

西田先生の宿題

－松代群発地震に伴う磁場変化の界面動電現象による解釈の再検討－

高知大学工学部地球環境防災学科 村上英記

An Issue from Dr. Nishida: Re-examination of electrokinetic interpretation of geomagnetic field variations during the Matsushiro Earthquake Swarm

Hideki MURAKAMI

Department of Global Environment and Disaster Prevention, Faculty of Science and Technology, Kochi University

We examined an issue, which was proposed by Dr. Nishida, of explaining the geomagnetic variations during the Matsushiro earthquake swarm as an electrokinetic phenomena associated with deep ground water appeared along a hidden fault zone. The electrokinetic effect combined with observed spring-water outflow was proposed as a mechanism of explaining the geomagnetic variations, but the specific condition for maximum electric current was not indicated. The electrokinetic model with a vertical contact source, which was proposed as an alternative model to the previous study, could not sufficiently explain the observed values. In this report, we re-examined this problem with reference to chemical analysis of spring water and recent experimental results of streaming potential. It was found that an electrokinetic model with a region where the deep water of high temperature and high salinity is mixed with the shallow water of low temperature and low salinity could explain the observed geomagnetic variations, and the heterogeneity in electrical conductivity of water is especially important.

1. はじめに

西田 (2013) は総説「自然電位と地殻活動」の中で次のように述べている。

『 Mizutani and Ishido (1976) はFig.37 に見るように、地下水流出量変化が全磁力変化とよく相関していることに着目し、全磁力変化が地下水流動に伴う界面動電流がつくる磁場で説明可能かどうかを検討した。(省略) ここでなされた議論は界面導電流が磁場変化を有意にもたらす実証的研究としてしばしば引用されている(例えば Fitterman, 1979) 。

しかしMurakami (1989) は、上記のモデルは具体的な電流源の根拠を与えている訳ではないとして、改めてよりリアルな垂直断層モデル (VI 章2. 5) にもとづいた界面動電位場による磁場変化を計算した。その結果M 点で0.4 nT, H 点でほぼ0 nT 程度の変化しか期待されないことがわかり、Mizutani and Ishido (1976) の議論に疑問を呈する形となった。これに対し石戸は地下の電気伝導度構造に不均質分布を与えれば界面導電流で説明が可能であるという再提案を行ったが

(1999 年IUGG 総会口頭発表), その後この問題に関する議論はストップした形になっていて、決着は今後の研究の進展にゆだねられている。』(P. 65-P. 67, 本文中の導電とあるのは動電)

ここで取り上げられている問題は松代群発地震(1965年から1970年)の期間中に観測された全磁力変動が、界面動電現象として説明可能であるのか、より具体的なモデルではどうなのかとう問題である。

本論文でこの問題についての検討を行う。

2. 松代群発地震

長野県松代地域では群発地震が1965年8月から1970年6月まで継続して発生し、松代群発地震と命名された。この群発地震の特徴は、継続期間が長期にわたったことだけでなく、大量の湧水が生じたことである。また、この湧水の特徴として以下のものがある(奥沢・塚原, 2001); 1) 溶存成分 Na^+ , Cl^- , CO_2 (気泡状) を主成分とする深部源水が微小クラック中を上昇し地表に達したと考えられる, 2) 現在の湧水の地域差は深部源水と浅層の低濃度循環水との混合度合いの違いとして説明でき、この仮定を基に深部源水の Na^+ と Cl^- の濃度を $310\text{meq/L}(=0.310\text{mol/L})$ と 330meq/L と推定できる, 3) 地表の湧水では濃度が高い Ca^{2+} は深部源水ではもともと少なく深部源水が上昇する過程で岩石鉱物中の Na^+ とのイオン交換によりもたらされた可能性がある。

また, Rikitake et al.(1966)は Fig. 1 に示すように保科と松代において -4nT と 7nT 程度の全磁力変動を報告している。Fig. 1 の上から保科の全磁力変動, 松代の全磁力変動, 加賀井温泉における湧水量変動, そして有感地震の回数を示している。

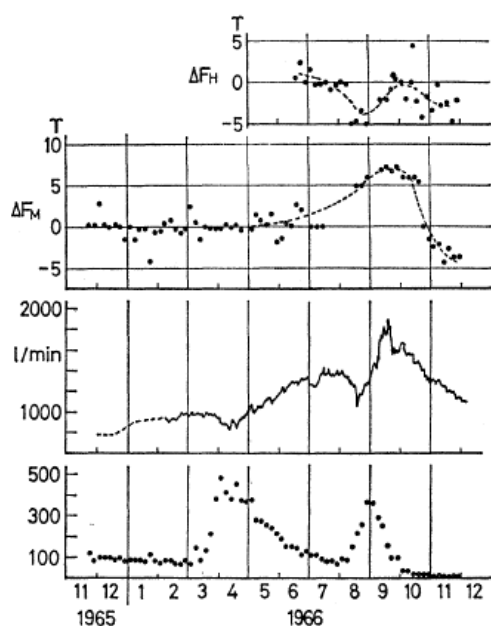


Fig.1. Observed temporal variations of local magnetic anomaly at Hoshina station and Matsushiro station, water outflow at Kagai spring, and seismicity. The magnetic data are five day means. Seismicity is represented by the number of felt earthquakes per five days. (after Mizutani and Ishido, 1976)

3. 界面動電現象

界面動電現象は、液相-液相あるいは液相-固相境界(界面)において両相間に相対運動を与えると、運動方向にそって電位差を生じたり(流動電位, 沈降電位), 界面にそって電位差を与えると界面間に相対運動(電気泳動, 電気浸透)が生じたりする現象の総称である。以下では、液相(水)-固相(岩石)界面での相対運動により生じる流動電位について取り扱う。

界面動電現象を記述する方程式は非平衡熱力学により次の 2 式で与えられる (Ishido and Mizutani, 1981; 石戸, 1981)。

$$\vec{I} = -L_{ee}\text{grad}V + L_{ev}\text{grad}P \quad (1)$$

$$\vec{J} = L_{ve}\text{grad}V - L_{vv}\text{grad}P \quad (2)$$

式 (1) の右辺第一項はオームの法則を、式 (2) の右辺第二項はダルシー則を表しており、式 (1) の右辺第二項及び式 (2) の右辺第一項が水の運動と電位との結合を表す項を示す。ここで、 I : 電流密度 (A/m^2), J : 流体の流量密度 (m/s), V : 電位 (V), P : 流体圧 (Pa) である。また、岩石中の水の流路を capillary model で近似すると次のように与えられる。

$$L_{ee} = \phi t^{-2} \sigma = \phi t^{-2} (\sigma_f + m^{-1} \sigma_s) \quad (3)$$

$$L_{ev} = L_{ve} = \phi t^{-2} \varepsilon_f \zeta / \eta_f \quad (4)$$

$$L_{vv} = k / \eta_f \quad (5)$$

ここで、

- ϕ ; 間隙率 (porosity),
- m ; 動水半径 (hydraulic radius) [m],
- σ_s ; 表面伝導度 [S],
- η_f ; 水の粘性率 [$\text{Pa} \cdot \text{s}$],
- k ; 固有透過率 (intrinsic permeability) [m^2]
- t ; 屈曲度 (tortuosity),
- σ_f ; 間隙水の電気伝導度 [S/m],
- ε_f ; 水の誘電率 [F/m],
- ζ ; ゼータ電位 [V],

※浸透率 (permeability) または有効透水係数 $K[\text{m}/\text{s}] \quad K = \rho g k / \eta$

を表す。また、地殻内部の水の流動を考える場合には式 (1) 及び式 (2) における $\text{grad}P$ は「 $\text{grad}P + \rho g \vec{z}$ 」 (ρ : 水の密度, g : 重力加速度, \vec{z} : 鉛直上向き単位ベクトル) に置き換える必要がある。ただし、 $\rho = \text{const.}$ と近似して P を静水圧からの変化分とすれば式 (1) 及び (2) はそのままの形式で使用できる。

均質な媒質中では式 (1) は次のように書き換えることができる。

$$\vec{I} = -\phi t^{-2} \sigma \text{grad} \left(V - \frac{\varepsilon_f \zeta}{\sigma \eta_f} P \right) \quad (6)$$

式 (6) の中で $\varepsilon_f \zeta / \sigma \eta_f$ は流動電位係数 C_s (streaming potential coupling coefficient) と呼ばれる物理量である。

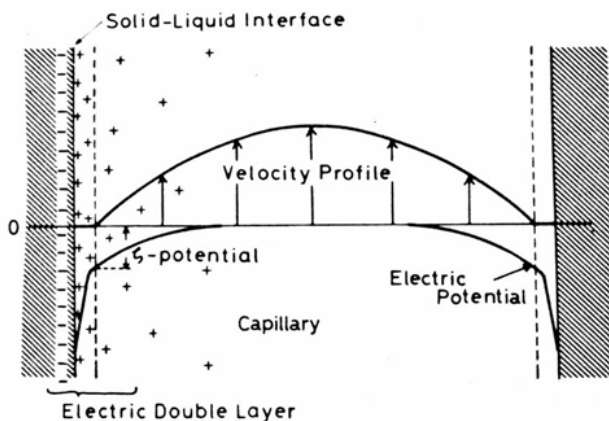


Fig.2 Schematic diagram of electric double layer and velocity profile utilized in a capillary (after Mizutani and Ishido, 1976)

均質媒質中で、定常状態の場合には $\vec{I} = 0$ となることが非可逆過程の熱力学から導かれている。具体的には式 (1) の右辺第 1 項と第 2 項が打ち消しあう状態が定常状態では成立している。Fig.2 に示すような単純な空隙モデルを考える; 斜線部が岩石を表しており、上下方向に空隙が伸びており空隙を水が満たしている。岩石と水の境界には電気二重層 (electric double layer) と呼ばれる電荷の分離が生じており、岩石側に負の電荷、水の側に正の電荷が存在する。水の側の正の電荷の一部は、水の流動と共に移動する、すなわち電流が流れることになりこれを携帯電流 (drag

current) と呼ぶ。一方、水の流動方向 (Fig. 2 の上側) に正の電荷の偏在が生じるので電気的中性を保つためにその反対側 (水が流れてくる方向; Fig. 2 の下側) に負の電荷が生じるため水の流れる方向に電位差が生じ、水は導電性を持つために伝導電流 (conductivity current) が流れる。流体の圧力変化の時間スケールに対して、瞬間的に携帯電流と伝導電流が打ち消しあう状態が形成される。

半径 r の間隙内の水の流れをハーゲン・ポアズイユ流 (層流) とすると Fig. 1 の速度プロファイルで速度がゼロ (縦の破線) からの距離 δ における流速は次のようになる。

$$v = -\frac{1}{4\eta_f} [r^2 - (r - \delta)^2] \frac{dP}{dz}$$

$$\approx -\frac{r\delta}{2\eta_f} \frac{\Delta P}{L} \quad (\delta \ll r)$$

ここで、 ΔP は水の流れる方向の距離 L の間の圧力差を表す。距離 δ における電荷 q が上記の速度で運ばれることで生じる電流 (携帯電流) は、

$$I_d = v \times (2\pi r \times q)$$

となる。水の流動に伴い水の流れる方向の距離 L の間に電位差 ΔV が生じたとき、間隙内の水が導電性を持つために電流 (伝導電流) が

$$I_c = -\sigma \times \pi r^2 \times \frac{\Delta V}{L}$$

流れる。定常状態ではこの2つの電流が逆向きで同じ大きさとなるので

$$I_c + I_d = -\sigma \times \pi r^2 \times \frac{\Delta V}{L} - \frac{r\delta}{2\eta_f} \frac{\Delta P}{L} \times (2\pi r \times q) = 0$$

$$\frac{\Delta V}{L} = -\frac{\delta q}{\sigma \eta_f} \frac{\Delta P}{L} = \frac{\varepsilon_f \zeta}{\sigma \eta_f} \frac{\Delta P}{L} = C_s \frac{\Delta P}{L} \quad \left(\zeta = -\frac{\delta q}{\varepsilon_f} \right)$$

となり、電位勾配と圧力勾配は流動電位係数を比例係数とする比例関係となる。

また、均質で定常状態における式 (6) の一般解は

$$V = \frac{\varepsilon_f \zeta}{\sigma \eta_f} P + const.$$

で与えられるので、地表に水の流れがなく、地下深部のみに水の流れがある場合、すなわち圧力分布が地下深部に限定されている場合には、発生する流動電位は圧力 P と同じ分布をし、地下深部に限られ地表に自然電位異常を作らないことを意味する。

4. 界面動電現象による松代群発地震時の磁場変動の解釈

Mizutani and Ishido (1976) は、Fig. 1 の松代群発地震時の地表への湧水量の変動と全磁力の変動とに相関がみられるとし、地下水流動に伴う界面動電現象として磁場変動が説明できるとした。

式 (1) の右辺第1項における $\text{grad}V$ をゼロとする (原文: if the electric potential is uniform in the field) ことで最大電流を見積もることができるとして、電流量を評価している。

$$\vec{I} = L_{ev} \text{grad}P = (\phi t^{-2} \varepsilon_f \zeta / \eta_f) \text{grad}P \quad (\text{grad}V = 0)$$

また、式 (2) の右辺第1項が第2項よりも小さい場合には、

$$\vec{J} \sim -L_{vv} \text{grad}P = -k / \eta_f \text{grad}P$$

$$\therefore \vec{I} \sim -(\phi t^{-2} \varepsilon_f \zeta / k) \vec{j}$$

となる。まず、屈曲度 $t = 1$ の簡易な多孔質媒質について Table. 1 のパラメータと $J = 10^{-7}$ [m/s] を使用して電流密度を $|I| = 8 \times 10^{-6}$ [A/m²] (7×10^{-6} が適切) と見積もっている。ここでは流量密度は観測されている地表への流出密度と水平方向のそれは同じと仮定している。

Table 1. Physical constants used in Mizutani and Ishido(1976)

η	10^{-4} [Pa s]
σ	10^{-1} [mho/m=S/m]
ε	$80/(4\pi \times 9 \times 10^9)$ [F/m]
ζ	-0.1 [V]
k	10^{-14} [m ²]
φ	10^{-2}

次に、震源分布の断面積を 0.5×10^8 [m²] (= 5km × 10km) として電流の総量を $|I_{total}| = 4 \times 10^2$ [A] と見積もり、この値を用いてビオ・サバルの法則から磁場を計算している。Fig. 3 の断面図に太線で示されている2つの円（中心の深さ 3.5km, 半径 2.5km）で長さを割れ目帯の長さ 5 km とする円柱状の電流パターンにもとづき全磁力を M 点 (Matsushiro) で +4 nT, H 点 (Hoshina) で -3 nT の磁場変化を求めた (Table 2)。

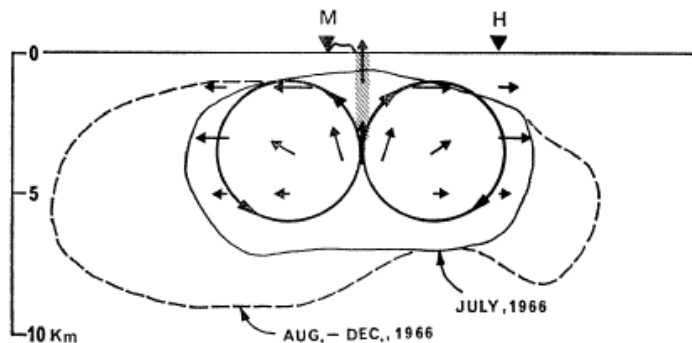


Fig.3. Schematic diagram of water flow associated with the Matsushiro earthquake swarm. Two circles drawn by thick lines indicate the current pattern to be used for magnetic effect on the surface. (after Mizutani and Ishido,1976)

Table 2. Estimated geomagnetic variations in Mizutani and Ishido(1976)

	Matsushiro [nT]	Hoshina [nT]
Hx	5	-4
Hy	-6	5
H _z	0	0
ΔF	4	-3

5. 鉛直断層モデルによる評価

Fitterman(1979,1981)は流動電位係数の異なる媒質が鉛直な断層で接し、断層面上の矩形部分が界面動電源となる場合に地表で観測される磁場を求めた。これらの成果を基に、Murakami(1989)は傾斜断層モデル (Fig. 4) が地表に作る磁場を求めた。磁場計算では、Fitterman(1981)が磁場の数値計算で使用したEdwards(1974)の地中の電流ダイポールが作る磁場の解を使い傾斜断層モデルが作る地表における磁場の解析解を求めた。

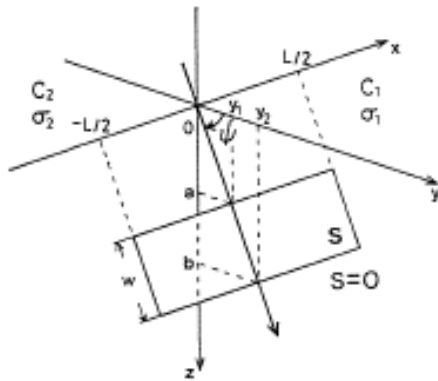


Fig.4. Geometry of the inclined model. Inside the rectangular region the source function is S , and outside of this region the source function is zero. The depth of the source is a , the width is $w = (b-a)/\sin \Psi$, and the length is L . The dip angle of the source is Ψ . (after Murakami, 1989)

Murakami(1989)は、Mizutani and Ishido(1976)では $\text{grad}V = 0$ となる具体的な状況設定がされていないことに対して、鉛直断層の一部を界面動電源と設定した場合の地表の磁場変化を求めた。松代群発地震では地表の循環水とは異なる化学成分を持つ水が地下深部から上昇しているので、上下で流動電位係数の異なる水平な境界面を設定することが考えられるが、Fitterman(1978)や Murakami(1989)の解から水平な界面動電源は地表に磁場を作らないために垂直な境界面を界面動電源とするモデルを考えた。

Fitterman(1979,1981)や Murakami(1989)では、断層を境にした流動電位係数の差に断層にかかる圧力をかけたものを電流源 S として定式化している。

$$S = (C_1 - C_2)P = \left[\left(\frac{\varepsilon_f \zeta}{\sigma \eta_f} \right)_1 - \left(\frac{\varepsilon_f \zeta}{\sigma \eta_f} \right)_2 \right] P \quad [\text{V}]$$

Murakami(1989) では Table 2 の値を使い Matsushiro において 0.4nT , Hoshina において -0nT とした (Fig. 5)。 S の大きさは、Mizutani and Ishido(1976)のパラメータと、地震による応力降下の最大見積 $P = 10\text{bar}(10^6\text{Pa})$, そして断層を挟んでのゼータ電位の差はあまり大きくないと考え 0.01V と仮定して評価した。

Table 2. Physical constants used in Murakami (1989)

S	1 [V]
$\sigma_1 = \sigma_2$	0.005 [S/m]
ψ	90°
a	0.5 [km]
b	5 [km]
L	7 [km]

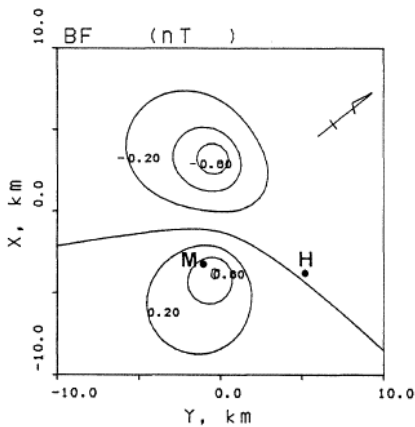


Fig. 5. Magnetic total intensity anomaly for the model with parameters $a=0.5$ km, $b=5$ km, $L=7$ km, $S=1$ V, $\sigma_1=\sigma_2=0.005$ S/m, the strike of source, N55°W, and the inclination of geomagnetic field, 50°. The contour interval is 0.2 nT. (after Murakami, 1989)

6. パラメータの再評価

ここでは、Murakami(1989)の使用した断層形状に関するパラメータは固定して、他のパラメータについて再評価をし、磁場が大きくなる可能性を探ってみる。

6-1. 岩石の電気伝導度

まず、磁場計算における断層周辺の岩石の電気伝導度を 0.005[S/m]として計算をしているが、これを別の電気伝導度に変えた場合について考える。異なる電気伝導度における磁場の大きさは次式により与えられる (Fitterman,1979)。

$$B(\sigma'_1, \sigma'_2) = \frac{\sigma'_1 \cdot \sigma'_2}{\sigma'_1 + \sigma'_2} \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{\sigma_1 \cdot \sigma_2} B(\sigma_1, \sigma_2)$$

岩石の電気伝導度を変えた場合について求めてみると

$$B(0.01, 0.01) = 2 \times B(0.005, 0.005)$$

$$B(0.05, 0.05) = 10 \times B(0.005, 0.005)$$

となり、岩石の電気伝導度を 0.05 [S/m](=20Ωm)とすれば10倍になる。しかし、この値は平均的な岩石(水を含む)の電気伝導度としてはかなり低い値と考えられ可能性は低い。岩石の電気伝導度を大き

くすることでの効果は数倍程度と考えられる。

6-2. 流動電位係数

次に、流動電位係数 C_s について、近年の実験や松代群発地震湧水の分析結果に基づき再評価を行う。

Jouniaux and Ishido (2012)は流動電位係数に最も影響を及ぼすパラメータは流体の電気伝導度 σ_f であるとして、砂岩試料に対する流体の電気伝導 σ_f [S/m]と流動電位係数 C_s [V/Pa]との関係式として

$$C_s = -1.2 \times 10^{-8} \times \sigma_f^{-1} \text{ [V/Pa]}$$

を与えている。また, Esmacili et al. (2016)は砂岩試料に対して塩分 C_f [M = mol/L]と流動電位係数 C_s [V/Pa]との関係として

$$C_s = -1.077 \times 10^{-9} \times C_f^{-1.189} \text{ [V/Pa]}$$

を求めている (Fig. 6)。Fig. 6に見られるように Esmacili et al.(2016)と Jouniaux and Ishido(2012)は類似した傾向を示しているが、低塩分領域で Esmacili et al.(2016)の方の一致度が高い。なお、図中の Jouniaux and Ishido(2012)の直線は、次式により電気伝導度 σ_f を塩分 C_f に変換している。

$$\begin{aligned} \log C_f = & -1.03024 + 1.06627 \log \sigma_f + 2.41239 \times 10^{-2} \times (\log \sigma_f)^2 + 3.68102 \times 10^{-3} \times (\log \sigma_f)^3 \\ & + 1.46369 \times 10^{-4} \times (\log \sigma_f)^4 \quad [\text{適用範囲 } 0.0001 - 0.1 \text{ M}] \end{aligned}$$

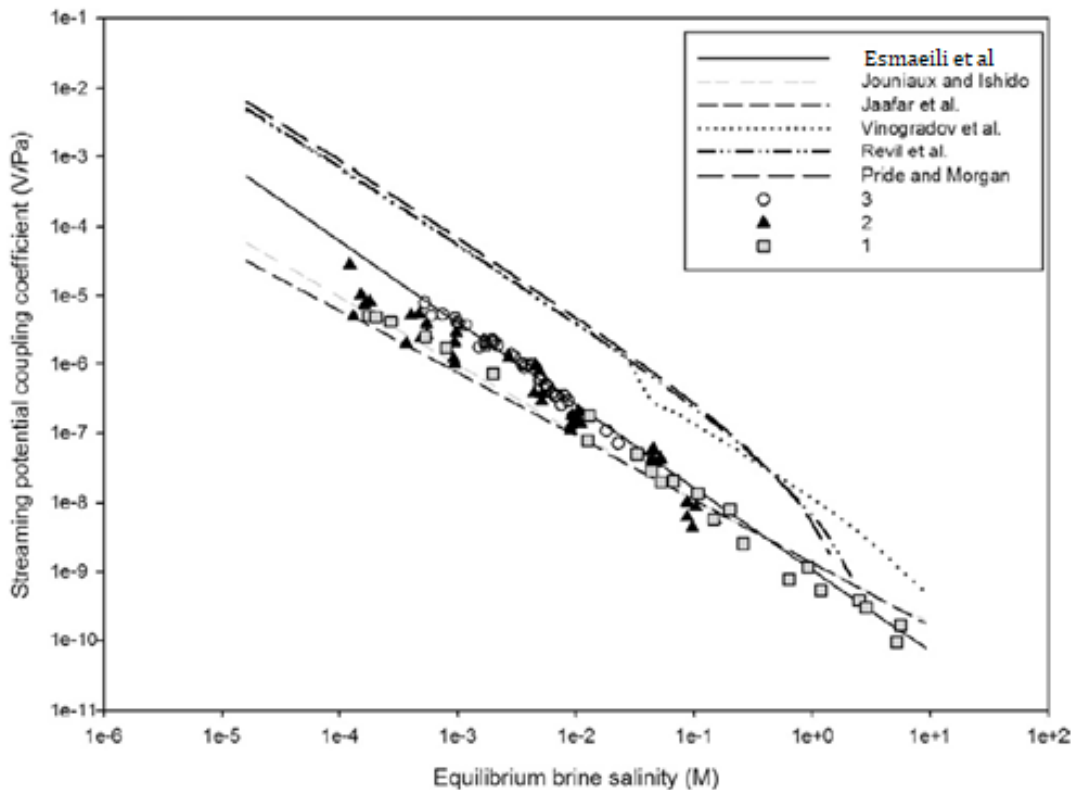


Fig.6 Comparison between empirical correlations of coupling coefficient prediction equations, with experimental coupling coefficients from (1)Fontainebleau and NaCl brine(Vinogradovetal.,2010), (2)sandstone with NaCl (Reviletal., 2003), (3)Experimental data with NaCl (Esmacili et al.,2016). (after Esmacili et al.,2016)

Fig.6 は流動電位係数の塩分依存性を示しているが、流動電位係数を構成する各パラメータは塩分だけでなく温度にも依存して変化する。Esmacili et al. (2016) では、粘性係数 η_f と比誘電率 ϵ_r を温度と塩分の関数として表す実験式として下記を採用している。

$$\begin{aligned} \eta_f(T[^\circ\text{C}], C_f) = & 4.95166 \times 10^{-5} + 6.034658 \times 10^{-4} \exp(-0.06653081 \times T) \\ & + 9.703832 \times 10^{-5} \exp(-0.1447269 \times C_f) \\ & + 1.025107 \times 10^{-3} \exp(-0.02062455 \times T - 0.1301095 \times C_f) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \epsilon_r(t[K], C_f) = & 295.68 - 1.2283 \times t + 2.094 \times 10^{-3} \times t^2 - 1.41 \times 10^{-6} \times t^3 - 13 \times C_f + 1.065 \times C_f^2 \\ & - 0.03006 \times C_f^3 \end{aligned}$$

また、電気伝導度 σ_f を塩分と温度の関数として示す経験式も知られている (Sen and Goode, 1992)。

$$\sigma_f = (5.6 + 0.27T - 1.5 \times 10^{-4}T^2)C_f - \frac{2.36 + 0.099T}{1.0 + 0.214C_f} C_f^{1.5}$$

これらの式を使い、各パラメータの温度依存性を Fig.7 から Fig.9 に示す。粘性係数や比誘電率は塩分への依存度は大きくないが、電気伝導度は塩分に対する依存度が大きいことが分かる。

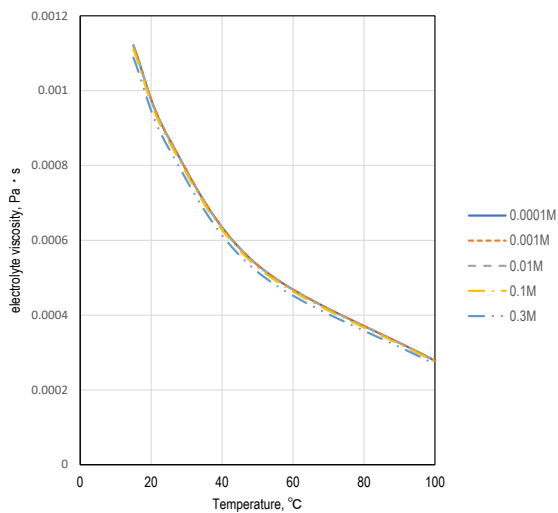


Fig.7 Temperature dependence of electrolyte viscosity for different molalities.

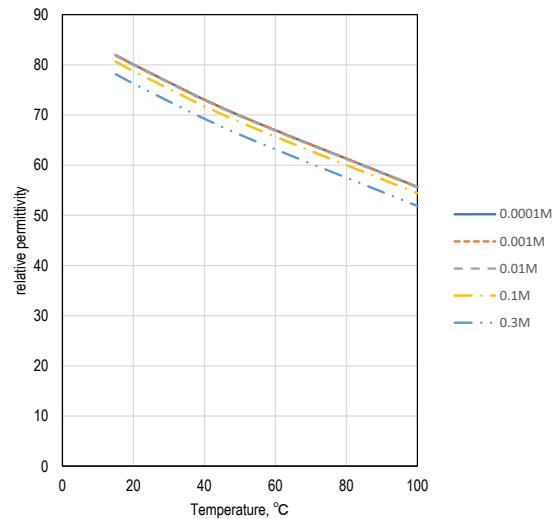


Fig.8 Temperature dependence of relative permittivity of electrolyte for different molalities.

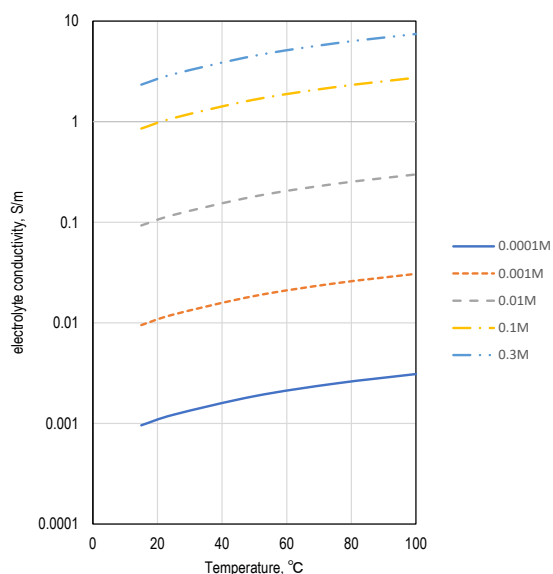


Fig.9 Temperature dependence of electrolyte conductivity for different molalities.

ゼータ電位についても塩分や温度への依存性を示すデータが報告されている（例えば, Esmaeili et al.,2016; Ishido and Mizutani,1981）。Fig.10 及び Fig.11 のどちらの実験データからも、塩分が大きくなるとゼータ電位の絶対値が小さくなっている。また、Fig.11 では塩分だけでなく温度が大きくなるとゼータ電位の絶対値が大きくなる結果となっている。また、溶液中の Al^{3+} イオンの量によっては極性が変わったり温度依存性変わったりなどしている。ゼータ電位の環境パラメータへの依存性についてはまだ十分に解明されているとは言えない（Reppert and Morgan,2003）。

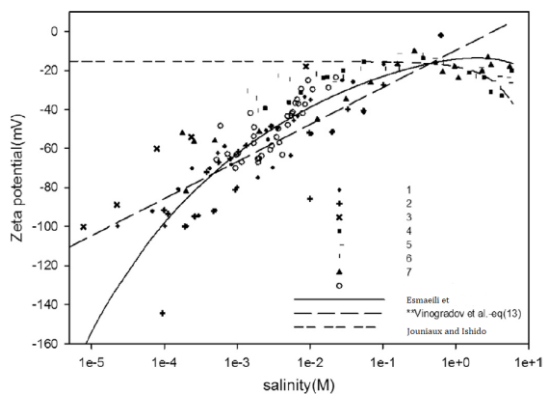


Fig.10 Interpreted zeta potential from measured streaming potential coupling coefficients as function of salinity (modified Esmaeili et al.,2016)

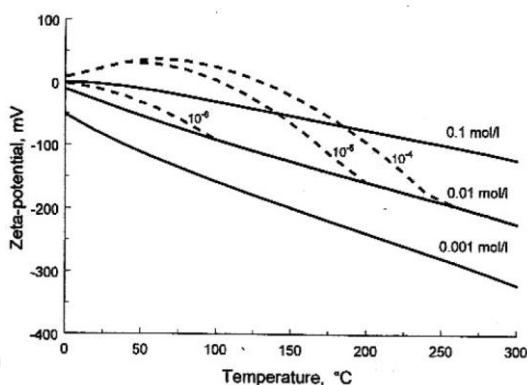


Fig.11 Zeta potential of quartz calculated as a function of temperature for three concentrations of NaCl at 10MPa pressure. (after Ishido and Mizutani, 1981)

松代群発地震の際の湧水の分析結果から、奥沢・塚原（2001）は高温・高塩分の深部源水と低温・低塩分の浅部循環水と混合が起きているとしている。分析されている湧水の温度範囲は 6°C から 49.6°C、電気伝導度の範囲は 0.02S/m から 1.4S/m、pH の範囲は 6.52 から 7.95 である。Na⁺イオンの濃度だけで見れば、0.0003M(=mol/L) から 0.15M となっている。これらのデータを参考にして、3 つの条件 $[(T = 25^{\circ}\text{C}, C_f = 0.0001\text{M}), (T = 50^{\circ}\text{C}, C_f = 0.001\text{M}), (T = 100^{\circ}\text{C}, C_f = 0.1\text{M})]$ における流動電位係数を構成する比誘電率、粘性係数、電気伝導度、そして流動電位計位数を見積もると Table 3 のようになる。

Table 3. Physical constants used in this study

	T=25°C	T=50°C	T=100°C	Mizutani and Ishido(1976)
ϵ_0 [F/m]	8.84E-12	8.84E-12	8.84E-12	8.84E-12
ϵ_r	7.83E+01	6.99E+01	5.44E+01	8.00E+01
η_f [Pa · s]	8.73E-04	5.34E-04	2.75E-04	1.00E-04
σ_f [S/m]	1.22E-03	1.85E-02	2.74E+00	1.00E-01
ζ [V]	-1.E-01 (1)	-1.E-01 (2)	-2.E-02 (2)	-1.E-01
Salinity [M]	1.E-04	1.E-03	1.E-01	
C_s [V/Pa]	-6.49E-05	-6.26E-06	-1.28E-08	-7.07E-06

(1) Esmaili et al.(2016), (2) Ishido and Mizutani(1981)

比誘電率、粘性係数は塩分に対する依存性が小さく、温度に対する依存性もさほど大きくないので、電気伝導度の塩分依存性が流動電位係数を支配しており、概ね Fig. 6 の関係に一致する結果となった。

高温・高塩分($T = 100^{\circ}\text{C}, C_f = 0.1\text{M}$)と浅部循環水と混合して、低温・低塩分($T = 50^{\circ}\text{C}, C_f = 0.001\text{M}$)となって対流が起きているとして、その境界を鉛直なパッチで表現し、面上での圧力を 10^6Pa とすれば $|S| = |C_{s1} - C_{s2}|P \sim 6$ [V] であり、低温・低塩分側が($T = 25^{\circ}\text{C}, C_f = 0.0001\text{M}$)であれば $|S| = |C_{s1} - C_{s2}|P \sim 65$ [V] となる。Murakami(1989)で仮定した $S = 1$ [V]の数倍から数十倍の大きさが期待される。

界面動電源面上での圧力 10^6Pa は最大値としての値でありより小さくなる場合でも、岩石の電気伝導度の値との組合せで Murakami(1989)の評価した磁場の 10 倍程度、すなわち 4nT 程度の磁場変動を説明することは可能かもしれない。

6-3. 考慮されていない電流源

Fitterman(1979,1981)及び Murakami(1989)では地表を横切る水の流れは考慮していない。Mizutani and Ishido(1976)においても地下での閉じた対流しか考慮していない。しかし、松代群発地震では深部源水が地上に湧出している。例えば、石戸（1981）の地表を通過（流出及び流入）するような水の流れがある場合の地表の電位分布の計算を見ると分かるように、地表への流出及び流入は地表面に電荷を留める結果となり伝導電流源となる。ただ、圧力勾配として大きな値は期待できないため電流量は小さいと推定できるが、湧水地域に近い観測点(Matsushiro)では影響が考えられる。

7. まとめ

本報告では、西田(2013)で提起された松代群発地震期間中の磁場変動を地震期間中の湧水の流動に伴う界面動電現象として説明する上での課題について、最近の流動電位についての実験成果や湧水の化学

分析を参考に再検討した。Murakami(1989)では、Mizutani and Ishido(1976)では具体的に示されなかった界面動電源を物質境界としての断層の一部として設定し、期待される磁場変動が観測されている変動に比べ桁で小さいとした。しかし、断層のような物質境界ではなく、高温・高塩分の深部源水が上昇し浅部の循環水と混合し低温・低塩分となる境界（実際は漸移的に変化するが）を界面動電源と設定することにより観測された磁場変動を説明可能なケースがあることが分かった。とりわけ、高温・高塩分での水の電気伝導度と低温・低塩分の水の電気伝導度の大きさの違いが流動電位係数の差を大きくしている。Ishido(1999)の講演は水の電気伝導度の不均質を入れたシミュレーションであったかもしれない。

実際の湧水には様々な成分のイオンが含まれており、NaCl や KCl の溶液を用いた実験における流動電位係数やゼータ電位への影響よりも複雑になっていると考えられる。このような実験データの蓄積や、地表面での水の流入・流出も含めたシミュレーションが望まれる。

謝辞

まず、講演の機会を与えて下さった Conductivity Anomaly 研究会の世話役の方々に感謝申し上げます。そして、御議論いただきました皆様に感謝申し上げます。

引用文献

- Edwards, R.N., 1974, The magnetometric resistivity method and its application to the mapping of a fault, *Can. J. Earth Sci.*, 11, 1136-1156.
- Esmacili S., Rahbar, M., Pahlavanzadeh, H., Ayatollahi, S., 2016, Investigation of streaming potential coupling coefficients and zeta potential at low and high salinity conditions: Experimental and modeling approaches, *J. Petroleum Sci. and Eng.*, 145, 137-147
- Fitterman, D.V., 1978, Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered earth, *J. Geophys. Res.*, 83, 5923-5928.
- Fitterman, D.V., 1979b, Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in a faulted half-space, *J. Geophys. Res.*, 84, 6031-6040.
- Fitterman, D.V., 1981, Correction to "Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in a faulted halfspace", *J. Geophys. Res.*, 86, 9585-9588.
- 石戸経士, 1981, 地熱水対流に伴う流動電位—地熱地域における自然電位異常の1つのメカニズムとして—, *日本地熱学会誌*, 3, 87-100.
- Ishido, T. and Mizutani, H., 1981, Experimental and Theoretical Basis of Electrokinetic Phenomena in Rock-water Systems and Its Applications to Geophysics, *J. Geophys. Res.*, 86, 1763-1775. DOI: 10.1029/JB086iB03p01763
- Ishido, T., 1999, Magnetic field generation by electrokinetic coupling in 3-D resistivity structures, 29th IUGG, Abstract JSA15-A.73, Birmingham.
- Jouniaux, L., and Ishido, T., 2012, Electokinetics in Earth Sciences: A Tutorial, *Int. J. Geophys.*, 2012, 16pp. doi:10.1155/2012/286107
- Mizutani, H. and Ishido, T., 1976, A new interpretation of magnetic field variation associated with the Matsushiro

- Earthquakes, *J.Geomag.Geolectr.*, 28, 179-188.
- Murakami,H., 1989, Geomagnetic field produced by electrokinetic sources, *J.Geomag.Geolectr.*, 41, 221-247.
- 西田泰典, 2013, 自然電位と地殻活動, 北海道大学地球物理学研究報告, 76, 15 – 86. doi: 10.14943/gbhu.76.15
- 奥原 保・塚原弘昭, 2001, 松代群発地震地域に湧水する深層地下水, *地震*, 53, 241-253.
- Reppert, P.M., and Morgan,F.D., 2003, Temperature-dependent streaming potentials: 1.Theory, *J.Geophys.Res.*, 108, 2546. doi:10.1029/2002JB001754
- Rikitake, T., Yamazaki,Y., Hagiwara,Y., Kawada,K., Sawada,M., Sasai,Y., Watanabe,T., Momose,K., Yoshino,T., Otani,K., Ozawa,K., and Sanzai,K., 1966, Geomagnetic and geoelectric studies of the Matsushiro earthquake swarm (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 363-408; (3), see also *ibid.*, 44, 1335-1370.
- Sen,P.N. and Goode,P.A.,1992,Influence of temperature on electrical conductivity on shaly sands, *Geophysics*, 57, 89-96.