

烏山 - 菅生沼断層(茨城県南西部)の電気探査

著者	佐竹 洋, 池田 隆司, 福田 理, 高橋 博
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	25
ページ	87-94
発行年	1981-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000841

烏山一菅生沼断層(茨城県南西部)の電気探査

佐竹 洋*・池田隆司**・福田 理†・高橋 博***

国立防災科学技術センター

Electrical Prospecting for the Karasuyama-Sugaonuma Fault in Southwestern Ibaraki Prefecture

By

Hiroshi Satake, Ryuji Ikeda, Osamu Fukuda and Hiroshi Takahashi

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

The electrical prospecting was executed to obtain the information about exact location and geological structure of the Karasuyama-Sugaonuma fault at the southwestern Ibaraki Prefecture. The surveyed line with 8 stations was 8km long and was placed in a line to cross the fault at a right angle. Lithologic character was estimated up to the depth of 1500m at each station.

The structure of the fault is as follows. The sand which belongs to the Narita group and the Kazusa group covers to the depth of about 500m. At the relative subsidence side of the fault, the lower stratum is mainly composed of lutaceous rocks which belongs to pre-Kazusa Neogene system. On the other hand, at the upheaval side of the fault, an alternation of sandstone and mudstone beds is observed under the Kazusa group; this alternation belongs to Mesozoic or Paleozoic. Under the alternated beds, the existence of granitic rock is estimated.

The fault is estimated to be located near Kutsukake, Iwai City, with strike of about N17°W. It is also observed that the location of the fault has good correlation with the concentration of epicenter of earthquakes that occurred in the southwestern part of Ibaraki prefecture.

1. 緒 言

筑波山地の西から南西方向にかけての地域、茨城県南西部は、全国的に見ても地震活動の活発な地域—いわゆる地震の巣—として良く知られている。この地域では、マグニチュード3～5、震源深度40～80km程度の地震が年に20～30回ほど起きている。このように地震活

*第2研究部地震地下水研究室(現富山大学理学部), **第2研究部地震地下水研究室, ***第2研究部
†工業技術院地質調査所

動の盛んな地域は、地震予知研究のためには、まさにうってつけと言えよう。国防防災科学技術センターではこの事に着目し、昭和54年度より、茨城県南西部をテストフィールドとして、平野部直下型地震に関する予知研究を実施している。

一方、この地域には烏山一菅生沼断層と呼ばれる大規模な断層が存在することが、1950年代に実施された弾性波探査の結果によって知られている(石井, 1962)。この地域に発生する地震の震源分布と、この断層の推定位置はほぼかきさまっており、このような所において地震予知のため、種々の観測を行なう事は、きわめて有効であろう。

断層近傍において、精度の良い観測を行なうためには、断層の正確な位置を知る事が必要である。石井(1962)の論文は、石油資源開発(株)が1950年代に地下資源調査のため行なった地震探鉱の結果を元にしたものであるが、その結果だけからでは、断層の正確な位置を知る事は難しい。そこで、我々は烏山一菅生沼断層の正確な位置及び付近の地質構造を知る事を目的として、1000m以深までの地下構造を求めるため比抵抗法による深部垂直電気探査を実施した。

2. 調査法

既存の資料から烏山一菅生沼断層のおおよその位置と方向を推定し、調査地域を茨城県岩井市・水海道市・結城郡石下町・猿島郡猿島町の四つの市町にまたがる地域に設定した。この地域は関東平野のほぼ中央部にあたり、標高15m前後の平坦な土地が多く、畑、水田、山

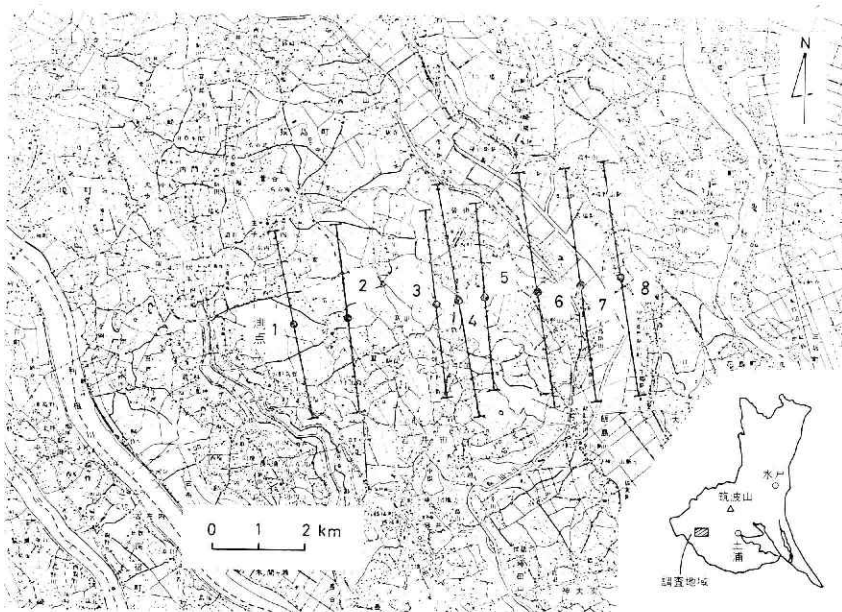


図1 測点の位置および電極展開方向

Fig. 1 Location of surveyed points and extending direction of the electrodes.

林，ゴルフ場などに利用されている。また，地質的にはいわゆる常総台地と呼ばれる地域であり，台地の部分は最上部洪積統の関東ローム層及び成田層からなり，また谷の部分には沖積層が発達している。

長さ8 kmの測線を，推定される断層の方向に垂直になるように1本設定し，その上に8カ所の測点を設けた。測点は原則として1 km間隔としたが，必要に応じて変更した。図1に測点の位置と，各測点における電極展開方向及び最大電極間隔（AB）を示した。

電極の配置は，直流式 Schlumberger 法

によった。電流電極間隔（AB/2）は最長2000m（測点1，2，3，5），または2500m（測点4，6，7，8）まで展開した。電流電極間隔（AB/2）及び電位電極間隔（MN/2）の詳細は表1に示した。探査機として，横浜電子研究所製 YW 5112型 IP 送信機（最高出力800V，3 A）を使用した。電流，電圧は自記記録し，記録紙上から読みとった。測定は1980年1月22日から2月4日まで14日間，川崎地質（株）によって行なわれた。

3. 見掛比抵抗曲線

各測点における見かけの比抵抗を縦軸に，電流電極間隔（AB/2）を横軸にとり，測定結果をプロットしたものを図2に示した。

電流電極間隔（AB/2）が50，75，250，500，1000，1250mの所では，電位電極間隔を変え，重複して見掛比抵抗を測定した。しかし，重複測定した場合，見掛比抵抗の値にはどのような場合も有意な差は認められなかった。

図2には，水平成層構造を仮定し，Schlumberger 法の二層標準曲線及び補助曲線を用いて解析した比抵抗値の垂直分布もあわせて図示してある。この垂直分布より，どの測点でも深度の増加につれて高比抵抗から低比抵抗の地層へと変化する傾向が認められる。測点6，7では，1700～2000m以深で，再び180～250 Ω mの高比抵抗の岩層に変化している。

4. 測線の比抵抗断面図

縦軸に各測点の比抵抗をとり，横軸に各測点間の距離をとって，測線の比抵抗断面図を作ったのが図3である。これによれば，10m前後の表層（比抵抗値，26～95 Ω m）の下には，80 Ω m前後の比抵抗値を持つ地層が深度500m程度まで続いている。測点4では，この地層

表1 電流電極間隔（AB/2）および電位電極間隔（MN/2）

Table. 1 Distance of electrodes for current (AB/2) and potential (MN/2) measurements.

No.	AB/2 (m)	MN/2 (m)	No.	AB/2 (m)	MN/2 (m)
1	10	2	9*	250	10, 50
2	15	2	10*	500	10, 50
3	25	2	11	750	50
4	35	2	12*	1000	50, 100
5*	50	2, 10	13*	1250	50, 100
6*	75	2, 10	14	1750	100
7	100	10	15	2000	100
8	150	10	16**	2500	100

* MN/2 を変更して再測

** 測点4，6，7，8のみ

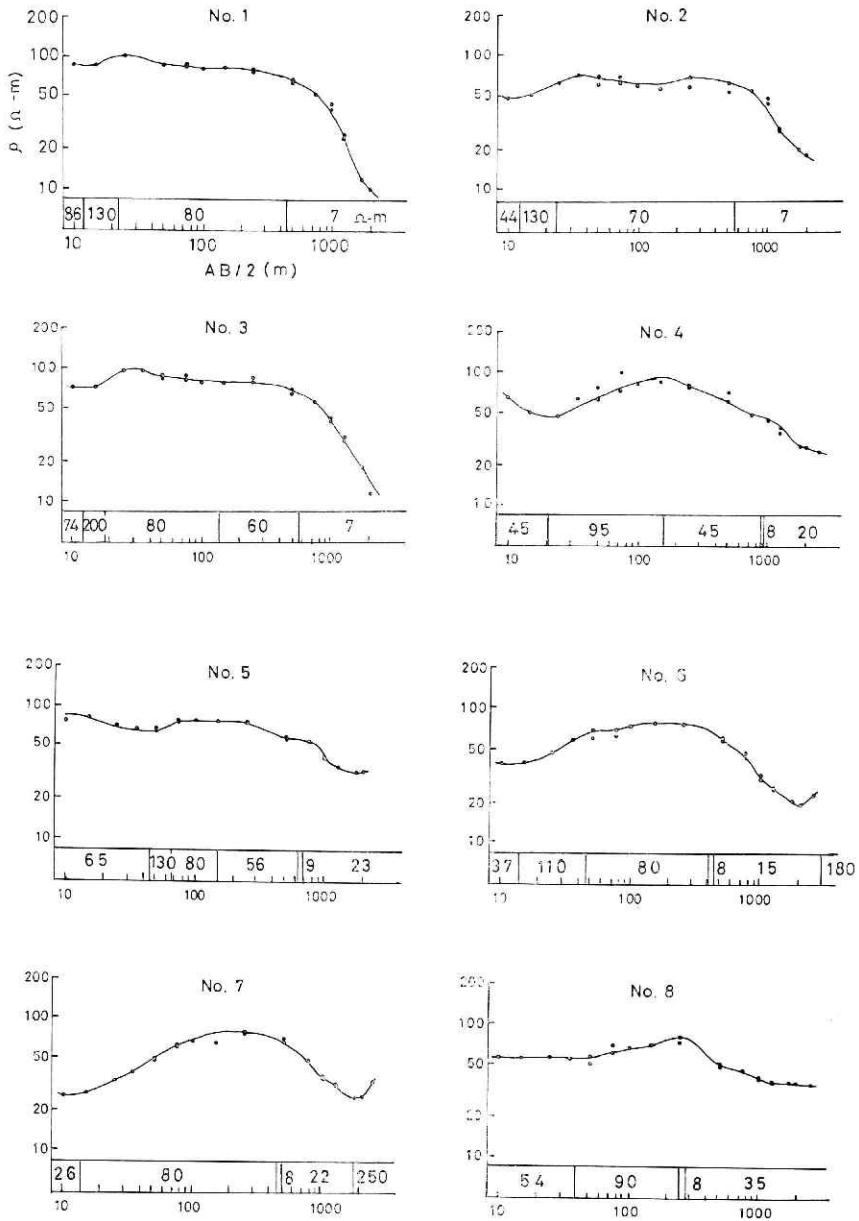


図2 各測点における見掛け比抵抗曲線，および解析した比抵抗値の垂直分布
 Fig. 2 Apparent resistivity curve by Schlumberger configuration at each station (No. 1-No. 8). Calculated resistivity—depth columns are shown in the lower part of the figures.

の下部の比抵抗値がいくぶん低く ($40\sim 50\ \Omega m$)，900m 程度の深度まで続いている。測点1～3まではその下に比抵抗 $7\ \Omega m$ の地層が存在している。測点4～8では， $80\ \Omega m$ 層の下

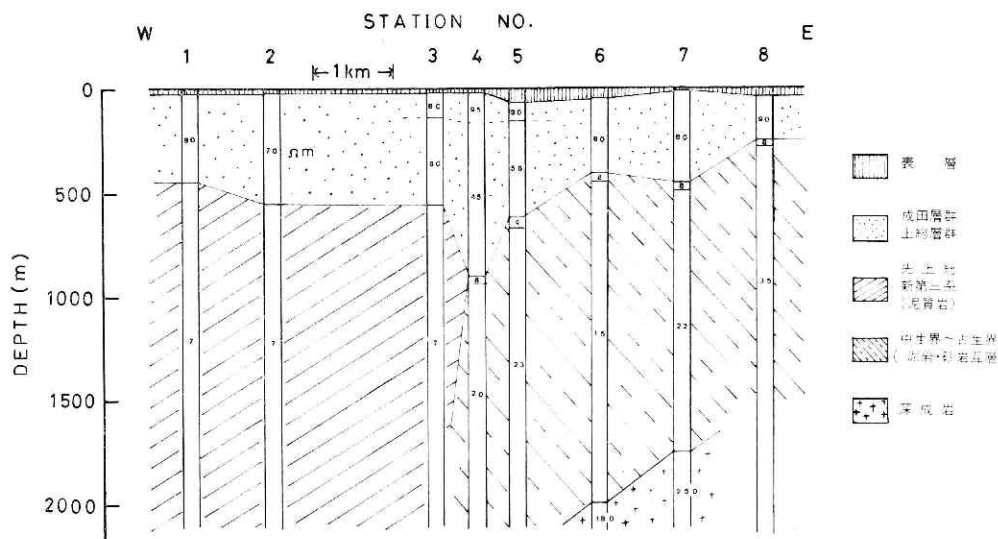


図 3 測線の比抵抗値垂直分布および推定地質構造断面図
Fig. 3 Cross section estimated from electrical prospecting. Calculated resistivity-depth columns and estimated geologic formations are shown.

に、 $8\Omega m$ の比抵抗の地層がごく薄く（厚さ40m程度）はさみ込まれ、その下に $20\Omega m$ 前後の比抵抗層が存在する。さらに、測点6及び7の下部、深度1700～2000m以深には、比抵抗値180～250 Ωm の高比抵抗値の岩層の存在が認められる。

次に、これらの地層の比抵抗値から各地層の地質を推定してみよう。表層の下から500m程度の深度まで存在する $80\Omega m$ の地層は、未固結の砂を主とする成田層群及び上総層群であろう。測点1, 2, 3の下部に存在する $7\Omega m$ の比抵抗層は、泥質岩を主とする先上総新第三系と推定される。測点4～8までの下部に存在する $20\Omega m$ 前後の地層は、その比抵抗値から考えて、中生界ないし古生界の泥岩・砂岩の互層であろう。この泥岩・砂岩の互層の直上に存在する $8\Omega m$ の比抵抗帯は、その値から、測点1～3で見出された先上総新第三系の泥質岩と一見同様のもののように思われるが、しかし、その厚さが40mときわめて薄い事を考えると、これはむしろその下の泥岩・砂岩の互層が風化した風化帯と考えるのが妥当であろう。測点6, 7の最深部に存在する180～250 Ωm の高比抵抗の地層は、花崗岩のような深成岩であろう。図3に、推定された測線の地質構造断面図もあわせて示してある。

5. 考 察

図3によって、測点4の位置で、500m以深において、地層が不連続になっている事がはっきりと認められる。この事から、烏山—菅生沼断層は測点4の位置から、その落ち込みを開始していると言えよう。しかし、本調査では、西側（沈降側）の基盤を見出す事は出来なかったもので、この断層の落差は究明できなかった。

断層の東側（隆起側）では、未固結の砂層（成田層群及び上総層群）の下限深度（ $\approx$ 中生界ないし古生界の上限深度）が、測点8で250m、測点5で620mとなっており、断層に向けてその深度を増している傾向が認められる。

断層直上（測点4）では、成田層群および上総層群が800m程度の深度まで存在している。この事は、断層破碎帯が侵食を受けてけずりとられ、凹みを生じ、そこに砂層が堆積したためと考えられる。断層破碎帯がかなりの程度に破碎されているであろう事が、この事からうかがえる。また、この凹みの部分では、成田層群および上総層群の比抵抗値が45~56 Ω mと他の場所に比べて低くなっている。これは、このくぼみの部分を地下水が満たしており、この部分の砂層の含水量が高いためと思われる。この断層から約18km東側、筑波大学構内に掘削された深井戸（深度500m）より採水された、基盤直上に存在する地下水（採水深度462~479m）は、約1500ppmの塩素イオン濃度を持っていた（佐藤ら、1980）。佐藤ら（1980）は、この事から、この地域の基盤直上に存在する地下水は、かなり高濃度の塩類を含む準化石海水であろうと述べている。この断層直上のくぼみに存在する地下水も恐らくはこのような種類の水であろう。

断層の西側（沈降側）では、上総層群の下には新第三系の泥質岩がかなりの深度まで存在するのに対し、東側では、その存在が認められなかった。この事は、石井（1962）の言うように、この断層が上総層群の堆積に先立つ新第三紀の間にその落差を増すような運動をし、断層の東側（隆起側）では、堆積した先上総新第三系を常にけずり取っていたためと考えられる。

断層の東側で上総層群の下に存在する地層は、その比抵抗値から考えて、中生代ないし古生代の泥岩・砂岩の互層とした。しかし、この断層の約17km東側、谷田部町北郷に掘削された国土地理院地殻活動観測井の地質柱状図によれば、この深度に相当する地層は、古生代のホルンフェルス（487m以深）とされている（建設省筑波学園都市営繕建設本部、1974）。また、河田（1953）によれば、八溝山系のうち鷲子山塊および八溝山塊を作っている地層は、中生代の砂岩・頁岩の互層を主体としている。このように関東地方北東部の先第三系については問題が多く、烏山一菅生沼断層の東側の先第三系について結論を下すには、なお資料不足といわざるを得ない。

図4に、本調査の結果得られた烏山一菅生沼断層の位置を示した。石井（1962）によって示された、飯能一谷田部地震探鉱測線における同断層の位置は、他の測線上の断層位置に比べて、その位置を同定し易い。そこで、この測線上での断層位置と本調査での断層位置を結んで、同断層の走向を求めて見た。図4の点線がそれである。断層は沓掛付近から菅生沼の方向へ、ほぼN17°Wの走向となる。

図4には、1980年1月1日から1980年8月31日までに茨城県南西部およびその付近で発生した地震の震央をプロットしてある。国立防災科学技術センターの観測網で震源を求めた、

1980 01 01 - 1980 08 31 N= 167

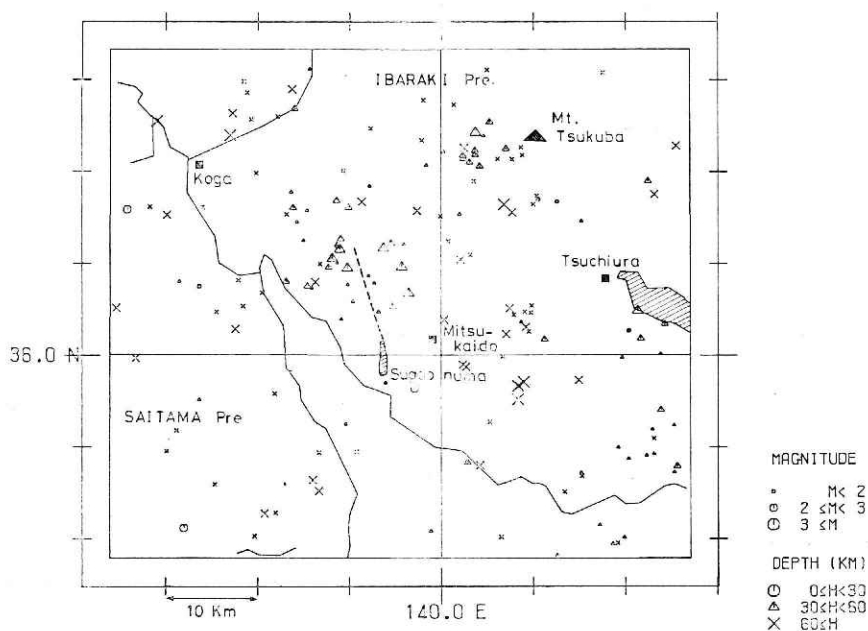


図 4 茨城県南西部付近の地震の震央分布 (1980, 1~1980, 8). 点線は地震探査 (石井, 1962による) と電気探査から推定された断層の位置

Fig. 4 Distribution of epicenters in and near the southwestern Ibaraki Prefecture. The broken line shows location of the fault estimated from the seismic prospecting (after Ishii, 1962) and the electrical survey.

北緯 35.8° — 36.3° , 東経 139.6° — 140.3° 内に発生した167個の地震である。シンボルの形と大きさで、それぞれ震源の深さおよびマグニチュードを表現している。8カ月間のデータではあるが、これより、いわゆる茨城県南西部に発生する地震の集中域内に、推定される断層が位置することがわかる。特に震源の深さ $30\sim 60\text{km}$ の地震が発生する地域である。断層の位置と地震発生域の対応とから、同断層を現在も活動しているものとする説 (垣見・鈴木編, 1974) もあるが、図4からも分るように同地域に発生する地震の多くは、 $30\sim 60\text{km}$ の震源深度であり、せいぜい地下数 km 程度に過ぎない断層の深度とは、直接には結びつかないであろう。

このように、この地域の地震と烏山一菅生沼断層とが直接または間接的に関係があるか否かを明らかにするためには、本調査だけでは不十分であり、今後の調査・研究にまたなければならない点が多く残されていると言えよう。しかし、本調査の結果から、同断層の破碎帯はかなり破碎されているものと考えられるので、この破碎帯を通じて、地震発生前後における地下深部での種々の物質の挙動、地下水位の変動など、地震予知に役立つ情報を得ることが出来るであろうと期待される。

謝 辞

本調査を計画立案するにあたり、早稲田大学遠藤源助講師には有益な助言をいただいた。調査に際しては、岩井市、水海道市、石下町、猿島町にお世話になった。また、図面作成に一部防災センターの立川真理子氏の手をわずらわした。これらの方々に深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 石井基裕(1962): 関東平野の基盤, 石油技術協会誌, 27, 615—640
- 2) 垣見俊弘・鈴木尉元編(1974): 関東地方の地震と地殻変動, ラテイス, 279pp.
- 3) Kawada, K. (1953): Geological studies on the Yamizo, Torinoko, Toriashi mountain blocks and their neighbourhood in the northeastern kanto district. 東京文理科大学研究報告, 2, 217—307.
- 4) 建設省筑波学園都市営繕建設本部(1974): 国土地理院地殻活動観測井報告書, Vol. 2.
- 5) 佐藤正ら(1980): 筑波地区における深層地質および深層地下水の地球科学的研究—その2—。筑波環境研究, 5A, 1—8.

(1980年12月8日 原稿受理)