掛川と春野に埋設されている石井式 3 成分歪計で 観測された歪の磁場応答係数の変化

気象庁地震火山部地震予知情報課* 菅沼一成・宮岡一樹†

気象庁東京管区气象台** 吉田明夫††

Change in the Response Coefficient of Strain to the Geomagnetic Field Observed by the Ishii-type Three-Component Strainmeters Installed at Kakegawa and Haruno

Issei SUGANUMA and Kazuki MIYAOKA†

Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency,
Otemachi 1-3-4, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8122, Japan

Akio YOSHIDA††

Tokyo District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency,
Otemachi 1-3-4, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8122, Japan

(Received January 27, 2005; Accepted November 14, 2005)

The Ishii-type three-component strainmeter that can detect strain change as small as 10^{-10} is expected to catch a precursor of the anticipated Tokai earthquake. The instrument uses magnesensor, so that the output is also affected by magnetic fields. The response of the sensor to the geomagnetic field makes a noise that might mask signals produced by changes of the tectonic stress. However, that feature of the instrument can be utilized to get information about the underground electric conductivity, because the geomagnetic fields recorded by the magnesensor include those generated by induced electric currents. With the expectation to detect change in the electric conductivity beneath the strainmeter stations at Kakegawa and Haruno, we investigated temporal change in the proportionality between the outputs of the three-component strainmeters and the geomagnetic field at Kakioka situated on a stable crustal block about 250 km to the northeast from the Tokai region. Using one-minute sampling data at times of geomagnetic storms during the period from April 1998 to November 2002, we calculated the response coefficient of strain to geomagnetic field at each of the storm times. It was found that the response coefficient increased with time at first, but the tendency changed in the midst of 2000 for both stations at Kakegawa and Haruno. The temporal change of the response coefficient and the long-term change of the strain are alike when the linear trend is subtracted from the latter. We think the change of the trend in the response coefficient in mid 2000 might have been related to changes in the electromagnetic conductivity beneath the Tokai region.

Key words: Ishii-type three-component strainmeter, Strain, Geomagnetic field, Electromagnetic structure, Tokai region

* 〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4

** 〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4

† 現所属: 〒100-8959 東京都千代田区丸の内 2-5-1
文部科学省

†† 現所属: 〒305-0052 つくば市長峰 1-1 気象研究
所

† Present address: Ministry of Education, Culture,
Sports, Science and Technology, Marunouchi,
Chiyoda-ku, Tokyo 100-8959, Japan

†† Present address: Meteorological Research Insti-
tute, Nagamine 1-1, Tsukuba, Ibaraki 305-0052,
Japan

§1. はじめに

マグニチュード8クラスの地震の発生が想定されている東海地域には、地震計・歪計・傾斜計・GPS電子基準点など、高密度の観測網が展開されており、それらの観測データは気象庁に送信され、常時監視されている。地殻の歪を監視する目的として、気象庁は1976年以降、東海・南関東地域の31地点にボアホール式体積歪計を設置し〔檜皮・他(1983)〕, 石井式3成分歪計〔石井・他(1992)〕を1998年に掛川, 1999年に佐久間, 2001年に浜北に設置した。また静岡県は, 1998年に春野, 1999年に本川根に石井式3成分歪計を設置している。

石井式3成分歪計は 10^{-10} strain程度の地殻岩石の歪変化を検出することができ, 想定東海地震の前兆的变化をとらえることが期待されている。しかし, 石井式3成分歪計は, 歪の測定に磁気センサーを用いているため, センサー周辺の磁場の影響を受ける。磁場に対する歪センサーの応答係数は, 観測点ごと, センサーごとに異なるが, 磁場と歪出力との間には簡単な比例関係が存在するので, 周辺磁場の変化による見かけの歪変化を除去することは難しくない〔宮岡・他(1999)〕。

岩石の歪変化を監視する目的にとっては, この磁場に対する応答は本来のシグナルを隠してしまうノイズとなるが, 視点を変えると, この特性を活用することによって, センサー埋設点付近の電磁気的特性の変化を検出できる可能性が考えられる。例えば, 地上のどこか基準点で観測された磁場と見かけの歪の相関の仕方の経年的な変化を調べることによって, その基準点とセンサー埋設付近における磁場変動の差異が経年的に変化してきたことを見いだせるかもしれない。もし, そのような変化が見つかれば, 基準点における磁場観測環境に変化がないと判断できた場合, それはセンサー近辺の地盤中を流れる誘導電流の変化を表していることが考えられる。本論文ではこのような目論見から, 石井式3成分歪計を用いて観測された歪データと, 柿岡で観測された地磁気データとの相関の経年的な変化について調べた結果を報告する。

§2. データ

石井式3成分歪計は, 前述のように静岡県内で, 掛川・春野・佐久間・本川根および浜北の5カ所に設置されている。これらの観測点の位置をFig. 1に示す。本調査で解析に用いたのは, 掛川と春野の歪データである。本川根・佐久間・浜北の歪計のデータを使わなかったのは, それらの地点では周辺磁場の影響を受けにくいように磁気シールド処理が施されているためである。そ

Fig. 1. Locations of Ishii-type 3-component strainmeter stations (triangles) and the Kakioka geomagnetic observatory (closed circle). Open and closed triangles show that the strainmeter is magnetically shielded or not shielded, respectively. Kakioka is located about 250 km to the northeast of the strainmeter network.

Fig. 2. Geological columnar section map of the borehole at Kakegawa.

れに対して, 最初に設置された掛川・春野の歪計は磁気シールド処理がされていないため, 他の3観測点と比べて周辺磁場に対する応答係数が大きく, 磁場変化に対する感度が良い。

掛川のボアホールの深さは約500 mである。地表から深さ約20-30 mまでは細粒砂, 約30-60 mは細-中

Fig. 3. Change in strain observed by each sensor of the Ishii-type 3-component strainmeter at Kakegawa (a) and Haruno (b) during the period from April 1998 to November 2002. Hourly data are plotted.

Fig. 4. Change in temperature at Kakegawa and Haruno.

500 m と 408 m のところに、地震計・温度計とともに直径約 10 cm の筐体内に格納されて埋設されている。岩石の歪を測定するためには、ボアホール内壁の岩盤と筐体が密着している必要があり、筐体は膨張剤を混ぜたセメントで岩盤に固定されている。歪センサーは、本来 3 方向に設置してあれば良いが、 45° ずつずらして 4 個がインストールされていて、ボアホールの基底から 1–3 m のところを最下部として鉛直方向に約 30 cm 間隔で取り付けられている。

掛川と春野観測点の設置当初からの歪変化と筐体内の温度変化を Fig. 3 と Fig. 4 に示す。埋設直後はセメントの固化に伴う膨張および発熱などにより、歪と温度は大きく変化しているが、埋設からおよそ 1 年後以降は、一方向のトレンドをもった歪変化が観測されていることが見てとれる。石井式 3 成分歪計は 10^{-10} strain の歪を検出する性能をもち、磁場の影響を受けるものの温度変化の影響は極めて小さく [石井・他 (1992)], また観測された温度の変化との対応も見られないことから、歪のトレンド的な変化は埋設孔周辺の応力場を反映していると考えられる。本論では磁気嵐の時にける短周期の磁場変動に対する歪計の応答係数の経年的な変化に注目するが、解析結果の考察のところで歪のトレンド成分との対応についても触れる。

掛川・春野の石井式 3 成分歪計の磁気嵐時の磁場応答の変化を見るにあたってリファレンスとして用いたのは、柿岡の地磁気観測所で観測された地磁気データである。柿岡は掛川・春野から見て北東方向に、それぞれ約 258 km と約 244 km のところにある (Fig. 1)。なお、掛川と春野の間は約 28 km である。柿岡直下の太平洋プレート上面の深さは約 70 km で、東海に比べて地表から海洋プレートまでの距離は長く、また、国土地理院に

粒砂である。一部に多量の二枚貝化石を含み、深くなるに従って固結度が増している。深さ約 60 m からはシルト質泥岩になり、180 m 付近からさらに固結度が増している。一部に二枚貝化石や方解石脈を含む。約 410 m 以深では、部分的にシルト質泥岩と細粒砂岩の互層になっている (Fig. 2)。

掛川・春野の歪計は、ボアホール内のそれぞれ深さ

よる地殻変動観測から、柿岡周辺域の地殻歪は非常に小さいことが知られている [国土地理院 (2001)].

1998 年 4 月から 2002 年 11 月までの期間に観測された 80 個の磁気嵐のときの (磁気嵐の判定は地磁気観測所による [Kakioka Magnetic Observatory (1999, 2000, 2001, 2003, 2004)]), 歪の 1 分値と地磁気の 1 分値を比較した. 磁気嵐の期間のデータを用いたのは, 地磁気が大きく変動するので歪変化との相関を見たときにその係数を精度良く求めることができることによる. 地磁気観測所では, プロトン磁力計と角度測定器によって地磁気絶対観測が, また, フラックスゲート磁力計とオーバーハウザー磁力計によって地磁気変化観測が行われている. 解析には地磁気観測所から一般に公開されている確定地磁気 1 分値データを用いた. 地磁気 1 分値データの精度は 0.1 nT である [大和田・他 (1998)].

§ 3. 石井式 3 成分歪計の磁場応答特性の解析

石井式 3 成分歪計の各観測点には 4 つの歪センサーが設置されており, それらは互いに約 45 度ずつ測定する方向が異なるように配置されている. 歪センサーはある一方向の長さの伸縮を測定するが, センサーの構造上の特性から, その向きに直交する方向の磁場に対して線形一次応答する. センサーの埋設方位を θ (北から時計回りを正とする), センサー周辺の磁場の南北成分, 東西成分をそれぞれ B_x, B_y とすると, 磁場応答による見かけ上の歪 s_{mag} は,

$$s_{mag} = \alpha \{B_x \cos(\theta + \pi/2) + B_y \sin(\theta + \pi/2)\} \quad (1)$$

と書くことができる [宮岡・他 (1999)]. ここで, α は磁場に対する歪センサーの応答係数である. 歪センサーは水平面内にあるため磁場の鉛直成分に対しては応答しない. ただし, 実際にはボアホールは鉛直でなく, 掘削時に測定した歪計設置点付近でのボアホール軸の鉛直からの傾きは $1^\circ 20'$ あった. この影響は § 4 の中で述べるように実質的には無視できる.

一般には, 石井式 3 成分歪計で観測される歪 s_{obs} は, 観測点周辺の岩石の歪 s_{rock} , 歪センサー周辺の磁場の影響による見かけ上の歪, 観測誤差 ε の重ね合わせであり,

$$s_{obs} = s_{rock} + s_{mag} + \varepsilon \quad (2)$$

と表せる. この中で s_{rock} は地球潮汐や気圧変化, 降雨の影響による歪変化を含んでいる. われわれの調査の目的は, 基準点にとった柿岡の磁場と見かけの歪の関係が経年的な変化を示すかどうかを検出することであり, そのためには, 歪センサーの磁場に対する応答係数 α を精度良く求める必要がある. そこで, ここでは, 気圧変化の影響による歪変化に関しては両者が線形応答をすると仮

Fig. 5. Comparison between changes in strain and geomagnetic field at the time of a storm that occurred from March 31 through April 1, 2001.

定して補正し, 地球潮汐の影響に関しては潮汐解析プログラム BAYTAP-G [石黒・他 (1984), Tamura *et al.* (1991)] を用いて補正を行ったデータを用いた. なお, 上述の本論の目的にとって, 本来は東海地震の前兆監視にあたってのシグナルである岩盤に作用するテクトニックな応力による歪変化もノイズとなるが, 磁気嵐のような短周期の変動に注目した調査では, そうした意味でのノイズは考えなくても良い.

地磁気の変動振幅が大きい磁気嵐時の地磁気データと歪データを時系列で比較すると, Fig. 5 に見るようによく似ているが, 磁場応答による歪変化の S/N 比をさらに大きくし, かつ周波数帯ごとの応答を調べるために, バンドパスフィルタ処理を行った. 地磁気データと歪計データの双方に同じバンドパスフィルタをかけたときの相関のグラフを, 周期 7.5–15 min, 15–30 min, 30–60 min の各周期帯について Fig. 6 に示す. 全ての周期帯で, 両者の間に非常に良い相関が見てとれる. これらの周期帯では, 相関係数はラグを考慮しないときに最も大きく求まったが, さらに長周期の 120–240 min および 240–480 min の周期帯では, 土数分程度のラグを考慮した方が相関が良かった. しかし, これは気圧や地球潮汐の補正が不十分なためとも考えられる. なお, 磁気嵐が発生していない期間のデータについても同様の処理を行って見たが, S/N 比が小さいために明瞭な相関は見られなかった.

本調査では, 磁場と見かけの歪の相関関係の変化を追跡するため, 1998 年 4 月から 2002 年 11 月までの期間

(a) 7.5-15 min

(b) 15-30 min

(c) 30-60 min

Fig. 6. Comparison between changes in strain and geomagnetic field for different frequency ranges. The figures (from top to bottom) are band-pass filtered data in the frequency range of 7.5-15 minutes (a), 15-30 minutes (b), and 30-60 minutes (c), respectively. Left panels show time series plots of the changes (top: strain; bottom: geomagnetic field) and right panels show correlation between the strain and the geomagnetic field where ordinate is strain and abscissa is geomagnetic field in unit of nT.

に観測された80個の磁気嵐について、周期7.5-15 min, 15-30 min, 30-60 minのバンドパスフィルタをかけた歪データと地磁気データを用いて、それぞれの磁気嵐発生期間ごとの磁場応答係数 α を、式(2)で $s_{obs} \sim s_{mag}$ と仮定し、式(1)の線形一次回帰式を基に最小自乗法で求めた。

相関は30-60 minの周期帯で最も高く、その周期帯では掛川で90%以上、春野で70%以上のケースで相関係数が0.8以上となった。それより短周期側でも長周

期側でも、一般に相関の度合いは悪くなったが、短周期帯で相関が比較的良好くない理由として、電車の線路からの漏電によるノイズが考えられる[例えば、Utada *et al.* (1986)]。また長周期側で悪くなるのは歪データに気圧や地球潮汐の影響が補正しきれないで残っていることが考えられる。なお、すべての周期帯について、相関係数0.6以上となるケースが掛川で90%以上、春野で70%以上あった。

式(1)により磁場応答係数を求めるためには、歪セン

Fig. 7. Comparison between correlation coefficient calculated by using the measured sensor direction at the time of installation (circles) and by using the mean directions for which the correlations become best (plus). Left: 7.5–15 minutes period. Middle: 15–30 minutes. Right 30–60 minutes.

Table 1. Locations of the Kakioka Magnetic Observatory and Kakegawa and Haruno stations, and directions of four strain sensors at each site estimated at the time of the installation. Angles are taken clockwise from the north.

Station	Lat. (°N)	Long. (°E)	Sensor direction (°)			
			Sensor-1	Sensor-2	Sensor-3	Sensor-4
Kakegawa	34.783	137.967	176	86	41	311
Haruno	35.033	137.927	2	272	227	317
Kakioka	36.232	140.186	—	—	—	—

サーの埋設方位 θ を知る必要がある。その方位は設置時にジャイロ方位計を用いて調べられているが、ジャイロによる方位測定にはそれ自体の測定精度があるほか、歪センサーへ取り付け付けた磁気センサーの方位の誤差などもあるため、測定値が必ずしも磁気センサーの正確な方位を表すとは言えない。しかし、歪計を設置して静止した状態で測定された方位の振れ幅は 1° 程度で安定していたこと、また、地磁気データと歪データの相関が最も良くなる方位の分布の中央値と比べて、その差は、解析に用いた掛川のセンサー 2 に関して約 2° 、同春野のセンサー 2 について約 8° で、さらに、これら両方の方位に基づいて計算した相関係数に有意な違いは見られなかったことから (Fig. 7)、次節で詳述する磁場応答係数 α の経年変化の検討にあたっては、すべての磁気嵐について、埋設時にジャイロ方位計で測定された方位によって計算した値を用いた。Table 1 にジャイロ方位計で測定された各センサーの埋設方位を示す。

8.4. 解析結果と考察

Fig. 8(a) は、掛川のセンサー 2 について、相関係数が 0.7 以上の値に求まった磁気嵐時の磁場応答係数を、横軸に磁気嵐発生時をとってプロットしたものである。この図でエラーバーは最小自乗推定量の標準偏差から求め

た 95% 信頼区間を示している。応答係数は、すべての周期帯のグラフで、はじめやや増大傾向を示していたのが 2000 年夏頃に頭打ちになったことが見てとれる。Fig. 8(b) に示した春野のセンサー 2 でも、掛川ほど明瞭ではないものの、同時期に同様なトレンドの変化が認められる。センサー 2 はほぼ東西方向に設置されているために南北方向の地磁気変化に対して感度が高い。磁気嵐時には、磁気圏の赤道域に流れる赤道環電流によって生じる南北方向の地磁気変動が顕著であり、センサー 2 はちょうどこれをとらえる位置にあるので S/N 比が大きくなって変化が検出されたと考えられる。Fig. 9 は掛川のセンサー 2 について、相関係数がそれぞれ 0.8 以上、0.9 以上に求まった場合だけを取り出してプロットしたものである。これから、2000 年夏頃にそれまでの増大傾向が見えなくなってほぼ一定傾向に変わったという特徴は、高い相関係数が得られた場合に限りても、同様に認められることがわかる。

本調査では、式 (1) でなく、 B_x と B_y に対する応答係数が異なる可能性を考慮した

$$s_{mag} = \alpha B_x \cos(\theta + \pi/2) + \beta B_y \sin(\theta + \pi/2) \quad (3)$$

に基づいた線形重回帰式 [例えば、Schmucker (1970)] を用いた解析も行ったが、相関係数と磁場応答係数 α の双方とも、式 (1) を用いた場合とほとんど違いは見られ

(a) Kakegawa-2

(b) Haruno-2

Fig. 8. Response coefficient of strain to geomagnetic field at the times of geomagnetic storms for the sensor 2 at Kakegawa (a) and that for Haruno (b), for which the correlation coefficient is 0.7 or larger. From left to right the period ranges are 7.5–15 minutes, 15–30 minutes, and 30–60 minutes, respectively. Error bars show limits of the 95% confidence level.

なかった。Fig. 10 に単回帰と重回帰の場合の相関係数を比較したもの、また、Fig. 11 に同じく単回帰と重回帰の場合の磁場応答係数 α を比較したものを示す。なお、上述の 2000 年夏頃のトレンドの変化は、掛川・春野とも短周期側で明瞭で、120 min より長い周期帯では、磁場応答係数 α が 2000 年夏頃に变化したという様子は認められなかった。長周期帯のデータで変化が見られなくなる理由については、以下の考察の最後で触れる。

ここで磁場応答係数の経年変化と歪の長期的変化との興味深い対応について見ておく。Fig. 12 および Fig. 13 は掛川と春野それぞれにおける、センサー 1 を除く各センサーについて、磁場応答係数 α の変化と、直線トレンド成分を除去した歪の変化を重ねてプロットしたものである（各センサーについて比べたのは、歪の長期的変化を見るにあたっては特定のセンサーだけでは十分ではないと考えられるため、また、センサー 1 を除いたのは、Fig. 3 に見るようにセンサー 1 の歪の永年変化が小さい

ためである）。これから、両観測点とも、磁場応答係数の変化と各センサーの歪の長期的変化とが非常に良く対応していることが見てとれる。この一致が何を意味しているのかについては、今のところ確定的に言うことはできないが、もしかすると、テクトニックな応力変化をもたらした何かが同時に地下の電磁氣的構造の変化をも生じさせたということを示しているのかもしれない（歪のトレンドが 2000 年夏頃に变化したという指摘は露木 (2005, 私信) による）。

さて、磁場応答係数 α の変化が何を表すか、考えてみたい。定義式 (1) によって、 α は歪センサーの磁場に対するいわば感度であるが、注意しなければならないのは、ここで磁場として柿岡の地磁気データを用いていることである。歪センサーの単位磁場に対する応答そのものは経年的に変化しないと考えられるので、 α の見かけの変化は、実は、柿岡で観測される磁場と、歪センサーの設置位置で観測される磁場の間の関係が変わったことを意

(a) Correlation coefficient ≥ 0.8 (b) Correlation coefficient ≥ 0.9

Fig. 9. Response coefficient of strain to geomagnetic field at the times of geomagnetic storms for the sensor 2 at Kakegawa for which the correlation coefficient is 0.8 or larger (top), and 0.9 or larger (bottom). From left to right the period ranges are 7.5–15 minutes, 15–30 minutes, and 30–60 minutes, respectively. Error bars show limits of the 95% confidence level.

Fig. 10. Comparison between correlation coefficient that is calculated based on the simple linear regression relation (circles) and on the multiple linear regression relation (plus) for the sensor 2 at Kakegawa. Left: 7.5–15 minutes period. Middle: 15–30 minutes. Right: 30–60 minutes.

味する。われわれが解析に用いた磁場データは磁気嵐のときのものである。磁気嵐の主要因は前述したように磁気圏内を東から西に流れる赤道環電流であり、地球半径

の数倍の高さのところを流れる電流のつくる磁場は柿岡と掛川もしくは春野とで差はないと見なすことができる。しかし、実は柿岡で観測される磁場も掛川あるいは

Fig. 11. Comparison between response coefficient that is calculated based on the simple linear regression relation (circles) and on the multiple linear regression relation (plus) for the sensor 2 at Kakegawa. Left: 7.5–15 minutes period. Middle: 15–30 minutes. Right: 30–60 minutes.

Fig. 12. Comparison between response coefficient for the sensor 2 (circles with error bars) and strain change from which the linear trend is subtracted (solid line) at Kakegawa. The strain changes of sensor 2, sensor 3, and sensor 4 are shown from left to right.

Fig. 13. Comparison between response coefficient for the sensor 2 (circles with error bars) and strain change from which the linear trend is subtracted (solid line) at Haruno. The strain changes of sensor 2, sensor 3, and sensor 4 are shown from left to right.

春野で観測される磁場も、赤道環電流のつくる磁場そのものではなく、それが地下に誘導する電流が作る磁場との重ね合わせになっている。掛川の場合は地下 500 m のセンサー付近での重ね合わせ磁場が、また春野の場合は地下 400 m 付近での重ね合わせ磁場が観測されることになる。したがって、磁場応答係数 α の変化は、柿岡か、掛川および春野の地下のどちらかの誘導磁場が変わったということを意味する。われわれは、2000 年夏頃の α の増加傾向の変化は、東海地方に誘導される電流が変化したために生じたのではないかと考えているが、それは、柿岡が地殻変動の小さい、日本でもとりわけ安

定した地盤のところに位置しているのに対し、掛川はプレート間カップリング域の直上に位置していること（春野は推定固着域の西端に近い）、また、2000 年夏に伊豆諸島北部の地震・火山活動に伴って非常に顕著な地殻変動が観測され、その時に東海地域におけるカップリング状態が変化すると推定されているからである [小林・他 (2003)]。なお、赤道環電流は磁気嵐ごとに、その流れ方や強度が異なる。Figs. 8(a), (b) に見られる見かけの α のばらつきは、赤道環電流のそうした磁気嵐ごとの流れ方の差異（地磁気偏角方向の磁場変動成分の違いなど）を反映して、誘導磁場の方位が多少ゆらぐことが原因に

なっていることも考えられる。

見かけの磁場応答係数のトレンドの変化をもたらす要因としては、このほかに、ボアホール内の温度が変化して磁気センサーの感度が変わった、歪センサーが傾いた、あるいは広域地殻変動によってボアホールが傾斜したなども、可能性として考えられる。歪センサー付近の温度変化については、Fig. 4 に見るように、掛川では、埋設後およそ2カ月間に記録された急激な低下のほか、一部で測定機器の不調による異常を示している部分もあるが、それらを除けば約5年間で 0.08°C 程度の低下で、日較差は 10^{-5}°C 以下、また年周変化もほとんど見られず安定している。一方、春野では、埋設からおおよそ2カ月間に生じた急激な温度低下の後、約5年間で 0.03°C 程度の温度上昇が見られる。温度変化のセンサーに対する影響が極めて小さいことや[石井・他(1992)]、温度の変化傾向が2000年夏頃に大きく変わったという様子もないこと、さらに、2000年前後の掛川と春野での温度変化のセンスが逆であるにもかかわらず、見かけの磁場応答係数のトレンドの変化のセンスは同じであり、温度変化と相関する歪変化はどの時点でも観測されていないことなどから、観測された見かけの磁場応答係数のトレンドの変化が温度の影響によって生じたとは考えられない。

また、歪計センサーの入った筐体をボアホールに埋設する際には、膨張剤を混ぜたセメントで固定しているため、いったん固結するとボアホール内で筐体が傾くことは考えにくい。今回得られたような10%程度の係数変化をもたらすには 10° 以上の傾き変化が必要であるが、歪データや磁場応答の方位の時間変化を見る限り、ボアホールに固定されている筐体がそれほど傾くことは考えられない。2000年夏に東海で顕著な地殻変動が観測されたことを先に述べたが、その地殻変動も傾きにしてせいぜい 10^{-7} ラジアン程度である。また、地球潮汐および気圧変化による地盤の傾きを見積もると 10^{-8} ラジアン程度のオーダーとなり、これらの効果も無視できる。

以上のことから、われわれは、2000年夏頃に見られた磁場応答係数のトレンドの変化は、機械的な観測上の問題から生じたのではなく、歪観測点周辺の地下に流れる誘導電流系に何らかの変化が生じたことを表していると考えている。しかし、今回のような調査のみから、その変化の実体が何かを特定することは難しい。誘導電流系の変化が地下の電気伝導度の分布状況の変化を反映しているとする、もっとも考えやすいのは地下の流体の分布の変化である。本蔵・小山(1978)は中伊豆観測点と八ヶ岳地磁気観測所の地磁気観測データを用いて、周期15-30 min程度の地磁気変化の水平成分の振幅比の

変化を調べ、1976年河津の地震および1978年伊豆大島近海地震の前に、中伊豆観測点の水平成分が、地震の前兆かもしれない増大を示したと報告している。Honkura (1979)は、その変化について伝達関数を用いた解析を行い、地震の前に震源域に流れ込んだ水によって電気伝導度が大きくなったことを示す可能性がある指摘している。2000年10月頃から浜名湖直下のプレート境界でスロースリップが観測されており [Ozawa *et al.* (2002)], それは2005年10月現在も継続している。また、スロースリップ発生直前には伊豆諸島北部の大規模な地震・火山活動に伴って、東海下のプレート境界域におけるカップリング状況に変化が生じたという推定がなされている [Kobayashi *et al.* (2005), Yoshida *et al.* (2006)]. もし、カップリング状況の変化にプレート上面付近の流体が関わっていたとすると、それが磁場応答係数のトレンドの変化を生じさせたということも考えられないことではない。なお、120分を超える周期帯で α の変化が見られなかった理由として、そのような長周期の誘導磁場変化には、東海地方下の電気伝導度構造 [Utada *et al.* (1986)] から考えて、プレート境界よりもずっと深いマントル中を流れる電流が大きく寄与するために、プレート境界付近あるいはそれよりも浅いところの電気伝導度の変化の影響が隠されてしまったということが考えられる。

§5. ま と め

気象庁と静岡県によって、それぞれ掛川と春野に設置されている石井式3成分歪計と、柿岡の地磁気観測所で観測された磁場とを比較して、歪計設置場所付近の地下の電磁氣的性質の変化の検出を試みた。解析のS/N比を高めるために、1998年4月から2002年11月までの期間に観測された磁気嵐のときのデータを用いた。磁場に対する歪の応答係数の変化を時間的に追跡すると、2000年夏頃から、それまで増加傾向だった磁場応答係数のトレンドが頭打ちになるという変化が掛川と春野の双方の歪データで見られることがわかった。われわれは、2000年夏に見られるこのトレンドの変化は観測上の問題から生じたものではなく、東海の地下の誘導電流系にかかわる何らかの状況の変化を表している可能性があるのではないかと考えている。また、その状況の変化には、2000年夏に伊豆諸島北部領域で発生した大規模な地震・火山活動の際に東海地方で観測された顕著な地殻変動と、それに続く浜名湖直下でのスロースリップの発生が関係しているのではないかと想定している。

謝 辞

春野の歪データは、監視用として静岡県から気象庁にテレメータされているものを使わせていただきました。地磁気観測所の赤司貴則氏には歪データの整理に関してお世話になりました。地磁気観測所の小出 孝氏には研究の初期に議論に加わっていただき、地震予知情報課の二瓶信一氏・露木貴裕氏には、歪計の仕組みなどについてご教示を受けたほか、解析結果について多くのコメントをいただきました。また、千葉大学の原田 誠氏および京都大学の川崎一朗氏・大見士朗氏からは、原稿を改良するうえで多くの有益な提案をいただきました。以上、ここに記して各位に深く感謝いたします。

文 献

- 檜皮久義・佐藤 馨・二瓶信一・福留篤男・竹内 新・古屋逸夫, 1983, 埋込式体積歪計の気圧補正, 駿震時報, **47**, 91-111.
- 本蔵義守・小山 茂, 1978, 中伊豆における地磁気短周期変化観測 (1), 地震研究所彙報, **53**, 925-930.
- Honkura, Y., 1979, Observation of short-period geomagnetic variations at Nakaizu (2): Changes in transfer function associated with the Izu-Oshima-Kinkai earthquake of 1978, Bull Earthq. Res. Inst., **54**, 477-499.
- 石黒真木夫・佐藤忠弘・田村良明・大江昌嗣, 1984, 潮汐データ解析—プログラム BAYTAP の紹介—, 統計数理研究所彙報, **32**, 71-85.
- 石井 紘・松本滋夫・平田安廣・山内常生・高橋辰利・鈴木喜吉・渡辺 茂・若杉忠雄・加藤照之・中尾茂, 1992, 新しい小型多成分ボアホール歪計の開発と観測, 1992 年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 205.
- Kakioka Magnetic Observatory, 1999, Magnetic storms, Rep. Kakioka Mag. Obs. 1998.
- Kakioka Magnetic Observatory, 2000, Magnetic storms, Rep. Kakioka Mag. Obs. 1999.
- Kakioka Magnetic Observatory, 2001, Magnetic storms, Rep. Kakioka Mag. Obs. 2000.
- Kakioka Magnetic Observatory, 2003, Magnetic storms, Rep. Kakioka Mag. Obs. 2001.
- Kakioka Magnetic Observatory, 2004, Magnetic storms, Rep. Kakioka Mag. Obs. 2002.
- 小林昭夫・山本剛靖・高山寛美・吉田明夫, 2003, 2000 年伊豆諸島北部の地震・火山活動時およびその後の中部・関東地域の地殻変動, 測地学会誌, **49**, 121-133.
- Kobayashi, A., A. Yoshida, T. Yamamoto and H. Takayama, 2005, Slow slip in the forcal region of the anticipated Tokai earthquake following the 2000 seismo-volcanic event in the northern Izu Islands, Earth Planets Space, **57**, 507-513.
- 国土地理院, 2001, GPS 連続観測から求めた全国の水平地殻変動速度, 地震予知連絡会会報, **66**, 580-594.
- 宮岡一樹・小久保一哉・吉田明夫, 1999, 石井式三成分歪計で観測された磁気擾乱に伴う歪変化とその補正, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Dd-011.
- 大和田毅・徳本哲男・山田雄二・小嶋美都子・熊坂信之・横山恵美・菅原政志・小池捷春・清水幸弘, 1998, 新システム: 地磁気変化量観測装置の概要, 地磁気観測所要報, **26**, 1-14.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, H. Hatanaka, H. Yarai and T. Nishimura, 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, Science, **298**, 1009-1012.
- Schmucker, U., 1970, Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States, Bull. Scripps Inst. Oceanogr., **13**, 1-165.
- Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe and M. Ishiguro, 1991, A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, Geophys. J. Int., **104**, 507-516.
- Utada, H., Y. Hamano and T. Yukutake, 1986, A two-dimensional conductivity model across central Japan, J. Geomag. Geoelectr., **38**, 447-473.
- Yoshida, A., K. Hosono, T. Tsukakoshi, A. Kobayashi, H. Takayama and S. Wiemer, 2006, Change in seismic activity in the Tokai region related to weakening and strengthening of the interplate coupling, Tectonophysics, in press.