HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	有珠山頂カルデラ西部での電気探査 : 2000年有珠山噴火に伴ってカルデラ内にできた断層群周辺の地下構造
Author(s)	茂木, 透; MOGI, Toru; 橋本, 武志 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 68, 233-241
Issue Date	2005-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.68.233
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14373
Type	departmental bulletin paper
File Information	68_p233-241.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 68, March 2005, pp. 233−241

有珠山頂カルデラ西部での電気探査 −2000年有珠火山噴火に伴ってカルデラ内にできた断層群周辺の地下構造−

茂木　透・橋本　武志
北海道大学大学院理学研究科付属地震火山研究観測センター

(平成17年1月18日受理)

Electrical Resistivity Survey at the Western Part of Usu Summit Caldera −Subsurface Structure of Faults Developed at the 2000 Usu Volcano Eruption−

Toru MOGI and Takeshi HASHIMOTO
Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science,
Hokkaido University

(Received January 18, 2005)

We carried out electrical resistivity surveys at the western part of Usu summit caldera where many faults developed associating with the 2000 eruption. The faults were found at 30th March, one day before the eruption, and formed resulting in magma ascending just beneath the western part of caldera. A small graben was appeared between a pair of two parallel normal faults in this area. Two survey lines were set across these faults.

We measured apparent resistivity of both the Wenner type electrode array and the Eltran array along the survey line at a number of electrode spacing, and made smoothness constrained inversion using both data to obtain the resistivity structure.

The resistivity structure revealed the distribution of the resistive Somma Lava layer and the conductive its weathered layer, which is underlain by the resistive recent volcanic ash and secondary sediments layer distributing at the surface. A conductive zone is appeared at the deeper part of fault zone. This may be an alteration zone formed by a thermal water circulation developed around a magma chamber. The resistive surface sediments layer is relatively thicker at the graben, and this means that the faults appeared in the weak zone formed at older time.

I. はじめに

有珠火山2000年噴火の際，全山にわたり大きな地殻変動が起こった．それにより，多数の断層

が生じた．3月31日の噴火の1日前には，洞爺湖温泉や壮瞥温泉地域の北麓や山頂部の北屏風山北側斜面や小有珠西側に現れた．噴火の直前からは火口ができた西山西麓を中心に多くの断層が生じた．それらの詳細な分布や発達状況は広瀬・他(2002)や三浦・新井田(2002)等で報告されている．

有珠山頂部での比抵抗調査は，1977年の噴火後から繰り返して行われた渡辺・他(1984)によるダイポール・ダイポール法による電気探査があり，有珠新山直下の高温デイサイトマグマ溜りを検出するとともに，噴火中の水蒸気・マグマ水蒸気爆発や浅部地熱活動に伴う見掛け比抵抗の変化を検出している．また，Ballestracci and Nishida(1987)は山頂カルデラ内AMT (Audiomagnetotelluric) 探査を行い，地下2－3 kmまでの比抵抗構造を求め，地温分布と比較することにより，カルデラ内に発達した熱水対流系の構造を推定している．さらに深部については，Ogawa et al.(1998)により有珠山頂部を北東～南西に横切る断面についてMT法による比抵抗構造が得られており，外輪溶岩（有珠外輪山溶岩）やその下位の第三紀層の分布を推定し，また，山頂直下に1 kmに1977年噴火のときの貫入マグマを推定している．これらの比抵抗調査は，火山体の深部構造を目標として行われたものであり，浅部での新期溶岩の分布や個々の断層の地下構造についてはあまり調べられていない．

著者らは，2003年夏および秋に有珠カルデラ内の小有珠西側にできた断層を横切る測線において高密度比抵抗法電気探査を行った．本報告では，その結果を基にその地域の新期溶岩の分布や噴火に伴って生じた断層の地下構造について議論する．

II．カルデラ内の断層

2000年噴火に伴って有珠山頂カルデラの西部にできた断層の分布は，広瀬・他(2002)で詳しく調べられ，Fig. 1のような分布が明らかになっている．観察の記録(中田，2001，宇井・他，2002)によると，まず，3月30日に北屏風山西尾根からカルデラ西部の小有珠西側～西山にかけて多くの断層が航空機からの観察により発見された．その後，洞爺湖温泉や壮瞥温泉付近等の山麓部での断層群の発見が続いた．従って，本研究で対象となった山頂カルデラ西部，小有珠西側の断層は最も初期に生じたものであり，マグマが最初に山頂部直下に上昇して来たときに発生したものと考えられる（中田，2001）．このカルデラ西部を中心とする隆起膨張はGPS観測や測角，水準測量により捉えられ（森・宇井，2001），これらの観測データから変動源の深さは2～3 km，山体膨張体積は約5～6千万立方メートルと推定されており，また，その変動と同期して生じた広域におよぶ収縮が捉えられたことから，この時期に山頂西部の地下に深部からのマグマの貫入があったと考えられている（渡辺，2003）．

広瀬・他(2002)によると小有珠西側にできた断層は2系統あり，ひとつはカルデラ壁沿いに北東～南西方向の走向を持つものであり，もうひとつは，それと斜交する西北西～東南東方向のものである．それらは，連続しているようにも見える．それぞれ2本の断層が平行しており，北側の断層は南落ちの正断層，南側の断層は北落ちの正断層であるから，それらの間が落ち込んだも

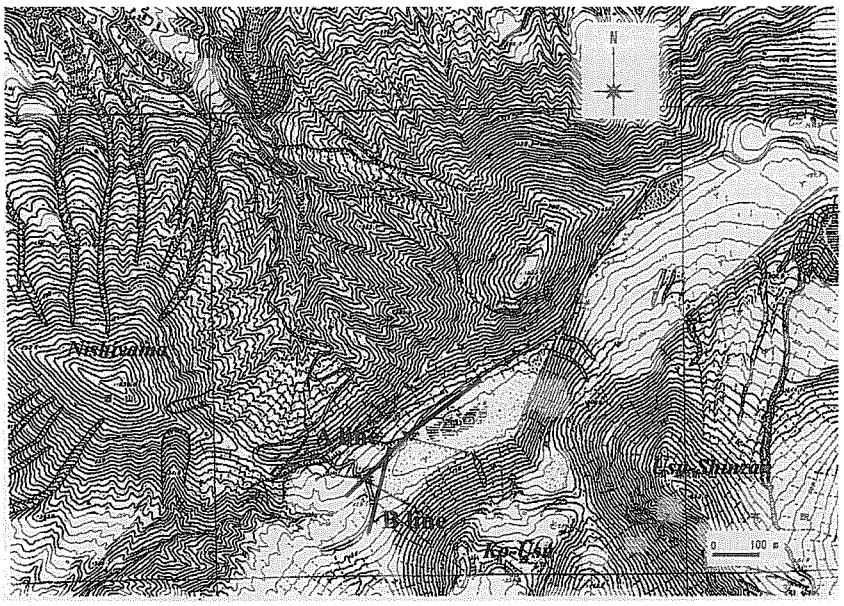


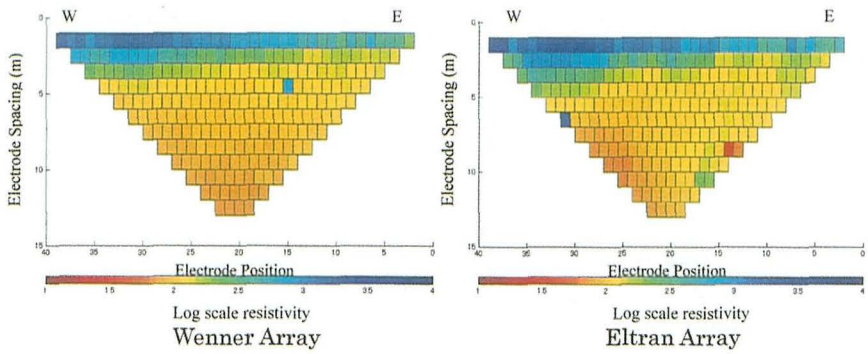
Fig. 1. Distribution of faults at the western part of summit caldera (Ko-Usu Nishiyama area) and electrical resistivity survey lines (after Hirose et al., 2002 and added the survey lines).

のと考えることができる．断層の垂直変位量は 0.5 m 程度である．北屏風山西尾根にできた断裂は，1977 年の噴火の際にも認められた北屏風山断層とほぼ同じ位置であるのに対して，これらの断裂は 1977 年の噴火の際には見られなかったものであり（Katsui et al., 1985），2000 年噴火に伴う変動で発見されたものと考えられる．

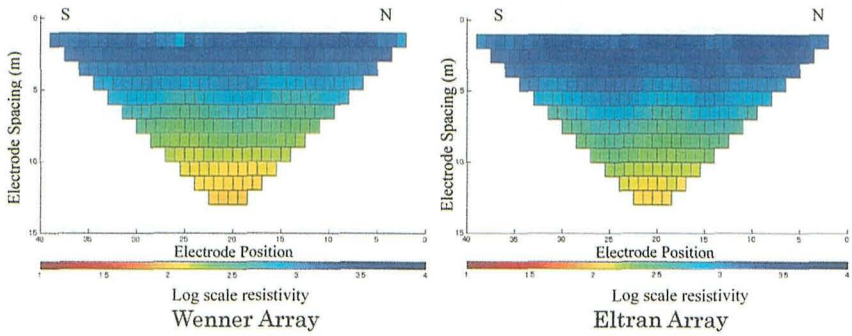
III. 高密度電気探査

高密度電気探査は，測線沿いに電極を等間隔にならべ，様々な電極間隔で 4 極からなる電極系を移動し，各地点で深度方向の探査範囲の異なる見掛け比抵抗を測定する．この探査では，外側 2 極を電流電極，内側 2 極を電位電極とする等間隔ウェンナー電極配列と，片側 2 極ずつ電流電極と電位電極とする等間隔エルトラン電極配列を用いた．一般に，ウェンナー電極配列は水平状に広がる低比抵抗構造に対してよい感度のレスポンスが得られ，一方，エルトラン電極配列では垂直状に伸びる低比抵抗構造に感度がよいので(物理探査学会, 1987)，両方の電極配列で測定し，両方の見掛け比抵抗を用いてジョイントインバージョンを行うことにより正しい比抵抗構造が得られる．

測定には，千葉電子研究所製の高密度電気探査装置を用いた．この装置は，主として電流制御部と電極配列制御部からなる．電流制御部は適当な周期（通常は 1/4 秒）の交替直流として電流を電極に流す．電極配列制御部は，ウェンナー，エルトラン配列の選択，電極系の位置や間隔の選択等を予めプログラムされたパソコンからの命令に基づいて行い，また，測定データ(電流値，



(a) Apparent resistivity of the A line.



(b) Apparent resistivity of the B line.

Fig. 2. Apparent resistivity section along the survey line.

電位差)をアナログ出力する．パソコンからの命令はフォトカプラーにより行われており，また，出力データはA/Dコンバータにより波形データとしてパソコンに取り込まれる．パソコンでは1周期毎の電流値，電位差から見掛け比抵抗を求め，通常3ないし5周期のデータにより測定値の安定性をチェックし，安定性に問題がなければそれらの平均値を測定値として採用する．

記録された，電位差と電流値に電極配列により決まる係数を掛け，見掛け比抵抗が算出される．見掛け比抵抗は，各電極系の位置，間隔毎に求められる．その見掛け比抵抗値から2次元比抵抗構造(深度方向と測線方向に比抵抗が変化する構造)を求める際には，ABIC最小化法による最適平滑化拘束の2次元インバージョン（内田，1993）を用いた．この方法は，有限要素法による比抵抗構造のモデル計算結果を最小2乗法により測定値と適合するように構造を修正するものであるが，構造の修正過程において計算を安定させるために構造に平滑化制約を加えている．最適な平滑化を得る基準として，ABIC（Akaike's Bayesian Information Criterion）を用い，それが最小になる場合を最適解とする．

電気探査の測線の位置は，Fig. 1の断層分布図に重ねて示した．ほぼカルデラ壁沿いのA測線は10 m間隔で40本の電極を並べたので測線長は390 mであり，東側から250 mと350 mの所

で断層を横切る．B 測線は 5 m 間隔で電極を 40 本並べたので測線長 195 m であり，北側から 90 m の所で断層を横切っている．

IV. 比 抵 抗 構 造

探査の結果得られた見掛け比抵抗分布を Fig. 2 に示す．この図では，横軸は 4 本の電極系の中心位置，縦軸は電極間隔として，それぞれの位置に見掛け比抵抗値をプロットした．Fig. 2(a)に示した A 測線の結果では，電極間隔 20 m 以下では数百 Ωm 以上の高比抵抗のところが多いが，それより広くなると急激に小さくなり，電極間隔 100 m 以上では数十 Ωm 以下になる．ウェンナー

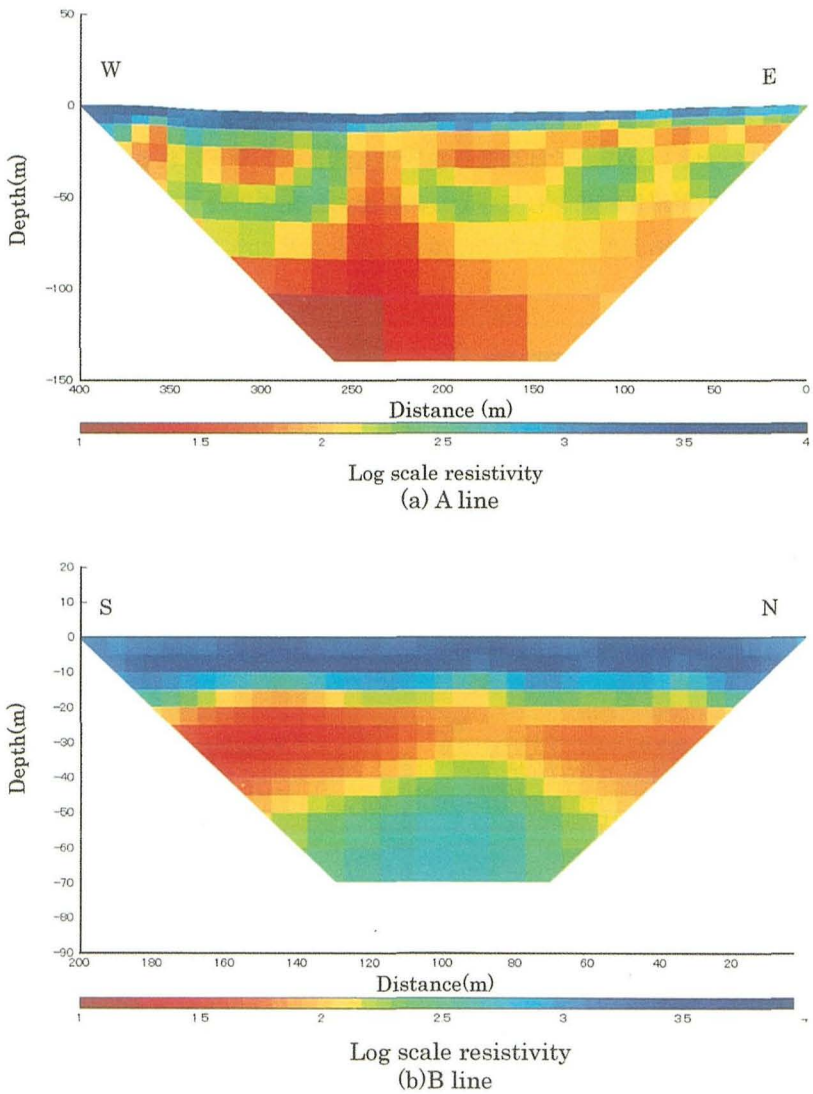


Fig. 3. Two dimensional resistivity structure.

電極配列では，電極間隔が広くなるにしたがって低比抵抗になる傾向が見られる．エルトラン電極配列でも，同じように広くなるほど小さくなる傾向にあるが，西側が特に小さくなる傾向が見られる．見掛け比抵抗が周囲と極端に違うところが数箇所見られるが，それは測定の際のエラーである．Fig. 2(b)に示したB測線の結果でも，A測線と同様に電極間隔が小さいところで高見掛け比抵抗であり，電極間隔が大きくなるほど低見掛け比抵抗になる．電極間隔25 m以上で，エルトラン電極配列では中央部に周囲より低見掛け比抵抗である領域が見られるが，ウェンナー配列では中央部を挟む両側で見掛け比抵抗が低くなる特徴的な分布が見られ，この付近に垂直方向に伸びた構造があることが，この分布からも予想できる．

このような見掛け比抵抗値を基に2次元インバージョンを行った結果，得られたそれぞれの測線に沿う断面の比抵抗構造をFig. 3に示した．また，Fig. 4には，測定した見掛け比抵抗値と，インバージョンの結果得られた比抵抗構造モデルに対する見掛け比抵抗値との差を相対誤差の値として示した．どの結果も電極間隔2位までの範囲では誤差が比較的大きい．これは，地表付近等の地層の不均質性が大きいところでは比抵抗の変化も大きいと考えられるが，インバージョンにおいては比抵抗構造の平滑化制約をしているためにその変化を再現できず差が大きくなっていると考えられる．電極間隔の大きいところでは誤差はほとんど10%(0.1)以下である．

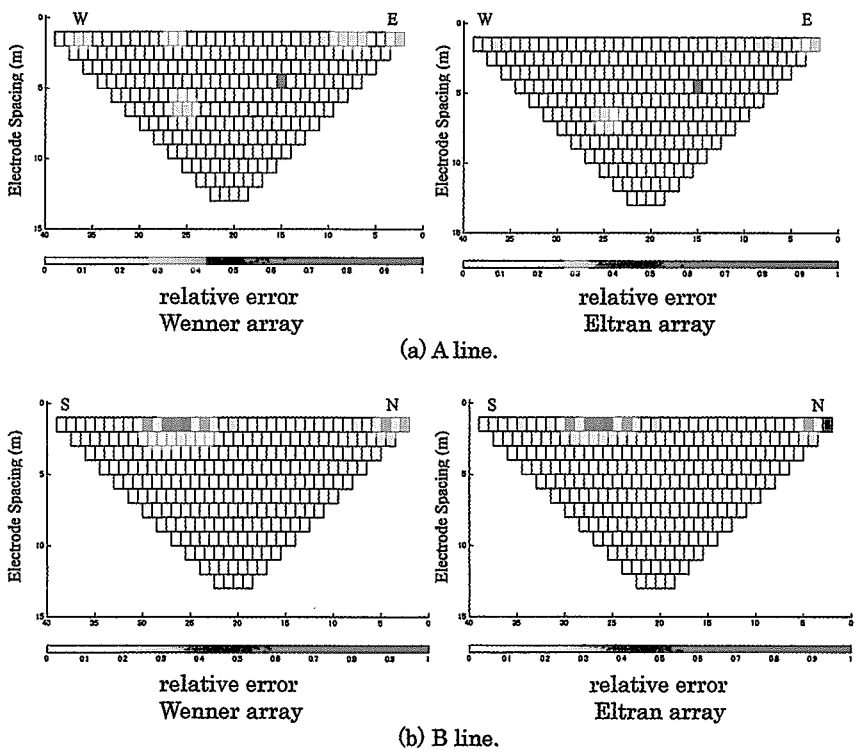


Fig. 4. Difference between measured apparent resistivity and computed apparent resistivity for the resistivity structure model.

Fig. 3(a)に示したA測線の結果では，電極間隔10 mで最大電極間隔120 mまで測定しているが，感度があると考えられる深度140 mまでの比抵抗構造を表した．比抵抗構造は，深度10 m位まで数百～数千Ωmの高比抵抗層が広がっており，この層は水で飽和されていない新しい火山灰や二次堆積物であろう．この層は，東側で浅くなる傾向が見られる．測線250 m地点より東側では，その下に100 Ωm以下の厚さ20～30 mの低比抵抗層がみられ，150 m地点より西では厚くなる傾向が見られる．その下の深さ60 mまでには数百Ωm以上の高比抵抗層が分布する．250 m地点より西側ではこの高比抵抗層が浅部から深さ60～80 m位まで分布しており，外輪溶岩と考えられる．それより深部は，100 Ωm以下の低比抵抗層が分布しており，有珠山麓での掘削孔のデータ（大島・他，1999）を参考にすると，それは外輪溶岩の下に分布する洞爺パミス層であると推定される．比抵抗が急激に変わっているのでこの深度に地下水面があると考えることもできる．

外輪溶岩と考えられる高比抵抗層は，その上面の深さが250 m地点を境に異なっている．この層の上部に見られる低比抵抗層は，溶岩層の中で風化の進んだ部分と考えることができる．西側ではその低比抵抗層の上に高比抵抗層が見られるが，この層は，以前そこが低くなっていて地表の堆積物が厚く堆積していたと考えることもできるし．また，風化を受けなかったさらに新しい溶岩である可能性もあり，その場合，1663年噴火で噴出した小有珠溶岩の一部と考えることもできる．しかし，ここでは，今回の噴火でも250 m付近と350 m付近の2本のほぼ平行な正断層（前者が東落ち，後者が西落ち）によりグラーベンが形成されているが，このような構造が以前から存在していたと考えられる．

その高比抵抗層の厚さが変化する200～250 m地点の間は，周囲に比べ明らかに深部まで低比抵抗である．また，250 m地点は，2000年噴火でできた断層の位置に相当している．従って，この低比抵抗ゾーンは断層と関係して形成されていると考えられる．このような数十Ωm以下の低比抵抗ゾーンは熱水等により変質が進んでいるゾーンと考えることもできる．測線の端で不明確ではあるが，350 m地点でも低比抵抗ゾーンが存在する可能性があり，ここも2000年噴火で断層ができた地点に相当している．このようなゾーンが弱線となっていて，マグマの上昇に伴う地殻変動を起こす場所になっていると考えられる．

Fig. 3(b)に示したB測線では，電極間隔が5 mであったので比抵抗構造は，A測線の半分の深度70 mまで表した．ここでは深さ15 mまでの表層は数千Ωm以上の高比抵抗層であり，不飽和の火山灰や二次堆積層と考えられる．15 m以下では，90 m地点より北側では数百Ωm以上の高比抵抗層があるのに対して，100 m地点より南側では数百Ωm以下の低比抵抗層が分布する．その下位の層も北側では数百Ωm位の層が分布するのに対して，南側は100 Ωm以下の低比抵抗層が分布する．90 m付近のそれらの境界では，周囲に比べ比抵抗の大きいゾーンがあり，深部に広がっている．この高比抵抗層はA測線でも見られた高比抵抗層と連続するもので，外輪溶岩と考えられる．その上の低比抵抗層はその風化層と考えているが，北側と南側でその度合いが違う可能性がある．また，北側はその上に薄い高比抵抗層があり，A測線でのグラーベンの中と同様に，堆積物が厚いか新しい小有珠溶岩が分布するかどちらかの可能性が考えられる．

V. 議 論

本研究で探査を行った小有珠西側にできた断層は，地表の断層としては1977年の噴火の際は発見されておらず，2000年噴火の際に発見されたものである．この断層は，それ以前から地下構造としては熱水等による変質が進んでいるゾーンが存在し，そこに形成されたものと考えることもできるし，噴火の際にできた断層に沿って熱水が上がってきたために，その後低比抵抗ゾーンが形成されたという可能性もある．探査を行った時期は噴火から3年以上経過しているので，短い期間で変質が進む条件があれば，この可能性もあるだろう．しかし，地表付近の周囲より厚い高比抵抗層を火山灰や堆積層と解釈すれば，そこは以前から地形的に低地であったことになり，今回と同様の断層が以前から存在していたものと考えられる．

1977年の噴火では，マグマは有珠新山の直下に上昇したと推定されており，有珠新山，オガリ山，大有珠を囲む北東に開いたU字上の断層が出現した（Katsui et al., 1985）．また，小有珠の南側や屏風山西尾根にも断層が出現している．Ballestracci and Nishida（1987）では，この断層の比抵抗構造をAMTにより調べており，その結果によると，断層の地下は周囲に比べ高比抵抗になっていることを示している．彼らは，高比抵抗の解釈として高温の乾いた蒸気が分布するゾーンと考えている．一方，渡辺・他（1984）は，ダイポール－ダイポール法電気探査により銀沼火口から有珠新山をとおり第4火口までの比抵抗構造を示しているが，それによると1977年噴火の際に現れた有珠新山断層帯では低比抵抗帯が広がっている．ここは1977年から1982年まで続いて噴火の噴火口のあったところであり，また，観測も噴火中の期間に行われているので，低比抵抗の理由をマグマの貫入と考えている．噴火から10年以上経って行われたOgawa et al.（1998）でも，有珠新山直下の低比抵抗構造はみられる．このように，火山山頂部に噴火に伴ってできた断層は，マグマの貫入による地殻変動により生成され，その深部は流体の通り道になっていると考えられる．その構造を調べることにより，マグマの貫入やその周辺の熱水系の発達状態が推定できるであろう．

本探査のような浅部でも断層の下部には熱水が上がってきていると考えられ，火山の山頂地域に噴火に伴って形成される断層は，その通路となっていると考えられる．

VI. ま と め

2000年有珠火山噴火の際，山頂カルデラの西部にできた断層の付近の地下構造について調べた結果，以前から存在した断層が，直下にマグマが上昇して来たことにより再活動した可能性があることを示した．その深部には熱水の上昇も推定され，このような断層が熱水の通路になっていると考えられる．このような地下構造を明らかにすることにより，噴火の際の地殻変動が生じる地点の予測や地下流体の循環過程を推定することができるものと考えられる．高密度電気探査は，比抵抗構造を断面として表現できるので，断層による地層の連続性の変化を議論するために有用なデータを提供できる．電極間隔を変えることにより，構造の分解能や可探深度を自由に変えら

れるので，対象となる構造のスケールに応じて適当に設定することが重要である．

謝辞　本論文で報告したA測線での電気探査は，学生実習として行われたものであり，当時北海道大学理学部3年生として実習に参加した佐藤流君，高雄文仁君，鈴木健太君，江頭亮太君とティーチングアシスタントとして参加した北海道大学大学院理学研究科大学院生・山谷祐介氏との協力により行われた．記して感謝の意を表します．

文　献

Ballestracci, R and Y. Nishida, 1987. Fracturing associated with the 1977−1978 eruption of Usu Volcano, North Japan, as revealed by geophysical measurement, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **34**, 107−121.

物理探査学会，1982．土木地質調査における比抵抗法電気探査の調査計画に関する要綱，物理探鉱，**35**，45−64．

広瀬亘・田近淳・遠藤祐司・野呂田晋・八幡正弘・垣原康之・石丸聡・宝田晋治・川辺禎久・風早康平・吉本充宏，2002．有珠山2000年噴火の経過−特に降灰調査，噴煙遠望観測，地表変形，火口分布および亀裂について−，道立地質研報告，**73**，1−50．

中田節也，2001．有珠山2000年噴火の推移，東京大学地震研究所彙報，**76**，203−214．

Katsui, Y., H. Komuro and T. Uda, 1985. Development of faults and growth of Usu-Shinzan cryptodome in 1977−1982 at Usu Volcano, North Japan, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, **21**, 339−362.

三浦大助・新井田清信，2002．有珠火山2000年噴火における岩脈貫入過程と潜在ドームの形成メカニズム，火山，**47**，119−130．

Ogawa, Y., N. Matsushima, H. Ohshima, S. Takakura, M. Utsugi, K. Hirano, M. Igarashi and T. Doi, 1998. A resistivity cross-section of Usu volcano, Hokkaido Japan, by audiomagnetotellurics soundings., *Earth Planets and Space*, **50**, 339−346.

大島弘光・松島喜雄，1999．有珠山浅部の水環境−既存資料の解析−，北海道大学地球物理研究報告，**62**，79−97．

内田利弘，1993．ABIC最小化法による最適平滑化拘束の比抵抗法2次元インバージョン，物理探査，**46**，105−119．

宇井忠英・中川光弘・稲葉千秋・吉本充宏・総合観測班地質グループ，2002．有珠山2000年噴火の推移，火山，**47**，105−118．

渡辺秀文・山下済・前川徳光，1984．有珠火山の電気探査，北大地球物理報告，**43**，31−40．

渡辺秀文，2003．最近の噴火活動と噴火予知（物理観測の立場から），火山，**48**，87−94．