

ギリシャの地震予知の物理

歌田久司

東京大学地震研究所

Physical Background of the Earthquake Prediction in Greece.

Hisashi UTADA,

Earthquake Research Institute, University of Tokyo.

1. はじめに

1990年2月6日から8日までの3日間、アテネにおいて「地震に関連した地電位差変化の観測とその理論的モデル」と題するワークショップが開催された。会合には開催国のギリシャの他9カ国から30名以上の研究者が参加して、研究発表及び討論を行った。筆者は東海大学の上田教授（当時地震研究所）らと共にこの会合に参加する機会を得た。

主催者であるアテネ大学の Varotsos 教授らのグループは、ギリシャにおいていわゆるVAN法という方法に基づく地震予知を実行している（上田、1985）。よく知られているように、VAN法とは地電位差観測データをもとにしている（それ以外のデータは用いない）。地震予知研究の歴史の中で、地電位差（あるいは地電流）の観測は、比較的古い方に属し、主として地球電磁気学を専門とする研究者によって行われてきた。

小文では、地球電磁気学を専門とする立場から、会合で発表・議論し、また実際に見聞して得たVAN法に関する所感を述べる。これまでにもVAN法の紹介はいくつかなされているが、今回は特に方法のバックグラウンドとなっている物理モデルに重点をおいて述べたいと思う。

2. 地球電磁気学とVAN法

VAN法の論文が最初に世にでた時（Varotsos and Alexopoulos, 1984a; 1984b）、日本に限らず地球電磁気学者の多くはこれを全くといって良いほど無視した。ここに述べるのと同様の疑問を抱いた研究者は多かつたはずであるが、それが公表されたことはほとんどなかったことから、この点は明かである。その最も大きな理由の一つとして、彼らのいわゆる“SES”（Seismic Electric Signal 地震電気信号）なる記録の多くが、通常の地電位差観測においてしばしば見られる“ノイズ”に酷似していたことがあげられる（図1）。VAN（Varotsos, Alexopoulos and Nomicos）グループの3名がいずれも地球科学者でないために、“ノイズ”を測定して地震予知ができるはずもない、という印象をもった場合もあったように思う。しかしこのような見方は、正しくないように思われる。論文に載った記録を見ただけで、それが“ノイズ”であるのか正しい“シグナル”であるのかを判別することは不可能だからである。シグナルとノイズは、説得力をもった基準をもうけて判別しなければならない。実際VAN法では、彼らなりのやり方で（疑問点を挙げたらきりが無いが）客観的にシグナルの検出を行っている（Varotsos and Alexopoulos, 1987; Varotsos and Lazaridou, 1989）。

さてこのような点を除いても、客観的にみてVAN法には根本的なところに疑問な点や不明確な点を見いだすことができる。そしてそれらの多くは行き着くところ、S

ES発生 の物理モデルに関連することになる。Varotsos教授らの信号源モデルについては次節に紹介することにして、ここではまず地球電磁気学的にみたVAN法とその問題点(不確かな点)と、それらの解決のためになされるべきことなどを3項について述べることにする。

2. 1 地電位差の振幅と震央距離の関係

ある観測点で、地震に先行して単位長さ当り $\Delta E(r)$ の振幅の電位差(SES)が測定されたとき(r は震央距離)、

$$\Delta E(r) \propto 1/r \quad (1)$$

なる関係が成り立つ(Varotsos and Alexopoulos, 1984a)。この関係式を用いると、3カ所以上の観測点のデータがあれば震央位置の推定が可能となる(Varotsos and Alexopoulos, 1984b)。この観測事実を考察してみる。VAN法でいうSESが、彼らのモデルが示すように静的なものであるとすると、(1)の関係式は電流源による2次元的な電場であることを示す。電場の分布は電流源の形状と地下の電気比抵抗構造によって決まる。ギリシャでは地下の比抵抗構造に関する研究が、(筆者の知る限り)ほとんど行われていない。従って構造に関しては仮定をせざるを得ない。

もし比較的均質に近い構造であると仮定すると、(1)式のような電場は無限に長い線電流源によってつくられ得る。この関係は震央距離100 km以上でも成り立つと報告されているので、線電流源の長さもこの程度以上必要となる。これはとても受け入れ難いことである。

そこで、電流源はせいぜい震源域程度の大きさであると考え。この場合には必然的に不均質な構造を考えなければならなくなる。例えば、薄い層の中を電流が集中して流れる場合などがこれに相当する。この薄い層の抵抗が周囲に比べて格段に低ければ、考えられないことではない。いずれにしても、肝心の比抵抗分布がわからなければこの種の議論は無意味である。

見方を変えて、SESが電磁波的な現象の変動を直流的に見たものであるという可能性も否定できない。(1)式の関係は、ダイポールアンテナから放射される電磁波を十分遠方で測定する時に期待されるものだからである。ギリシャでは、測定系に10秒程度のローパスフィルタを用いているので、有り得ないことのように思えるが、必ずしも不可能ではない。例えば直流分を含むような高周波信号は、振幅が測定系の入力レンジを超えると、直流成分を生じるし、そもそも非対称な交流信号であれば直流成分をもっている。ワークショップにはソ連からGokhberg教授ら、震源域からの電磁放射の研究を行っているグループも参加し、彼らの理論や観測結果の紹介も行われたが、ここではその可能性を指摘するにとどめる。

2. 2 電位差の振幅とマグニチュードの関係

VAN法による地震予知の特徴は、地震予知の3要素「いつ」「どこで」「どのくらいの大きさ」を予告することである。このうち「どこで」の予測については、前項で述べた関係を用いてなされる(最近では次項の選択法則による場合の方が多らしい)。そして「大きさ」の予測はここで述べるように、SESの振幅とマグニチュードの関係を用いて行われる。

(1)式の関係がSESの振幅と震央距離の間に成り立つとすると、 $\Delta E \cdot r$ は距離によらない値になる。Varotsos and Alexopoulos (1984a)は、マグニチュードの異なる地震とその前兆として観測されたSESをまとめて、

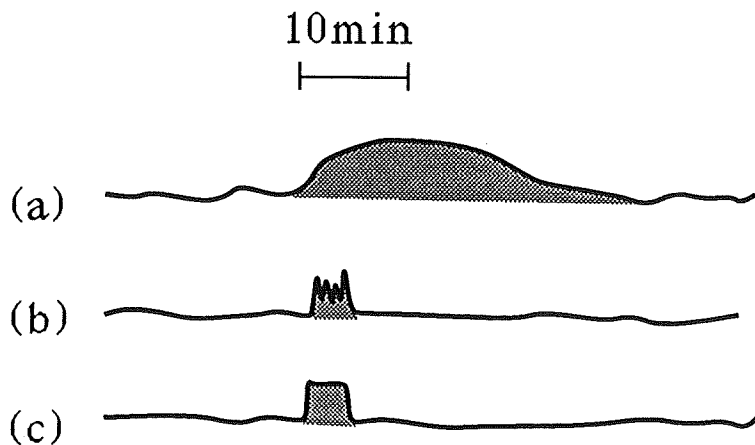


Fig.1. Typical records of SES (Seismic Electric Signal).
 (a) Long duration type, (b) multi-pulse type, (c) single pulse type.

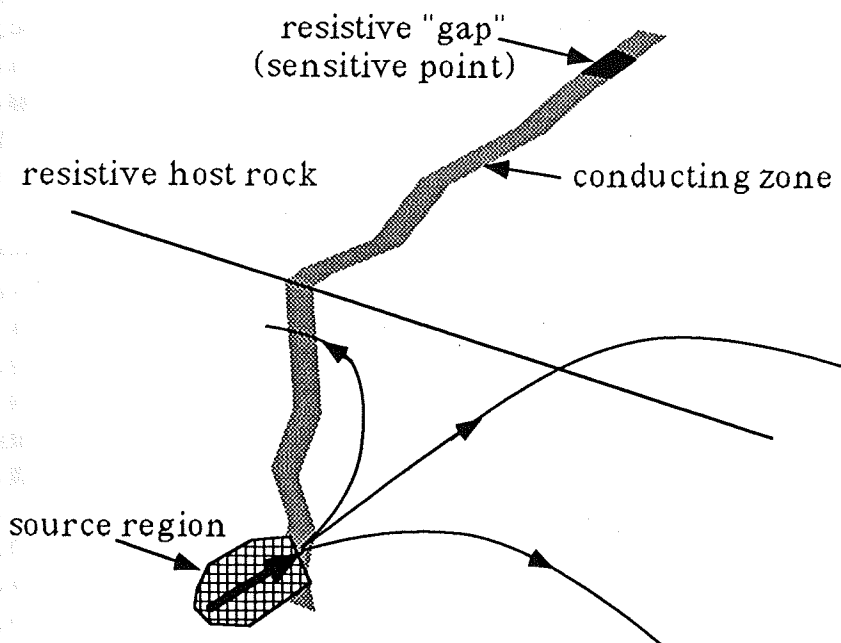


Fig.2. A possible geoelectric cross-section which explains
 "selectivity rule" of SES.

$$\log (\Delta E \cdot r) = a \cdot M + b \quad (2)$$

なる関係が成り立つことを示した。ただし、 M は地震のマグニチュード（ここでは表面波マグニチュード）、 $a \cdot b$ は観測点に固有の定数である。したがって、SESが観測され震央位置が推定されれば、(2)式を用いて一意的にマグニチュードの予測が可能となる。注意すべきは、ここにいう ΔE とは最大振幅であり、この経験式には信号の継続時間が入っていないことである。図1に模式的に示したように、SESには様々な波形のものが存在する。

マグニチュードは地震のエネルギーの指標である。従って、地震の前兆現象としての電場変化の源のエネルギーと、地震のエネルギーの間に簡単な比例関係があると考えるのは自然である。そこで電気信号のエネルギーを見積ってみる。今(1)式の関係を知らないとして、一般に観測された電場は、

$$\Delta E(t) \propto I(t) / r^m \quad (3)$$

と書くことができる。ただし $I(t)$ は信号源の時間関数、 m は構造による r 依存性を与える。(3)式を用いて信号源のエネルギー ε_1 を見積ってみる。これは $I(t)$ の自乗の時間積分に比例するので、簡単のため図1に示した中で矩形の電気信号を考えれば、

$$\varepsilon_1 \propto \Delta E^2 \tau r^{2m} \quad (4)$$

の関係が予想される。ただし τ は信号の継続時間である。信号源のエネルギーの対数をとって、これとマグニチュードの間に、

$$\log (\varepsilon_1) = a' \cdot M + b' \quad (5)$$

なる関係が成り立つことは十分に有り得ることのように思える。ところで(5)式の左辺には継続時間が含まれている。従って、継続時間によらずに(2)式が成り立つ以上、(5)式は成立し得ないことになる。もちろんこのような議論の背景には、現象のプロセスを説明する物理的モデルが不可欠である。この点についてはこれまで不確実な点が多かったが(上田、1985)、今回のギリシャ訪問で筆者の理解が若干進展したので、あらためて3節にやや詳しく述べることにする

2. 3 選択法則 (Selectivity Rule)

地球電磁気学者のみならず多くの地球物理学者が、最もVAN法を「うさんくさく」思うのは、この選択法則のためではあるまいか。電気信号(SES)が地中にある源からの電流場であるとするれば、一般には信号強度は信号源に近いほど大きくなり、方向にはそれほど依存しないものと考えられる。選択法則はこのような常識を全く否定する。すなわちある震源域に起きる地震に「敏感な」観測点は、必ずしも近傍にあるとは限らない。ギリシャでは、数多くの観測点で試験観測を行い、最終的に最も「敏感な」観測点を探すために非常な努力を費やしているという。現実には、ある震源域に起こる地震の予知に最適な観測点がそこから200kmも離れた場所であった場合もある。震源域とそれに敏感な観測点との間に別の観測点があり、そこではその震源域で起こる地震を全く感じないという事例もある。最近ではデータの蓄積により、SESがどの観測点で観測されたかを見れば、たちどころにどこで地震が起こるかがわかってしまうようである(Varotsos and Lazaridou, 1989)。逆に、今までに経験のない観測点の組合せで観測されると、震央の予測は不定あるいは2者択一の形となる。このような事例の多くを含んだ資料が、会合の各出席者に配られた。

選択法則に、地球電磁気学的な説明を与えることはもちろん可能ではある。(1)項でも述べたように、震源域から面状にのびる経路があり、さらに観測点はその経路

上の比抵抗の局所的な不均質の上にあるなどの仮定をすれば、観測事実を説明するような状況をつくることはできる。表層の不均質による電場の増幅効果はたしかに重要である。しかし注意しなければならないのは、不均質のみによっては選択法則を説明し得ないという点である。なぜならその場合には、そのような位置にある観測点は、如何なる場所の地震にも同様に敏感であるはずだからである。必然的に震源域と観測点とを結ぶ経路を想定せざるを得なくなる。具体的には、経路の媒質は電気抵抗の低いもの、観測点付近は局所的に抵抗が高くなっていけばよいことになる。例えば図2のような構造と配置であれば、選択法則を説明することは一応可能である。

この図を見てすぐに想い浮かぶのは、活断層の電氣的構造である。約10年ほど前に日本の活断層電磁気グループは、地震予知の基礎研究として兵庫県の山崎断層などにおいて、活断層の破碎帯の電氣的な構造を精密に調べたことがある。その結果、活断層の破碎帯は電氣的にみて、周囲よりも1桁あるいはそれ以上も良導的である（抵抗が低い）ことが明らかにされた（乗富，1981）。さらに断層の走行に沿った方向には、破碎帯であっても局所的に抵抗が高い場所も見いだされた。そして断層破碎帯で観測を行えば、より効率的に地震の電磁氣的な前兆現象を検出できるとであろうと結論した。筆者は、ギリシャで行われている地震予知の観測はもしかしたらこのような場所で効率よく行われているのかも知れないという感想をもった。残念なのは、地下の電気比抵抗構造に関する情報が、現在の所きわめて不足していることである。

3. 地震電気信号 (SES) の物理的モデル

VAN法の基礎となっているピエゾ電流 (Piezo-stimulated Current) のモデルについて考える。一般に岩石を構成する鉱物の結晶には、ある割合で欠陥 (defect) が存在する。これらは電氣的には、電子密度の偏りによる電気双極子と見ることができ、応力が加えられると、このような結晶内の電気双極子が再配列するという物理的性質がある。各電気双極子が再配列するという事は、巨視的にみると媒質内の分極が変化することに対応する。応力変化に回答した分極変化に要する時間 τ は、熱力学的に決まる量である。地震の前には、地殻応力 σ が震源域でしだいに高まって行くことが予想される。この時、 τ は応力変化率 $b = \partial \sigma / \partial t$ を用いて近似的に次のように与えられる (Varotsos and Alexopoulos, 1986)。

$$\tau = k T / b v^{n \cdot b} \quad (6)$$

ここに k はボルツマン定数、 T は絶対温度、 $v^{n \cdot b}$ はマイグレイション体積と呼ばれ、

$$v^{n \cdot b} = [\partial g^{n \cdot b} / \partial \sigma]_{\tau} \quad (7)$$

で定義される ($g^{n \cdot b}$ はギブスの自由エネルギー)。ある応力のもとに τ がきわめて小さくなることが起こり、この時分極が速やかに変化する。電気分極 Π の時間変化は電流 j と等価である。

$$j = \partial \Pi / \partial t \quad (8)$$

わかりやすく時系列を図示すると、図3のようになり破壊に先行して電流が流れることになる。以上の議論の中で筆者にはどうしても理解できないことがある。図3に示すように電流は、応力の絶対値がある値を超えたときに流れる。ところで、(6)式で与えられるように、分極 τ が小さくなったとき、言い替えば b (応力変化率) が大きくなったときに速やかに進行するはずである。つまり応力の絶対値にはよらないように思われる。そしてもしそうなら、図3のような単調な応力増加のもとでは何事も起こらないはずである。筆者の誤解によるのかも知れないのでここでは単に指摘

するにとどめておく。また、同様にもしこの現象が応力変化率に支配されるなら、地震に伴う信号も存在するはずである。Coseismic signalの有無に関してのVarotsos教授の見方は、「原理的にはあるはずであるが、それは継続時間が短い現象なので、現在の観測記録には見ることができない」とのことであった。

図3は縦軸も横軸も任意スケールで描かれている。従って、次なるステップは純粋物質や岩石試料を用いた室内実験を行い、流れる電流の大きさや破壊に対する先行時間など、図にスケールを書き加えることであろう。しかしながら、この実験はまだ行われてはいないようである。このステップが欠如しているので、観測されるSESと信号源に期待する電流の絶対値に対し何等の制限も与えることができない。

電流の大きさに言及したついでに述べておくと、観測結果から逆に大ざっぱにはあるが信号源の電流の大きさを見積ることができる。分極電流を考えるモデルに立つと、電流源としては双極子的なものを考えるのが適当である。今簡単のため一様な比抵抗 ρ の媒質中に電流強度 I 、長さ a の電流双極子があるとすると、そこから r 離れた場所の電場の強さ ΔE は近似的に、

$$\Delta E = I a \rho / 4 \pi r^3 \quad (9)$$

で見積られる。一例としてVarotsos and Alexopoulos (1984a)からデータを読み取ると、M5の地震に対して約100 km離れた場所で約 10^{-5} V/mの振幅の信号が観測されている。 $\rho = 10^3 \Omega \cdot m$ 、 $a = 1$ kmを仮定すると、(9)式から信号源として 10^5 アンペアと見積ることができる。これは途方もなく大きな電流である。そもそも電気探査の観測を行ったことがあるものには、100 km離れた場所で信号を受信することができるような電流源の大きさは想像がつくであろう。図2に示したような構造で、層の比抵抗・厚みをそれぞれ $10 \Omega \cdot m$ 、 100 mなどと仮定すると、電流値は $1/50$ 程度になるが、それでもなお1キロアンペア以上の電流を必要とする。最後に観測点近傍の不均質により100倍程度の増幅効果を期待すれば、10アンペアのオーダーの電流値で説明が可能となる。以上の議論は、現在の所あまり意味がない。何度も言うように肝心の情報、信号の伝播経路の電気比抵抗構造やモデルから期待される電流の大きさなどが全く不明のままだからである。

よく知られているように、石英などの鉱物は外部応力を加えると電気分極を生じ、逆に外部電場を加えると、歪を生じる。この性質は圧電性などと呼ばれ、水晶発信器などに広く応用されている。当然圧電性物質にかかる応力が時間変化すれば、(8)式で与えられるような分極電流が生ずることが期待される。SESの信号源として、圧電性鉱物内の分極電流を考えることはできないだろうか？ 物質の圧電性を表す定数である圧電係数 (piezoelectric modulus) は、石英では結晶の主軸方向で 2.3×10^{-12} (Coulomb/Newton) という値を持つ。従って、1 (bar/sec) という極めて大きな応力変化率を仮定しても、期待される分極電流は高々 10^{-7} (A/m²) に過ぎない。これでは 1 km²の断面を仮定しても、上述した電流値にはとても及ばない。ましてこのようなことは、巨大な石英の単結晶が存在するか、岩石中の石英の結晶軸の方向が揃っていないか実現できないことなのである。いいかえると、SESの信号はこの石英の例よりもはるかに大きな分極変化が、地震前の極めて小さな応力変化のもとで生ずるというメカニズムで発生しているということになる。しかもこのような現象が、岩石という不規則性・不均質性の高い物質の中で生じるのである。もしもこのような未知の現象が現実存在するのであれば、地震予知とは無関係に物理学の問題として非常に興味ある対象であると筆者は考える。

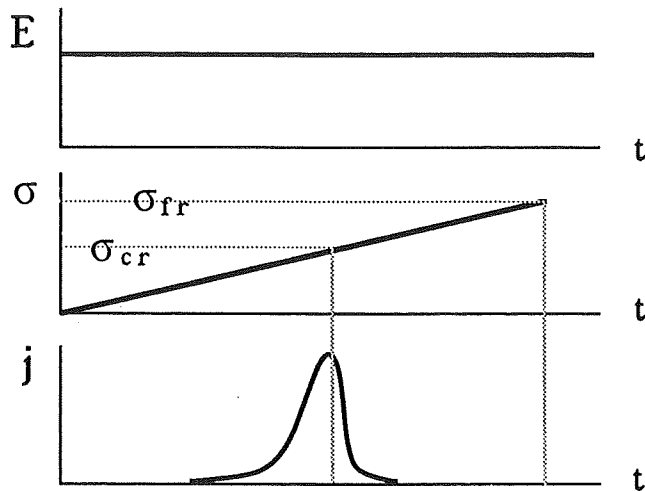


Fig.3. Piezo-stimulated current(j) emitted before the fracture of rocks. E : external electric field, σ : stress (after Varotsos and Alexopoulos, 1986).

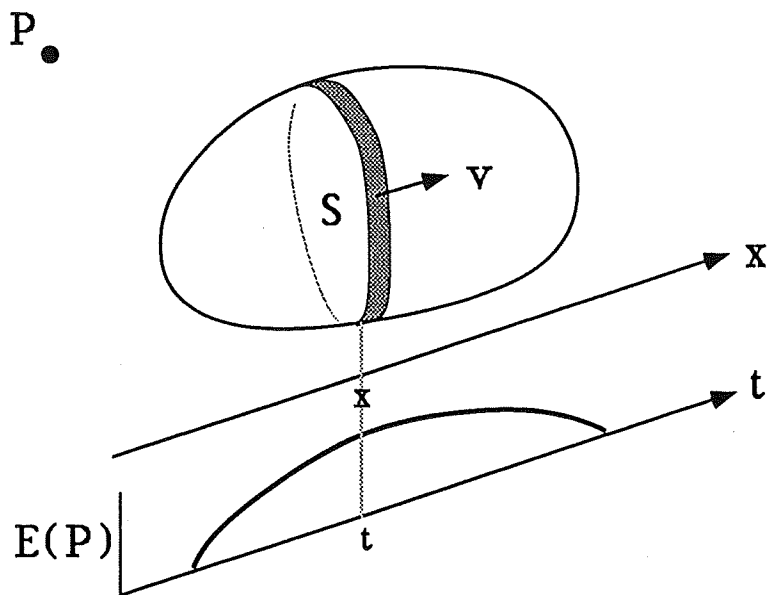


Fig.4. A moving surface model for current source of SES. Expected electric field record at a point P far away from the source region is given below.

さて Varotsos 教授らの考えている、実際に震源域で生じているであろう電流源のモデルは次のようである。震源域の中の非一様な応力分布の中では、分極電流が流れる状態(図3)は局所的に実現されると考えられる。今簡単のためには、図4に示したようにある面Sを形成すると考えてよい。この面は、分極の変化が進行しつつあるフロントと見ることができる。遠方で測定される電場の強度はこの面積Sに比例する。このような面が時間と共に応力分布の変化に伴って震源域の中を移動して行くと、図に示したようにSの時間変化に従った電場の変化が観測される事になる。この概念的なモデルでは、次の重要な2点が示唆される。

(1) 信号の形は、電流源の幾何学的形状と面の移動の仕方によって決まるので、どのようなものでも考えうる。実際、報告されているSESには様々な波形のものが含まれている(図1)。

(2) 信号の振幅は、断面積によって決まるので、面がゆっくり動こうとすばやく動こうと、振幅自体は変化しない。このことが、前節の2項で述べた信号振幅とマグニチュードの関係を説明すると Varotsos 教授は主張する。

この第2の点はことに重要であり、筆者の疑問点(2.2節)に対する解答にもなるので、もう少し考察してみたい。図4のグラフは再び任意スケールで書かれている。問題は時間軸が縮まった(移動速度が大きい)とき、縦軸(振幅)が変化するかどうかにある。そのためにはこのモデルはあまりに概念的で、物理的イメージをつかみにくい。そこで次節では、一例としてこの概念的な電流源モデルを筆者流に簡単な電磁気学の公式によって具体的に式で表現した上で、議論を進めることにする。

4. 信号源モデルの具体化の一例

前節で述べたように、VAN法の信号源モデルは岩石の電気分極電流にもとづいている。媒質の電気分極は、微視的にみると電気双極子(結晶格子の欠陥に対応する)の向きが応力によって統計的に一方向に揃うことによって生ずる。今電気双極子1個当りのモーメントを p 、その実効的(一方向にそろっている双極子の)体積密度を n とすると分極 Π は、

$$\Pi = n p \quad (10)$$

で与えられる。電流密度 j は

$$j = \partial \Pi / \partial t \quad (11)$$

であるが、モーメントの統計的平均値 p の時間変化はないと考えられるので、

$$j = p \cdot \partial n / \partial t \quad (12)$$

となる。前節で述べたように、分極変化に要する時間 τ が非常に短い状態にある面が移動するモデル(その妥当性については問わない)を考え、移動方向を x 軸とする。実際には、この状態にある領域は面 $S(x)$ と微小区間 Δx にかこまれる微小体積である。この微小体積の移動に伴う密度 $n(x)$ の変化率は、

$$\partial n / \partial t = \partial n / \partial x \cdot \partial x / \partial t \quad (13)$$

であり、 $\partial x / \partial t$ は面の移動速度 v であるから、結局分極電流 j は移動速度に比例することになる。(13)式の右辺は、微小体積内で x 方向に一様な双極子密度分布の場合には0になるが、今考えているモデルでは一様では有り得ない。信号源の電流強度は j を断面上で積分して得られるが、断面内に一様分布を仮定すれば次式で与えられる。

$$I = v p S \cdot \partial n / \partial x \quad (14)$$

ρ や $\partial n / \partial x$ は、媒質の性質によって決まると考えられるので、結果として信号源の電流強度、そして観測される信号の振幅は、断面積とともに面の移動速度に依存する（比例する）ことになる。従って、同じ大きさの領域を信号源とするとき、信号の継続時間が短いほど信号の振幅は大きくなることが予想され、Varotsos 教授らのモデルとは異なる結論が得られる。どこかに筆者の考え違いがあるのだろうか？筆者としては、電流が分極の時間変化によるものであり、時間変化をもたらすものが面の移動速度だけなのであるから、電流の強さが移動速度に依存するのは当然であると考えている。上田教授もこれと同様な疑問を抱いており、ワークショップの後に Varotsos 教授と議論を行ったが、当時はここで述べたように式で表現できなかったこともあり、明確な解答は得られなかった。

5. 結び

ギリシャの地震予知（VAN法）は、すでに予知情報を公開し少なくとも国民の非難を浴びない程度には成功している（Varotsos et al., 1988）。しかも対象としている地震の規模はM4程度までをも含んでいる。こうした点は、日本においてM8やM7クラスの（巨）大地震の予知を当面の目標にしている現状と比べて驚異的といえる。しかしながら、成功率の高さをもって、理にかなった方法にもとづいたものであると結論することは早急であろう。そもそも「無限の時間幅を許せば全ての予知は成功する」という具合に、成功不成功を明確に区別することはきわめて困難だからである。

小文では、現地（ギリシャ）で行われたこの分野に関するワークショップに出席してみたうえで得た、VAN法に関する新たな知見と問題点の指摘を試みたつもりである。総じて、VAN法の実行的な面での成果は率直に評価すべきであると思うが、方法のバックグラウンドとなる理論や室内実験、構造に関する基礎的情報が極めて不十分であることを感じた。

会合では、実際に同様の観測を行って、VAN法の妥当性の検証を行ったり、また予知の実施をしようという試みが、日本を含めていくつかの国から報告された。筆者は、このような試みの有意性を否定するつもりはもちろんだが、小文で述べたような未解決の分野から本質にアプローチするというのも忘れてならないし、また物理学の問題としても極めて興味あることであると思う。率直な意見を言えば、3・4節で述べたような理論的・実験的なサポートなしには系統だった方法論の確立は望めない。そもそも、信号の大きさや先行時間などの量的な推定がないのに、どの様にして現在の観測システムの設計をなし得たのか、筆者には理解できないところである。極論すれば、SES信号は全く異なる現象を見ており、偶然の結果観測された地電位差変化を、Piezo-stimulated current と結び付けて考えているに過ぎないという可能性すらも否定できないと考える。

実証的な面について述べると、ギリシャで実際に行われている観測方式を、そのまま日本で再現するのは、極めて難しいであろうというのが現場を見た率直な実感である。観測点の選定一つをとってみても、VANグループはこれを経験的に行っているが（2節）、日本でこれを実行するのはノイズやかかる労力の問題などで不可能に近い。このような問題は、現在ある敏感な観測点に共通な地質構造・電気的構造上の特徴が明らかにされれば大幅に改善されるものと考えている。いいかえれば、SESの選択法則（2節）が現実のものであるなら、必ず地下構造にある特別な性質があるはずであると考えるものである。

今回の会合では、地震の前兆現象の電氣的信号発生の理論的モデルとして、小文で紹介したもの他に帯電ディスロケーションモデル (Charged dislocation Model) や界面導電現象 (Electro-kinetic) モデルなどに関する発表があった。特に前者は、最初からSES的な信号を生じうるモデルとして考えられたものであり、VANグループのモデルと対比させる意味でも重要であるが、ここでの紹介は省略する。

参考文献

- 乗富一雄 (研究代表者)、地球電磁気学的手法による断層活動度の研究、文部省科学研究費自然災害特別研究成果報告書、pp107, 1981.
- 上田誠也、ギリシャの地震予知、科学, 55, no. 33, 180-184, 1985.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos, Physiscal Properties of the Variation of the Electric Field of the Earth Preceding Earthquakes, I. Tectonophysics, 110, 73-98, 1984a.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos, Physiscal Properties of the Variation of the Electric Field of the Earth Preceding Earthquakes, II. Tectonophysics, 110, 99-125, 1984b.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos, Thermodynamics of Point Defects and Their Relations with Bulk Properties. S. Amelinckx, R. Gevers, J. Nihoul (eds.), Series Defects in Solids, North-Holland, pp474, 1986.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos, Physiscal Properties of the Variation of the Electric Field of the Earth Preceding Earthquakes, III. Tectonophysics, 136, 335-339, 1987.
- Varotsos, P., K. Alexopoulos, K. Nomicos and M. Lazaridou, Official Earthquake Prediction Procedure in Greece. Tectonophysics, 152, 193-196, 1988.
- Varotsos, P. and M. Lazaridou, Latest Aspects on Earthquake Prediction in Greece Based on Seismic Electric Signals, Department of Physics, Univ. Athens, pp65, 1989.