

東北地方太平洋沖地震後の神津島における地電位差変動について
**Geoelectric potential changes in Kozu-shima after the 2011 M9.0 off the Pacific coast of
 Tohoku Earthquake**

中谷祐太¹・織原義明¹・中村真帆¹・鴨川仁¹・長尾年恭²・上嶋誠³

¹東京学芸大学, ²東海大学, ³東京大学

Yuta Nakatani¹・Yoshiaki Orihara¹・Maho Nakamura¹・Masashi Kamogawa¹・Toshiyasu Nagao²
 ・Makoto Uyeshima³

¹Tokyo Gakugei Univ., ²Tokai Univ., ³Tokyo Univ.

Abstract

We investigate the variation of geoelectric potential difference with kilometer-scale long dipoles installed at Kozu-shima island, Japan, attributed to the 2011 M9.0 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. The variations caused by not only seismic wave but also tsunami and ionospheric disturbance were found.

1. はじめに

大地は一般に良導体と見なされるが、実際はある抵抗値をもつ導体であり、そのことから通常わずかな地電位差が地中内で発生している (Rikitake and Honkura, 1985)。その多くは地磁気変動による誘導電流や電離圏で発生するダイナモ電流起因によるものである。そのほかにも地下水が豊富な地域や地熱地帯では地下水などのイオンを多く含む流体の移動が界面動電現象を発生させ地電位差を生じさせる場合がある。地電位差は導体棒 2 本を地中に埋設し、その 2 点間の電位差を測定することで得られるが、一般に大きな磁気嵐であれば 1 km 当たり 100 mV オーダー、地下水の移動では数十 mV に及ぶ (Uyeshima, 2007)。また、海に近い場所では海流や潮汐の変化をとらえることもできる。

地震に伴う地電位差変動は地震波到着時に生じる (Nagao et al., 2000)。その変化は地震動とともに変化するために揺れによる電極と大地間の接触電位の揺らぎや電極近傍の地下水の揺れによる界面動電現象起因によるものと考えられる。特に地下水による界面動電現象起因の地電位差変動には地震動後に 10 分から 1 時間程度の緩和時間をもって変化するものもある。Nagao et al. (2000)によれば、地震動時の地電位差変動は電極間が数 m から数十 m の短基線観測によく見られ、電極間が数 km の長基線観測においてはほとんど見られないとしている。

大地震後に津波が発生し、その津波の伝搬によってダイナモ電流が発生し、陸上ないしは海底の電磁気観測がそれらの変化をとらえることはよく知られている (Sugioka et al., 2014)。それに加えて、大津波が大気中の音波・大気重力波を励起し、その音波・大気重力

波が電離圏に到達したのちプラズマにも変動をもたらす電離圏擾乱を発生させることもよく知られている (Leonard et al., 1965; Davies and Baker, 1965)。特に 2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震 (M9.0) において津波伝搬によるダイナモ電流は地磁気変化として陸上及び海底で検知された (Utada et al., 2011; Ichihara et al., 2013)。津波ダイナモ電流の変化は、測定箇所における津波通過のみならず津波到着前にも変動が検知される。同様に津波や伝搬するレイリー波によって励起された音波・大気重力波起源の電離圏擾乱が GPS などの測位衛星データを用いて得られた電離圏全電子数観測 (Liu et al., 2011)、地磁気観測 (Kamogawa et al., 2015)、HF ドップラー観測 (Ogawa et al., 2012)、イオノゾンデ (Maruyama and Shinagawa, 2014) で検知されている。地磁気観測の変動は、励起された音波・大気重力波が E 領域に到達し E 領域ダイナモ電流を発生させ、それに伴う誘導磁場と予測される。従って、津波を伴う大地震はさまざまな地球電磁気的変動を生じさせることがわかる。

海水の運動による誘導電位で電位差は発生する (Larsen, 1968) が、海岸線に近い地電位差観測では、周波数解析からそれらの多くが海洋潮汐の周期と一致することがわかっている (Ozima et al., 1989; Takayama and Mori, 1990; Mori, 1991)。その変化はキロメートルオーダーの長基線観測でより明瞭に確認できる。また、静岡県清水、新島、三宅島においておこなわれた地電位差長基線観測での周波数解析でも M2 を最大とする海洋潮汐と同様の成分が確認された (Kudo and Nagao, 2000)。したがって、地電位差で津波による海水の運動で生じた誘導電位は検知できると予想される。

本研究では、神津島の長基線地電位差観測データから東北地方太平洋沖地震後における地震波、電離圏変動、津波通過時に生じる孤島内分極による変動による地電位差変動を抽出し、それぞれの現象の発生原因を議論する。

2. 観測データ

神津島 (経度 139.15 緯度 34.20) は東京の南に位置する伊豆諸島のひとつで (Fig. 1)、南東-北西 (2382 m)、北東-南西 (2137 m) に長基線が配置されている (Fig. 2)。電極は PbCl₂ 電極で、深さ 5 m の位置に埋設されている。観測サンプリング周波数は 1 Hz でローパスフィルタを通したデータが記録されている。本研究では地電位差のほかに地磁気観測データも用いた。地磁気データは神津島のほぼ北 61 km に位置する伊豆大島の 3 成分フラックスゲート磁力計観測データ (1 s サンプリング) を用いた (Fig. 1)。潮位データは海上保安庁によって記録されている神津島の 30 s 周期データを用いた (Fig. 2)。また、地電位差と地震動の比較のために、神津島の広帯域速度型地震計 (F-net) と三宅島の加速度型強震計 (K-net) のデータを用いた (Fig. 2)。三宅島と神津島は震源および津波源からの距離にほとんど差がないことから、地震波到着時間は同じものとして議論する。

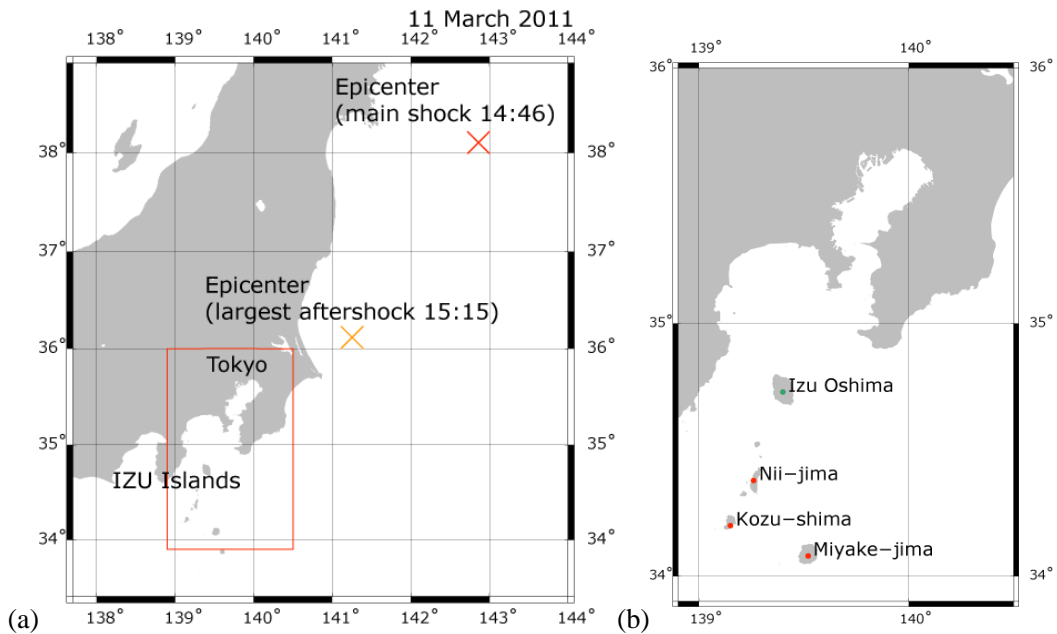


Fig. 1 Observation map. (a) Epicenters of the main shock and the largest aftershock. (b) Location of Oshima, Nii-jima, and Kozu-shima Islands.

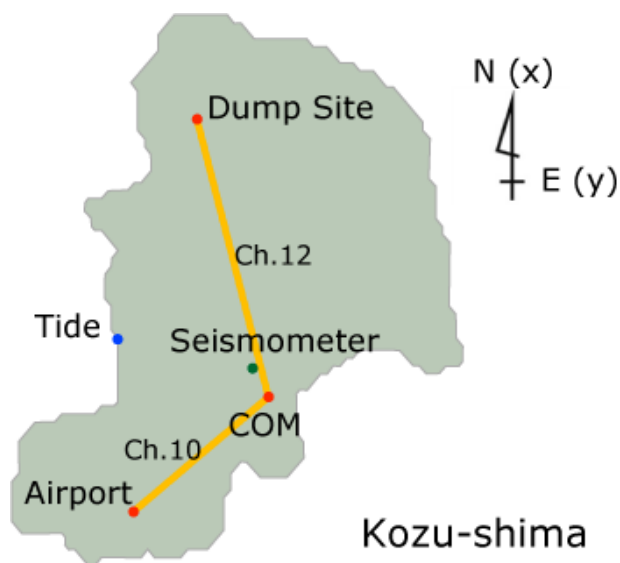


Fig. 2 Configuration of long dipoles installed at Kozu-shima. Data of tidal gauge and seismometer were also used.

3. 解析結果および考察

2011年3月11日14:46(LT)にM9.0の地震が東北地方太平洋沖に発生し、震源からおおむね545 km、津波発生源からおおむね570 km南に位置している伊豆諸島にも地震波および津波が到達した。その時の地電位差をダイポール長で割った地中電場2成分を用いて算出し

た東西 (Y) 成分と南北 (X) 成分、地磁気の東西 (Y) 成分と南北 (X) 成分、および潮位の時系列を Fig. 3 に示した。また、地中電場、地磁気のそれぞれハイパスフィルタ (HPF) とバンドパスフィルタ (BPF) を通したデータを解析に用いた。さらに、地震波到着時前後の変動について神津島の広帯域速度型地震計と三宅島の加速度型強震計データとの比較を Fig. 4 に示した。各データの位相・周期を比較するために、スペクトル解析の結果を Fig. 5 に示した。期間と扱ったデータは、本震到達後の変動とみられる 1449 LT~1452LT の神津島地中電場東西および南北成分と神津島広帯域速度型地震計データ東西および南北成分、最大余震到達後の変動とみられる 1517 LT~1520 LT の神津島地中電場東西および南北成分と神津島広帯域速度型地震計データ東西および南北成分、地震到達後約 8 分からの変動である 1456 LT~1515LT の神津島地中電場東西および南北成分と大島地磁気東西および南北成分。Table 1 はそれぞれの変動の周期のピークを示した。Fig. 6 は 1456 LT~1515 LT での Particle Motion Diagram (PMD) の結果を示している。

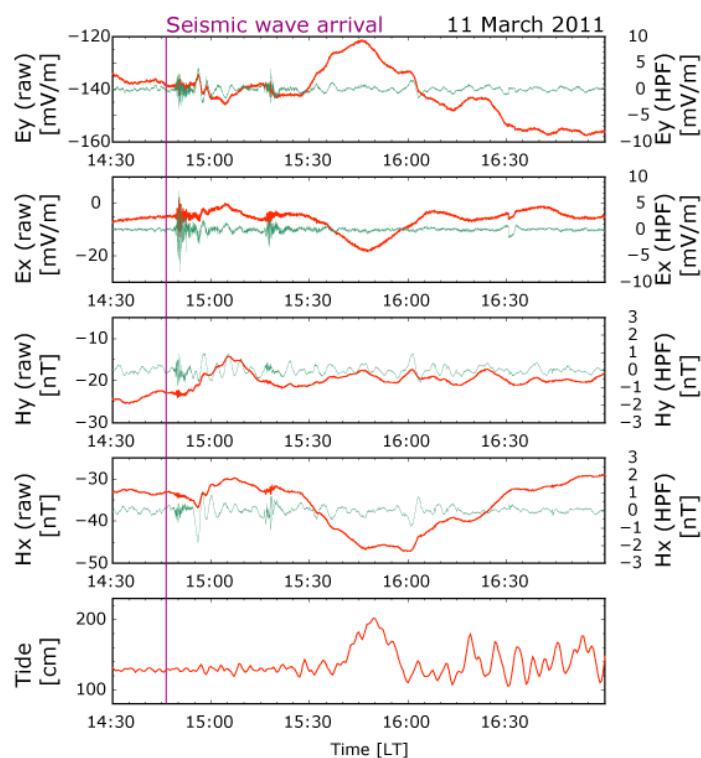


Fig. 3 Time-series of two components of geoelectric field at Kozu-shima, two components of geomagnetic field at Oshima, and tidal height at Kozu-shima before and after the main shock. Solid red lines and light green lines denote raw and HPF (less than 300 s) data, respectively.

3.1 地震波

地震波到着時には大きな地中電場変動が見られた (Fig. 4)。本震と余震ともに、加速度型強震計データで振動がみられてから地中電場で短い周期の振動がみられるまで本震ではお

よそ 4 分、余震ではおよそ 3 分の差がみられた (Fig. 4)。この時間差については P 波と S 波の速度の違いで説明できる。さらに、短周期の振動以外に長周期の振動がみられた。スペクトル解析の結果から、とくに本震で地中電場と広帯域地震計データで 13 秒から 18 秒周期の間では概ねスペクトルに相関がみられた (Fig. 5 (a), (b)および Table 1)。

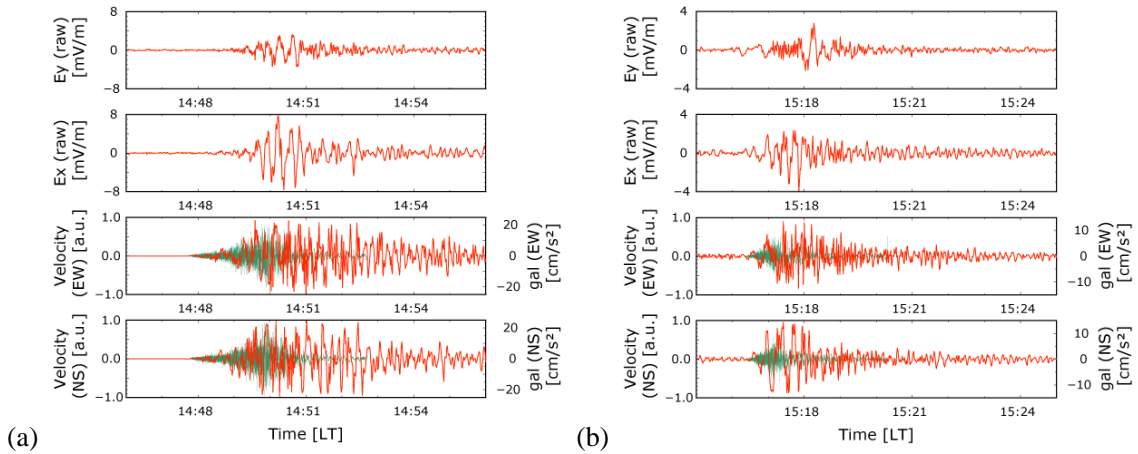


Fig. 4 Comparison between time-series of geoelectric fields and seismic waves (velocity and acceleration) before and after the arrival time of seismic waves. (a) Main shock. (b) The largest aftershock.

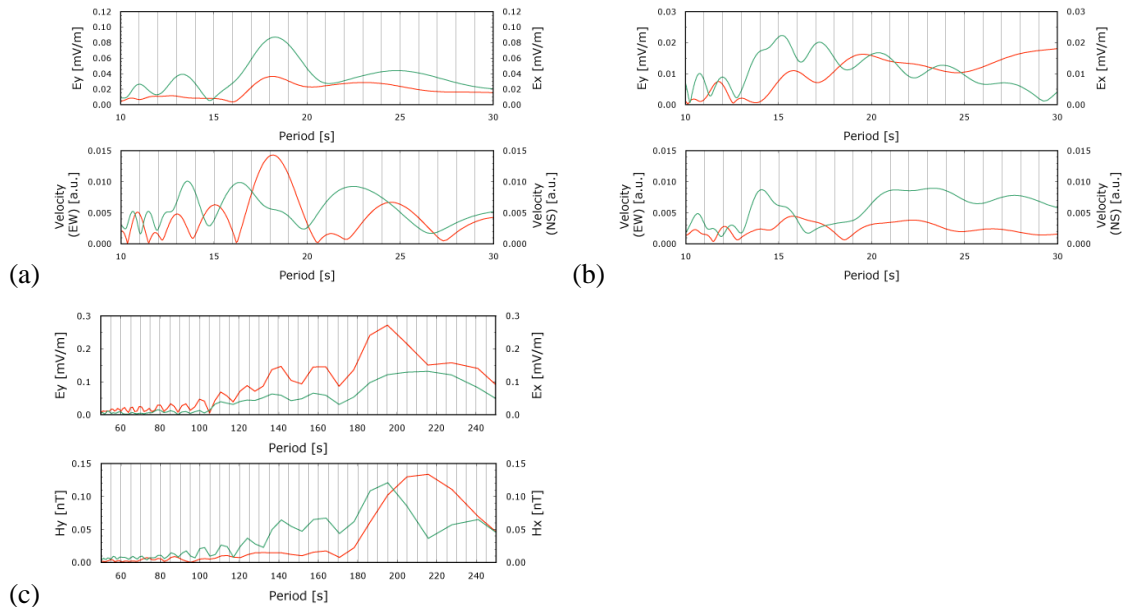


Fig. 5 Spectrum analysis for geoelectric field, geomagnetic field, and seismic wave. (a) After the main shock. (b) After the largest aftershock. (c) Eight minutes after the seismic wave arrival, *i. e.* the time of ionospheric disturbance.

Table 1 Dominant periods from spectrum analysis.

		Period [s] (The second peak and the third peak)	
Main shock		EW(Y)	NS(X)
Geoelectric field	HPF (<300 s)	18	18 (13.5)
Strong motion		18 (24.5)	16.5 (13.5,22.5)
Aftershock		EW(Y)	NS(X)
Geoelectric field	HPF (<300 s)	20 (16)	17 (15,14)
Strong motion		16 (22)	14 (21-24)
Ionospheric disturbances		EW(Y)	NS(X)
Geoelectric field	HPF (<300 s)	190	210
Geomagnetic field	HPF (<300 s)	210	190

3.2 電離圏擾乱

津波発生後の地球電磁気的変動は、津波ダイナモと電離圏擾乱による変動があると考えられる。電離圏擾乱起因の変動については、地震波到着後から約 6 分後に地磁気観測、電離圏全電子数観測によって、津波発生領域からの距離によっても多少異なるが、大気ของ音波の共鳴モードの違いにより周期がおおよそ 150, 180, 220 秒のいずれかあるいは複数の周期が含まれている (Kamogawa et al., 2015)。また、中性大気の上下運動と地磁気 (南北方向) によるローレンツ力によって東西方向に分極電場を発生し東西方向に流れる電流、E 領域上部に伝わった電流が電気伝導度の高い磁力線に沿うことで南北方向に流れる電流の 2 方向の周波数の異なる振動する電流によって、地磁気観測では津波発生領域から 600 km 以内では PMD が円を描く。

地震のおおよそ 10 分後に地震波の周期よりも長周期の変動がみられた (Fig. 3)。スペクトル解析の結果から、地中電場東西成分と地磁気南北成分では 190 秒、地中電場南北成分と地磁気東西成分では 210 秒で直行する成分に同じ周期がみられた (Fig. 5 (c) および Table 1)。これらの周期は先行研究 (Kamogawa et al., 2015) でみられた周期と概ね一致する。さらに、直行する成分同士に同じ周期がみられたことについては電離圏ダイナモ電流の誘導磁場とその磁場を打ち消すように島に流れる電流の直交関係が推定できる。PMD 解析の結果から、地中電場は円を描きながら西北西方向を向く振動がみられ、地磁気は円を描いているが特定の方向を向く振動はみられなかった (Fig. 6)。地中電場に関して、東西成分と南北成分では地殻の比抵抗構造によって誘導される電流の強度に差が生じるため、特定の振動方向を向くことが考えられる。

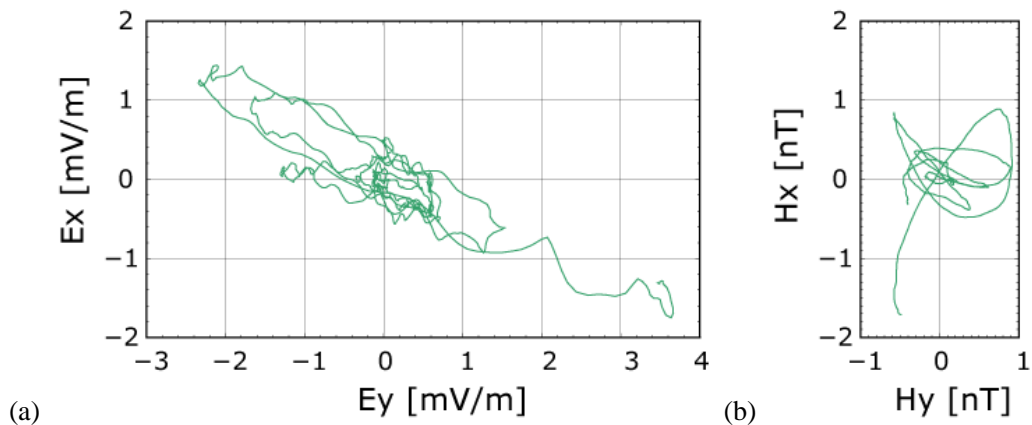


Fig. 6 PMD for BPF (20 – 300 s) data of geoelectric field and geomagnetic field during the period of 1456 – 1515 LT.

3.3 津波

潮位計でみられる津波到達時に地中電場変動がみられた (Fig. 3)。しかし、同時刻に伊豆大島の地磁気には南北成分にのみやや津波に対応した変動がみられた。この変動は津波源や伊豆諸島から遠く離れた鹿屋の地磁気にもみられることから、津波とは関係のない磁気嵐等による変動だと考えられる。東北地方太平洋沖地震で発生した津波は神津島に対して東から西に到来したことが東京大学地震研究所佐竹らによる津波シミュレーション (http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/) からわかっている。島に津波が近づいているときは東西方向の海流の動きから北向きに分極電場が発生し、島を通過するときは海水の運動で誘導されたイオンが島に付くことで南向きの電場が発生することが考えられる。以上のことから、津波到達時にみられる地中電場変動の東西成分は磁気嵐の影響によるものであり、南北成分は津波による変動であると推定される。

4. まとめ

東北地方太平洋沖地震に伴う地球電磁気変動について、神津島における地電位差観測データの解析を行った結果、(1)地震動の到達時は広帯域速度型地震計でみられる 13 秒から 18 秒周期の変動に類似する変動、(2)津波ないしはレイリー波によって励起された音波・大気重力波が電離圏に到達することによって起きた E 領域ダイナモ電流起源の変動、(3)南北成分において津波通過時に生じる孤島内分極による変動を抽出することができた。

5. 謝辞

本研究は地磁気データの提供および解析結果の助言を東京大学地震研究所の小河勉先生より、潮汐データの提供を海上保安庁より、広帯域地震計データの提供を防災科学研究所より、加速度型強震計データの提供を防災科学研究所よりいただいた。

参考文献

- Davies, K., and D. M. Baker (1965), Ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28, 1964, *J. Geophys. Res.*, 70, 2251–2253.
- Ichihara, H. and Y. Hamano, K. Baba, T. Kasaya (2013), Tsunami source of the 2011 Tohoku earthquake detected by an ocean-bottom magnetometer, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 382, 117-124.
- Kamogawa, M., C. Tsurudome, M. Nakamura, K. Mochizuki, M. Uyeshima, Y. Obana, Y. Otiara, K. Yumoto, T. Mogi, B. M. Shevtsov, V. M. Nikiforov, M. Willmott, J. Y. Liu and K. Hattori (2015), Seismo- ionospheric ring current, submitted to *Geophys. Res. Lett.*
- Kudo, K. and T. Nagao (2000) Tidal components detected in long span telluric current measurements, *Bull. Inst. Oceanic. Res. & Develop.*, Tokai Univ.
- Larsen, J. C. (1968) Electric and magnetic fields induced by deep sea tides, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 16, 47-70.
- Leonard, R. S., and R. A. Barnes Jr. (1965), Observation of ionospheric disturbances following the Alaska earthquake, *J. Geophys. Res.*, 70, 1250–1253.
- Liu, J.-Y., C.-H. Chen, C.-H. Lin, H.-F. Tsai, C.-H. Chen, and M. Kamogawa (2011), Ionospheric disturbances triggered by the 11 March 2011 M9.0 Tohoku earthquake, *J. Geophys. Res.*, 116, A06319, doi:10.1029/2011JA016761.
- Maruyama, T., and H. Shinagawa (2014), Infrasonic sounds excited by seismic waves of the 2011 Tohoku-oki earthquake as visualized in ionograms, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 119, 4094–4108, doi:10.1002/2013JA019707.
- Mori, T. (1991) Real-time detection of anomalous geoelectric changes, *Zisin*, 44, 29-37 (in Japanese with English abstract).
- Nagao, T., Y. Orihara, T. Yamaguchi, I. Takahashi, K. Hattori, Y. Noda, K. Sayanagi, and S. Uyeda (2000), Co-seismic geoelectric potential changes observed in Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1535–1538.
- Ogawa T., N. Nishitani, T. Tsugawa, and K. Shiokawa (2012), Giant ionospheric disturbances observed with the SuperDARN Hokkaido HF radar and GPS network after the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planets Space*, 64, 1295-1307.
- Ozima, M., T. Mori and H. Takayama (1989) Observation of earth-potential using telegraphic facilities and analysis with BAYTAP-G, *J. geomag. Geoelectr.*, 41, 945-962.
- Rikitake, T. and Y. Honkura (1985), *Solid Earth Geomagnetism*, Terra Scientific, pp. 384.
- Sugioka, H., Y. Hamano, K. Baba, T. Kasaya, N. Tada, and D. Suetsugu (2014), Tsunami Ocean dynamo generator, *Sci. Rep.*, 4, doi:10.1038/srep03596.
- Takayama, H. and T. Mori (1990) The character of the geoelectric field observed with a long electrode span, *Tectonophysics*, 185, 141-151.
- Utada, H., H. Shimizu, T. Ogawa, T. Maeda, T. Furumura, T. Yamamoto, N. Yamazaki, Y. Yoshitake, and S. Nagamach (2011), Geomagnetic field changes in response to the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake and Tsunami, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 311, 11-27, 10.1016/j.epsl.2011.09.036.
- Uyeshima, M. (2007) EM Monitoring of Crustal Processes Including the Use of the Network-MT Observations, *Surv. Geophys.*, 28, 199-237.