

思えば遠くへ来たものだ。
—観測屋としての七転八倒の42年間を振り返る—

**My History as an Observation Researcher of Solid Earth Electromagnetism
in the Last Forty-Two Years**

大志万 直人

Naoto OSHIMAN

Synopsis

This paper describes my research life over 42 years after graduation of Tokyo University of Science. Since entry into the postgraduate course of Tokyo Institute of Technology from 1978, my major research field has been Geomagnetism, in particular, Solid Earth Electromagnetism. My career as teaching staff and a researcher started at College of Humanities and Sciences, Nihon University in 1983 as a research associate and in 1991 as an assistant professor. Then I moved to the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University as an associate professor in 1992. The main part of this article is a review of my struggling in my field works on Solid Earth Electromagnetism. Intercommunication with research collaborators and students is also described.

キーワード：地球電磁気学，地球内部電磁気学，地殻活動電磁気学，地震地磁気効果，火山地磁気効果，電気伝導度構造，比抵抗構造，北アナトリア断層帯

Keywords: Geomagnetism, Solid Earth Electromagnetism, Tectonomagnetism, seismo-magnetic Effect, volcano-magnetic effect, electrical conductivity structure, electrical resistivity structure, the North Anatolian Fault zone

1. はじめに

1978年に東京理科大学理学部物理学科を卒業後、東京工業大学大学院理工学研究科応用物理学専攻修士課程に進学したが、それ以来、現在に至るまで地球内部電磁気学を専攻することになった。ある偶然から力武常次先生に師事することになったためである(この間に経緯については、防災研究所 News Letter 90号 [2019年1月発行]の「道と路;京路の粹な店で聞く教育研究の道②」にインタビュー記事がある)。そして、提示された研究テーマは、任意の断層運動に伴う局所的な地磁気変化を計算するプログラムを開発するということであった。

地震や火山噴火などの地殻活動に伴う地磁気変化

に関する研究分野は「地殻活動電磁気学(Tectonomagnetism)」と呼ばれている。この命名はNagata(1969)による。そして、地震に伴う地磁気変化は地震地磁気効果とよばれ、火山活動に伴う地磁気変化は火山地磁気効果と分けて呼ばれることがある。

こういった地磁気変化の原因は、岩石が磁性を持っていることによる。もちろんその磁化の強さは岩石の種類によりさまざまであるが、この岩石磁化は温度により変化するが(火山地磁気効果の場合にはこの温度変化が大きな変化の要因になりうる)応力によっても変化することが実験により確かめられている(例えば、Ohnaka and Kinoshita, 1968)。これを応力磁化効果と呼ぶが、初めて断層運動による地磁気変化をモデル化したのはStacey(1964)であった。基にした断層モデルは横ずれ断層であったが、その断層

運動に伴う応力変化は弾性論的には正しいものではなく、断層面における旋断応力を基にある分布関数を仮定して断層周辺にまで分布させたものにすぎなかった。

しかし、力武先生の師である永田武先生は Nagata (1976)において、この Stacey モデルを単純に斜め方向の断層面とただけで逆断層にまで適用し、逆断層運動であった新潟地震の際の地磁気変化を計算した。力武先生は、第 1 次近似としても、この計算結果は正しい計算ではないという意見で、それをきちんと示すために、あらゆるタイプの断層運動での計算をできるようにすべしというのが私に与えられたミッションというわけであった。

任意の断層運動による応力分布を計算することができるプログラムはすでに、東京大学理学部の佐藤亮輔先生のもとで博士課程 1 年（当時）の岩崎貴哉さんが修士課程の研究成果として開発しておられたので(Iwasaki and Sato, 1979), 佐藤研まで出向きそのプログラムを提供していただいた。当時は、もちろん USB メモリというものもなく、プログラムをもらうときには MT (Magnetic Tape)によるか、プログラムを開発する際に用いるプログラムを 1 行ごとに 1 枚の紙カードにしたパンチカードを複製してそれをもらうかしかなかった。提供していただいたのは複製したカード群であった。プログラムの行数分のカードがあるのであるから、相当な分量のカード群であり専用のケースに入れて持ち運ばなければならなかった。カードの順序が 1 枚でも狂えば、そのプログラムは用を成さなくなってしまうからである。

この岩崎さんのプログラムを基に地殻の有限 3 次元領域内に断層を設定し、その断層運動による応力変化を計算し、その応力分布を基に岩石磁化の変化の分布を計算し、地表の 1 観測点において観測される地磁気変化を求めるために有限 3 次元領域における体積分を実施すれば地磁気変化が求まるので、地表 2 次元平面に設定した格子点で体積分計算をしてゆけば、地磁気変化の地表での分布が求まるわけであるが、この部分の計算プログラムを開発し修士論文とすることができた。もちろん逆断層による地磁気変化は Nagata(1976)の結果とは異なるものであった。

2. 地殻活動電磁気学的数値モデルの検討

地殻活動電磁気学の研究を博士後期課程に進学した後も継続し、伊豆半島での全磁力観測の成果も加えた博士論文により学位取得し無事に同課程を修了した。1983 年 4 月からは日本大学文理学部応用地学科に職を得ることができた。恩師の力武常次先生が

2 年前に東京工業大学を退官され文理学部の教授として勤めておられたからであった。新しい職場では、地球電磁気学が専門ということで、古地磁気学的な研究を行うことを期待しておられた先生もおられたようであったが、力武先生から自分の好きな研究をすればよいと言われ、地殻活動電磁気学の研究を継続するとともに、広く地球内部電磁気学の研究、つまり、地球の電磁誘導現象を扱う分野の研究も始めることにした。とはいえ、観測を行うための磁力計も無く、また、大型計算機の利用もできないような状況であったため、実施できたのは、当時まだパソコンと呼ばれ始めたばかりのコンピュータを用いた数値的手法による簡単なモデル計算というようなものであった。というような訳で「観測屋」という看板はしばらく下ろすこととなり、多少なりとも「理論屋」としての研生活となってしまう（後の節で述べるように安価なプロトン磁力計開発も同時に行っていたのではあるが）。

前節で述べたように、地震地磁気効果のモデル研究は Stacey(1964)によるものが最初であり、その後の多くの研究も、Stacey 先生の指導を受けた研究者が数値計算モデルを基に展開・発展させたものであった。例えば、Shamsi and Stacey(1969)などである。このモデルはディスロケーションモデルに基づく 2 次元断層モデルを扱った力学的な意味で正統な数値モデルであった。

一方、火山地磁気効果に関しての最初の数値モデルの研究は Stacey *et al.*(1965)に始まるが、このモデルも弾性論的には不十分な数値モデルであった。Stacey グループとは独立して、Yukutake and Tachinaka (1967)は、2 次元モデルではあるが、マグマだまりの膨張を想定した弾性論的に正しい解に基づいた応力変化による地磁気変化の計算を初めて行った (Fig.1 の左にモデルの概念図を示す)。その後大型計算機のメモリ容量と計算能力の向上により、Davis(1976)はキラウエア火山でのマグマだまりの膨張に伴う地磁気変化、つまり 3 次元マグマだまり膨張モデルである茂木モデル(Mogi, 1958)による地磁気変化を計算した (Fig.1 の右のモデル)。このように 70 年代の後半までには、力学的にも正しいと言える茂木モデル型の火山地磁気効果の計算（地磁気茂木モデル）が 2 次元モデルと 3 次元モデルにおいてなされたわけであるが、実は、これら 2 つのモデルの整合性に関しては全く議論されていなかった。

つまり地震地磁気効果のモデルに関しても火山地磁気効果のモデルに関しても、それぞれのモデル群内で相互の整合性に関しての議論が行われていない状況であったわけである。Yukutake and Tachinaka (1967) (以下、モデルは Yukutake Model と呼ぶ) に

よる2次元茂木モデルと Davis(1976) (以下, モデルとは Davis Model と呼ぶ) による3次元茂木モデルによる地磁気変化のパターンがマグマだまり直上の地表で必ずしも一致していなかったのである.

Sasai(1979) (以下, モデルは Sasai Model と呼ぶ) は3次元地磁気茂木モデルの解を解析的に求めることに成功した. そして, この解析解を基に Yukutake and Tachinaka(1967)による2次元数値モデル解と Davis(1976)による3次元数値モデル解との比較を行ったところ, 解析解によるマグマだまり直上の地磁気変化は Davis(1976)の数値解と一致せず, Yukutake and Tachinaka(1967)による2次元数値解の南北測線上での地磁気変化分布とがほぼ一致したのである.

このことは3次元モデルとしては Sasai(1979)が正しく Davis(1976)の解は間違っていることを示しているはずであった. Sasai(1979)は解析解であるためその導出に関して十分なチェックができ, その正しさを確認できるはずで, 論文中の数式をフォローしても, 特に間違った箇所が無いように思えた. しかし, 最終的に判明した事実は, 地磁気茂木モデルの正しい解は Davis(1976)の結果であった.

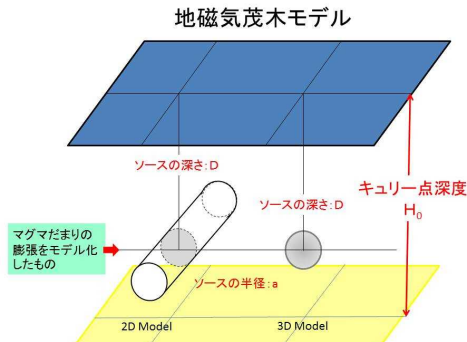


Fig.1. Schematic model view of the 2D (left) and 3D (right) Mogi Models

以下の節であらためて説明するようにトルコ共和国との共同研究に参加しており, その中での研究テーマの一つである地殻活動電磁気学的研究, つまり, 地震地磁気効果の検証のための野外観測システムの運用ということに関係するのだが, 80年代の後半, 数か月間, ボアジチ大学カンディリ観測所に滞在し地殻活動電磁気学に関しての集中講義をやってほしいという依頼を受けた. その際, せっかくなので, ただ単にモデルに関してのこれまでの論文内容を紹介するだけではなく, それぞれの数値解の計算手法にも踏み込んだ内容でのレビュー講義をしようと考え, Yukutake and Tachinaka(1967) (Fig.1の左側)と Davis(1976) (Fig.1の右側)の数値解を自分で再計算しようと考えたのである.

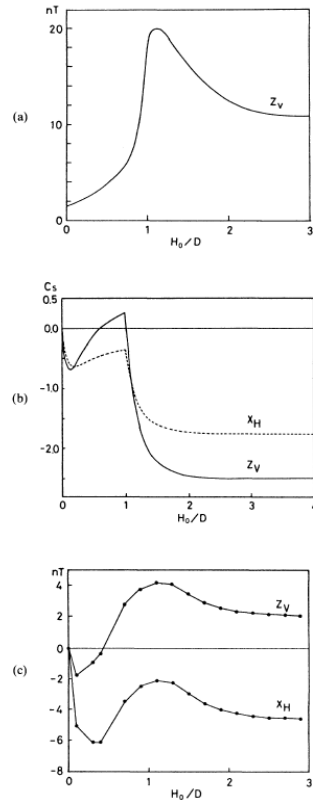


Fig.2. X_H and Z_V components at a surface point immediately above the dilating center as functions of the depth of the Curie point isotherm H_0 normalized by the depth D of the center of a sphere or a cylinder for each model. (a) Davis Model (reproduced from Davis (1976)), (b) Sasai Model (after Sasai(1979)). Unit on the ordinate is $14.7nT$. And (c) Yukutake Model (after Oshiman (1990)). (after Suzuki and Oshiman, 1990)

しかし, ここが難しいところであるが, 自分で再計算した結果と元々の論文の結果が一致しない場合, どちらが正しいのかの判定が実は非常に難しいのである. 特に論文の計算結果に用いられたプログラムのどの部分が間違っているかを推定することは不可能に近いともいえる. 何しろ当時はインターネットを用いてプログラム自体のやり取りを行うことなどまだ不可能であった.

しかし幸運なことに Yukutake and Tachinaka(1967)においては, 体積分に用いた数値手法の詳細な記載があるとともに, モデルとして用いたパラメータによる応力分布の詳細なプロット図も論文中に掲載されていた. こういった情報を基に, 当時利用できた NEC 社製の 16 ビット PC であった PC9801 と PC9801M をフル活用して再計算に取り組んだところ, 実は2次元茂木モデルである Yukutake Model は Davis Model と整合的であることが判明した (Figs.2(a)と (c)). つまり, Yukutake and Tachinaka(1967)の計算結

果には何らかの不備が存在しているらしいことが判明した。その原因は、計算結果を詳細に検討すると、応力テンソルのある成分の分布プロットが私の計算結果と異なることが判明し、このことが地表での変化分布が Sasai Model のような傾向になってしまうのであろうと推測することができた(Oshiman, 1990)。

Davis Model についての再計算に関しては、3次元領域での体積積分を2次元平面上の各格子点で実施しなければならないため、5重になったDOループの計算を実施する必要がある。さすがにCPUタイムとメモリ容量の関係からPC9801系列で計算することは不可能であり、東大の大型計算機を使用して実施した。また、数値計算についての詳細は論文に記載されておらず、ただキラウエア火山の場合に対応するようなモデルパラメータの場合の計算結果が示されているだけであったので、体積分実施のスキームは我々独自の手法を用いて再計算を試みた。その際、2種類のモデル設定を行った。一つはマグマだまり内の磁化が0である場合であり、もう一つはマグマだまり内にも磁化を持つ場合である。火山地磁気効果を考えるとマグマだまり内は磁化が無い、つまり0であると考えするのが実際的なのであるが、Sasai Model では、実は、応力地磁気効果の部分は、ソースとして点力源を用いているため磁化はマグマだまり内で0ではなく、マグマだまり内の熱消磁効果分に関しては別に評価することになっていたのである。このような2種類のモデル設定で再計算したところ、Fig.3に示すように、マグマだまり内を磁化0とした場合には確かにDavis Modelの解となる(Fig.3(b))が、

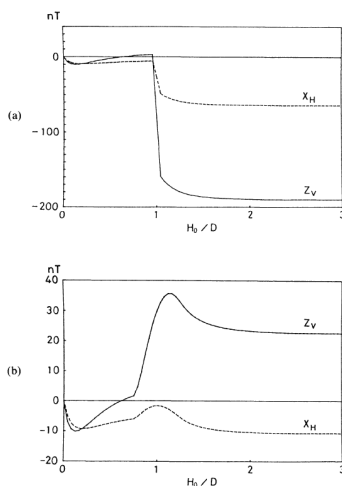


Fig.3. (a) X_H and Z_V components at the surface point just above the center of the source as functions of the Curie depth, H_0 , for a model without magnetization inside the source sphere. (b) For a model with magnetization also inside the source sphere. (after Suzuki and Oshiman, 1990)

0としない場合にはSasai Modelの解となる(Fig.3(a))ことが判明した(Suzuki and Oshiman, 1990)。つまり、解析解であるSasai Modelのほうが地磁気茂木モデルとしては正しくなかったのであった。

私としては、Sasai Modelは温度上昇が無い場合の膨張力源による地磁気変化を考える場合には適応できるモデルであると考えていたのであるが、問題はもっと深く、地磁気変化を求める際の体積分の実行時に、積分領域内に特異点となる点力源を含む場合、その体積分の実行自体を非常に注意深く実行しなければ、正しい解が得られないということが判明した。このことは、解析解を求める場合だけではなく、当然、数値体積分を実行する際にも生じることであり、Suzuki and Oshiman(1990)が明らかにした成果の意味するところは私の修士論文や博士論文における地震地磁気効果の計算の結果にも影響を及ぼすこととなってしまった。なお、Sasai Modelはその後、特異点の扱いを大幅に修正することで、Sasai(1991)により改定され解析解としての決着を見ることとなった。

このような一連の研究のもう一つの目的は、均質な磁化構造ではなく不均質な磁化構造が存在する場合の地磁気変化についての検討をしたいということがあった。Sasai Modelの解析解から地表で観測される地磁気変化は、応力磁化効果によって地下に出現するさまざまなタイプの等価磁気ダイポールの作り出す磁場の合成により表現されていることから、不均質磁化構造が存在すると、地震地磁気変化も、その不均質構造が作り出すローカルな磁気異常の出現範囲に拘束されることになるとともに、等価磁気ダイポールがお互いに相殺している項に関しては、その相殺効果を生じない場合があることになり、変化が結果として増幅される効果が予想されたためである。実際、さまざまな数値モデルで計算したところ、その効果が確認できた(例えば、Oshiman, 1990)。

3. 活断層の電磁気学的調査

東京工業大学での大学院博士課程時代や日大文理学部時代に対応する80年代に、活断層を電磁気学的に調査するという観測研究も行った。活断層を横切る測線に沿って自然電位、地下浅部の比抵抗値、地磁気全磁力値などを測定し、断層線に伴う分布異常を見出そうというものであった。

実施した主な調査としては、Photo 1に示すような跡津川断層において行ったもの(Oshiman *et al.*, 1987)とトルコ共和国・北アナトリア断層帯西部域において行ったものである(Honkura *et al.*, 1985; Isikara *et al.*, 1985; Tuncer *et al.*, 1991a; b)。この内の跡津川断層に関しては、浅部での断層線に伴う電磁気



Photo 1. Profile survey of the geomagnetic total intensity across the Atotsugawa fault.

学的異常分布を 1984 年に調査しただけではなく、その後も、2 回大がかりな Magnetotellurics 法 (MT 法) による深部までの比抵抗構造調査を行っている。この成果のポイントに関しては以下の節であらためて述べたいが、跡津川断層の地形学的、地震学的な概要をまとめると以下のようなものである。

跡津川断層自体は、ENE-WSW の走向を持ち長さ約 60km におよぶが、この跡津川断層にその周辺に平行して存在する茂住祐延断層、弥陀原断層、および天狗平断層などを加え跡津川断層帯と呼ばれており、北西側で隆起成分を伴う右横ずれを主体とする断層帯である (活断層研究会編, 1980; 1991)。

また、跡津川断層では断層に沿った地震発生領域に大きな特徴があることが分かっている。Ito and Wada(2002)によれば、Fig.4 に示すように、微小地震の震央分布がそれぞれの断層の地表トレスと非常に良い一致が見られるが、その分布は一様ではなく、跡津川断層のほぼ中央部にサイスミシティが相対的に低い領域が見られる。また、震源の深度分布も跡津川断層の断層面に沿って一定ではなく、サイスミシティの低い領域で最も深く分布し、その両側では

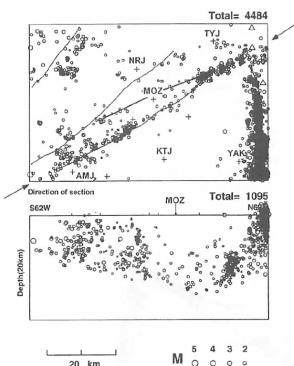


Fig.4. Cross-section of micro-earthquake hypocenters along the Atotsugawa fault (Ito and Wada, 2002).

地震活動が活発であるが地震発生の cutoff の深さは徐々に浅くなっている。さらに、サイスミシティが低調でありかつ最も深くまで地震活動が見られる領域の浅部では、地震の発生していない領域が深さ約 7 km まで断層面に沿って存在していることが指摘されている。そして、国土地理院(1997)によりクリーブの可能性が指摘された領域は、この地震の発生が見られない浅部領域が存在する断層セグメントに対応するのである。

4. トルコ・北アナトリア断層帯

北アナトリア断層帯との関わりは、大学院博士後期課程 2 年の 1981 年夏まで遡る。その意味では私の研究対象としては最も古いもののひとつである。そして、トルコへの渡航回数は 2019 年 9 月までに 32 回で、総滞在日数は 611 日にもなる (これまでの講

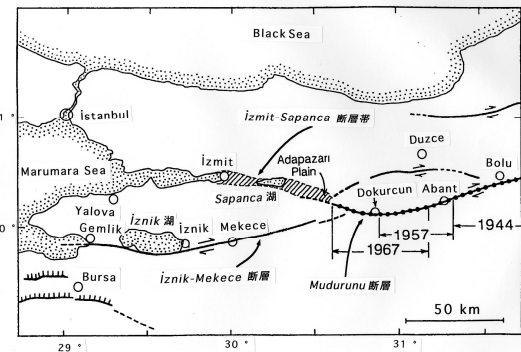


Fig.5. Active faults and surface ruptures associated with large earthquakes in the western part of the North Anatolian Fault zone (modified from Ikeda *et al.*, 1991).

演等では積算を間違えており 570 日となっていた。スライドを改定した際に、最後の何回かの渡航分の積算を怠っていたようである)。その意味で、私の研究者としての年月の中では大きな比重を持つものである。しかし、国際共同研究としての話題や北アナトリア断層帯 (North Anatolian Fault Zone: 以下 NAFZ) 西部域で展開したフィールド実験の失敗談に関しては、それぞれ大志万 (2020a) と大志万 (2020b) に、やや詳しく書いており、Web 上でも見ることができるので、詳細に関してはこれらに譲り、本節では概要をできるだけ簡単に記すことにする。

a) 地震空白域

北アナトリア断層帯は、黒海の海岸線にほぼ平行にトルコの国土をほぼ東西にアナトリアを横断して存在する総延長約 1,000km にもなるトランスフォーム型のプレート境界である。断層帯東部域のエルジ

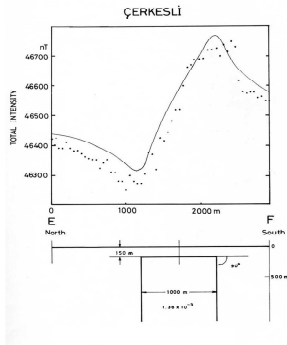


Fig.6. The magnetic anomaly observed at Cerkesli (dots) and the anomaly (solid line) calculated from the best fit 2D magnetic dyke model (after Isikara *et al.*, 1985).

ンジャンで発生した 1939 年の地震以降、断層帯に沿って西に移動しながら数年おきに M7 クラスの地震発生が続いた。このような西方向への移動傾向があり、一連の地震の最後の活動は 1967 年に空白域の東側で発生したムドゥルヌ地震(M7.1)であることから、断層帯の西部域に地震空白域が存在することが、1979 年に Toksoz 教授らによって指摘され、北アナトリア断層西部域が世界的に注目されるようになった (Toksoz *et al.*, 1979)。

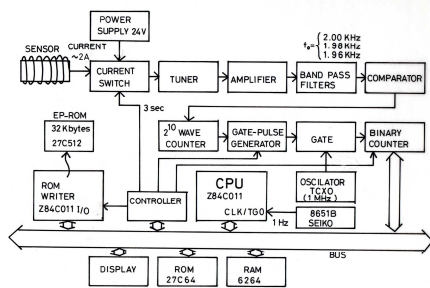


Fig.7. Block diagram of the proton magnetometer system, OSMAN2 (after Oshiman, 1989).

b) フィールド実験

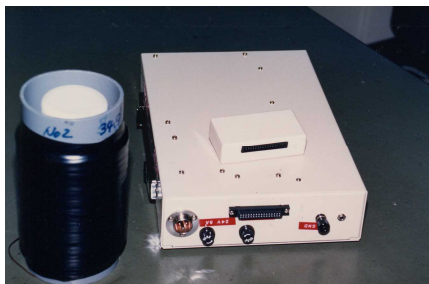


Photo 2. Proton magnetometer system, OSMAN2.

NAFZ 西部域では、Fig.5 に示すように、断層が北と南に約 50km 隔てて分岐しているが、当時のトルコですでに実施されていた国際共同研究の関係から、1981 年と 1982 年の現地調査は主として Iznik-Mekece 断層と呼ばれている南側の分岐断層が走っている地域で現地調査が行われた。この 2 年間の調査は電磁気学的手法と地形・地質学的な活断層調査が主なもので、電磁気学的調査としては、活断層線に直交した測線に沿って地磁気全磁力、浅部の比抵抗分布、自然電位分布を測定するということが実施された。その結果、もっとも最近活動した断層線に沿って、全磁力、自然電位、比抵抗それぞれが、分布の異常を示すことが判明した (Honkura *et al.*, 1985; Isikara *et al.*, 1985; Tuncer *et al.*, 1991a; 1991b)。Fig.6 にその全磁力異常の例を示す。断層に沿って磁気異常が存在しているということは、断層に沿って岩石の磁化が強い分布が断層に沿って存在することを意味する。すでに第 2 節で述べたように、この不均質な磁化構造を利用することで、効率的に地震地磁気効果を検出できることになる。磁気異常を考慮しながら断層沿いに磁力計を配置すればよい。

一方、1980 年ごろから NAFZ での地磁気全磁力の連続観測点を構築するべく安価なプロトン磁力計の開発を開始していた。1985 年頃にはプロトタイプがやっと完成し野外で使用できる見通しが付き、1986 年の夏の調査の際に、このプロトタイプの 2 台をトルコのフィールドに設置することができた (Oshiman, 1986)。しかし、秋の雨季が始まったころ、内 1 台は、落雷によりセンサーコイルから過剰電流が流入し磁力計は破損してしまった。

翌年の 1987 年に 2 週間ほどトルコに一人で出かけることが、出発の 1 月前に決まった。1986 年に設置し破損した磁力計の修理を現地で行うとともに、折角の機会なので、出発前の 2 週間ほどで、新しいバージョンのプロトン磁力計 (Oshiman, 1989) を 2 台作成しトルコに持ち込み、連続観測点を 2 点から 4 点に増やすことにした。

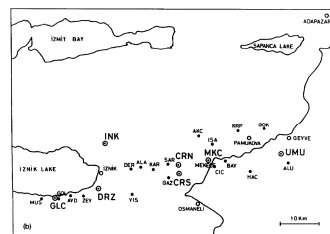


Fig.8. Locality of continuous stations for the total intensity in the Iznik-Geyve region. Dots indicate sites for repeated survey of the total intensity.



Photo 3. One of geomagnetic stations of the total intensity along the North Anatolian Fault zone in the Iznik-Geyve region, Turkey.

プロトン磁力計開発の開始時、磁力計は低電力化を実現するため、当時もっとも低電力 C-MOS 型の CPU であった RCA 社の 1802 というチップを用いていたが、1987 年当時は有名な Z80 型 CPU と周辺 LSI を一体型にした C-MOS タイプのチップが利用できるようになっていた。そこで、新型の磁力計では、このチップに変更した(Fig.7; Photo 2)。新型のプロトタイプを 1 台作製するとともに、量産用に 20 台分のプリント基板を作製した。持ち込んだ新型の 2 台の内、1 台は細いラッピング用電線を半田付けして作製した回路基板の試作磁力計で、もう 1 台はプリント基板を用いた量産型のものであった。さらに、1988 年の夏には、さらに 5 台の新型を投入するとともに、2 台の旧型を廃止し、Fig.8 に示すように計 7 点での観測体制が完成を見た(Oshiman *et al.*, 1991)(Photo 3)。

ちなみに、世界では、サンアンドレアス断層で 1986 年に発生した地震に伴う地磁気変化が、連続観測のデータとして世界で初めて検出されたもので、その報告論文が 1987 年のサイエンス誌に掲載されている(Johnston and Mueller, 1987)。

c) 1999 年トルコ・コジャエリ地震

1999 年 Kocaeli(コジャエリ)地震(M7.4)は、8 月 17 日の現地時間の午前 3 時過ぎに発生した。震央は Iznit に位置していた。つまり、コジャエリ地震を発生させた断層は Fig.5 に示されている Iznik-Mekece 断層ではなく Iznit-Sapanca 断層帯のほうだったのである。Toksoz *et al.*(1979)が指摘した地震空白域で、観測体制が整ってから約 10 年後に M7 クラスの地震が発生したわけであるが、上に述べたフィールド実験の試みは、失敗に終わってしまった。

1999 年の夏は、地震発生の 20 日ほど前から、北アナトリア断層帯西部域の 2 つの分岐断層である Iznik-Mekece 断層と Iznit-Sapanca 断層帯を共に直交する長測線に沿って広帯域 MT 観測を行っていた(Fig.9 参照)。午前 3 時過ぎの地震発生時は、南側

に東西に延びる山並みの縁に沿って走る Iznik-Mekece 断層から数キロの位置にあるボアジチ大学のイズニック観測所施設で宿泊中であった。

広帯域 MT 観測は、Fig.9 に示すように、南側の分岐断層である Iznik-Mekece 断層周辺から開始し、観測点を北方向に順次移動させながら実施中で、番号のついた☆印と「001」とある△印(この観測点は磁場参照観測点で固定)が、ちょうどコジャエリ地震発生時に観測装置を置いていた観測点になる。地震の前日にこの配置になったばかりであった(Photo 4 と 5)。

MT 観測は、測線の南側から開始したわけであるが、NAFZ の南側分岐断層と北側分岐断層の間には千数百メートルの山林地帯があり、この地帯での測点予定地点に至るためのルート探しには苦労した。というのは、地形図情報の公開に制限があるトルコでは、ハンディ GPS により自分の居る位置は非常に正確に把握できるが、ある地点に行くためのルート

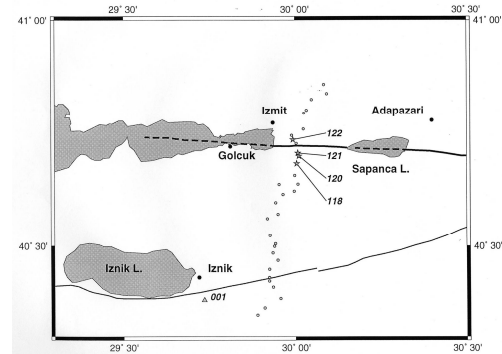


Fig.9. Distribution of wide-band MT sites along a profile crossing the northern and the southern branches of the NAFZ. Site 001 is the reference site for remote reference data processing. Sites 118, 120, 121 and 122 happened to be in operation during the Kocaeli earthquake on August 17, 1999 (after Honkura *et al.*, 2000))

を事前に把握することが非常に難しいのである。特に、使用していた 1950 年代に作成された地形図 20 万分の 1 地図では、森林地帯の林道情報を得ることは不可能である(最近ではスマホの電波が届く地域ではグーグルマップ等により情報をある程度は得られるようになってきている)。そのため、南からの山越ルートの確保には非常に苦労したわけである。南北のほぼ直線上に測線を取りたいのであるから、測点間距離だけを考慮すれば、観測を行いたい位置の緯度・経度も確定できるのだが、その地点に至る最短ルートを見出すのが非常に困難なのである。



Photo 4. The epicentral region taken from the site 118 in the eastern region of Izmit in (a) two days before the occurrence of the 1999 Kocaeli earthquake, and (b) two days after the earthquake, respectively.

そのように苦労しながら山を越えて測線を北上していたのだが、山の北斜面を下るところになるとイズ



Photo 5. Damaged building of the Kocaeli University under construction of new campus in the Kosekoy region.

ミット市周辺からの人工ノイズが電場データに混じるようになってきた。北側の分岐断層である Izmit-Sapanca 断層帯は、イズミット周辺の人口の比較的密集した工業地帯近くにあるだけでなく、イスタンブールからアンカラへの電車路線が走っている地域の近傍でもあった。

できるだけ人工ノイズが無い場所を選びながら観測地点の選定を行っていたのだが、突然の地震災害によりすべての送電が止まり、電車の運行や工場の稼働も止まってしまい、人工ノイズの影響が消えてしまったのである。そこで、地震発生直後から断層周辺での観測点を増やし集中的に観測を行うことにした。被害にあった住民も快く土地の使用を許可してくれ、観測を行うことができた。イズミット周辺への送電は 4 日を過ぎるころから徐々に回復し、地震前ほどではないにしても、電場ノイズが増え始めた。このようにして短い期間ではあったが取得することができた質の高い電場・磁場変動データは、現在では、もちろん、取得することは不可能である。

当時以上に地震断層周辺の人口密度は増えてしまっている(大志万, 2018).

こうして取得したデータにより 2 つの分岐断層周辺の比抵抗構造 (Fig.10) が求められている(Oshiman *et al.*, 2002; Tank *et al.*, 2003) .

5. 電磁気共同観測

私の主たる研究分野である地球内部電磁気学分野の研究者たちは、国内では別名、「CA グループ」と

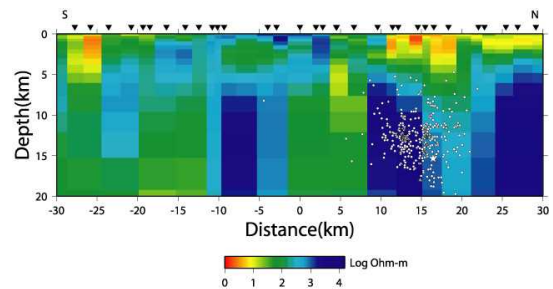


Fig.10. Two-dimensional resistivity structure across the fault of the 1999 Kocaeli earthquake deduced from wide-band MT data (after Oshiman *et al.*, 2002).

いうように呼ばれることがある。これは「Conductivity Anomaly 研究会」に参加している研究者たちというような意味である。業界用語で「CA」とは「Conductivity Anomaly」の二つの単語の頭文字をとった略語であるからである。地殻やマンツルの電気伝導度異常分布構造を意味する言葉である。

地球の電気伝導度分布のモデルとしてはまずは一様球モデルが初期モデルになるのは常道であり、次のステップの非一様球モデルとして電気伝導度が深さ方向のみに変化する分布構造を考えるのが普通である。球殻層状の構造モデルである。地球内部の温度構造や地震波構造モデルも、このような構造モデ

ルであり、現在でもこのような電気伝導度構造モデルはグローバル地球の理解のための研究として行われている。

一方、CA は球殻層状の構造モデルの中に存在するある広がりを持った周りとは異なる電気伝導度の領域（電気伝導度の高い領域）をイメージしている。電気伝導度が深さ方向にのみ変化する構造モデルから 3 次元構造モデルへの展開ということができ、地殻やマントル内の電気伝導度の不均一を指す用語である。このような CA は、磁気嵐などの外部磁場短周期変動の際の鉛直成分が数十キロしか離れていない場所の観測記録で著しく異なる場合があることから見出されてきた。

このような研究のためには多点での同時観測が必要のため日本国内の多くの機関の研究者が集まり共同観測を実施するとともに CA 研究を推進するために 1960 年代には「Conductivity Anomaly 研究会」が結成された。現在では、地球電磁気・地球惑星圏学会の分科会の一つとして位置づけられていることもあり、研究会への参加者は地球内部電磁気学分野の研究者が多いが、初期のころは地球電磁気学だけではなく地球熱学や、地震学及び物性論などの専門家も多く参加していた研究会であった。

地下の電気伝導度構造の不均一性に注目した研究を行う研究グループであったが、地震予知計画や火山噴火予知計画に参画していたこともあり、その研究対象は、列島規模の構造から火山直下の構造や活断層近傍での非常にローカルな構造まで広範になり現在に至っている。

地震予知計画や火山噴火予知計画のプロジェクト推進に当たっては、電磁気的な観測研究の推進に関して CA グループがその「電磁気共同観測」の実施に当たって重要な役割を果たすとともに、研究会活動だけではなく、この共同観測を通じて次世代の研究者を育成も行ってきた。ただし、私自身は、防災研究所に移動してくるまでは、所属していた機関が地震予知計画や火山噴火予知計画に直接的なかわりを持っていなかったため、「電磁気共同観測」の取り組みの枠組には参加せず、千屋断層、富士川断層での共同観測に参加させてもらった程度であった。

しかしながら、92 年に防災研究所に移動してからはこの「電磁気共同観測」の企画や実施に関して深くかかわることになった。以下にはそのうちから数例を紹介したい。なお、ここまでは歴史的に電気伝導度という物理量で電磁気学的な構造を議論することが多かったこともあり、「電気伝導度構造」という用語を用いたが、非常にローカルな構造を対象にする場合、「電気伝導度」の逆数である物理量を示す「比抵抗」という用語を用いることが通例であるので、

「比抵抗構造」というように記述することにする。

a) 地震断層・活断層

電磁気共同観測のターゲットの内の一つは、活断層や地震断層である。80 年代は観測手法、特に地磁気観測データがアナログ記録であったこともあり、活断層周辺の深部比抵抗構造まで詳細に推定することが難しかったため、非常に粗い比抵抗コントラストを求めようとするか、活断層の浅部に注目した研究に限られる傾向があった。上に述べた活断層周辺の浅部比抵抗値の分布異常を見出すというような観測研究は、そういった研究の中に分類できる。

90 年代に入り地磁気データのデジタル記録が主流となり、さらに、コンピュータの発達により観測データから比抵抗構造モデルを推定する手法も確立し、地下 10 数キロまでの比抵抗構造を 2 次元構造として推定することが可能となり、さまざまな活断層や内陸地震の地震断層、群発地震の発生域などを研究ターゲットとした共同観測を企画するようになった。

防災研究所が主導してデータ解析や観測企画にかかわった共同観測に限り列举すると、えびの地震の加久藤カルデラでの観測 (Goto *et al.*, 1997)、1984 年長野県西部地震の震源域での観測 (Kasaya *et al.*, 2002; Kasaya and Oshiman, 2004)、2000 年鳥取県西部地震の震源域 (塩崎・他, 2001; 2001 年地殻比抵抗研究グループ, 2002)、跡津川断層 (大志万・他, 2005; Yoshimura *et al.*, 2009)、2007 年能登半島地震の地震断層 (Yoshimura *et al.*, 2008) などがある。これらの内、跡津川断層に関しては、2002 年に共同観測として実施した以前にも、前々節に紹介したように断層浅部調査 (Ohshiman *et al.*, 1987) を、また、防災研究所の独自の観測として 90 年代の後半に、2 本の観測線に沿った比抵抗構造探査 (Goto *et al.*, 2005) を実施している。

このような共同観測は、観測機器がデジタルデータ記録方式となってからも、長期間同じ宿に大人数で宿泊し、手分けして多点の観測点の設置、データ回収とバッテリー交換を毎日行うというような観測体制のもとに実施していた。しかし、2000 年代の後半からは、観測機器の採用されているデータ記録用のコンパクト・フラッシュメモリや SD の記録容量が大きくなったため、大容量のバッテリーを用いることで長期間の連続観測が可能になり、観測装置を観測点に設置したらそのまま観測を継続し、10 日程度の後に観測装置を撤収してゆくという手法に代わってきたため、一堂に長期間宿泊するという共同観測としての実施体制は大きく変わってしまった。その意味で、旧来型の大規模な共同観測の実施

は 2004 年に実施した跡津川断層での共同観測が最後のものといえるだろう。

昨今は、3次元比抵抗構造を推定するということが主流となってきており、その観測実施に関しても、世界的には、対象地域を面的に稠密に覆った観測点分布での観測が行われるようになってきており、いわゆる基盤観測に基づく公開データを活用できない地球内部電磁気学分野にとって、観測にかなり長い期間が必要になってきている。

しかし、2000年代の前半頃までは、2次元モデルを用いた比抵抗構造の推定を行っていた。従って観測を行うときも、地質構造等の2次元性を考慮して直線的な測線を設定し各観測点でデータを取得することが行われた。もちろん、跡津川断層での共同観測の場合も、断層構造という2次元性を考慮し、跡津川断層走向に直交する測線に沿って観測点を配置し、2次元比抵抗構造を推定したのであるが（観測の概要やその成果については、大志万・他, 2005; 大志万・歪集中帯比抵抗研究グループ, 2005; Yoshimura *et al.*, 2009を参照のこと）、それとは別に、跡津川断層の走向に沿った測線を設け、断層に沿った総延長50kmの深さ15kmまでの断層面上の比抵抗構造を推定したところ、その結果はFig.11に示すように驚くべきものであった（吉村・他, 2006）。

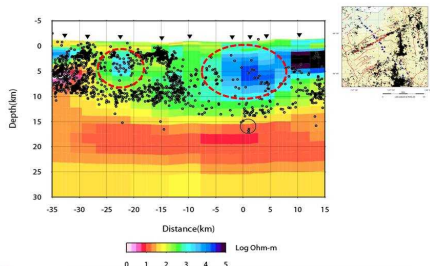


Fig.11. Two-dimensional resistivity structure along the Atotsugawa fault deduced from wide-band MT data (after Yoshimura *et al.*, 2006).

Fig.11の右が跡津川断層の北東側に、また、図の左が南西側に対応するが、図には断層周辺で発生した微小地震の震源も黒丸でプロットしてある。図を見ると明らかなように、比抵抗構造の不均質性と震源分布にかなり良い相関があるように見える。高比抵抗部分では微小地震の分布が相対的に少ないように見られるのである。また、Ito and Wada(2002)が指摘した、相対的に浅部で微小地震の発生頻度が少なく、地震発生領域の下限が少し深くなっている領域では、浅部領域を含めて全体として高比抵抗領域となっている（図中の右側の大きな破線楕円領域）。さらに図をよく見ると、断層左側に存在する微小地震

分布が比較的まれな領域も、高比抵抗領域に対応していることが分かる。従って断層面の比抵抗構造からは断層浅部にクリープ領域が存在するという考えは否定的である。なお、このことは、“クリープ領域との指摘のある領域”を横切る、Yoshimura *et al.*, (2009)により示された2次元断面の比抵抗構造結果が、Fig.11と交差部分する部分の構造でも矛盾は見られない。

現在微小地震の発生頻度が少ない領域が、断層面がしっかりと固定されている領域（アスペリティ領域）を示すと仮定すれば、比抵抗構造というイメージによる構造の不均質性把握により、断層の固着状態を明らかにできるのではないかと考えられるのである。

他にも、2次元構造解析を用いてはいるものの、2000年鳥取県西部地震の場合や2007年能登半島地震(Yoshimura *et al.*, 2008)の場合の例などのように、断層に沿った比抵抗構造における不均質性に関する成果が集まってきている。今後はさらに、断層面に着目した3次元比抵抗構造解析を推進する必要がある。今後の観測研究に期待したい。

b) 火山（富士山周辺でのMT比抵抗構造）

私が直接関与した火山対象の電磁気共同観測の実施は、活断層や地震断層を対象としたものよりは、その例が少ない。それでも、私が防災研究所に移動した直後に、当時、噴火の真っただ中であつた雲仙普賢岳(Honkura *et al.*, 1995)や(Photo 6)、霧島新燃岳(鍵山・他, 1996)を対象とした共同観測に参加した。観測機材の運搬が大変な観測であつたことを記憶している。火山に観測点を設置するためには観測機材を人間が運搬する必要があるためであつた。



Photo 6. Eruption of the Unzen Volcano in 1992.

そのような経験からすると、日本最高峰の富士山を対象とした比抵抗構造探査観測の実施は非常に困

難が予想された。しかし、研究室の若手、特に当時博士後期課程の大学院生であった相澤広記さんがぜひ富士山をやりたいということで CA グループの研究者に呼びかけ協力を得て、富士山周辺での広帯域 MT 観測を実施した (相澤・他, 2003)。

富士山頂にも観測点を設置したため、広帯域 MT 観測としては日本でのもっとも標高の高い観測の実施という記録を作ったことになる。ただし、私自身は、観測点下見の際に 7 合目より少し上まで登った

崎・他, 1998)。

1800m ボアホールの掘削は深度 1200m 辺りで断層に向かって緩やかに曲がっているが、その深度で、3 回にわたる掘削トラブルがあり工事が遅れ (大志万・安藤, 1998), 1997 年初頭になり、やっと、野島断層の小倉地区で 1700m, 800m, 550m の深さの違う 3 本のボアホールがそろって完成した。しかし、残念ながら 1700m 孔は、断層破砕帯に達しているものの、採取したコアサンプルからは断層面の特

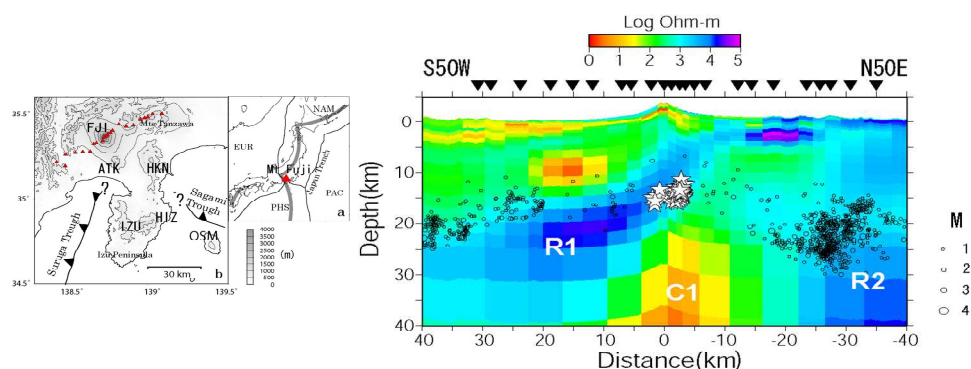


Fig.12. Resistivity structure around Mt. Fuji obtained by wide-band MT data. The direction of the structure is assumed to be N40W. Inverted triangles indicate the measurement sites. Seismicity during the period of 1998–2002 is also plotted. Solid circles indicate tectonic earthquakes, while stars show locations of 76 low-frequency earthquakes. (after Aizawa *et al.*, 2004))

ぐらいで、観測実施中は 5 合目の少し上の観測点まで登ったに過ぎない。この観測により富士山体の比抵抗構造を明らかにすることができ、富士山での自然電位の観測結果と合わせて富士山体の熱水系についての知見を得ることができた (Aizawa *et al.*, 2005)。また、この観測に加えて、防災研究所だけのチームにより、さらに富士山周辺の広い範囲に観測線を広げ、Fig.12 に示すように富士山直下のマグマだまりと推定される構造も見出した (Aizawa *et al.*, 2004)。これら一連の研究成果は相澤さんの博士論文としてまとめられている。

6. 野島断層での断層回復過程の研究

1995 年 1 月 17 日に発生した兵庫県南部地震(M7.3)は甚大な被害をもたらしたが、地震発生後、地震研究所の島崎邦彦先生と防災研究所の安藤雅孝先生が中心となり、野島断層を対象とした「断層解剖計画」というプロジェクトが立案された (安藤・他, 1998)。この計画の主要な目的は、地震発生直後の応力が解放された断層の回復過程を直接的測定しようというもので、断層の破壊面を貫く 1800m のボアホールを掘り、定期的に断層破砕帯への注水試験を行い、透水係数の変化を観測するというものであった (島

定には至らなかった。

注水試験を実施するための孔は 1700m 孔であり、底の部分には最深部分に 3 成分地震計が、また、1568m と 1673m 部分には上下動成分の地震計が設置された。そして、孔底付近の幅約 150m の区間にはジェット・パフォーレーション (穿孔) が施され、この部分から断層に注水できるように計画された。また、800m 孔には 3 成分の速度型地震計と 3 成分加速度計、2 成分傾斜計、3 成分歪計、および、温度計が設置された。一方、550m 孔は、地震断層面の傾きなどを確認するためのパイロットボーリングのために掘られた孔である。この孔は 400m 以深ではケーシングが無い裸孔となっており、この部分に電極を 40m 間隔で設置し電磁気的な観測に利用することになった (大志万, 1998 ; 楨野・大志万, 1998)。

野島断層の 1700m 孔では、1997~2018 年の間に計 6 回の注水試験が実施され (Photo 7), 注水試験期間中、誘発地震、断層トラップ波、800m 孔からの湧水変化、注水孔周辺での流動電位分布、ACROSS による地震波速度変化等の観測を、そして、2 回目以降は注水時の孔内温度分布の観測も実施されてきた。我々は、これらの観測項目の内の流動電位観測を高知大学の村上英記さんを中心に実施した (村上・他, 1998 ; Murakami *et al.*, 2001, 2007)。これらの観測項

目の結果は、1997年時の値と比較すると、岩盤の透水性が低下していることを支持し、断層強度の回復傾向を示唆するものであった。

計画では1700m深度での断層への注水を試みたの



Photo 7. Water injection experiment into the 1700m bore-hole at the Ogura site of the Nojima fault.

であったが、しかしながら、実は2回目以降から光ファイバー線による孔内温度分布計測により、注水前と注水中の温度変化を確認したところ、孔内の水温は深さ550mより浅い孔内でのみ温度が低下していることが判明し、550m付近で孔のケーシングからの水の漏れが発生していることが示唆された。つまり、断層への注水は計画した1700mの深さではなく、550mの深さで断層近傍に注水されていたことが判明した。

実は、1700m孔は底まで同じ径となっているわけではなく、地表から3種類の径のケーシングパイプで構成されており、浅部、中部、深部とその径が順に小さくなっている。550m付近はちょうど2種類のケーシングのつなぎ目に当たっているのである。もちろんケーシングパイプのつなぎ目はセメンチン

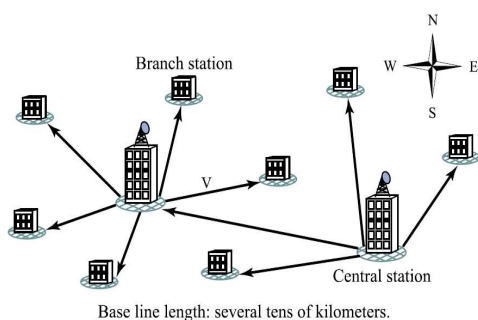


Fig.13. Schematic diagram of Network-MT observation based on Uyeshima et al. (2002) (after Hata et al., 2011).

グしてある。当初、注水に当たっては、継ぎ手部分のセメンチン部分からの逸水を避けるため、1700m孔の底にある穿孔帯部分の上部にパッカーを

入れ、穿孔部分に直接水圧をかけ注水する予定であったが、種々の理由からこの方法をとることができず、孔口から直接圧をかけて注水試験を行った。第1回注水ではセメンチン部分が効いていたため逸水はなかったものと判断していたが、2回目以降の温度分布モニターにより550m付近で注水した水が流れ出てしまっていたことが判明したのである。

地震断層は深さ方向には15km程度の広がりを持っており、その極浅部である約2km深度の断層部分の強度回復を明らかにすることが、断層面全体としての回復過程にどの程度の意味を持っているかは議論の余地がある。さらに、断層への注水が1700mではなく550m付近であるということは、注水試験により明らかにされた回復過程の状況が、どの程度「断層全体としての回復過程」を反映しているのかに関して議論の余地は残る。しかしながら、「断層の回復過程」という概念自体そのものが、断層及びその近傍周辺での様々なスケールにおいて進行する回復過程を総合したものと考えるべきもので、さまざまなスケールにおける回復過程を明らかにできなければ、地震断層規模における本当の意味の「断層の回復過程」は理解できないと思われる。その意味で、本来の目標よりはかなり浅い部分での回復過程の理解ではあるものの、「断層解剖計画」における注水試験も多少なりとも貢献できたのではないかと考える。

7. Network-MT 法による広域比抵抗構造

Network-MT 法観測 (NMT 観測) は電場変動を観測する手段が通常の MT 法観測とは大きく異なっている (Uyeshima, 2007)。2か所に設置した電極間の電位変動を観測するために NTT の電話回線のメタリック線を使用するのである。従って、通常の電極間距離が50m前後に対して、その電極間隔は数キロ以上の長さになる。また、地表面の電場変動を記録するため通常では南北と東西の2成分の観測を行うが、NMT 観測では必ずしも南北、東西の2成分とはならない。しかし、逆に、メタリックの電話回線網を利用できるので、電極を面的に設置できるメリットがある (Fig.13)。さらに、電極として電話局のグランド電極を使用すれば高品位の電極として長期間の電場観測を実現できるのである。電話局の電極などを活用すれば NMT 観測により県単位のような広域での電場変動も面的に観測できることから、通常の MT 観測に比べてさまざまなメリットがあるのであるが、日本国内で観測を開始して以降、通信手段の革新が急速に進み、中心局間の通信が光ファイバー通信に変更されたため、広域の電場観測網と

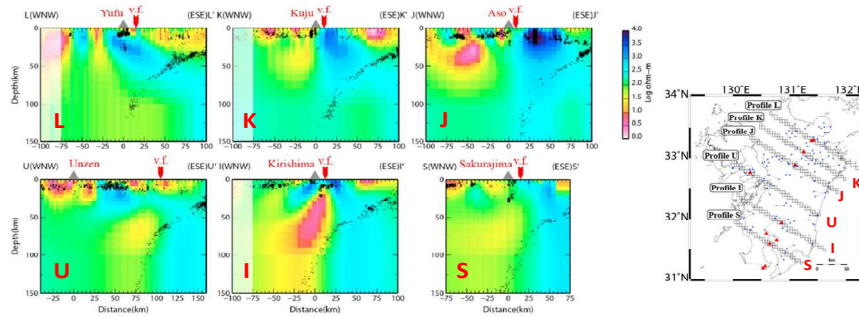


Fig.14. Cross sections of the 3D resistivity model determined from the NMT data. Black dots on the cross sections indicate hypocenters of earthquakes determined by JMA within 10 km of each profile line.

Gray triangles represent active volcanoes. (after Hata *et al.*, 2015).

しての観測が不可能となってしまった。そのため現在では中心局とその営業範囲の末端地域の電柱に電極を設置してもらい、中心局を基準としてその営業地域をカバーした観測に限る観測体制をとるようになってきている。

こういった NMT 観測の変遷があるのではあるが、九州地域で観測が行われた時期は NMT 法の開発初期で、かつ、電話局のグランド電極だけではなく自前の電極設置点も活用し、九州地域をかなりカバーした観測によるデータが取得できていた (Uyeshima *et al.*, 2002)。このデータ解析を防災研究所で担当し、大学院生だった畑真紀さんが、膨大な電場変動の時系列データをこまめに吟味しながら解析し、九州、それも、九重、阿蘇、霧島、桜島などの火山直下の深部までの比抵抗構造のデルを 3 次元的に推定するという研究を行い、Fig.14 と Fig.15 に示すような、

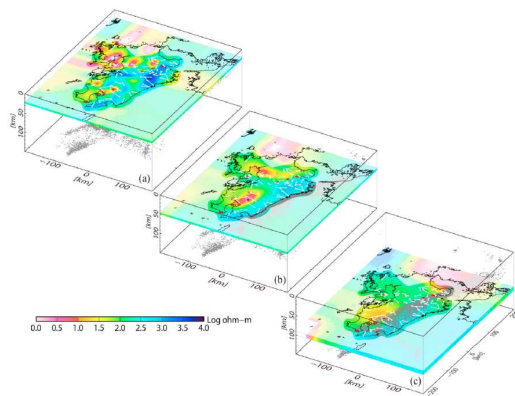


Fig.15. Horizontal cross sections of the final 3D resistivity model at depths of (a) 20–25 km, (b) 45–50 km, and (c) 90–100 km determined from the NMT data. Gray dots are the hypocenters of earthquakes, as determined by JMA from June 2002 to May 2006. Red triangles represent active Quaternary volcanoes. (after Hata *et al.*, 2015).

火山の成因につながるような深部までの比抵抗構造を推定するという一連の成果を出した (Hata *et al.*, 2012; 2015; 2018)。

8. 京都大学研究連携基盤

2013-2014 年度の防災研究所所長としての 2 年間の任期の後、2015 年 4 月からスタートした京都大学研究連携基盤の基盤長を 2 年間の任期で務めることになった。この組織は、私が所長在任中、当時の本部執行部主導で事業プロジェクトとして「大学改革」枠で予算要求するための議論が、京都大学内の附置研究所・研究センター長の集まりである「京都大学附置研究所・センター長会議」で開始されたことに始まる。京都大学の附置研究所・センターがこの基盤というこの新しい組織に参画し、異分野融合による共同研究などを推進し新しい学術分野を作り出そうというものであった。この時、私は、この事業に反対の立場であった。異分野融合による共同研究などを推進し新しい学術分野を作り出すということに反対していたのではなく、この組織体制は各研究所・センターに「屋上屋を架す」というものであり、研究組織はできるだけ単純な方が良いという信念があったからである。当時の担当理事からも説得があったが反対であるという立場は変えなかった。しかし、多くの研究所やセンターは止む無しという状況に傾いたため、賛成はしないが設立の邪魔をすることはしないということで妥協した。その後、設立 WG ができ基盤の骨子が固まり予算要求がなされ、5 年のプロジェクト事業として予算が付き、会議体であった「京都大学附置研究所・センター長会議」が組織体である「京都大学研究連携基盤 (以下、基盤)」に移行することになった。

2015 年 (平成 27 年) の 2 月の終わり頃になり 4 月からスタートする基盤の基盤長をだれにするかと

なった際、WG メンバーは、こともあろうことか、防災研究所所長を3月末で退任する私に基盤長の話を持って行けばよいと考えたようで、就任の依頼があった。基盤長は研究所所長やセンター長は規約上就任することができないからである。しばらくは固辞したのだが説得を受け入れることになってしまった。

4月から基盤設立の企画書を基に、運営体制や実施する個別事業を具体化する作業を行っていたところ、生存権研究所の津田敏隆所長から電話があり、「5月の国立大学附置研究所・センター長会議の総会で基盤の取り組みについて講演してもらえないか？」との依頼であった。津田先生は、その年度の国立大学附置研究所・センター長会議の会長を務めておられたのだが、むしろ、津田先生が紹介された方が良いのではないかと思っただけであった。何しろ基盤設立WGメンバーでもあり、そもそも電話で基盤長就任を私に打診されたご本人だったのだから、私より、基盤構想をよく理解しておられるはずだからである。結局、これも承諾し、講演を引き受けることになってしまった。

基盤設立の目的として、1) 異分野融合による共同研究などを推進し新しい学術分野を作り出す体制である「未踏科学研究ユニット」の設置、また、2) 次世代研究者の教育を通じたグローバル人材の育成、3) 年1回のシンポジウムの開催、4) 毎月の東京でのセミナーの開催、および、5) 大型研究設備の情報共有を通じた共同運用、というものであった。

講演に際して苦慮したのは「未踏科学研究ユニット」という機能をいかにわかりやすくアピールするかということであった。つまり、「未踏科学」とは何か、どのような方針で運営するのかということであった。これをぜひうまく伝えたいと考えたのである。Fig.16とFig.17は講演の際に使用したポンチ絵の内

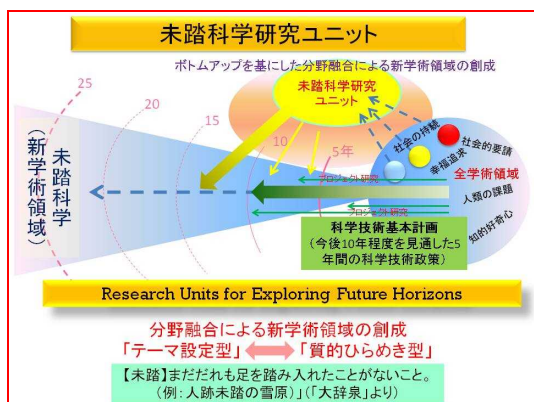


Fig.16. The goal of the Research Unit for Exploring Future Horizons in the Kyoto University Research Coordinate Alliance.

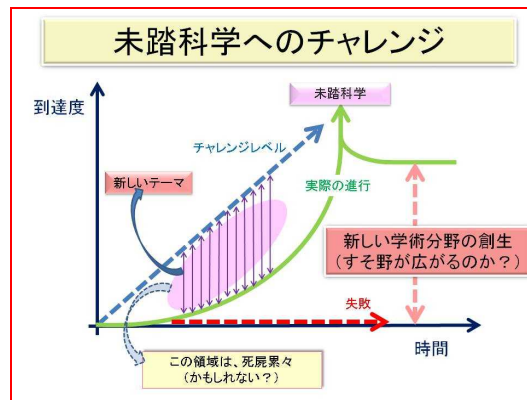


Fig.17. Schematic temporal curve showing research challenging for exploring future horizons.

の2枚である(ただし、このポンチ絵自体は、2016年3月に東京の品川の第11回京都大学附置研究所・センターシンポジウムで使用したバージョンになっている)。「未踏科学」へのチャレンジを「未来の地平を見据えた失敗を恐れない質の高いチャレンジ」と表現することにした。そしてこの標語は2年間、訴え続けた標語でもある。そして、「未踏科学研究ユニット」の英文表記として「Frontier」という言葉を用いなくて「Research Units for Exploring Future Horizons」という表記とした。この英語表記は、James Mori先生に議論していただき最終的に決まったものであった。その後、「未踏科学研究ユニット」の中に4つの研究事業ユニットを設け、実際に活動が動き出すという直前に、たまたま別の件で私のところに取材に来た毎日新聞の畠山哲郎記者に、実はこんなことを始めるのだと説明したら Fig.18に示すような記事を書いてくれた。そこには、『いでよ!!未踏の研究』『京大開始へ「出口分かれぬ」4分野』とあった。記事を見た瞬間、「う〜ん・・・」と思ってしまった。しかし、未来の地平を目指す研究をするということであるので、「出口の見えない研究にチャレンジする」とすれば未踏科学研究ユニットにふさわしいと考え、これも標語として採用した。

さらに、基盤長1年目には、「シンポジウム」の再定義も行った。これは、京都大学附置研究所・センターシンポジウムとして、2006年から毎年3月に政令指定都市で「京都からの提言—21世紀の日本を考える—」というタイトルで開催していたものであるが、基盤として開催するシンポジウムがちょうど11回目となることから、「京都からの挑戦—地球社会の調和ある共存に向けて—」とタイトルを変えた。そして、中学・高校の生徒や教諭などの参加を積極的に呼びかけ、広い意味での高大連携・高大接続活動と位置付け、シンポジウムの企画に当たっては「平



Fig.18. Afternoon newspaper article of Mainichi Shinbun, that described the opening of the Research Unit for Exploring Future Horizons in the Kyoto University Research Coordinate Alliance, on June 25, 2015.

易性、おもしろさ、モチベーション高揚」といった観点を重視し、中核都市も開催地とするように変更した。第11回は新規シリーズのスタートとして東京の品川で開催したが、前のシリーズ以上に好評であった。実は、この新シリーズから、ウイルス研究所（当時）長の小柳義夫先生とこころの未来研究センター長の吉川佐紀子先生がシンポジウム企画担当ということで、事前に各講演者の研究室に赴き、講演内容が「平易性、おもしろさ、モチベーション高揚」という観点を満たしているかなど講演内容にまで踏み込んだ打ち合わせを行うという新しい取り組みを定着させていただいたのである。このことが、それぞれの講演が好評であった大きな理由だった。

平成29年度概算要求の「機能強化促進枠」から「基幹経費化」という予算要求ができるという話が基盤の経理担当者から来た。ただし、「基幹経費化」の対象となるものは、1) 複数年間（平成28年度末時点で概ね3年程度以上を目安）の取り組みとしての実績があるもの、2) 学部等の組織整備がすでに完了したもの、3) 長期間にわたる取り組みの過程で学内の基盤的な取り組みとなったもの等という条件が付いているという。基盤は平成28年度末時点では設立から2年しか実績がないことになる。しかし、トライしない手はないということで、研究所・センター長会議という会議体時代からの実績も訴え、調書を作成した。そして、「基幹経費を活用しての継続的な実施の必要性」のところには、以下のように書いた。

『「基盤」は「教育研究活動（プロジェクト等）」

において「京都大学附置研究所・センター群の連携強化によるイノベーション創出プロジェクト」として平成30年度までの経費サポートを受けてスタートしたが、「基盤」のもっとも重要な役割は、未踏科学研究ユニットを中心とした、異分野融合による新分野創成である。

この取り組みは、しかし、たやすいことではなく、目標によっては、非常に時間がかかることもありうる。しかし重要なことは、基盤評価委員会の外部委員からも意見のあったように、ボトムアップによる「質の高いチャレンジを、失敗を恐れず継続する」ということである。

「未踏科学研究ユニット」を英訳する際にも、Frontierという言葉を用いず、「Research Units for Exploring Future Horizons」としたが、Frontierのさらに先にある未踏領域、つまり、「未来の地平」を目指したいというのが理念である。すでにES細胞を用いたフロンティア研究領域が存在していたときに、さらに未来の地平を目指しiPS細胞による研究領域が創成されたような研究活動を目指しているわけである。このようなチャレンジを行うことこそ大学の中で行われる研究活動であると考える。』

結果として、「基幹経費化」が認められることになった。こうして、当初5年間のプロジェクトとしてスタートした基盤であったが、開始から5年後以降も予算の確保ができるようになった。

実は、基盤評価委員会の設置は、基盤設立の企画書では設立から4年目となっていたのであるが、1年目から委員を選定して準備し、2年目の早々に第1回基盤評価委員会を開催した。これは、「質の高いチャレンジを、失敗を恐れず継続する」という評価観点を委員会のメンバーに同時進行で理解していただきかったからであるが、こういった体制も評価されたのではないかと考えている。

プロジェクト的な予算ではなく経常的な予算となったわけであるが、当然この予算にも「効率化係数」が適用されるため毎年の予算額は減少してしまう。従って、参画している研究所・センターの負担も将来的には増えることになるため、何らかの抜本的な手を打つ必要がある。大いに知恵を出して「ボトムアップによる質の高いチャレンジを、失敗を恐れず継続する」ための機能を維持していただければ幸いである。

Photo 8は、基盤のスタート時の掲板式の写真であるが、しかるべき方々に揮毫を依頼したのであるが固辞されたため、基盤長権限ということで私が書いたものである。



Photo 8. Opening ceremony of the Kyoto University Research Coordinate Alliance.

9. おわりに

40年を超える地球電磁気学分野での研究を振り返ったわけであるが、もちろん、本稿では触れることができなかった研究や話題がほかにも多くある。特に、多くの院生諸君と実施した研究については一部しか振り返ることができなかった。また、本稿で取り上げた研究テーマに関しても、その学術上の意義の詳細に関しては省略してしまっているものもあるので、研究のレビューとしての位置づけも充分ではないと思う。しかし、もし時間に余裕がある時などに読んでいただき、私の研究や運営などでの七転八倒の状況を、少しでも読み取っていただけたならば、幸いである。

退職前の数年間は、ある意味で「防災研究」という観点からはひどく遠いグローバル・インダクション・モデルに薄層近似要素を組み込むという若干ラシカルな研究テーマに取り組んでいたのだが、その研究については全く記すことができなかった。このテーマは、実は、退職後の重要な研究テーマ、つまり、私自身の未踏科学への取り組みと位置付けているのであるが。

最後に、この分野に入るきっかけを与えてくださり指導教官として指導して下さった力武常次先生、力武先生退官後に引き続き指導教官として指導していただいた本蔵義守先生はトルコとの国際共同研究を通じて色々ご指導いただきました。また、大学院生のころから、地殻活動電磁気学分野の偉大な先輩として研究上の議論や多くの助言をしていただいた笹井洋一先生と、プロトン磁力計作成の際にご指導いただいた田中良和先生にも感謝を表したいと思います。また、国内の共同観測実施の際に関わっていただいた多くの関係者や、私と共にトルコ・アナトリア断層帯での研究に参加された日本とトルコ

の共同研究者の面々にも深く感謝するものである。

参考文献

- Aizawa, K., R. Yoshimura, and N. Oshiman (2004): Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.31, L09603, doi:10.1029/2004GL019477.
- Aizawa, K. R. Yoshimura, N. Oshiman, K. Yamazaki, T. Uto, Y. Ogawa, S.B. Tank, W. Kanda, S. Sakanaka, Y. Furukawa, T. Hashimoto, M. Uyeshima, T. Ogawa, I. Shiozaki, A.W. Hurst (2005): Hydrothermal system beneath Mt. Fuji volcano inferred from magnetotellurics and electric self-potential, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.235, pp.343-355, doi:10.1016/j.epsl.2005.03.023.
- Davis, P. M. (1976): The Computed Piezomagnetic Anomaly Field for Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.28, pp.113-122.
- Goto, T., N. Oshiman, and N. Sumitomo (1997): The resistivity structure around the hypocentral area of the Ebino earthquake swarm in Kyushu district, Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.49, pp.1279-1291.
- Goto, T., Y. Wada, N. Oshiman and N. Sumitomo (2005): Resistivity structure of a seismic gap along the Atotsugawa Fault, Japan, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, Vol.148, (Issue 1), pp.55-72, doi:10.1016/j.pepi.2004.08.007.
- Hata, M., M. Uyeshima, Y. Tanaka, T. Hashimoto, N. Oshiman, R. Yoshimura (2018): Three-dimensional Electrical Resistivity Distribution Beneath the Beppu-Shimabara Graben with a Focus on Aso Caldera, Southwest Japan Subduction Zone, *Journal of Geophysical Research*, Vol.123, 7, doi:10.1029/2018JB015506.
- Hata, M., Naoto Oshiman, Ryohei Yoshimura, Yoshikazu Tanaka, Makoto Uyeshima(2013): Three-dimensional electromagnetic imaging of upwelling fluids in the Kyushu subduction zone, Japan, *Journal of Geophysical Research*, Vol.120, pp.1-17, doi:10.1002/2014JB011336.
- Hata, M., Naoto Oshiman, Ryohei Yoshimura, Yoshikazu Tanaka, and Makoto Uyeshima (2012): Fluid upwelling beneath arc volcanoes above the subducting Philippine Sea Plate: Evidence from regional electrical resistivity structure, *Journal of Geophysical Research*, Vol.117, B7, doi:10.1029/2011JB009109.
- Honkura, Y., A. M. Isikara, D. Kolcak, N. Orbay, S. Sipahioglu, N. Oshiman, and H. Tanaka(1985):

- Magnetic anomalies and low ground resistivity as possible indicators of active fault location: preliminary results of electric and magnetic observations from the western part of the North Anatolian Fault Zone, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.37, pp.169-187.
- Honkura, Y., M. Matsushima, N. Oshiman, Y. Sasai, M. Ohno, Y. Tanaka, T. Yamamoto, K. Ikeda, and Y. Wakino (1995): Magnetization Structure of the Unzen Volcano Determined from Blimp-Borne Magnetic Survey Data, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.47, pp.231-236.
- Honkura, Y., A. M. Isikara, N. Oshiman, A. Ito, B. Ucer, S. Baris, M. Tuncer, M. Matsushima, R. Pektas, C. Celik, B. Tank, F. Takahashi, M. Nakanishi, R. Yoshimura, Y. Ikeda, and T. Komut (2000): Preliminary results of multidisciplinary observations before, during and after the Kocaeli (Izmit) earthquake in the western part of the North Anatolian Fault Zone, *Earth, Planets and Space*, Vol.52, pp.293-298.
- Ikeda, Y., Y. Suzuki, E. Herece, F. Saroglu, A. M. Isikara, and Y. Honkura (1991): Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey, *Tectonophysics*, Vol.193, pp.335-345.
- Isikara, A. M., Y. Honkura, N. Watanabe, N. Orbay, D. Kolcak, N. Ohshiman, O. Gundogdu, and H. Tanaka (1985): Magnetic anomalies in the western part of the North Anatolian Fault Zone and their implications for active fault structure, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.37, pp.541-560.
- Ito, K. and H. Wada (2002): Observation of microearthquakes in the Atotsugawa fault region, central Honshu, Japan? --Seismicity in the creeping section of the fault--, In H. Ogasawara, T. Yanagidani and M. Ando, ed. *Seismogenic Process Monitoring*, Balkema Publishers, Netherlands, pp.229-243.
- Iwasaki, T. and R. Sato (1979): Strain Field in a Semi-infinite Medium due to an Inclined Rectangular Fault, *Journal of Geophysics of the Earth*, Vol.27, pp.285-314.
- Johnston, M. J. S., and R. J. Mueller (1987): Seismomagnetic Observation During the 8 July 1986 Magnitude 5.9 North Palm Springs Earthquake, *Science*, Vol.237, pp.1201-1203.
- Kasaya, T., N. Oshiman, N. Sumitomo, M. Uyeshima, Y. Iio and D. Uehara (2002): Resistivity structure around the hypocentral area of the 1984 Western Nagano Prefecture earthquake in the central Japan. *Earth, Planets and Space*, Vol.54, pp.107-118.
- Kasaya, T. and N. Oshiman (2004): Lateral inhomogeneity deduced from 3-D magnetotelluric modeling around the hypocentral area of the 1984 Western Nagano Prefecture earthquake, central Japan, *Earth, Planets and Space*, 56, pp.547-552.
- Mogi, K. (1958): Relations between the Eruptions of Various Volcanoes and the Deformations of the Ground Surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Yokojo*, 36, pp.99-134.
- Murakami, H., T. Hashimoto, N. Oshiman, S. Yamaguchi, Y. Honkura, and N. Sumitomo (2001): Electrokinetic phenomena associated with the water injection experiment at the Nojima fault in Awaji Island, Japan, *Island Arc*, Vol.10, pp.244-251.
- Murakami, H., Oshiman, N., Yamaguchi, S., Hashimoto, T., and Yoshimura, R. (2007): Time evolution of hydraulic and electrokinetic parameters around the Nojima fault, Japan, estimated by an electrokinetic method, *Tectonophysics*, Vol.443, pp.200-208, doi: 10.1016/j.tecto.2007.01.019.
- Nagata, T. (1969): Tectonomagnetism, *I.A.G.A. Bull.*, **27**, pp.12-43.
- Nagata, T. (1976): Tectonomagnetism in Relation to Seismic Activities of the Earth's Crust: Seismo-magnetic Effect in a Possible Association with the Niigata Earthquake in 1964, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.28, pp.99-111.
- Ohnaka, M. and H. Kinoshita (1968): Effects of Uniaxial Compression on Remanent Magnetization, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.20, pp.93-99.
- Ohshiman, N., Y. Honkura, K. Kuge and H. Sakai (1987): Electric and magnetic anomalies at the Atotsugawa fault and their implications for fault activity, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.39, pp.143-158.
- Oshiman, N. (1986): A proton magnetometer system controlled by a microprocessor, *In* A.M. Isikara and Y. Honkura, ed., *Electric and Magnetic Research on Active Faults in the North Anatolian Fault Zone*. Tokyo Institute of Technology, Tokyo, pp.124-134.
- Oshiman, N. (1990): A new type magnetometer system: OSMAN2, *In* Y. Honkura and A.M. Isikara, ed., *Multidisciplinary Research on Fault Activity in the North Anatolian Fault Zone (2)*. Tokyo Institute of Technology, Tokyo, pp.125-136.
- Oshiman, N. (1990): Enhancement of Tectonomagnetic Changes due to Non-Uniform Magnetization in the Earth's Crust -- Two-Dimensional Case Studies--, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.42, pp.607-619.
- Oshiman, N., M. K. Tuncer, Y. Honkura, S. Baris, O. Yazici, and A. M. Isikara (1991): A strategy of

- tectonomagnetic observation for monitoring possible precursors to earthquakes in the western part of the North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, Vol.193, pp.359-368.
- Oshiman, N., Y. Honkura, M. Matsushima, S. Baris, C. Celik, M. K. Tuncer, and A. M. Isikara (2002): Deep resistivity structure around the fault associated with the 1999 Kocaeli earthquake, Turkey, *In Seismotectonics at the Convergent Plate Boundary* (Eds. Y. Fujinawa and A. Yoshida), Terra Science Publishing Company, Tokyo, pp.293-303.
- Sasai, Y. (1979): The Piezomagnetic Field Associated with the Mogi Model, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Yokyo*, Vol.54, pp.1-29.
- Sasai, Y. (1991): Piezomagnetic Field Associated with the Mogi Model Revisited: Analytic Solution for Finite Spherical Source, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.43, pp.21-64.
- Shamsi, S. and F. D. Stacey (1969): Dislocation Models and Seismomagnetic Calculations for California 1906 and Alaska 1964 Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.59, pp.1435-1448.
- Stacey, F. D. (1964): The Seismomagnetic Effect, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.58, pp.5-22.
- Stacey, F. D. Kenneth G. Barr and Geoffrey, R. Robson (1965): The Volcano-magnetic Effect, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.62, pp.96-104.
- Suzuki, Y. and N. Oshiman (1990): A paradox in volcanomagnetism: Disagreement between Analytical and Numerical Estimates of Geomagnetic Changes due to an Underground Pressure Nucleus, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.42, pp.1291-1308.
- Tank, S. B., Y. Honkura, Y. Ogawa, N. Oshiman, M. K. Tuncer, C. Celik, E. Tolak, and A. M. Isikara (2003): Resistivity structure in the western part of the fault rupture zone associated with the 1999 Izmit earthquake and its seismogenic implication, *Earth Planets Space*, Vol.55, pp.437-442.
- Toksoz, M. N., A. F. Shakal and A. J. Michael (1979): Space-time migration of earthquakes along the north Anatolian fault zone and seismic gaps, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.117, pp.1258-1270.
- Tuncer, M. K., Y. Honkura, N. Oshiman, Y. Ikeda, and A. M. Isikara (1991a): Magnetic anomalies related to active folds in the North Anatolian Fault Zone, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.43, pp.813-823.
- Tuncer, M. K., N. Oshiman, S. Baris, Z. Kamaci, M. A. Kaya, A. M. Isikara, and Y. Honkura (1991b): Further evidence for anomalous magnetic structure along the active fault in western Turkey, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol.43, pp.937-950.
- Uyeshima, M., M. Ichiki, I. Fujita, H. Utada, Y. Nishida, H. Satoh, M. Mishina, T. Nishitani, S. Yamaguchi, I. Shiozaki, H. Murakami, and N. Oshiman (2002): Network-MT survey in Japan to determine nation-wide deep electrical conductivity structure, *In Seismotectonics at the Convergent* (Eds. Y. Fujinawa and A. Yoshida), Terra Science Publishing Company, Tokyo, pp.107-121.
- Uyeshima, M. (2007). EM monitoring of crustal processes including the use of the network-MT observations, *Surveys in Geophysics*, Vol.28, pp.199-237.
- Yoshimura, R., N. Oshiman, M. Uyeshima, Y. Ogawa, M. Mishina, H. Toh, S. Sakanaka, H. Ichihara, I. Shiozaki, T. Ogawa, T. Miura, S. Koyama, Y. Fujita, K. Nishimura, Y. Takagi, M. Imai, R. Honda, S. Yabe, S. Nagaoka, M. Tada, and T. Mogi (2008): Magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (Mj 6.9), *Central Japan, Earth, Planets and Space*, Vol.60, pp.117-122.
- Yoshimura, R., N. Oshiman, M. Uyeshima, H. Toh, T. Uto, H. Kanezaki, Y. Mochido, K. Aizawa, Y. Ogawa, T. Nishitani, S. Sakanaka, M. Mishina, H. Satoh, T. Goto, T. Kasaya, S. Yamaguchi, H. Murakami, T. Mogi, Y. Yamaya, M. Harada, I. Shiozaki, Y. Honkura, S. Koyama, S. Nakao, Y. Wada, and Y. Fujita (2009): Magnetotelluric transect across the Niigata-Kobe Tectonic Zone, central Japan: A clear correlation between strain accumulation and resistivity structure, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.36, L20311, doi:10.1029/2009GL040016.
- Yukutake, T. and H. Tachinaka (1967): Geomagnetic Variation Associated with Stress Change Within a Semi-infinite Elastic Earth Caused by a Cylindrical Force Source, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Yokyo*, Vol.45, pp.785-798.
- 相澤広記・吉村令慧・山崎健一・神田径・大志万直人・橋本武志・T.Hurst・坂中伸也・古川勇也・小川康雄・S.B.Tank・上嶋誠・小河勉・小山茂・鍵山恒臣・塩崎一郎・宇都智史・吉村光弘・吉本和範 (2003): 富士山地下の地殻深部比抵抗構造 (序報), *京都大学防災研究所年報*, Vol.46, B, pp.729-737.
- 安藤雅孝・島崎邦彦・竹村恵二 (1998): 総論; 断層解剖計画, *月刊地球*, 号外 No.21, pp.5-12.
- 榎野豊・大志万直人 (1998): 野島断層での hole-to-surface dipole 法による 3D 比抵抗構造探查,

- 月刊地球, 号外 No.21, pp.76-81.
- 村上英記・橋本武志・大志万直人・住友則彦・山口覚・本蔵義守(1998): 注水実験時の電磁気観測, 月刊地球, 号外 No.21, pp.54-58.
- 大志万直人(1998): 野島断層 500m 孔における比抵抗連続観測, 月刊地球, 号外 No.21, pp.27-32.
- 大志万直人・安藤雅孝(1998): 断層解剖計画作業日誌—1996年2月以降のボーリング工事進行状況記録をもとにして—, 月刊地球, 号外 No.21, pp.126-130.
- 大志万直人 (2018): 1999年トルコ・コジャエリ地震災害, DPRI Newsletter, Vol.89, pp.2-3.
- 大志万直人 (2020a): トルコ共和国北アナトリア断層帯西部域での40年にわたる共同研究の概要, Conductivity Anomaly 研究会論文集, pp.1-12, http://www.eqh.dpri.kyoto-u.ac.jp/CA/2020/Oshiman_CA2020_a.pdf.
- 大志万直人 (2020b): 直観, ヤマ勘, 大失敗—失敗は成功のもと?—, 京大知球会ホームページ特別講演要旨, <http://www.kugi.kyoto-u.ac.jp/dousoukai/pdf/2020-Oshiman.pdf>.
- 大志万直人・歪集中帯比抵抗研究グループ (2005): 歪集中帯周辺での広帯域 MT 観測による深部比抵抗構造探査—観測の概要と解析結果の序報—, 2005年 Conductivity Anomaly 研究会論文集, pp.1-7.
- 大志万直人・吉村令慧・上嶋誠・藤浩明・兼崎弘憲・望戸裕司・中尾節郎・小山茂・相澤広記・西谷忠師・宇都智史・桑波吉紘・田中嘉一・和田安男・藤田安良・坂中伸也・小川康雄・本蔵義守・氏原直人・三品正明・後藤忠徳・笠谷貴史・佐藤秀幸・山口覚・長野雄大・村上英記・塩崎一郎・茂木透・山谷祐介・原田誠・松浦友紀・森谷辰輝・笠見弘昌・畑真紀 (2005): 歪集中帯周辺(跡津川断層)での広帯域 MT 観測による深部比抵抗構造(序報), 京都大学防災研究所年報, Vol.48, B, pp.125-132.
- 活断層研究会編 (1980): 日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, p.363.
- 活断層研究会編 (1991): 新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, p.437.
- 国土地理院 (1997): 中部・国利久地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, Vol.57, pp.520-524.
- 塩崎一郎・大志万直人・足立英二・宇都智史・平井理華子・前田和彦・吉村令慧・村上英記・山口覚・西山浩史・松山和也・野口竜也・矢部征 (2001): 広帯域 MT 法を用いた2000年鳥取県西部地震震源域の深部比抵抗構造調査(序報), 京都大学防災研究所年報, Vol.44, B-1, pp.293-303.
- 島崎邦彦・安藤雅孝・西上欽也・大志万直人 (1998): 野島断層小倉における注水試験, 月刊地球, 号外 21, pp.33-37.
- 鍵山恒臣・歌田久司・上嶋誠・増谷文雄・神田径・田中良和・増田秀晴・村上英記・塩崎一郎・市来雅啓・行武毅・茂木透・網田和宏・大志万直人・三品正明 (1996): 霧島火山群中南東部の比抵抗構造, 火山, Vol.41, pp.215-225.
- 吉村令慧・大志万直人・藤浩明・山本宜峰・本林勉・和田安男・畑真紀・兼崎弘憲・上嶋誠 (2006): 跡津川断層沿いでの広帯域 MT 観測(序報), Conductivity Anomaly 研究会論文集, pp.67-70.
- 2001年地殻比抵抗研究グループ (2002): 鳥取県西部地震震源域周辺での深部比抵抗構造探査の概要, 京都大学防災研究所年報, Vol.45, B, pp.489-497.

(論文受理日: 2020年6月30日)