

## 不飽和帯における自然電位変動（その2）

### Self-potential Changes in Unsaturated Zones: 2

石戸経士・松島喜雄・西 祐司（産業技術総合研究所地質調査総合センター）

Tsuneo Ishido, Nobuo Matsushima, and Yuji Nishi (Geological Survey of Japan, AIST)

**Abstract:** Thick unsaturated zones are present on a number of volcanoes. Downward meteoric water flow in a thick unsaturated zone generates substantial negative self-potential (SP) via electrokinetic coupling. This negative SP is thought to change associated with variation of meteoric water infiltration rate, but its magnitude is not well known. In order to estimate its magnitude quantitatively, we carried out numerical simulations. If we assume the infiltration rate is close to the precipitation rate, annual SP variations with peak-to-peak amplitude of ~100 mV observed near Mt. Mihara in Izu Oshima can be explained by changes in streaming potential due to liquid-phase saturation changes in ~500 m thick unsaturated zone.

#### 1. はじめに

火山での W 字型 SP プロファイルの発生 (Ishido et al., 1997; Ishido, 2004; Onizawa et al., 2009 など) や地熱貯留層での生産に伴う SP 変動 (西・石戸, 2012) には、気液二相領域中の液相流体の下降流が関与している。火山で存在するような厚い不飽和帯で、天水浸透量の変化がどの程度の SP 変動を発生させるか数値シミュレーションにより検討した。

産総研は 2005 年以降、伊豆大島、三原山周辺で自然電位の連続観測を行っているが、その中で顕著な自然電位の年周変化が捉えられた (例えば Matsushima et al., 2017)。この点について、石戸・松島・西 (2015) は、年間の天水浸透量を年間降雨量の 10 分の 1 程度として、二重空隙媒質で記述される断裂型岩体のモデルを設定して検討を行った。伊豆大島の観測で捉えられた SP 年周変動は 2 地点間で両振幅 100 mV 程度が最大である。この点をこのシミュレーション結果から説明するには、2 地点間で天水浸透量の年周変動に違いがあることなどが必要になる。電極が斜面に位置する地点では、降雨のうち run-off で流れ去るものが多く夏季の蒸散の影響を受けて浸透量が大きく変動するであろうし、地形的に集水構造となっている地点であれば、比較的浸透量の変動が小さいであろう。2 地点とも多孔質媒質で記述できる水理構造をしていると、両振幅 100 mV の年周変動は説明できないが、少なくとも浸透量変動の大きいほうの地点の水理構造が断裂型の特性を持っていれば説明は可能であろうことを指摘した。

今回のシミュレーションは、これまで天水浸透量は降雨量の 10 分の 1 程度としてきたものを、少なくともカルデラフロアについては降雨量相当であることを前提としている。地形的に集水構造をしていて降雨があっても地表に水溜りを作らず浸み込んでしまい、土壌水分計の結果も浸透した水がすばやく流下していることを示していることから、このように仮定することはもっともらしい。天水浸透量変動が大きいので、通常多孔質媒質を仮定しても SP 変動を説明できる可能性がある。

多孔質媒質を仮定した鉛直方向の 1 次元モデルであるが、浸透率については、地下水面起伏を再現するためのシミュレーション結果 (Onizawa et al., 2009) から  $I/kv=10^{13} \text{ (m yr)}^{-1}$  の関係が示唆されており、 $I=3 \text{ m yr}^{-1}$  であると、 $kv=3 \times 10^{-13} \text{ m}^2$  となる。また、I すべてが浸透するための関係： $I/kv < 3 \times 10^{14} \text{ (m yr)}^{-1}$

から、 $k_v > 10^{-14} \text{ m}^2$ となる。Kvを10 mDから300mDの範囲で設定したが、ベースケースでは100 mDとした。空隙率については定常状態のシミュレーションでは拘束条件は得られないが、Onizawa et al.で用いた35%を上限値とした。

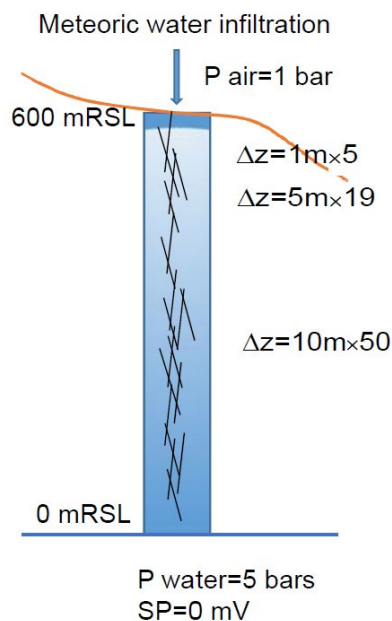
界面動電現象関係のパラメータ設定では、大島で観測された電位勾配： $\partial \phi / \partial z = -0.8 \text{ mV m}^{-1}$ 、AMT法観測による不飽和帯の電気伝導度：1 kohm-m程度を拘束条件としている。また、ゼータ電位については、室内実験結果も参考に-15 mVとした。

## 2. ポーラス媒質でのSP年周変動の計算

今回の鉛直方向1次元モデルでのグリッド分割は、鉛直方向0-500 mRSLを $\Delta z = 10\text{m}$ で50分割、500-595 mRSLを $\Delta z = 5\text{m}$ で19分割、595-600 mRSLを $\Delta z = 1\text{m}$ で5分割である。岩石種は3種類で、 $k=1\sim 69$ がRok1であり、表層5mについては $k=70\sim 73$ がRok2、 $k=74$ がRok3である。

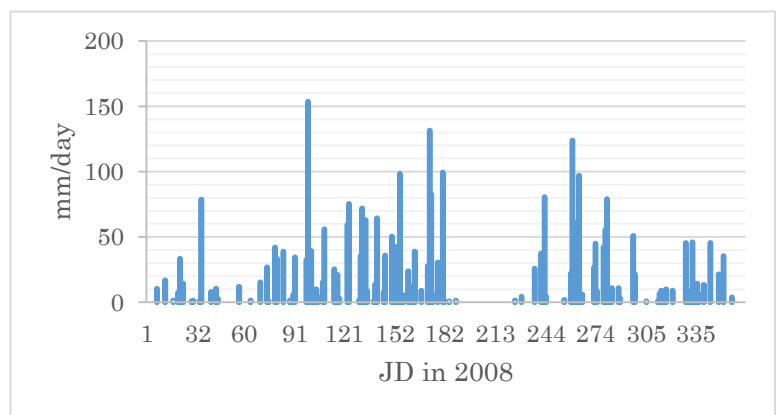
Rok2：空隙率はRok1と同じ、浸透率300mD、Rok3：空隙率50%、浸透率1000mDであり、Rok1はモデルによって異なる。

最上ブロックに与える天水浸透量を $I = 3 \text{ m/yr}$ もしくは $I = 0.3 \text{ m/yr}$ 相当にして定常状態（適当な初期状態から出発して100年間の計算）を作り、その後、 $I = 3 \text{ m/yr}$ の場合は2008年の日毎の降雨量を与え1年間の計算を行った（ $I = 0.3 \text{ m/year}$ の場合は2008年の日毎の降雨量を一律に1/10としたものをソースとした）。温度は $25^\circ\text{C}$ で一定。境界条件は最上面で空気圧を1 barで固定。最下面で水圧を5 barsに固定、SP計算では電位をゼロに固定した。



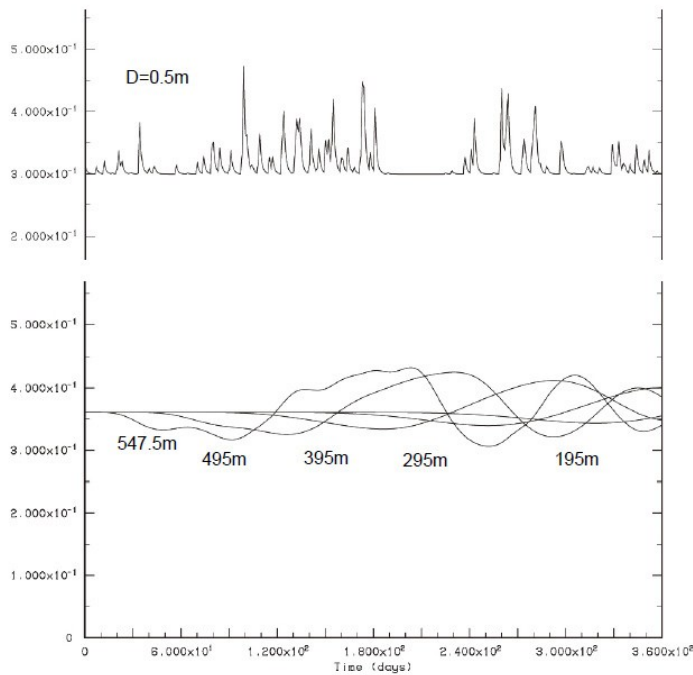
第1図 今回のシミュレーションで用いた鉛直1次元モデル

Figure 1 Vertical 1D model used in the present study



第2図 2008年の大島測候所における日毎降雨量(アメダスより)

Fig. 2 Daily precipitation records at Oshima station for 2018



第3図 標高別の液相飽和度の時間変化

Fig. 3 Temporal variations of liquid-phase saturation at elevations of 599.5 m ( $D=0.5$  m), 547.5 m, 495 m, 395 m, 295 m and 195 m.

第3図は、ケース P10% (Rok1 の空隙率 10%、浸透率 100mD で相対浸透率は X 型( $S_{wR}=0.3$ ,  $S_{gR}=0.05$ )、 $I=3$  m/yr) について、2008 年の日毎降雨量を入力として標高別の液相飽和度の時間変化を 2008 年について計算した結果である。この流体流動シミュレーションは汎用貯留層シミュレータ STAR (Pritchett, 1995) を用いて行い、その結果に自然電位ポストプロセッサ (Ishido and Pritchett, 1999) を適用して SP 変化を求めた。電気伝導度とカップリング係数の  $S_w$  依存性は次の式によった。

$$L_{ee} = F^{-1}(S_w^n \sigma_w + 2\Lambda^{-1}\Sigma_S) \quad (1)$$

$$L_{ev} = -F^{-1}R_{ev}(S_w) \zeta / \mu \quad (2)$$

ここで、 $F$  はフォーメーションファクター、 $S_w$  は液相の飽和度である。(1) 式の  $\sigma_w$  は空隙流体の電気伝導度、 $\Lambda$  は空隙の水理半径、 $\Sigma_S$  は表面伝導である。(2) 式の  $R_{ev}$  は電荷を運べる液相の飽和度減少に伴うカップリング係数の減少を表す関数であり、 $S_w=S_{wR}$  (液相の残留飽和度) でゼロ、 $S_w$  の増加とともに増加し  $S_w=1$  で 1 になる。 $\zeta$  はゼータ電位、 $\epsilon$ 、 $\mu$  は液相流体の誘電率と粘度である。

電気伝導度の飽和度依存性の指数および  $R_{ev}$  は、Linde et al. (2007) 等の研究があるが、ここでは Jackson (2010) が capillary tubes model によって与えたものを用いた。(1) 式で  $n=1$ 、(2) 式の  $R_{ev}$  は(3)式で与えた。(3) 式は電気二重層の厚さが  $\Lambda$  に比べ十分に薄い場合 (thin EDL) に対して導かれている。相対浸透率が X 型の場合、(3) 式右辺の有効液相飽和度は液相相対浸透率  $R_L$  に等しくなるので、これは Onizawa et al. (2009) で用いた  $R_{ev}=R_L$  と同じ依存性を与えることになる。

$$R_{ev}(S_w) = (S_w - S_{wR}) / (1 - S_{wR}) \quad (3)$$

流動電位係数  $C$  および相対流動電位係数  $C_r(S_w)$  は以下のように与えられる。

$$C(S_w = 1) = \frac{\Delta\phi}{\Delta P} = -\frac{L_{ev}}{L_{ee}} = \frac{\xi_s}{\mu(\sigma_w + 2\Lambda^{-1}\Sigma_s)} \quad (4)$$

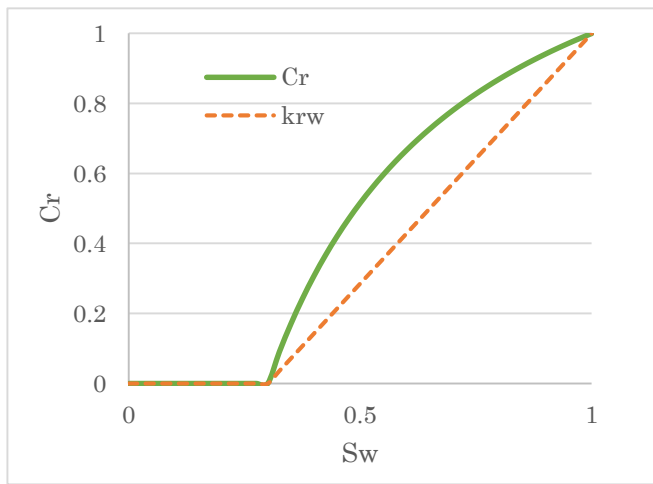
$$C_r(S_w) = \frac{C(S_w)}{C(S_w = 1)} = R_{ev}(S_w) \frac{\sigma_w + 2\Lambda^{-1}\Sigma_s}{S_w\sigma_w + 2\Lambda^{-1}\Sigma_s} \quad (5)$$

今回、 $F^{-1}$ は $\phi t^2$  ( $\phi$ : 空隙率、 $t$ : トーチュオシティ) に等しいとして、0.05 とした。Lee のうち表面伝導に起因する部分  $F^{-1}(2\Lambda^{-1}\Sigma_s)$ は、0.00015 S/m と設定。浸透水は NaCl を $\sim 2 \times 10^{-3}$  mol/L(25°Cでの電気伝導度は $\sim 0.025$ S/m)を含むので、定常状態の  $S_w \sim 0.36$  では Lee $\sim 0.0006$  S/m となる。ゼータ電位は $\sim -15$  mV とした。飽和状態での流動電位係数は、

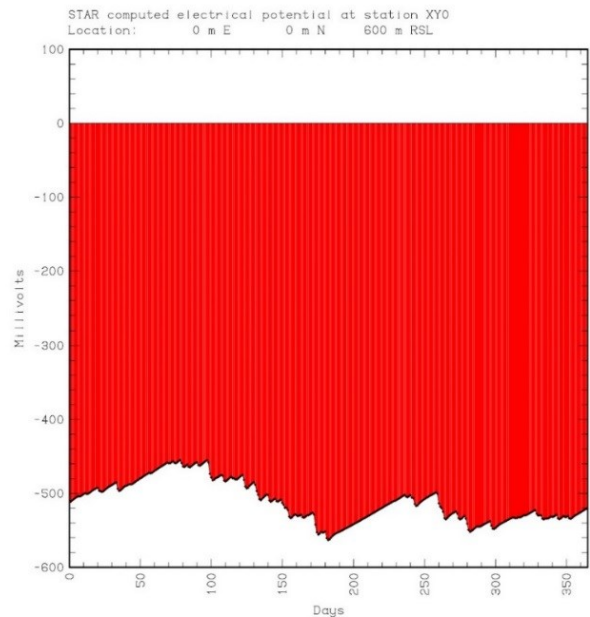
$$78.4 \times 8.854 \times 10^{-12} \times (-0.015) / \{(0.025 + 0.00015 / 0.05) \times 890 \times 10^{-6}\} = -0.418 \times 10^{-6} \text{ V/Pa}$$

定常状態の  $S_w \sim 0.36$  では、 $-0.84$  mV/m で大島での SP 鉛直勾配 (Onizawa et al., 2009) にほぼ等しい。標高 600m でおよそ  $-500$  mV の電位となる。

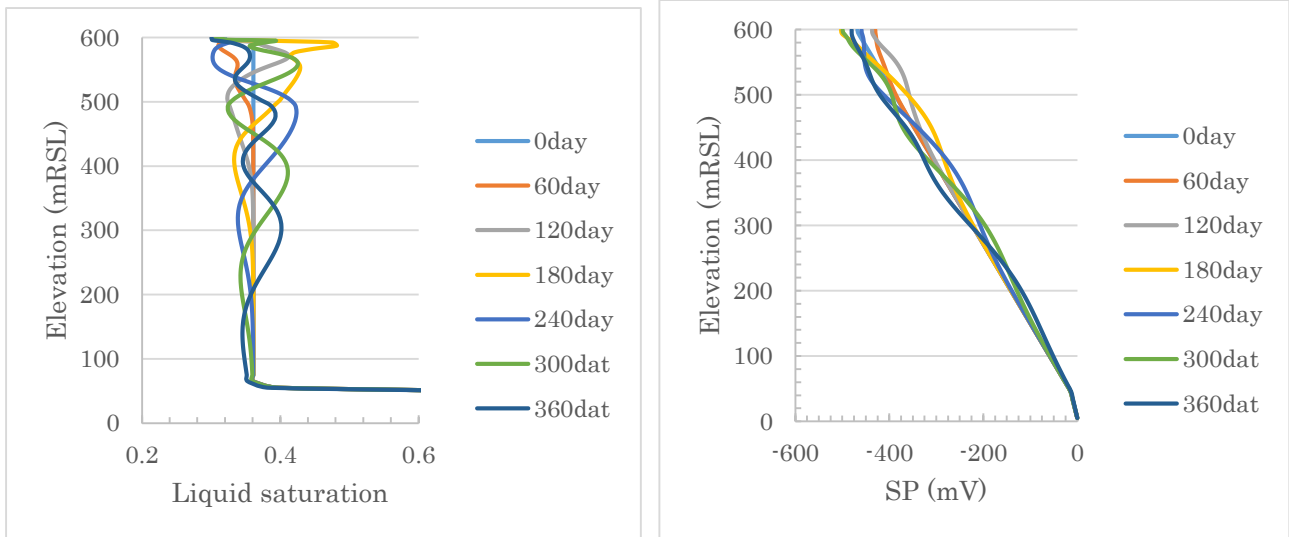
第3図を見ると  $S_w$  の最大、最小は 0.4、0.32 程度、これに対応して  $C_r$  (第4図) から流動電位係数は  $-1.3$  mV/m、 $-0.3$  mV/m となる。単純に 100m の区間でこのような  $S_w$  変動があれば、定常状態に比較して  $-50$  mV、 $50$  mV の変化となる。第3図の  $S_w$  変動に対して SP 変動の計算結果は第5図に示すようになる。また、第6図に液相飽和度と電位の深度方向の分布を 60 日毎に示す。液相飽和度の変動はおよそ 100 m/60 day で下方へ伝播し、降雨浸透量変動の影響は約 1 年間、不飽和帯の中に残る結果となっている。



第4図 相対流動電位係数と相対浸透率  
Fig. 4 Relative streaming potential coefficient and relative permeability of liquid phase.



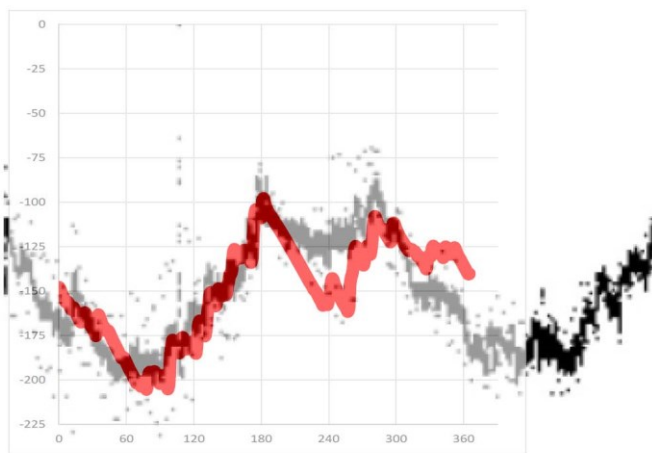
第5図 ケース P10%についての2008年の電位変化  
Fig. 5 Calculated SP change in 2008 for Case P10%



第 6 図 2008 年の 60 日毎の(左)液相飽和度の分布と(右)対応する電位の分布

Fig. 6 Liquid-phase saturation profiles (left) and corresponding electric potential profiles (right) every 60 days in 2008.

第 7 図では、2008 年の MHRS-KSG01 の電位差変化の観測値に対し、観測点 MHRS の SP が  $-660\text{ mV}$  で一定で観測点 KSG01 の SP が第 5 図の変化をしたと仮定した場合の MHRS-KSG01 の電位差計算値を示している。計算値が観測変化をよく説明していることから、カルデラフロアに位置する KSG01 では P10%モデルで降雨量相当が地下に浸透するとした場合の変化が発生し、MHRS では降雨浸透流による変化は小さい可能性が考えられる。同じくカルデラフロアにある FLNK では KSG01 と同程度の変化、BASE ではさらに強い変化、KSG02 では少し弱い変化が発生したと考えることで観測データを説明できる。その他の MHRS 等では KSG02 よりさらに弱い変化であったとすれば、観測データを説明できる。



第 7 図 2008 年の MHRS-KSG01 の電位差変化 (黒) と、 $-660\text{ mV}$  から第 5 図の電位を引いた計算値 (赤)

Fig. 6 Comparison between observed (black) and calculated (red) SP difference between stations MHRS and KSG01 in 2008

第1表には、ケース P10 % (Rok1 の空隙率 10%、浸透率 100mD、 $I=3$  m/yr) に加えて、平均電位が -500 mV 付近になるケースの結果を示している。浸透率が 100mD のケースでは、空隙率を 5% とすると SP 変動の振幅は 120 mV、35% とすると 10mV となる。浸透率を 50mD と半分にすると平均的な液相飽和度が大きくなるので、他のパラメータを調整しないと平均電位が -500 mV より下がってしまう。ここでは表面伝導度を大きくして平均電位を合わせているが、SP 変動の振幅を 50mV にするためには空隙率を 5% に小さくする必要がある。平均浸透レートを  $I=0.3$  m/yr と一桁小さくした場合は、浸透率を一桁小さくすることで平均電位は -500 mV 付近になる。ただしこの場合は、空隙率を 5% 以下の小さい値にしない限り振幅は 50mV にならない。大島で観測された自然電位変動の詳しい解析結果については、Matsushima et al. (2017) を参照されたい。

第1表 平均電位が -500 mV 付近になるケースの結果

Table 1 Results of various cases, average SP of which is about -500 mV

flow rate	permeability	porosity	Ave Sw	$F^{-1}\sigma_s$ (S/m)	$\Delta$ SP
3 m/yr	100 mD	5%	0.36	0.00015	120 mV
3 m/yr	100 mD	10%	0.36	0.00015	50 mV
3 m/yr	100 mD	35%	0.36	0.00015	10 mV
3 m/yr	50 mD	5%	0.42	0.0005	50 mV
0.3 m/yr	10 mD	5%	0.36	0.00015	15 mV

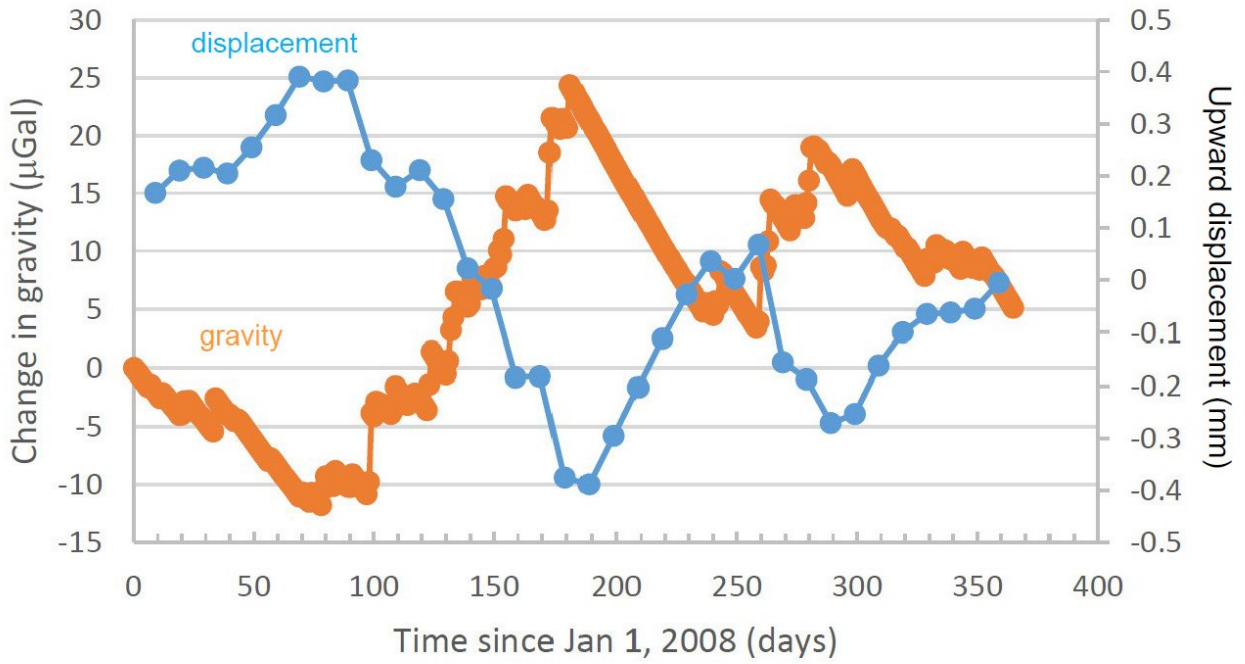
### 3. 他の地球物理観測量に現れる変動

ここで、前章の p10% モデルを使って計算した重力、地表変位、MT 法応答の変動について述べる。計算には、汎用シミュレータ STAR による流動シミュレーションの結果から、これらの観測量の変動を計算するための“地球物理ポストプロセッサ”（例えば、Pritchett et al., 2000; Ishido et al., 2015）を用いた。

第8図には、重力と地表の鉛直方向変位の計算結果を示した。重力の計算では、1次元モデルの水平方向の広がりをもとに  $1\text{km} \times 1\text{km}$  としている。第5図の SP 変動とは逆位相の変化であり、SP 測定からは一義的に決められない浸透レート変動の情報をもたらすものと考えられる。

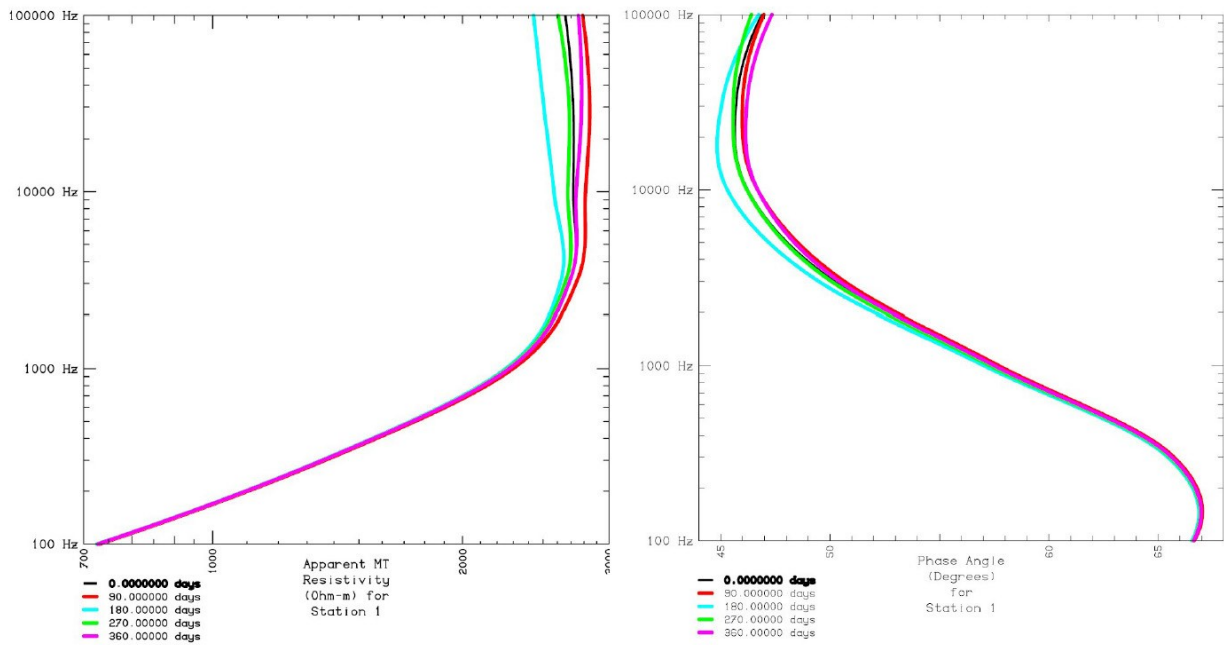
第9図には、MT 法のインピーダンスを 90 日毎に示した。不飽和帯の比抵抗が液相飽和度が低く SP が高い時期に増加し、液相飽和度が高く SP が低い時期に減少する傾向が現れている。





第 8 図 P10%モデルで計算した重力と地表変位

Fig. 8 Calculated changes in gravity and ground surface elevation in 2008 based upon model “P10%”



第 9 図 P10%モデルで計算した 90 日毎の MT 法 Zdet の見掛比抵抗と位相

Fig. 9 Calculated apparent MT resistivity and phase angle every 90 days in 2008 based upon model “P10%”

## 参考文献

- Ishido, T. (2004) Electrokinetic mechanisms for the “W”-shaped self-potential profile on volcanoes, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, no. 15, Article ID L15616.
- Ishido, T. and H. Muzutani (1981) Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics, *J. Geophys. Res.*, vol. 86, 1763–1775.
- Ishido, T. and J.W. Pritchett (1999) Numerical simulation of electrokinetic potentials associated with subsurface fluid flow, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, 15247–15259.
- Ishido, T., Kikuchi, T., Matsushima, N., Yano, Y., Nakao, S., Sugihara, M., Tosha, T., Takakura, S. and Ogawa, Y. (1997) Repeated self-potential profiling of Izu-Oshima volcano, Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 1267-1278.
- Ishido, T., Pritchett, J.W., Nishi, Y., Sugihara, M., Garg, S.K., Stevens, J.L., Tosha, T., Nakanishi, S. and Nakao, S. (2015) Application of Various Geophysical Techniques to Reservoir Monitoring and Modeling, *Proceedings of the World Geothermal Congress, Melbourne*.
- Jackson, M.D. (2010) Multiphase electrokinetic coupling: insights into the impact of fluid and charge distribution at the porescale from a bundle of capillary tubes model, *J. Geophys. Res.*, vol. 115, Article ID B07206.
- Linde, N., D. Jougnot, A. Revil, S. K. Matthai, T. Arora, D. Renard, and C. Doussan (2007), Streaming current generation in two - phase flow conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L03306, doi:10.1029/2006GL028878.
- Matsushima, N., Y. Nishi, S. Onizawa, S. Takakura, H. Hase, and T. Ishido (2017) Self-potential characteristics of the dormant period of Izu-Oshima volcano, *Bull Volcanol*, 79:86, <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1173-1>.
- 西 祐司・石戸経士 (2012) 奥会津地熱地域における自然電位モニタリング, *日本地熱学会誌*, vol. 34, 71-90.
- Onizawa, S., Matsushima, N., Ishido, T., Hase, H., Takakura, S. and Nishi, Y. (2009) Self-potential distribution on active volcano controlled by three-dimensional resistivity structure in Izu-Oshima, Japan, *Geophysical Journal International*, 178, 2, 1164-1181.
- Pritchett, J.W. (1995) STAR: A geothermal reservoir simulation system, *Proc. World Geothermal Congress, Int. Geothermal Assoc.*, pp. 2959-2963.
- Pritchett, J.W., Stevens, J., Wannamaker, P., Nakanishi, S., and Yamazawa, S. (2000) Theoretical Feasibility Studies of Reservoir Monitoring Using Geophysical Survey Techniques, *Proceedings, World Geothermal Congress, Beppu-Morioka*.