

○丹保俊哉 (立山カルデラ砂防博物館)、酒井英男・王生透 (富山大学)、西田達夫・糸井理樹 (㈱エオネックス)、飯田肇・國香正稔 (立山カルデラ砂防博物館)、澤田豊明 (NPO 法人 山の自然文化研究センター)

1 はじめに

立山カルデラ (図1) は約 22 万年前から活動した立山火山が、谷頭侵食によって開析され、その後拡大形成した侵食型カルデラと考えられる窪地形である。カルデラの内部には多数の崩壊地形がみられ、その一つ「鳶崩れ」は 1858 年 4 月 9 日に跡津川断層を震源とした推定 M7.1 の飛越地震により外輪山の一部であった大鳶山と小鳶山が山体崩壊したことにより出来た地形である。このときの崩壊土砂の体積について崩壊前の地形復元が難しいことからまだ統一的な見解を見ず、複数の推定値が提言されている (例えば、町田 (1962)、Ouchi and Mizuyama (1989) など)。更に、現地に残留する崩壊土砂量や堆積構造についても詳細は明確にされていない。本研究は、そのアプローチとしてカルデラ内における物理探査を試みたので結果についてここに報告する。

また立山カルデラ崩壊の内的営力となっている跡津川断層について、その東端が確認できているのは砂防専用道路の有峰トンネル内までで、その先は厚い崩壊土砂に覆われていることから追跡が難しい (原山ほか、2000)。本研究では、断層がカルデラ内にどれだけ延長しているのか合わせて探査を試みたのでここで報告する。

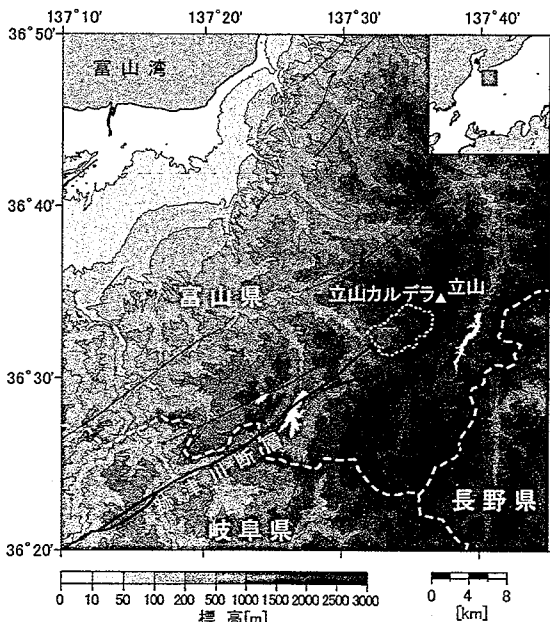


図1 立山カルデラと跡津川断層

2 手法・結果

本研究では、CSAMT (Controlled Source Audio-frequency Magneto Telluric) 法による電磁気探査、およびシュランベルジャー法による電気探査を用いて

地下構造をもとめることとした。いずれの手法も、地下の電気比抵抗の分布を調べることを目的とした探査である。それぞれの探査における測点分布を図2に示す。

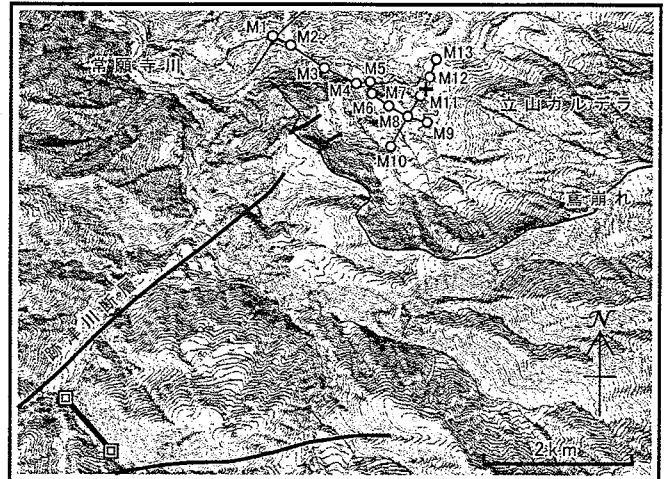


図2 測点分布図 ○は CSAMT 法、+はシュランベルジャー法による探査位置を示す。左下の口で示す測線は CSAMT 法のための電流電極対を表す

CSAMT 法では人工的に制御された電場または磁場を大地に形成させ、その地下からの応答成分を観測することで比抵抗構造を求めます。送信源は、調査地域から数 km 離れた場所に設置する。調査地域において、送信源からの電磁場が平面波として近似できる場合、見掛比抵抗 ρ_a の式、

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2$$

が成り立つ (Cagniard, 1953)。ここで、 μ : 真空中の透磁率、 ω : 角周波数、 E : 測定電場、 H : 測定磁場である。データ解析では、鳶泥と基盤岩の水平層構造が期待されたことから 1 次元インバージョン解析を適用し、計算をおこなった。解析結果を、測定点 M1~M9 (測線 A) における比抵抗断面図として図3に、M10~M13 (測線 B) における比抵抗断面図として図4に示す。

シュランベルジャー法は、垂直方向の比抵抗分布を得ることに適した比抵抗法のひとつである。長さ L の電流電極対からの人工電流 I を、電流電極対の中心に配置した長さ l の電位電極対において電圧 V を測定することで見掛比抵抗 ρ_a を、

$$\rho_a = \pi \frac{L^2 - l^2}{4l} \times \frac{V}{I} \quad [L \geq 5l]$$

の式から得られる。電流電極対の長さ L を変えること

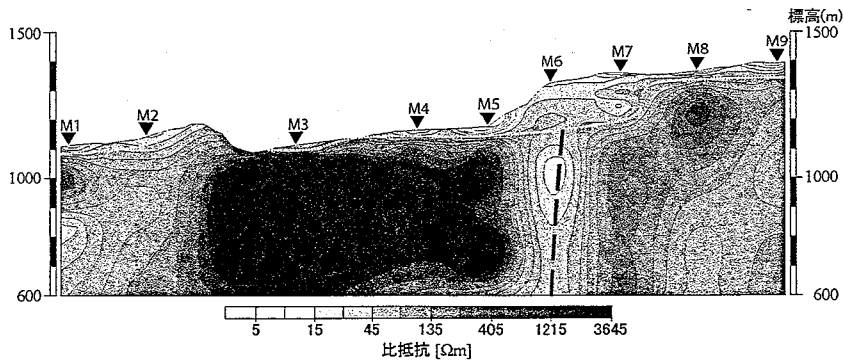


図3 CSAMT法における解析結果(測線A)

で、様々な深度までの ρ_a を得ることが出来る。図5aにシュランベルジャー法による見掛け比抵抗の測定結果を示す。データ解析では、CSAMT法と同様に水平多層構造を仮定して深度方向の比抵抗分布を求める1次元解析を適用した。解析結果を図5bに示す。

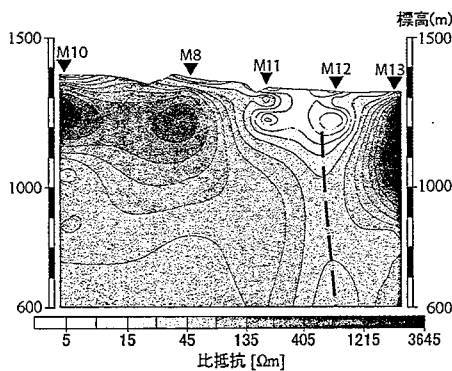


図5 CSAMT法における解析結果(測線B)

3 検討

本調査地域の地質は、原山ほか(2000)において詳細に踏査されていることから、探査結果の地質との比較検証はこれをもっておこなうこととした。

3.1 CSAMT法

測線Aでは、地表から数m~約160mの厚さで数十 Ωm までの低い比抵抗値を示した。これは地質分布から鳶泥を主体とする岩層なだれ堆積物と推定される。最も厚い約160mの層厚を示したのは、M6、7付近で、鳶崩れにおける土石流扇状地の中央に相当する。M3~5までに見られる表層付近からの高い比抵抗値は測点が谷地形の底部に位置するため鳶泥が2次的に侵食された結果で、基盤岩である花崗岩類の反応を捉えたものと推定できる。M1、2、8、9の深部は、上記よりも相対的に低比抵抗であるためマイロナイト化した基盤岩や火山岩の存在が示唆された。測線Bでは、数十 Ωm までの低比抵抗を示す地表からの領域がM12付近において300m近い深さまでに達している。これは鳶崩れ以前の崩壊土砂を含む可能性があることと、後述する跡津川断層の破碎帯における帯水状態を示唆するものと考えられる。測線Bは鳶崩れの土石流扇状地を横断する測線であるため、全体的に低比抵抗域は2、30mまでの層厚を持ち、M11、12では後述するシュランベルジャー

一法の結果からも少なくとも約60m、おそらく100mにまで達していると考えられる。

跡津川断層の断層面については、M12の深部に続く低比抵抗のほか、M6の深部まで認められる比較的低比抵抗な領域も断層破碎帯として捉えられたと考える。これらは有峰トンネルの露頭からの延長方向に相当し、断層は少なくとも約1.6km北東まで到達していることが推定された。

3.2 シュランベルジャー法

シュランベルジャー法による探査は、CSAMT法におけるM11測点の近くで実施したことから相互に結果を検証することが出来る。本探査結果の特徴は、地表から26.9~60.5mの深さに非常に低比抵抗な層が存在し、その下層が高比抵抗を示すことにある。このことは崩壊土砂中の帯水層を、下層は基盤岩が不透水層として作用していることを示唆している。即ち、地表から60.5mまでの深さが岩層なだれ堆積物に相当すると考えられる。

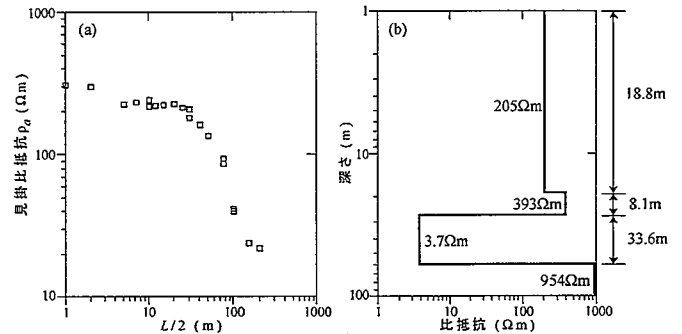


図5 (a) シュランベルジャー法による探査結果 (b) 1次元解析により求められた比抵抗深度分布

4 まとめ

総じて鳶泥を代表する崩壊土砂は、調査地域においては、M6、7、11、12付近を中心として堆積し、最大厚、約160mに達することが推定された。また、跡津川断層は、断層破碎帯を示唆する、深部に続く鉛直方向の低比抵抗体の存在から、地質図の記載よりも約1.6km延長されることが推定された。

参考文献

- 原山 智・高橋 浩・中野 俊・荻谷愛彦・駒澤正夫 (2000): 立山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 218p.
- 町田 洋 (1962): 荒廃河川における浸食過程—常願寺川の場合—, 地理評, 35, p.157-174.
- Ouchi, S. and Mizuyama, T. (1989): Volume and movement of Tombi Landslide in 1958, Japan. Trans. Japan. Geomorph. Union, 10, p.27-51.
- Cagniard, L. (1953): Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical. prospecting, Geophysics, 18, pp.605-635.