wave と呼んでいる (例えば, Um and Alumbaugh, 2007)。空气中は電磁場の減衰が少ないため、OBEM には強い電場振幅が観測されることになるが、これは油ガス層が地下にある場合の受信電場パターンに酷似しているため、データ解釈時に注意を要する。したがって Air Wave の影響を除去もしくは評価する必要があるが、地震波伝播とは異なり Air Wave は「空気層」と「海水層+地下構造」のカップリングで起きる現象のため、地下構造によって Air Wave の現れ方は異なる。したがって、水深などに基づいて Air Wave を一律補正することは難しいと思われる。空気層

も含めた適正なモデリングにより、Air Wave も含んだ数値計算を行うことは解決法の1つである (Andreis and MacGregor, 2008)。また後述する時間領域の海底電磁探査であれば Air Wave を見分けることができる (水深が浅い場合は早い時間に OBEM に到着する : Weiss, 2007)。他方、地震波伝播のように海水層で多重反射する電磁場を記述することで Air Wave を補正する方法も提案されており (Nordskog and Amundsen, 2007)、さまざまな補正・評価方法が提案されている段階である。あるいは、Air Wave は地下深部を探査する場合に生じる現象であるので、前述の MMT 探査と海洋 CSEM 探査を組み合わせたジョイント解析 (MacGregor and Harris, 2007) を行うことが効果的かもしれない。

その他にも海洋 CSEM 法の抱える問題点はいくつかが挙げられる。主だった4つを以下に列挙する。(1) 地下構造解析であるが、現在は2次元インバージョンが主流であり、3次元インバージョンはまだ開発途上である。最近では Gribenko and Zhdanov (2007) による積分方程式法に基づく3次元インバージョンや、Ueda and Zhdanov (2008) による EM マイグレーションによる3次元のイメージング法などが提案されている。(2) 現在は OBEM による水平方向の受信電場強度のみが解析にもっぱら用いられている。しかし、例えば鉛直方向の電場成分は、油ガス層の有無に敏感である。これはスネルの法則を考えると理解できる。水平に広がる高比抵抗層とその上下の低比抵抗層の間では電場は屈折するので、高比抵抗層内では電場の鉛直成分が大きくなる (Um and Alumbaugh, 2007)。言い換えれば、高比抵抗層の上下境界にチャージが溜まった状態となっており、このようなチャージは海底面にも異常な鉛直電場を生成する (Key, 私信, 2009)。今後は電場3成分・磁場3成分に関する振幅・位相の全情報が海洋 CSEM 探査に用いられるようになるであろう。(3) 海底下の極浅部の構造 (数百 m 以浅) の解析は従来あまりなされていない。これは深海曳航される送信ダイポールの形状に起因しており、送受信間距離が 1 km 以下の場合受信

電場振幅に有限長ダイポールの効果が現れる (Constable, 2006 : Fig. 3)。今後、数百 m より浅部の地下構造を解析するためには、送信ダイポールの方位や傾斜角をモニターあるいは制御すること、さらに送信ケーブル長などを加味したモデリングソフトの開発が必要である。(4) 油ガス調査においては、より高度な地下構造解釈のために地震波探査と海洋 CSEM 探査のジョイント解析が必要とされている。理由の1つは、海洋 CSEM 探査による決定される比抵抗構造の任意性である。海洋 CSEM 探査では「厚さ×比抵抗値」を求めることができるが、どちらか一方の値に制約を与えないと、もう片方の値を確定できない場合がある (Dell'Aversana, 2007 : Fig. 7 に具体例)。地震波探査とジョイントさせることにより、比抵抗構造の任意性は減り、比抵抗値の決定精度は向上する (MacGregor *et al.* 2006)。もう1つの理由は油ガス貯留層のパラメータ (流体の種類・飽和度・空隙率等) をより高精度で知るためである (Cooper *et al.*, 2008)。なお、MMT 探査の場合は一般に「厚さ×電気伝導度 (比抵抗値の逆数)」を求めることができるが、厚さと電気伝導度の間には若干のトレードオフがあることが知られている。

## 2) MMR 探査

海洋 CSEM 探査では水平ダイポールを人工電流送信に用いるが、鉛直ダイポールを用いて人工電流を送信し、そのとき海底に発生する水平磁場を測定する探査法を MMR 探査 (Magnetometric Resistivity sounding) あるいは MOSES 探査 (Magnetometric Offshore Electrical Sounding) と言う。人工電流送信時には水面近くと海底付近に送信電極を配置する。また海底での観測には OBEM あるいは OBM (海底磁力計 : Ocean Bottom Magnetometer) を用いる (図2)。海洋 CSEM 探査によく似ているが、MMR 探査の場合は電流送信に鉛直ダイポールを使用するため、探査時には送信電極は深海曳航されるわけではなく、停船した探査船から真下に下ろされるのが基本である。MMR 探査は、カナダのトロント大学のグループによって 1985 年頃に完成された

(Edwards, 2005 に詳しい)。それ以降、特に海嶺軸付近の海底下浅部（深さ数 10 m ~ 1 km）の比抵抗構造探査に特に使われてきた（多田・島, 2006 にはファンデフーカ海嶺, 東太平洋海膨, マリアナトラフの例が紹介されている）。

MMR 探査では、鉛直ダイポールから送信される人工電流がどれほど地中を伝わるかを、水平磁場によって測定する。仮に海底下に電流が流れないとすると、鉛直ダイポールから発される人工電流はすべて海水中を流れる。この場合、OBM と鉛直ダイポールの間をすべての電流が流れるため、OBM で測定される水平磁場はゼロである。すなわち、OBM で大きな水平磁場が測定されればされるほど、海底下の比抵抗値が低いことがわかるのである。なお MMR 探査は電磁探査の一種と見なされる場合もあるが、送信電流は直流と仮定されており、海底に発生する磁場もアンペールの法則から導かれる直流磁場と仮定されているので、電磁探査というよりも電気探査に近い探査法といえるであろう。実際、MMR 探査は電気探査と同様の性質も持っており、例えば MMR 探査での最大探査深度は送受信間距離に依存しており、送信電極と OBM の距離の 3 分の 1 程度である。以上の原理については Edwards (2005) および多田・島 (2006) にまとめられている。

MMR 探査は鉛直ダイポールを用いているが、幾何学的に考えると容易に理解できるように、水平ダイポールに比べると海底下を流れる電流量は少ない。また直流近似のために、送受信間距離が離れると適用が困難になる場合がある（周期 16 秒程度の長周期の電流を送信しているので、表皮深度を目安にすれば送受信間距離 1 km 程度は問題がないと考えられる）。しかしながら MMR 探査では、船上に人工電流送信装置を設置すればよく、探査システムがシンプルである。また送信ダイポールは水深にほぼ等しいため、大きなダイポール強度を得ることができる。例えば Tada *et al.* (2005) では ±19 A を通電しており、水深は 3600 m 程度であったので、送信ダイポール強度は約 140 kAm である。この値は海洋 CSEM 探査の近年の送信ダイポール強度には劣るものの

(表 1), 船上装置のシンプルさを考えれば有益である。

### 3) 曳航式 CSEM 探査

曳航式 CSEM 探査は、海洋 CSEM 探査に似通った電磁探査法であるが、両者の最大の違いは人工電流送信装置とともに受信装置もケーブルで曳航する点である（図 1）。送受信間距離や、送信ダイポールの方位と受信センサーの方位の角度の差は、深海付近を曳航されるケーブルが真っ直ぐであるならば、ほぼ厳密に決定可能である。このため、曳航式 CSEM 探査では、曳航ケーブルを海底面に沿わせて行うケースが多い。したがって海洋 CSEM 探査の問題点として挙げた海底下極浅部の探査に優れている。反面、送受信間距離を広げることは曳航ケーブルの長大化を招くため困難であり、探査深度は数百 m より浅い所に限られる。曳航式 CSEM 探査のもう 1 つのメリットは、探査時には船上でリアルタイムに電磁探査データをモニターできることである。これによって探査の効率化が期待される。また送信装置と受信装置をケーブルで接続しているので、送受信記録の時刻同期を精密にとることが可能である。これにより、電磁場の振幅だけではなく位相を用いた解析が可能となる。

曳航式 CSEM 探査には大きく分けて 2 種類存在する。1 つは海洋 TDEM 探査 (Marine Time-Domain Electromagnetic sounding) と呼ばれるカナダのトロント大学が開発した方式で、海洋 CSEM 探査でよく使われる周波数領域ではなく、時間領域での解析を採用している（図 2: Towed TDEM）。探査システム概要は Yuan and Edwards (2000) で紹介されており、その詳細については Edwards (2005: Figs. 11, 12) に詳しく紹介されている。まず海底を曳航している長さ約 120 m の送信ダイポールから矩形的な人工電流を海中に流す（周期は約 7 秒、送信電流値は 20 A 程度）。送信ダイポールから約 170 ~ 290 m 離れた複数の受信ダイポール（長さ各 15 m）も同じく海底を曳航されており、送信電流を遮断した後の受信電場変動を記録できる。送信電流を遮断しても地中や海中を流れている電流は急には止まることは



できず、受信電場は緩やかに減少する。この過渡現象を用いた探査法が海洋 TDEM 探査の特徴である。一般に TDEM 探査では、送信電流により発生される 1 次的電磁場の遮断後に誘導される 2 次的電磁場のみを測定しているため、高精度な誘導電磁場の解析が可能とされている。また前述したように Air Wave を見分けることも可能な場合がある。近年ではこれらの特性を背景として、海洋 CSEM 探査でも時間領域の解析が進みつつある。なお海洋 TDEM 探査では探査中は曳航をやめて、送受信ダイポールを 10 分間程度海底に静置させて、その間に人工電流の通電・遮断を繰り返す。その理由はおそらく、急速に減衰していく 2 次的電場を時間領域で精密に測定するためと推測される。このため、連続的に海底下構造をイメージできるわけではなく、離散的にイメージしている。

曳航式 CSEM 探査の別の方式では、ここまで紹介した探査法のように人工電流を海中に流すのではなく、送信コイル（磁気ダイポール）により海底面に水平方向の変動磁場を作りだし、受信コイルでそれを測定している。これはいわゆるループ・ループ法と呼ばれる電磁探査法である（図 2 の Loop-Loop）。その開発始祖はカナダの研究グループであるが（Cheesman *et al.*, 1990）、現在は米国ウッズホール海洋研究所で盛んに研究がなされている。Evans *et al.* (1999 : Fig. 2) には探査システムの概念図や初期の探査結果が報告されている。それによれば、送信コイル 1 つと受信コイル 3 つが海底面に曳航されており、送受信間距離は 4 ~ 40 m、探査深度は 10 ~ 20 m 程度、1 ~ 2 ノット（時速 1.8 ~ 3.6 km）での連続曳航探査が可能である。Evans (2001) では、曳航式 CSEM 探査の結果が堆積物コアの結果とよく一致することを報告している。探査事例としては、堆積層構造の解明（過去の河川跡が低比抵抗帯として見える）や、海底マウンドでのメタンハイドレート検出などが報告されている（Evans, 2007）。ただしトロント大やウッズホール海洋研究所の探査装置に共通する事象だが、海底曳航方式ゆえに海底突起物などにより観測装置が壊

れることもあるようである（Evans, 私信, 2003 : Schwalenberg, 私信, 2004）。

ここまで述べたように、海中への送信装置としては、(1) 電流ダイポール型、(2) 磁気ダイポール型があり、送信ダイポールの設置方向としては A) 鉛直方向、B) 水平方向が存在し、あわせて 4 通りの送信パターンが存在する。これらの特徴や差異については、Chave *et al.* (1991) にまとめられている。

#### 4) 海底電気探査

地下探査のために、陸上では古くから盛んに電気探査が用いられており、近年では 2 次元あるいは 3 次元の比抵抗構造が求められている。海洋においても例外ではなく、例えば送受信電極を多数配したケーブルを水面に浮かべて浅海を曳航する“水上電気探査”は近年多数行われており、海底活断層調査（Kwon *et al.*, 2005）、海底湧水の調査（Day-Lewis *et al.*, 2006）、湿地帯の調査（Mansoor and Slater, 2007）、河床下の地下水調査（Allen and Merrick, 2007）、さらに地下ではなく水の塩分濃度分布の調査（Amidu and Dunbar, 2008）などに利用されている。一方、送受信ケーブルを浅海底に敷設する“敷設式海底電気探査”もその歴史は古く、早川（1963）ではソ連や住友金属社が取り組みつつあることが触れられている。近年では、海底地盤調査（Lile *et al.*, 1994）、塩淡境界の地下水調査（上原ほか, 2007）、さらに海底淡水湧水のモニタリング（Taniguchi *et al.*, 2006）を目的とした敷設型海底電気探査が行われている。さらに送受信ケーブルを水面に浮かべるのではなく、浅海底上に曳航しながら実施する“曳航式海底電気探査”も行われている。Wynn (1988) は曳航式海底電気探査（正しくは IP 法：電気探査を行う際に、流した電流がどの程度地下に充電されるかを調べる方法）を実施し、海底の金属物質の検出可能性を示した。また堆積構造や海底淡水湧水のイメージングにも曳航式海底電気探査が適用されている（例えば、井上, 2005）。Wynn (1988) ではケーブル曳航をしながら探査が行われており、井上 (2005) では探査時にはケーブルを海底に静置している。

これらはいずれも水深 30 m 程度よりも浅い海域での探査事例であり、深海での海底電気探査 (Marine DC resistivity sounding : 図2 の MDCR) の事例はまだ少ない。先駆的事例としては、掘削孔を用いた水深約 3500 m での海底電気探査 (Becker *et al.*, 1982) があり、水深約 3600 m の海底熱水地域で潜水艇による敷設式海底電気探査を試みた例 (Von Herzen *et al.*, 1996) もある。より実用的な海底電気探査としては、水深約 900 m の日本海海底において深海曳航式海底電気探査を行った例がある (笠谷ほか, 2006; 高木, 2006; Goto *et al.*, 2008)。この例では、曳航ケーブルは中性浮力とし、海底には下ろさずに海底から高度 5 ~ 10 m をできるだけ保つようにして、海底下の比抵抗構造を連続的にイメージできる。海底面を曳航する場合に比べれば、曳航ケーブル形状については多少のたるみなどが発生する恐れがあるが、海底や海面から十分離れた海中にて、海底付近での曳航時と同速度を保ちつつ (曳航ケーブルの形状を海底付近の場合と同じと仮定して) 海底電気探査を行い、正しく海水の比抵抗値を示すかどうかで検定を行っている。

海底電気探査のメリットは曳航式 CSEM 探査と共通点が多いが、測定システムはよりシンプルである。そのため、曳航式 CSEM 探査よりも多数の送信・受信電極を 1 つの曳航ケーブルに搭載することができ、深さ方向・水平方向の解像度を上げることが可能となる。また曳航式 CSEM 探査では電磁誘導の原理 (マクスウェルの方程式) が用いられているが、海底電気探査では直流を仮定しておりオームの法則のみが利用されている。このため、海底電気探査における地下構造解析では、電磁探査の場合と比較して計算時間・コストが大幅に軽減される。一方、デメリットは探査深度がケーブル長によって制限されることである。数値計算の結果によれば、送受信電極間距離と探査深度はおおむね 1 : 1 である (Goto *et al.*, 2008)。すなわち曳航ケーブルの長さがおよその探査深度である。また海底電気探査では直流を仮定しているため、探査深度が深くなれば送信周波数を低くする必要があり、単位時間当たりのデー

タ取得数は減少する (0.25 Hz の場合は表皮深度から考えて、500 m 程度までは直流近似は可能かと思われる)。なお送信装置に関しては海洋 CSEM 探査や曳航式 CSEM 探査と海底電気探査では同等のものをを用いているが、一般に海底電気探査装置のほうが (探査深度が浅いために) 最大送信電流値は小さい。

海底電気探査に関しては、海水の比抵抗 (約 0.3  $\Omega$ m) が陸上堆積物 (例 : 100  $\Omega$ m) よりも圧倒的に小さく、いわば受信電極同士がショートしたような状態にも思われるため、日本国内の物理探査専門家は当初 (2005 年頃) その有効性に対して懐疑的であった。しかし、(1) 送信電極と海水との接触抵抗は陸上よりも極端に小さく (1  $\Omega$  程度) 小さな出力電圧で大きな出力電流が送信できること、(2) 受信電極と海水との接触電位差ノイズが小さく受信電圧が比較的安定していることから、海底では陸上よりも高い S/N 比で電気探査を行える。実際に日本海の場合、見掛比抵抗誤差は 0.01  $\Omega$ m 以下であった (Goto *et al.*, 2008) このときの送信電流は  $\pm 16$  A 程度、送信周波数は 0.25 Hz、受信電位ノイズは 10  $\mu$ Vp-p 以下であった。陸上では受信ダイポール間隔や電極の接地抵抗などによるが、1 mVp-p 程度のノイズレベルが一般的である (例えば、上原ほか, 2007)。このような海底でのメリットは他の海底電磁探査にも言えることである。先に紹介したように、浅海での適用事例の増加傾向を考えれば、深海での適用例は今後ますます増えると考えられる。現に米国 AGI 社は水深 1000 m 程度で稼働する深海用の海底電気探査装置の販売を開始しているようであり、今後商業ベースの海底電気探査は増えると予想される。

#### IV. メタンハイドレート域への 海底電磁探査の適用

本章では、ここまで紹介してきた種々の海底電磁探査のうち、海底下の MH 調査に適用された例を紹介する。その代表例は、オレゴン沖 Hydrate Ridge での海洋 CSEM 探査の結果である。Weitemeyer *et al.* (2006a) によれば、25 台

の OBEM を線状に並べ、その上を人工電流送信装置を曳航したところ、見掛比抵抗の増加地域が認められた。海底下 0 ~ 300 m 程度に相当する見掛比抵抗分布は、反射法地震探査の結果と整合的であり、従来の研究で MH があると思われる地域は高い見掛比抵抗値を示した。アーチーの法則に基づいて見掛比抵抗値から MH の孔隙中の飽和率を求めたところ、0 ~ 30% の飽和率と見積もられた。これらの値は ODP での海底掘削データから推定された含有量と矛盾しない。Weitemeyer *et al.* (2006a) で注目すべきは、送信電流の周波数である。通常、海洋 CSEM 探査ではより深部のターゲット（海底下数 km の油ガス層）に対して 0.25 Hz 程度の人工電流を送信しているが、本研究では 5 Hz の人工電流を送信している。こうすることで送受信間距離が同じであっても探査深度を浅くすることが可能となる (Weitemeyer *et al.*, 2006b)。送信周波数を 0.25 Hz のままにしておき、送受信間距離を縮めることでも探査深度を浅くすることは可能であるが、この場合は III 章 1) 節で述べたように送信ダイポールの方位や傾斜角の影響が大きくなり、地下浅部を正しくイメージすることができない。ただし、5 Hz の人工電流信号は 0.25 Hz の場合よりも距離減衰が激しいため、送受信間距離が大きくなると測定精度が低下する。したがって、5 Hz だけではなく 0.25 Hz のような低周波数・大振幅の送信信号も同時に用いて MH のイメージングをすることが重要で、やはり曳航ケーブルの位置を精度よく把握し、これを取り込んだインバージョンコードを開発することが今後の課題であり、Weitemeyer ら (私信, 2009) はすでに開発を始めている。

海洋 CSEM 探査によって海底下の MH がイメージされるケースは今後おそらく増えるであろう。例えば Darnet *et al.* (2007) では、マレーシア沖での海底地形・MH・深部油ガス層の有無による海洋 CSEM 探査での受信データへの影響を数値計算に基づいて議論している。またスクリプス海洋研究所では 2008 年 10 月に、メキシコ湾において海底下の MH 調査を目的とした海洋

CSEM 探査を行った。ここでは新規に開発された深海曳航式 3 成分海底電位差計が使用された。Vulcan と名付けられたこの装置は、送信ダイポールのさらに後方にローブによって取り付けられ、人工電流送信装置とともに海底を曳航される。つまり周波数領域の曳航式 CSEM 探査を可能にする装置である。データは無事に取得され、現在解析中である。

日本でも海洋 CSEM 探査による MH のイメージングが試みられている。その一例として、桜井ほか (2009) は、海底電気探査装置として開発された人工電流送信装置 (MANTA: Marine Navigated Towed Antennas) と OBEM 1 台を組み合わせて、海洋 CSEM 探査を実施している (図 3)。これらの装置の詳細は笠谷ほか (2006), Goto *et al.* (2008), Kasaya and Goto (2009) をご覧いただきたい。桜井ほか (2009) での実験海域は東海沖である (図 4)。実施時期は 2006 年 2 月であり、海洋研究開発機構の調査船「かいよう」KY06-02 航海において行われた。この海域では基礎試錐「南海トラフ」が 2000 年に掘削されており、海底下約 210 ~ 270 m で 3 層の MH 層が確認されている (手塚ほか, 2002)。この基礎試錐「南海トラフ」の南南東 1 km ~ 北北西 1 km にかけて、海洋 CSEM 探査の曳航測線を設けた。海底地形はほぼ平坦である。送信ダイポール (最大長約 100 m, 総ケーブル長約 160 m) を有する MANTA を海底面より高度約 8 m を保ちつつ、最大 ± 16 A 程度 (周波数 0.25 Hz) を送信しながら測線上を約 1 ノットで曳航させた。この間、受信装置である OBEM を MANTA の曳航測線から約 160 m 離れた地点へ設置しておき、8 Hz のサンプリングレートで海底での水平電場 2 成分・磁場 3 成分を記録した。

東海沖での海洋 CSEM 探査では、500 m を超える送受信間距離でデータを取得することができた。受信データの一例を図 5 に示す。水平電場 2 成分はそれぞれ、MANTA 曳航測線に並行成分 ( $E_x$ ) と直交成分 ( $E_y$ ) に座標回転がなされている。また受信磁場信号の代表値として鉛直成分を図示した。図 5 では横軸 2800 秒付近で  $E_x$  と  $B_z$

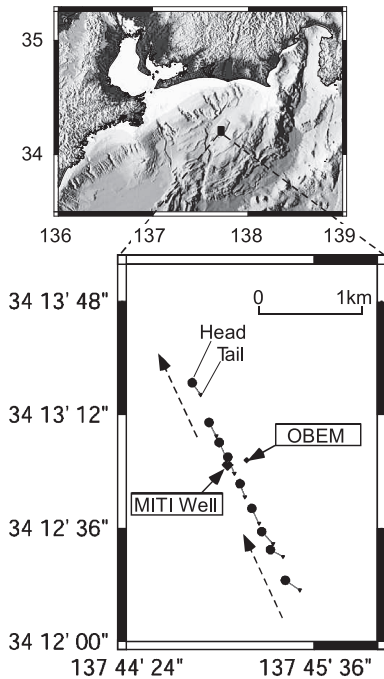


図 4 東海沖における海洋 CSEM 探査の範囲。Head, Tail = MANTA (送信ダイポール) の先頭と末尾の代表的な位置 (音響測位システムにより決定)。MITI Well = 基礎試錐「南海トラフ」の位置。OBEM の設置位置は北緯 34°12.959', 東経 137°45.167', 水深は 954 m。

Fig. 4 Location of a marine CSEM experiment off Tokai, Japan. Head, Tail = representative locations of the MANTA using the ship's acoustic navigation system. MITI Well = a borehole. Location of an OBEM site is N34-12.959', E137-45.167' with a water depth of 954 m.

は最大振幅を示しているが、この時刻に MANTA と OBEM の距離は最短であった。すなわち図 5 の大振幅部分は、MANTA から送信された電流信号が OBEM の地点に作りだした電場・磁場信号である。この受信信号部分は図 5 の横軸 1900 秒付近～3500 秒付近で顕著である。これは MANTA と OBEM の最接近時刻の -900 ～ +700 秒程度にあたる。曳航速度が 1 ノット (時速約 1.8 km) なので、MANTA と OBEM の最短距離が約 160 m であることも加味すれば、MANTA と OBEM の送受信間距離がおよそ -480 ～ +380 m の範囲内では明瞭に信号が受信されており、受信

信号のスタッキングを行えば送受信間距離は ±1 km 程度は確保できると推測される。したがって地下数百 m の比抵抗構造を求めることが可能である。なお Ex 成分, Ey 成分は途中で振幅が小さくなる箇所がある。これは MANTA と OBEM の位置関係によって、Ex 成分最大時には Ey 成分が最小となり、Ey 成分最大時には Ex 成分が最小となるためである。また Ex・Ey 成分には、OBEM の増幅回路に起因するノイズのために受信電位差のノイズレベルが 10  $\mu\text{Vp-p}$  程度に達している。現在ではこの問題は解決されており、ノイズレベルは 1  $\mu\text{Vp-p}$  である。記録保存時にも定期的なスパイク状磁場ノイズが発生していたが (図 5)、こちらも現在は解消されている。

予察的な解析結果によれば、本地域の海底下の比抵抗値を一様と仮定した場合、観測された受信電場強度をよく説明する比抵抗値は 1～2  $\Omega\text{m}$  であった (桜井ほか, 2009)。この値は基礎試錐「南海トラフ」での電気検層データ (手塚ほか, 2002) から得られる堆積物の平均的な比抵抗値と同等であり、今回の海洋 CSEM 探査の結果がおおむね妥当であることが裏付けられた。次に同検層データに基づいて、比抵抗値 10  $\Omega\text{m}$ ・厚さ 30 m の高比抵抗層を海底下 250～280 m においたモデルについて数値計算を行ったが、受信電場強度の計算値は 2  $\Omega\text{m}$  一様構造の場合と大きな差異はなかった。したがって今回の観測誤差程度では基礎試錐「南海トラフ」でみられたような薄い MH 層の検出は難しいと言える。

一方、同様の高比抵抗層が深さ 100 m 程度にある場合は、受信電場強度の計算値は誤差を超えて変化するので、薄い MH 層であったとしても深さ 100 m 程度であれば検出可能であると言える。先に述べたように現行の OBEM ではノイズ低減がなされているので、現在ではもう少し深いところにある薄い MH 層を検出可能であると思われる。一方、図 5 の Ex 成分をよくみると、MANTA が OBEM に近づくとときと遠ざかるとときで、Ex 成分の局所最大振幅 (2300 秒付近と 3300 秒付近: 図 5 の矢印と破線) に差があることがわかる。MANTA が OBEM に近づくとときのほうが受信振

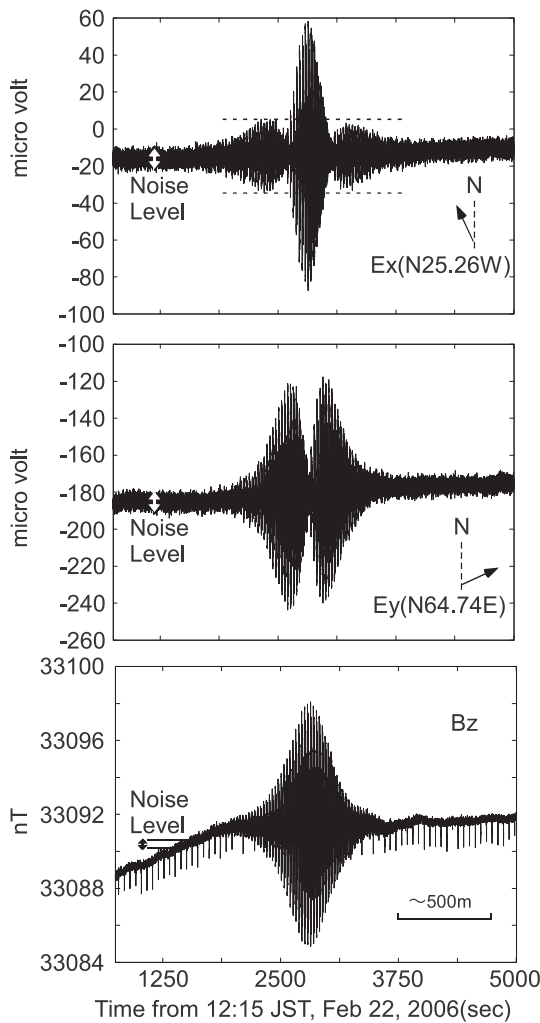


図 5 海洋 CSEM 探査時に OBEM で受信されたデータの例。測定ノイズレベルも記した。Ex, Ey = 送信ダイポール曳航測線に並行・垂直な電場成分 (図中に方位を黒矢印で示した)。長さ 4.4 m の受信ダイポールで計測された値である。Bz = 磁場鉛直成分。送信ダイポールは 1000 秒間で約 500 m 程度移動しており、時刻 2800 秒付近で OBEM に最も近づいている (図 4)。Ex の振幅をみると、送信ダイポールが OBEM に近づく時間帯のほうが、遠ざかる時間帯よりも大きい (Ex グラフ中の水平点線は接近時の最大振幅)。

Fig. 5 An example of data obtained from marine CSEM sounding recorded by one OBEM. The noise levels of the instrument are also shown. Ex, Ey = parallel and perpendicular components of electric field to the towed profile measured with electric dipoles of 4.4 m in length. The direction of each component is shown as a solid arrow in the figure. Bz = vertical magnetic field. During a period of 1000 seconds, the source dipole was towed continuously a distance of about 500 m. At around 2800 sec., the source dipole was closest to the OBEM (Fig. 4). Note that the Ex amplitude before approaching the OBEM is larger than after leaving from the OBEM (Horizontal dash lines in the Ex graph indicate the maximum amplitude when approaching).

幅は大きいので、OBEM より南南東側には地下の浅いところに MH 層が分布する可能性が示唆される。しかし III 章 1) 節で述べたように、このような地下浅部の解析時には MANTA の送信ダイポールの位置を記録し、解析に取り入れる必要がある。本実験では調査船「かいよう」の音響測位システムを用いて送信ダイポールの先端と末尾の位置 (水平・鉛直) を記録しているため、今後はこれらの測位データを利用したさらなる解析が期待される。

曳航式 CSEM 探査ではさらに詳細に、MH 層に関係すると思われる探査結果が得られている。

まず海洋 TDEM 探査を用いてバンクーバー沖を探査した結果、通常の堆積層上では見掛比抵抗値は 1.1 ~ 1.5  $\Omega\text{m}$  であるが、ブランク帯 (地震波反射面を判読しづらい地層部分) 上では 5  $\Omega\text{m}$  程度の高い値を示すことが明らかとなった (Schwalenberg *et al.*, 2005)。これは MH の孔隙中の飽和率に換算すると 50% を超える値である。彼らは、この高比抵抗値は MH とそれに付随するガスによるものと解釈している。同様の手法をニュージーランド沖に適用した例でも、海底からのガス湧出地域では高い見掛比抵抗値が観測された (Schwalenberg *et al.*, 2008)。地下構造をイ

ンバージョンで求めると、海底下 50 ~ 100 m に 30  $\Omega\text{m}$  の高比抵抗体がイメージされた。彼らはこれも MH とガスの双方の存在によるものと推定している。一方、Loop-Loop 型曳航式探査は探査深度は 10 ~ 20 m 程度と浅いが、ガス湧出地域で異常を検出している。Evans (2007) は非常に高い水平分解能で探査を行い、メキシコ湾のガス湧出地域で周囲より低い見掛比抵抗値を観測している。Evans は地下からの比較的温度的高く塩濃度の高い流体の湧出によるものと説明している。この傾向は Schwalenberg *et al.* (2008) とは異なるが、探査スケールの違いが効いているのかもしれない。

海底電気探査によっても、海底下の MH 層に相当すると思われる高比抵抗層分布（特に上面深度変化）が明瞭にイメージされている。高木 (2006) や Goto *et al.* (2008) は、日本海上越沖海域（水深約 900 m）において、海底電気探査を実施した。本海域では Matsumoto *et al.* (2005) が海底付近に分布する MH の存在を指摘していた。観測システム（MANTA：前述と同じ装置。海底電気探査用の受信機能も搭載）の概要を図 6 に示す。数値計算の結果に基づけば、長さ 160 m の送受信ケーブルを曳航する MANTA の場合、最大探査深度は海底下 100 m 程度である。本探査は 2005 年 8 月に調査船「かいう」KY05-08 航海で実施された。本海域の海底地形は起伏があるために海底からの高度を一定に保つことはできなかったが（図 7 上）、可能な限り海底付近を曳航するようにした。本探査で得られた見掛比抵抗値の定性的な特徴を把握する為に、擬似断面（送受信距離をおよその探査深度として見掛比抵抗値をプロットした図）として示したところ（図 7 下）、MANTA の位置が S1 地点や S5 地点のように海底面から離れている場所では見掛比抵抗値は 0.4  $\Omega\text{m}$  以下の低い値を示しており、擬似断面には曳航高度の影響（= MANTA 下の海水層の厚さ）が表れている。しかしながら、海底近くを曳航した S7 ~ S9 地点などでは標準的な堆積物（1  $\Omega\text{m}$ ）と海水（0.34  $\Omega\text{m}$ ）から期待される見掛比抵抗値約 0.5  $\Omega\text{m}$  を大きく上回ってい

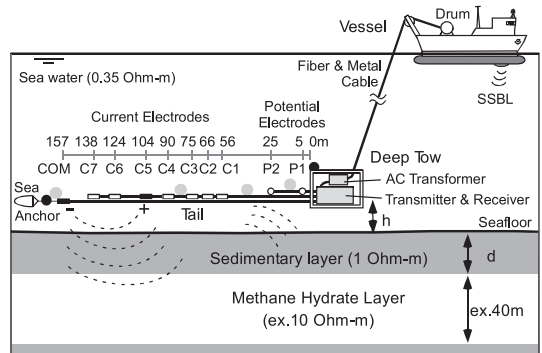


図 6 海底電気探査システム（MANTA）の概念図（Goto *et al.*, 2008）。点線は地中に伝わる人工電場信号を模している。C1 ~ C7 および COM は送信電極、P1 ~ P2 は受信電極、黒い円は音響測位用トランスポンダー、灰色の円は浮力体をそれぞれ示す。

Fig. 6 Schematic diagram of the marine DC resistivity survey system 'MANTA' (Goto *et al.*, 2008). Dashed curves schematically indicate penetration of artificial electric field. C1-C7 and COM: source electrodes. P1, P2: receiver electrodes. Solid circles: acoustic transponders. Grey circles: 13-inch glass spheres for floats.

る。特に S3 での見掛比抵抗値は 0.7  $\Omega\text{m}$  に達している。これらは海底下に標準的な堆積物よりも比抵抗値の高い物質が分布することを示唆している。

そこで高木 (2006) は、地下構造を 1 次元的と仮定してインバージョンを行い、本海域の海底下構造の可視化を試みた。海底電気探査は測線に沿って連続的に実施されているが、そのうち代表的な 20 地点（図 8a）の見掛比抵抗をインバージョンへの入力データとして選んだ。各地点で曳航ケーブルは水平と仮定し、海水層の比抵抗を 0.34  $\Omega\text{m}$  と仮定した。また各地点での曳航ケーブルの海底からの平均高度を 1 次元インバージョン時にモデル内に取り入れた。海底下構造については、計 13 層の層構造で表現し、各層厚を固定した状態で、各層の比抵抗値をインバージョンにより決定した。インバージョンには、微小遺伝的アルゴリズム（micro-GA）に平滑化制約を加えた後藤ほか (2008) の手法を用いた。曳航測線沿いの各地点で 1 次元インバージョンを行

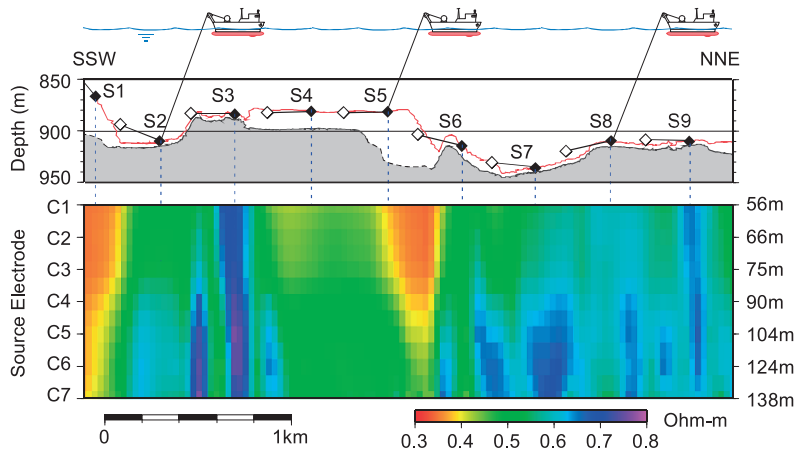


図 7 日本海上越沖での海底電気探査によって得られた測線下の見掛比抵抗擬似断面(Goto *et al.*, 2008 に基づく)。縦軸は深さではなく、送信電極番号(送信電極の水平位置も示した)として、大まかな断面図としている。海底地形図の断面図および MANTA の代表的な位置(丸, 菱形)も上方に示した。

Fig. 7 Pseudosection of apparent resistivity along a profile of marine DC resistivity sounding off Joetsu, Japan Sea (originally from Goto *et al.*, 2008). The vertical axis is not to scale, but the electrode numbers (with their horizontal locations) for the source dipoles are used to represent approximate sounding depths below the MANTA. A cross-section of the bathymetry is also shown at the top, together with representative locations of the MANTA and its tail (solid and open diamonds, respectively).

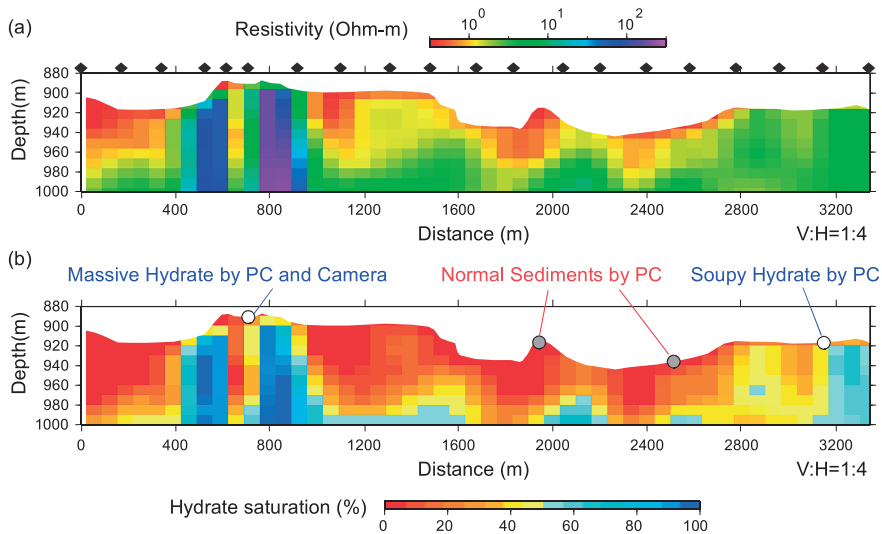


図 8 (a) 1次元インバージョンによる日本海上越沖の海底下比抵抗構造(高木, 2006 を改変)。海面からの深さで表示。菱形 = 1次元インバージョン解析に用いた見掛比抵抗値を取得した位置(全20地点)。(b) 比抵抗構造から算出されたメタンハイドレート(MH)の孔隙中の飽和率分布。白丸 = ピストンコアリング(PC)や海底カメラ観察などで、MHが海底面上に分布すると思われる地点。灰色丸 = PCによって通常の堆積物が採取された地点。

Fig. 8 (a) stitched 1D resistivity model below the seafloor off the Joetsu area (modified from Takagi, 2006). Depth from the sea-surface. Diamond = locations where apparent resistivity values used for the 1D inversion are obtained (20 sites). (b) Methane hydrate (MH) saturation ratio in pores estimated from the resistivity model. Open circles: MH exposed sites confirmed by piston coring (PC) and camera observations. Gray circles: normal sediment sites confirmed by PC.

い、それらをつなぎ合わせて擬似的な比抵抗断面図を得た (図 8a)。これをみると、海底地形の高まり部分では海底直下～海底下 100 m まで高い比抵抗値を示しており (5  $\Omega\text{m}$  以上)、水平位置 600 m 地点付近の比抵抗値は 100  $\Omega\text{m}$  以上と特に高い。また測線全体を通じて、海底下 60 ~ 80 m より地下には 3  $\Omega\text{m}$  以上の高比抵抗層が広がっている。この地域でピストンコアラーによる堆積物採取を行ったところ、海底直下に高比抵抗体が認められる地域では MH やその溶解物が採取され、さらにその周辺海底をカメラ曳航体で観察したところ、100 m 程の幅で海底変色域が認められた (高木, 2006; Goto *et al.*, 2008)。一方、海底直下が 1  $\Omega\text{m}$  程度の地域では通常の堆積物が採取され、海底変色域も認められなかった。以上のことから、海底電気探査で示された高比抵抗体は MH あるいは付随するメタンガスに関連するものと考えられる。

仮に空隙が MH で満たされていると仮定し、高木 (2006) は Weitemeyer *et al.* (2006a) と同様の手法で日本海上越沖の海底下 MH の孔隙中の飽和率を求めた。まず孔隙中の飽和率と比抵抗の関係式としては下記のアーチーの式に基づく計算式を用いる。

$$S_w = \left( \frac{a \cdot \rho_w}{\phi^m \cdot \rho_t} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (1)$$

ここで、 $S_w$  は孔隙中の水飽和率、 $\rho_w$  は海水の比抵抗値 (0.34  $\Omega\text{m}$ )、 $\rho_t$  は今回得られた地層の比抵抗値、 $\phi$  は孔隙率であり、孔隙中の MH 飽和率  $S_h = 1 - S_w$  である。定数  $a$ 、 $m$ 、 $n$  はそれぞれ迂回係数、膠結係数、飽和係数と呼ばれており (高倉, 1999), Weitemeyer *et al.* (2006a) と同様に  $a = 1$ 、 $m = 2.8$ 、 $n = 1.9$  とした。まず本研究での海底表層付近の標準的な堆積物の比抵抗値は 1  $\Omega\text{m}$  であったので、 $S_w = 1$  とすると上式より堆積物の孔隙率  $\phi$  は約 68% と見積もられる。本地域の堆積物の孔隙率  $\phi$  を深さによらず一定と仮定すれば、これらの値を用いることで本海域の地下比抵抗分布 (図 8a) を MH 飽和率分布 (図 8b) に変換することができる。図 8b によれば、

水平位置 400・800・3200 m 付近では海底表層付近～海底下 100 m 程度まで 50% を超える MH 飽和率が予想された。また測線下には共通して、海底下 60 ~ 80 m より下に 50% を超える MH 飽和率の層が広がっているように見える。この海域に関しては、Hiruta *et al.* (2009) は孔隙中の地下水の化学分析に基づいて、局所的には海底下の浅いところで MH が形成されていると推定しており、また松本ほか (2009) は反射法地震探査の結果からガスチムニー状のメタンハイドレート集積を推定している。これらの結果は海底電気探査の結果と整合的であり、松本ほか (2009) は海底電気探査の結果も含む種々の地質学・地球物理学的調査の結果から、本海域の MH の集積・崩壊メカニズムの総合的な議論を行っている。このように、海底電気探査は MH 層と思われる高比抵抗体の深さ分布を詳細に知る際に有効な手法であると考えられる。

## V. まとめと今後の展望

以上に述べてきたように、科学的調査のために開発された海底電磁探査は、近年では石油・天然ガス探査に盛んに用いられており、MH 分布調査にも用いられはじめている。海底電磁探査のうち、自然信号を用いる MMT 探査は簡便ではあるものの、探査深度は深すぎるため、MH 分布調査には人工電磁探査が必要である。最も広く使用されている海洋 CSEM 探査によって、MH のイメージングは進みつつある。また曳航式 CSEM 探査や海底電気探査によっても MH 分布調査がなされつつある。さらに MMR 探査によっても MH 分布を求められる可能性もある。すでに実データは取得されており、解析が進められている (大塚ほか, 2007)。

ここまでの各探査法の特徴を比較してみると、MH 分布調査においてはトロント大の曳航式 CSEM 探査 (海洋 TDEM 探査) と海底電気探査が有望であると著者は考える。油ガス調査で用いられる海洋 CSEM 探査では従来扱ってきた対象物の深度が 1 km より深く、それよりも浅い深度の対象物を探査するためには、前述したように新



たな計測技術やインバージョンコードの開発などが必要である。一方、曳航式 CSEM 探査や海底電気探査では送受信装置の位置関係は比較的良好に制御されている。曳航式 CSEM 探査のうち、ループ・ループ法を用いた方式は探査深度が浅く、MH 探査には不向きである。したがって海洋 TDEM 探査や海底電気探査が有望である。海洋 TDEM 探査は探査深度が数百 m と深いため、海底下の MH 層全体をイメージすることができる。一方、海底電気探査は探査深度が 100 m 程度と浅いものの、MH 層の上面深度の分布を求めることに長けている。したがってこれら 2 つの探査法を組み合わせると MH 分布調査を行うことが現在では最も効果的である。

海底電磁探査はその歴史は古いものの、盛んに用いられるようになってきたのは 2000 年以降である。現在は、個々の研究者が自身のアイデアに基づいてさまざまな海底電磁探査法を開発している段階であり、今後も新たな海底電磁探査法が現れると思われる。さらに地下構造探査だけでなく、海底下のモニタリング技術としても適用されていくことが予想される。一方で、海底電磁探査単体ではなく、地震波探査や検層結果ともあわせた統合的な地下イメージング技術の進歩も必要であろう。これらの進歩を通じて、MH の生成・分解プロセスの解明やエネルギー資源としての利用を目的とした調査・研究において、海底電磁探査が今後ますます注目され使用されていくと著者らは予想しており、またそれを期待している。

## 謝 辞

海外の海底電磁探査の紹介に関しては、Dr. Steven Constable (米スクリプス海洋研究所)、山根一修博士 (石油天然ガス・金属鉱物資源機構)、浅川栄一博士 (地球科学総合研究所)、(社)海洋産業研究会および笠原順三博士との多くの議論に基づいています。日本海上越沖・東海沖での海域試験に関しては、海洋研究開発機構の海洋調査船「かいよう」の船長・乗組員・観測支援員の皆さまに大変お世話になりました。日本海上越沖での海域調査に関しては、松本 良博士 (東京大学)、町山栄章博士 (海洋研究開発機構)、佐藤幹夫博

士 (産業技術総合研究所) などの方々との議論が非常に有益でした。木下正高博士・真田佳典博士 (海洋研究開発機構)、三ヶ田 均博士 (京都大学)、渡辺俊樹博士 (名古屋大学)、島 伸和博士 (神戸大学)、Dr. Rob. L. Evan (米ウッズホール海洋研究所) からは海底電気探査装置の開発と探査方法について貴重なご意見を頂きました。東海沖でのメタンハイドレート分布については、佐伯龍男博士 (石油天然ガス・金属鉱物資源機構) および稲盛隆穂博士 (地球科学総合研究所) から多くの情報を頂きました。同海域の海洋 CSEM 探査のデータ解析に関しては、原田 靖博士・佐柳敬造博士 (東海大学) にお世話になりました。藤井直之博士および匿名の方には本稿を査読していただき、貴重なご意見をいただきました。最後になりますが、本稿の執筆の機会と多くの有意義なご意見を頂いた笠原順三博士および本特集号編集委員会に非常に感謝いたしております。また本研究の一部は、海洋資源の利用促進に向けた基盤ツール開発プログラム (文部科学省) 「電磁気学的手法を用いた高精度海底地質構造探査ツールの開発」(代表: 佐柳敬造博士) および日本学術振興会科学研究費補助金「人工電流源を用いた分岐断層に沿った流体分布の解明 (20740263)」(代表: 笠谷貴史) にご支援頂きました。

## 文 献

- Abubakar, A., Habashy, T.M., Druskin, V.L., Knizhnerman, L. and Alumbaugh, D. (2008): 2.5D forward and inverse modeling for interpreting low-frequency electromagnetic measurements. *Geophysics*, **73**, F165-F177, doi:10.1190/1.2937466.
- Allen, D. and Merrick, N. (2007): Robust 1D inversion of large towed geoelectric array datasets used for hydrogeological studies. *Exploration Geophysics*, **38**, 50-59, doi:10.1071/EG07003.
- Amidu, S.A. and Dunbar, J.A. (2008): An evaluation of the electrical resistivity method for water reservoir salinity studies. *Geophysics*, **73**, G39-G49.
- Andreis, D. and MacGregor, L. (2008): Controlled-source electromagnetic sounding in shallow water: principles and applications. *Geophysics*, **73**, F21-F32.
- Baba, K. (2005): Electrical structure in marine tectonic settings. *Surveys in Geophysics*, **26**, 701-731, doi:10.1007/s10712-005-1831-2.
- Becker, K., Von Herzen, R.P., Francis, T.J.G., Anderson, R.N., Honnorez, J., Adamson, A.C., Alt, J.C., Emmermann, R., Kempton, P.D., Kinoshita, H., Laverne, C., Mottl, M.J. and Newmark, R.L. (1982): In situ electrical resistivity and bulk porosity of the oceanic crust Costa Rica Rift. *Nature*, **300**, 594-

- 598, doi:10.1038/300594a0.
- Chave, A.D., Constable, S.C. and Edwards, R.N. (1991): Electrical exploration methods for the seafloor. in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Volume 2* edited by Nabighian, M., Society of Exploration Geophysicists, Tulsa., 931-966.
- Cheesman, S.J., Edwards, R.N. and Law, L.K. (1990): A short baseline transient electromagnetic method for use on the sea floor. *Geophysical Journal International*, **103**, 431-437.
- Christensen, N.B. and Dodds, K. (2007): 1D inversion and resolution analysis of marine CSEM data. *Geophysics*, **72**, WA27-WA38, doi:10.1190/1.2437092.
- Constable, S. (2006): Marine electromagnetic methods—A new tool for offshore exploration. *The Leading Edge*, **25**, 438-444.
- Constable, S. (2007): Geomagnetic induction studies. in *Geomagnetism* edited by Kono, M., *Treatise on Geophysics*, **5**, Elsevier, 237-276.
- Constable, S. and Srnka, L.J. (2007): An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, **72**, WA3-WA12.
- Constable, S., Orange, A., Hoversten, G.M. and Morrison, H.F. (1998): Marine magnetotellurics for petroleum exploration Part 1. A seafloor instrument system. *Geophysics*, **63**, 816-825.
- Cooper, R., MacGregor, L. and Walls, J. (2008): CSEM—Revolution or evolution. *E & P*, **81**, 101-102.
- Cox, C.S., Constable, S.C., Chave, A.D. and Webb, S.C. (1986): Controlled source electromagnetic sounding of the oceanic lithosphere. *Nature*, **320**, 52-54.
- Darnet, M., Choo, M.C. K., Plessix, R., Rosenquist, M.L., Yip-Cheong, K., Sims, E. and Voon, J.W.K. (2007): Detecting hydrocarbon reservoirs from CSEM data in complex settings: Application to deepwater Sabah, Malaysia. *Geophysics*, **72**, WA97-WA103, doi:10.1190/1.2435201.
- Day-Lewis, F.D., White, E.A., Johnson, C.D., Lane, J.W., Jr. and Belaval, M. (2006): Continuous resistivity profiling to delineate submarine groundwater discharge—examples and limitations. *The Leading Edge*, **25**, 724-728.
- Dell'Aversana, P. (2007): Marine CSEM data interpretation: Pitfalls and possible solutions. *The Leading Edge*, **26**, 686-691, doi: 10.1190/1.2748482.
- Edwards, R.N. (2005): Marine controlled source electromagnetics: Principles, methodologies, future commercial applications. *Surveys in Geophysics*, **26**, 675-700, doi:10.1007/s10712-005-1830-3.
- Eidesmo, T., Ellingsrud, S., Johansen, S.E. and Mittet, R. (2005): Seabed logging heads advances in long-offset electromagnetic surveying. *Oil and Gas Journal*, **103**(41), 34-41.
- Ellingsrud, S., Eidesmo, T., Johansen, S., Sinha, M.C., MacGregor, L. and Constable, S. (2002): Remote sensing of hydrocarbon layers by seabed logging (SBL): Results from a cruise offshore Angola. *The Leading Edge*, **21**, 972-982.
- Evans, R.L. (2001): Measuring the shallow porosity structure of sediments on the continental shelf: A comparison of an electromagnetic approach with cores and acoustic backscatter. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 27047-27060.
- Evans, R.L. (2007): Using CSEM techniques to map the shallow section of seafloor: From the coastline to the edges of the continental slope. *Geophysics*, **72**, WA105-WA116.
- Evans, R.L., Law, L.K., Louis, B.St., Cheesman, S. and Sananikone, K. (1999): The shallow porosity structure of the continental shelf of the Eel Shelf, northern California: Results of a towed electromagnetic survey. *Marine Geology*, **154**, 211-226.
- Goldberg, D., Collett, T.S. and Hyndman, R.D. (2000): Ground truth: In-situ properties of hydrate. in *Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments* edited by Max, M.D., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 295-310.
- 後藤忠徳・三ヶ田 均 (2008): 電磁気法探査 (EM法探査) 技術の現状と展望—地震探査との統合型解析に向けて—。地学雑誌, **117**, 997-1010.
- 後藤忠徳・笠谷貴史・三ヶ田 均・木下正高・末廣潔・木村俊則・芦田 讓・渡辺俊樹・山根一修 (2003): 電磁気学的な流体の分布と移動の解明—南海トラフを例として—。物理探査, **56**, 439-451.
- 後藤忠徳・笠谷貴史・木下正高 (2008): 東海沖メタンハイドレート地域における海底電気探査。物理探査学会第 118 回学術講演会講演論文集, 211-212.
- Goto, T., Kasaya, T., Machiyama, H., Takagi, R., Matsumoto, R., Okuda, Y., Satoh, M., Watanabe, T., Seama, N., Mikada, H., Sanada, Y. and Kinoshita, M. (2008): Marine deep-towed DC resistivity survey in a methane hydrate area, Japan Sea. *Exploration Geophysics*, **39**, 52-59; *Butsuri-Tansa*, **61**, 52-59; *Mulli-Tansa*, **11**, 52-59.
- Gribenko, A. and Zhdanov, M.S. (2007): Rigorous 3D inversion of marine CSEM data based on the integral equation method. *Geophysics*, **72**, WA73-WA84.
- Hagdorn, M.K.M., MacGregor, L. and Robertson, B. (2008): Inversion of bathymetrically distorted CSEM data—A Case Study from the Baobab Field. *70th EAGE Conference & Exhibition, Rome, Italy, June 9-12, G006*.
- 羽藤正実・稲盛隆穂 (2002): 反射法地震探査によるメタンハイドレート賦存領域把握のための研究—南海トラフ海域を例として—。物理探査, **55**, 435-446.
- 早川正巳 (1963): 海底下の地下構造を探る—物理探査法のいろいろ—。地質ニュース, **101**, 1-11.
- Hesthammer, J., Boulaenko, M., Stefatos, A., Vereshagin, A., Gelting, P., Maxwell, G., Davies, R. and Wedberg, T. (2008): The potential of CSEM technology. *E & P*, **81**, 91-94.

- Hiruta, A., Snyder, G.T., Tomaru, H. and Matsumoto, R. (2009): Geochemical constraints for the formation and dissociation of gas hydrate in an area of high methane flux, eastern margin of Japan Sea. *Eath and Planetary Science Letters*, **279**, 326-339.
- Hokstad, K. and Røsten, T. (2007): On the relationships between depth migration of controlled-source electromagnetic and seismic data. *The Leading Edge*, **26**, 342-347.
- 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, **58**, 241-250.
- Johansen, S.E., Amundsen, H.E.F., Røsten, T., Ellingsrud, S., Eidesmo, T. and Bhuyian, A.H. (2005): Subsurface hydrocarbons detected by electromagnetic sounding. *First Break*, **23**, 31-36.
- Kasaya, T. and Goto, T. (2009): A small ocean bottom electromagnetometer and ocean bottom electrometer system with an arm-folding mechanism (Technical Report). *Exploration Geophysics*, **40**, 41-48; *Butsuri-Tansa*, **62**, 41-48; *Mulli-Tansa*, **12**, 41-48.
- 笠谷貴史・後藤忠徳・高木 亮 (2006): 海洋における地殻構造探査のための電磁場観測技術とその動向. 物理探査, **59**, 585-594.
- Key, K. and Constable, S. (2002): Broadband marine MT exploration of the East Pacific Rise at 9° 50'N. *Geophysical Research Letters*, **29**, 2054, doi:10.1029/2002GL016035.
- Key, K., Constable, S., Behrens, J., Heinson, G. and Weiss, C. (2005): Mapping the northern EPR magmatic system using marine EM. *Ridge 2000 Events*, **3**, 35-37.
- Key, K., Constable, S. and Weiss, C. (2006): Mapping 3D salt using 2D marine MT: Case study from Gemini Prospect, Gulf of Mexico. *Geophysics*, **71**, B17-B27.
- Kvenvolden, K.A. (1993): Gas hydrates-geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics*, **31**, 173-187, doi: 10.1029/93RG00268.
- Kwon, H.-S., Kim, J.-H., Ahn, H.-Y., Yoon, J.-S., Kim, K.-S., Jung, C.-K., Lee, S.-B. and Uchida, T. (2005): Delineation of a fault zone beneath a riverbed by an electrical resistivity survey using a floating streamer cable. *Exploration Geophysics*, **36**, 50-58, doi:10.1071/EG05050.
- 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*, **42**, 813-824, doi: 10.1111/j.1365-2478.1994.tb00242.x.
- MacBarnet, A. (2004): All at sea with EM. *Offshore Engineer*, **29**, 20-22.
- MacGregor, L. and Harris, P. (2007): Marine CSEM sounding: Moving beyond the image. *EGM 2007 International Workshop, Innovation in EM, Grav and Mag Methods: A New Perspective for Exploration, Capri, Italy, April 18*, D-OP-02.
- MacGregor, L., Sinha, M. and Constable, S. (2001): Electrical resistivity structure of the Valu Fa Ridge, Lau Basin, from marine controlled-source electromagnetic sounding. *Geophysical Journal International*, **146**, 217-236.
- MacGregor, L., Andreis, D., Tomlinson, J. and Barker, N. (2006): Controlled-source electromagnetic imaging on the Nuggets-1 reservoir. *The Leading Edge*, **25**, 984-992.
- MacGregor, L., Barker, N., Overton, A., Moody S. and Bodecott, D. (2007): Derisking exploration prospects using integrated seismic and electromagnetic data. a Falkland Islands case study. *The Leading Edge*, **26**, 356-359.
- Mansoor, N. and Slater, L. (2007): Aquatic electrical resistivity imaging of shallow-water wetlands. *Geophysics*, **72**, F211-F221.
- Matsumoto, R., Okuda, Y., Aoyama, C., Hiruta, A., Ishida, Y., Sunamura, M., Numanami, H., Tomaru, H., Snyder, G.T., Komatsubara, J., Takeuchi, R. and Hiromatsu, M. (2005): Methane plumes over a marine gas hydrate system in the eastern margin of Japan Sea: A possible mechanism for the transportation of subsurface methane to shallow waters. *Proceedings of the Fifth International Conference on Gas Hydrate, Trondheim, Norway*, 749-754.
- 松本 良・奥田義久・蛭田明宏・戸丸 仁・竹内瑛一・山王梨紗・鈴木麻希・土永和博・石田泰士・石崎理・武内里香・小松原純子・Freire, A.F.・町山栄章・青山千春・上嶋正人・弘松峰男・Snyder, G.・沼波秀樹・佐藤幹夫・的場保望・中川 洋・角和善隆・荻原成騎・柳川勝則・砂村倫成・後藤忠徳・廬 海龍・小林武志 (2009): 日本海東縁, 上越海盆の高メタンフラックス域におけるメタンハイドレートの成長と崩壊. 地学雑誌, **118**, 43-71.
- Mittet, R., Brauti, K., Maulana, H. and Wicklund, T.A. (2008): CMP inversion and post-inversion modeling for marine CSEM data. *First Break*, **26**, 59-67.
- Nordskog, J.I. and Amundsen, L. (2007): Asymptotic airwave modeling for marine controlled-source electromagnetic surveying. *Geophysics*, **72**, F249-F255.
- 奥田義久 (1997): メタンハイドレート特集にあたって. 地質ニュース, **510**, 6-11.
- 大塚宏徳・島 伸和・後藤忠徳 (2007): MMR 法による新潟沖メタンハイドレートの3次元イメージング. 地球電磁気・地球惑星圏学会第122回講演会予稿集, A003-12.
- Paull, C.K., Matsumoto, R., Wallace, P.J. and Dillon, W.P. (2000): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. **164**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), doi:10.2973/odp.proc.sr.164.2000.
- Price, A., Turpin, P., Erbetta, M. and Cairns, G. (2008): Marine Controlled Source Electromagnetics (mCSEM) 3D test over a known target. *70th EAGE Conference & Exhibition, Rome, Italy, June 9-12*, G007.

- 桜井紀旭・後藤忠徳・笠谷貴史・木下正高・原田 靖 (2009): 東海沖南海トラフでのメタンハイドレート分布地域における人工電流源海底電磁気探査. 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, J173-013.
- Sandberg, S.K., Wu, X. and Roper, T. (2008): Salt mapping in the Gulf of Mexico using marine magnetotellurics. *First Break*, **26**, 91-94.
- Schwalenberg, K., Willoughby, E.C., Mir, R. and Edwards, R.N. (2005): Marine gas hydrate signatures in Cascadia and their correlation with seismic blank zones. *First Break*, **23**, 57-63.
- Schwalenberg, K. Pecher, I., Netzeband, G., Port, J. and Jegen, M. (2008): Marine controlled source electromagnetics on the Hikurangi Margin, NZ: Coincidence between cold gas seep sites and electrical resistivity anomalies indicating sub-seafloor gas hydrate deposits. *Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008), Vancouver, British Columbia, CANADA, July 6-10, 5676*.
- Shipley, T.H., Houston, M.H., Buffler, R.T., Shaub, F.J., McMillen, K.J., Ladd, J.W. and Worzel, J.L. (1979): Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises. *AAPG Bulletin*, **63**, 2204-2213.
- Srnka, L.J., Carazzone, J.J. and Willen, D.E. (2005): Remote reservoir resistivity mapping—Breakthrough geophysics for the upstream. *Proceedings of the 2005 Offshore Technology Conference, Houston, Texas, May 2-5, OTC17284*.
- 多田訓子・島 伸和 (2006): Magnetometric Resistivity 法を利用した海洋地殻の比抵抗構造探査. 物理探査, **59**, 171-180.
- Tada, N., Seama, N., Goto, T. and Kido, M. (2005): 1-D resistivity structures of the oceanic crust around the hydrothermal circulation system in the central Mariana Trough using Magnetometric Resistivity method. *Earth Planets and Space*, **57**, 673-677.
- 高木 亮 (2006): 海底電気探査によるメタンハイドレートイメージングの試み. 高知大学大学院理学研究科修士論文.
- 高倉伸一 (1999): 岩石・地層の電気的性質. 物理探査ハンドブック, 物理探査学会編, 244-247.
- Taniguchi, M., Ishitobi, T. and Shimada, J. (2006): Dynamics of submarine groundwater discharge and freshwater-seawater interface. *Journal of Geophysical Research*, **111**, C01008, doi:10.1029/2005JC002924.
- 手塚和彦・宮入 誠・内田 隆・秋久國男 (2002): メタンハイドレート層の検層解析. 物理探査, **55**, 413-424.
- Ueda, T. and Zhdanov, M.S. (2008): Fast numerical methods for marine controlled-source electromagnetic (EM) survey data based on multigrid quasi-linear approximation and iterative migration. *Exploration Geophysics*, **39**, 60-67; *Butsuri-Tansa*, **61**, 60-67; *Mulli-Tansa*, **11**, 60-67.
- 上原大二郎・菊池 晃・田中篤史・勝田 充・永川 誠・大熊 勝・渡辺京志・光畑裕司 (2007): 九十九里浜沿岸地域における陸上-海底横断電気探査法の適用. 物理探査, **60**, 489-499.
- Um, E.S. and Alumbaugh, D.L. (2007): On the physics of the marine controlled-source electromagnetic method. *Geophysics*, **72**, WA13-WA26.
- Von Herzen, R.P., Kirklin, J. and Becker, K. (1996): Geoelectrical measurements at the TAG hydrothermal mound. *Geophysical Research Letters*, **23**, 3451-3454. doi: 10.1029/96GL02077.
- Weiss, C.J. (2007): The fallacy of the “shallow-water problem” in marine CSEM exploration. *Geophysics*, **72**, A93-A97.
- Weitemeyer, K., Constable, S.C., Key, K.W. and Behrens, J.P. (2006a): First results from a marine controlled-source electromagnetic survey to detect gas hydrates offshore Oregon. *Geophysical Research Letters*, **33**, L03304, doi:10.1029/2005GL024896.
- Weitemeyer, K., Constable, S. and Key, K. (2006b): Marine EM techniques for gas-hydrate and hazard mitigation. *The Leading Edge*, **25**, 629-632.
- Wynn, J.C. (1988): Titanium geophysics: The application of induced polarization to sea-floor mineral exploration. *Geophysics*, **53**, 386-401.
- 山根一修 (2008): 油ガス田探査における海洋電磁法の適用可能性. 石油・天然ガスレビュー, **42**, 55-73.
- Yuan, J. and Edwards, R.N. (2000): The assessment of marine gas hydrate through electrical remote sounding: hydrate without a BSR? *Geophysical Research Letters*, **27**, 2397-2400, doi: 10.1029/2000GL011585.

(2009年6月13日受付, 2009年9月26日受理)