

全国主要活火山の集中総合観測

第3回草津白根山の集中総合観測報告書

(平成4年9月～11月)

Joint Observation of Kusatsu-Shirane Volcano

(September - November, 1992)

平成8年5月



草津白根山全景 (1993年10月28日)

序文

平成4年度全国主要火山集中総合観測は第4次火山噴火予知5ヶ年計画に沿って草津白根山と阿蘇山の2火山で実施された。草津白根山の第1回集中総合観測は1976年の水釜噴火後に、第2回は1982・1983年の噴火後の1984年に実施され、今回は1989年の湯釜での微噴火を挟んで1992年9月から11月の期間を中心に行われた。今回の観測項目と参加機関は下表のとおりである。また、集中総合観測としての参加ではないが、国土地理院が草津白根山周辺に水準路線およびGPS観測点を新設し、また京都大学を中心として山体の構造を解析するためTDEM法を用いた比抵抗観測も行われた。これらの情報、観測結果についても本報告に含めた。

観測項目	参加機関
地震活動	東京大学地震研究所 名古屋大学
重力測量	北海道大学理学部 東北大学理学部 東京大学地震研究所
地殻変動（辺長測量）	東京大学地震研究所 東京工業大学草津白根火山観測所
地殻変動（GPS、水準測量）	国土地理院
熱測定	東京大学地震研究所 東京工業大学草津白根火山観測所 京都大学防災研究所
地球化学	東京工業大学草津白根火山観測所 広島大学理学部 東京大学海洋研究所
全磁力	気象庁柿岡地磁気観測所
比抵抗（TDEM）	京都大学理学部 九州大学工学部 北九州職業訓練短期大学 大谷大学 気象庁柿岡地磁気観測所 電力中央研究所 日本地殻調査（株）

今回の観測結果は以下のように要約された。

地震活動：火山性地震・微動の稠密観測によって得られたピーク周波数から、微動発生源を水蒸気と水からなる混合流体球として、水蒸気の重量比は0.40または0.00082と推定された。

重力：草津白根山および浅間山周辺では、1984年の観測と今回1992年の観測とで有意な重力変化は認められなかった。

辺長：1984年から1992年の間に、湯釜火口を取り囲む山頂部で北東-南西方向に0.67ppm/年の縮み、北-南東方向に0.62ppm/年の伸びが観測された。伸びの方向は1942年の割れ目火口列と一致する。

地殻変動：国土地理院によって、山頂周辺に水準点13点とGPS観測点7点が設置され、1回目の観測が行われた。

地熱活動：山頂湯釜火口周辺の熱異常域は、水釜北東方、湯釜北斜面、湯釜火口内の3ヶ所に限られ、それぞれの熱エネルギー放出量は12MW、14MW、20MWである。

山体構造：TDEM法により比抵抗構造が明らかにされた。草津白根山は全体的に低比抵抗であるが、本白根山周辺はやや比抵抗が高い。極端な底比抵抗分布から、湯釜の東側にマグマあるいは熱水の上昇ルートがあると想定された。

地球化学：火山ガス、湖沼水、温泉水の化学組成、湯釜火口の水位・水温・湖底の噴気活動などから1989年末から1992年にかけて草津白根山は活動的な状態にあったが、その後は静穏な状態に復しつつあることが明らかとなった。

ヘリウム同位体比は山頂からの距離と負の相関が、炭素同位体比は正の相関がある。両同位体比から、草津白根山周辺の火山ガスはマグマ性流体と地殻性流体の混合であることが明らかにされた。

全磁力：1990～1991年の全磁力変化は1976年観測開始以来最大で、1982-1983年噴火後の熱消磁に較べてもはるかに大きく、山体内で起こった変動が大規模であったと推察された。1989年9月～1991年9月までの全磁力変化量から熱消磁ダイポールモデルが提唱され、その位置は湯釜の北東、水釜の直下700mで、半径240mの球形域が完全に熱消磁したのと等価である。

序文を終わるにあたり、集中総合観測の推進にあたってこられた文部省学術国際局に感謝するとともに、観測調査にご協力をいただいた草津町、草津営林署、環境庁上信越国立公園管理事務所、群馬県吾妻林業事務所、陸上自衛隊第12師団など関係各位に厚く御礼申し上げます。

平成8年5月

東京工業大学 草津白根火山観測所 平林 順一

第3回草津白根山の集中総合観測 1992年9月～11月

目次

口絵

序文	平林 順一	
----------	-------	--

研究報告

1 草津白根山の最近の活動概略	平林 順一	1
2 草津白根山の地球化学的観測	平林 順一・大場 武	3
3 草津白根山における火山性地震・微動の 稠密観測	及川 純・井田 喜明・行田 紀也 辻 浩・山本 圭吾・藤田 英輔 羽生 毅・山岡 耕春・奥田 隆 金島 聡	13
4 草津白根山における辺長測量	竹田豊太郎・小山 悦郎・平林 順一 大場 武	27
5 草津白根山における火山変動測量観測点 の設置	多田 堯・中川 勝登・根本 盛行 平井 英明・佐野 伸明・真野 宏邦 田中 和之	31
6 草津白根山の赤外熱映像	鍵山 恒臣・平林 順一・大場 武 井口 正人	37
7 草津白根山・浅間山の重力精密測定	前川 徳光・植木 貞人・渡辺 秀文 大久保修平・沢田 宗久	45
8 草津白根山における全磁力観測	手塚 雅美・山崎 明・中谷 清 中島新三郎・小嶋美都子	53

9 草津白根山でのC SMTおよびTDEM

探査 桂 郁雄・川東 慶子・Djedi S.Widarto
西村 進・茂木 透・下泉 政志
西田 潤一・楠 建一郎・鈴木 浩一
藤光 康宏・城森 明・山本 哲也
山崎 明・田口 陽介

61

10 草津白根火山周辺の噴気および温泉ガス

中の炭素およびヘリウム同位体比 佐野 有司・平林 順一・大場 武
蒲生 俊敬

73

草津白根山の最近の活動状況

平林 順一

草津白根山は1982年10月から1983年12月の間に湯釜を中心として5回の噴火が発生した。この一連の噴火活動時には地震の群発や全磁力、火山ガスの温度・化学組成、湯釜湖水の水温・水位・化学組成などが大きく変化した。活動終息後は、時々地震の発生回数の増加が観測されたが、徐々に火山活動は低下に向かった。湯釜の水温や水位も1988年頃までには噴火前の状態に復した。しかし、1989年1月6日に湯釜北西部で噴火が発生した。活動は極めて小規模で、噴出物は火口縁を越えることはなかった。噴火直後、湯釜北西部の湖面は黒色に変色し、湖底の数ヶ所から火山ガスの噴出が認められた。翌7日も湯釜は同様な状態であったが、1月10日には湖面の黒色現象は認められなくなった。その後、湯釜をはじめ山頂部での表面活動は静穏であったが、1989年10月から地震が群発し、1992年9月頃までその発生頻度が高かった。地震の群発と時期を同じくして湯釜湖水中の塩化物イオン濃度が増加しはじめ、また山頂部の全磁力も変化をはじめると1989年末から草津白根山は活動期に入った。集中総合観測が実施された1992年9月から11月頃は、地震活動は静かになりつつあったが、湯釜湖水中の塩化物イオン濃度はこの時期が最も高かった。全磁力は1992年2月から5月にかけてやや低下したが、集中総合観測時は顕著な変化は観測されていない。

これらの観測結果から、集中総合観が実施された期間の草津白根山は、1989年末から始まった活動が休止あるいは終息に向かう転換期にあったと云える。

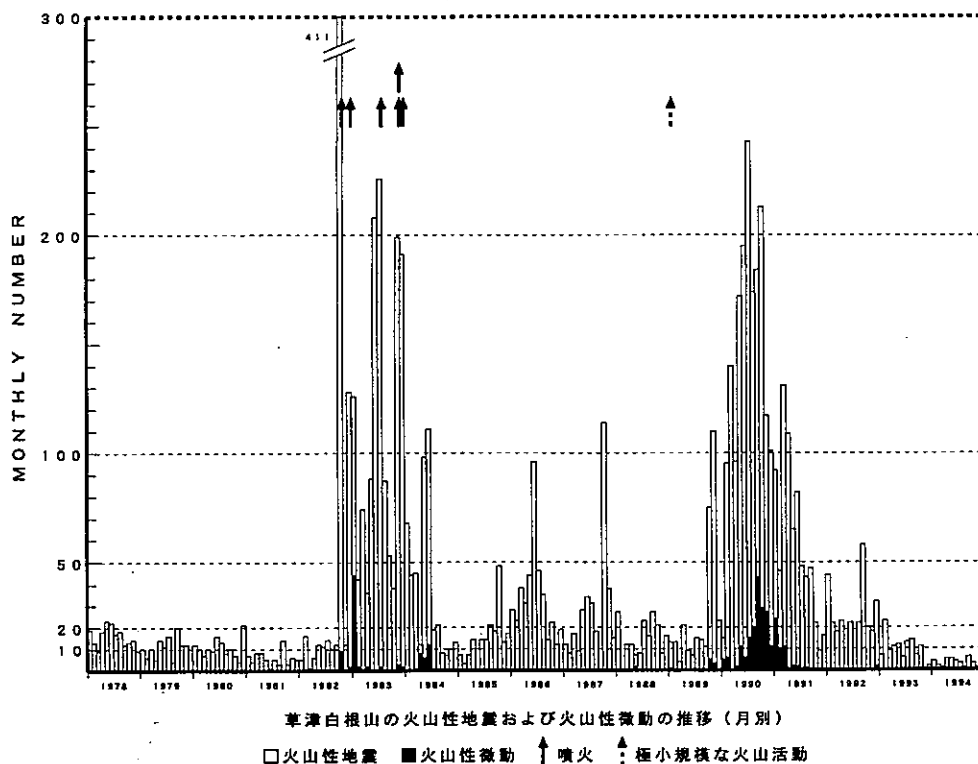


図1 草津白根山の地震活動（前橋地方気象台資料）

1. Name of the company		2. Date of the report		3. Name of the person responsible for the report		4. Name of the person who prepared the report		5. Name of the person who reviewed the report		6. Name of the person who approved the report		7. Name of the person who signed the report		8. Name of the person who issued the report		9. Name of the person who received the report		10. Name of the person who filed the report		11. Name of the person who stored the report		12. Name of the person who destroyed the report		13. Name of the person who disposed of the report		14. Name of the person who recycled the report		15. Name of the person who reused the report		16. Name of the person who repurposed the report		17. Name of the person who repackaged the report		18. Name of the person who repolished the report		19. Name of the person who repainted the report		20. Name of the person who repaired the report		21. Name of the person who replaced the report		22. Name of the person who reworked the report		23. Name of the person who rewrote the report		24. Name of the person who rethought the report		25. Name of the person who reimagined the report		26. Name of the person who reinvented the report		27. Name of the person who reformed the report		28. Name of the person who reorganized the report		29. Name of the person who restructured the report		30. Name of the person who reengineered the report		31. Name of the person who redesigned the report		32. Name of the person who rebuilt the report		33. Name of the person who reconstructed the report		34. Name of the person who recreated the report		35. Name of the person who reformulated the report		36. Name of the person who reformulated the report		37. Name of the person who reformulated the report		38. Name of the person who reformulated the report		39. Name of the person who reformulated the report		40. Name of the person who reformulated the report		41. Name of the person who reformulated the report		42. Name of the person who reformulated the report		43. Name of the person who reformulated the report		44. Name of the person who reformulated the report		45. Name of the person who reformulated the report		46. Name of the person who reformulated the report		47. Name of the person who reformulated the report		48. Name of the person who reformulated the report		49. Name of the person who reformulated the report		50. Name of the person who reformulated the report		51. Name of the person who reformulated the report		52. Name of the person who reformulated the report		53. Name of the person who reformulated the report		54. Name of the person who reformulated the report		55. Name of the person who reformulated the report		56. Name of the person who reformulated the report		57. Name of the person who reformulated the report		58. Name of the person who reformulated the report		59. Name of the person who reformulated the report		60. Name of the person who reformulated the report		61. Name of the person who reformulated the report		62. Name of the person who reformulated the report		63. Name of the person who reformulated the report		64. Name of the person who reformulated the report		65. Name of the person who reformulated the report		66. Name of the person who reformulated the report		67. Name of the person who reformulated the report		68. Name of the person who reformulated the report		69. Name of the person who reformulated the report		70. Name of the person who reformulated the report		71. Name of the person who reformulated the report		72. Name of the person who reformulated the report		73. Name of the person who reformulated the report		74. Name of the person who reformulated the report		75. Name of the person who reformulated the report		76. Name of the person who reformulated the report		77. Name of the person who reformulated the report		78. Name of the person who reformulated the report		79. Name of the person who reformulated the report		80. Name of the person who reformulated the report		81. Name of the person who reformulated the report		82. Name of the person who reformulated the report		83. Name of the person who reformulated the report		84. Name of the person who reformulated the report		85. Name of the person who reformulated the report		86. Name of the person who reformulated the report		87. Name of the person who reformulated the report		88. Name of the person who reformulated the report		89. Name of the person who reformulated the report		90. Name of the person who reformulated the report		91. Name of the person who reformulated the report		92. Name of the person who reformulated the report		93. Name of the person who reformulated the report		94. Name of the person who reformulated the report		95. Name of the person who reformulated the report		96. Name of the person who reformulated the report		97. Name of the person who reformulated the report		98. Name of the person who reformulated the report		99. Name of the person who reformulated the report		100. Name of the person who reformulated the report	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100																																																																																																				

草津白根山の地球化学的観測

東京工業大学 草津白根火山観測所 平林 順一・大場 武

1. はじめに

草津白根山の第3回集中総合観測は主に1992年9月から11月の期間に実施された。筆者らはこれまでの集中観測に引き続き火山ガスおよび温泉水、湖沼水などの地球化学的観測を担当し、それらの化学組成、同位体組成などについて調査研究を行った。草津白根火山観測所は、同火山において湯釜火口の水温、水位、電気伝導度、湖底の噴気活動をはじめ、1976年に噴火した水釜火口内の地温、中腹の殺生河原の地温、火山ガス濃度、山麓の草津湯畑および万代鉱温泉の水温などの観測設備を整備し、連続観測を実施している。また、連続観測の実施が困難な火山ガスや温泉水、湖沼水などの化学組成については定期観測も併せて実施している。本報では、1984年度実施された第2回集中総合観測以降の観測結果について報告する。尚、火山ガス中の炭素およびヘリウムの同位体組成についての観測結果は、本報告書に別掲した。

2. 火山ガス組成

草津白根山の山頂周辺には、多くの噴気ガスが噴出している。このうち湯釜北方の「北側噴気」、東山腹の「殺生河原」、西山腹の「万座空噴」の3噴気ガスについて1966年から定期観測を実施している。1976年水釜噴火の約1年前にこれら火山ガス中の二酸化硫黄と硫化水素の割合は、噴火の前兆現象の一つとして顕著に大きくなった。図1に1982年以降の両ガスの割合の変化を示したが、二酸化イオウと硫化水素との比は1982・1983年噴火の際には顕著な増大は認められなかった。しかし、北側噴気と万座空噴は1989年末から、殺生河原は1991年中旬から $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ 比が2～3倍大きくなった。また1993年7月はじめに富貴原の池付近で本白根山の山体でやや大きな火山性地震が発生したが、その後3噴気ガスとも大きな $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ 比が観測されるようになった。1993年の7月の地震直後、湯釜北西部で湖面が黒色に変化する現象が認められており、この地震が地下マグマの変化を現しており、これによって火山ガス組成に変化が見られたとも考えられる。1982年以降の殺生河原、万座空噴の噴気ガス温度は約95℃でほとんど変化が認められない。これに較べ北側噴気の温度は1983年11月13日噴火の2週間前に約10℃上昇し、それ以後沢水による冷却などの影響を受けて若干の変動はあるものの現在まで大きな変化はなく101℃～105℃の範囲にある。

図2に北側噴気ガス中の硫化水素濃度の変化を示した。 H_2S 濃度は、1976年水釜噴火、1982・1983年湯釜噴火発生前に約10%程度まで低下することが明らかである。1982・1983年噴火後 H_2S 濃度は増加に転じ、1988年には約25%となった。しかし、1989年1月6日の湯釜北西部での噴火前にその濃度は減少したが、噴火が極めて小規模であったため、減少率も小さく H_2S 濃度はすぐに回復した。その後、1989年末から H_2S 濃度は再び急激に減少をはじ

め 1990 年末には約 13 % となり、噴火が危惧されが 1991 年 3 月頃から濃度は増加に転じた。この傾向は 1993 年末現在まで続きその濃度は約 25 % で、直ちに噴火発生に至らないであろうと思われる。

北側噴気ガス中の水素濃度は、噴気温度と同様に 1983 年 11 月 13 日の噴火の約 2 週間前から 2 倍に増加し、アルカリ溶液に吸収されない残留ガス（R ガス）中の濃度が 0.1 % を越えるようになった。その後も H_2 ガス濃度は時々著しく小さくなることもあるが、ほとんどが 0.1 ~ 0.15 % の間である。しかし、1983 年 ~ 1993 年の間の H_2 濃度は徐々にではあるが減少傾向にあるような変化をしている（図 3）。

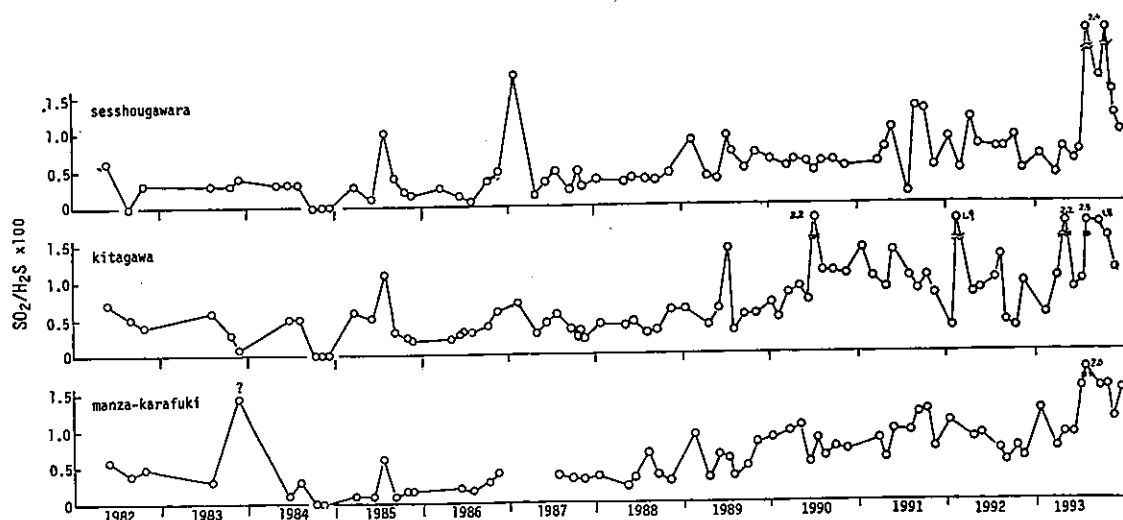


図1 山頂周辺の噴気ガスの二酸化硫黄と硫化水素の割合の変化

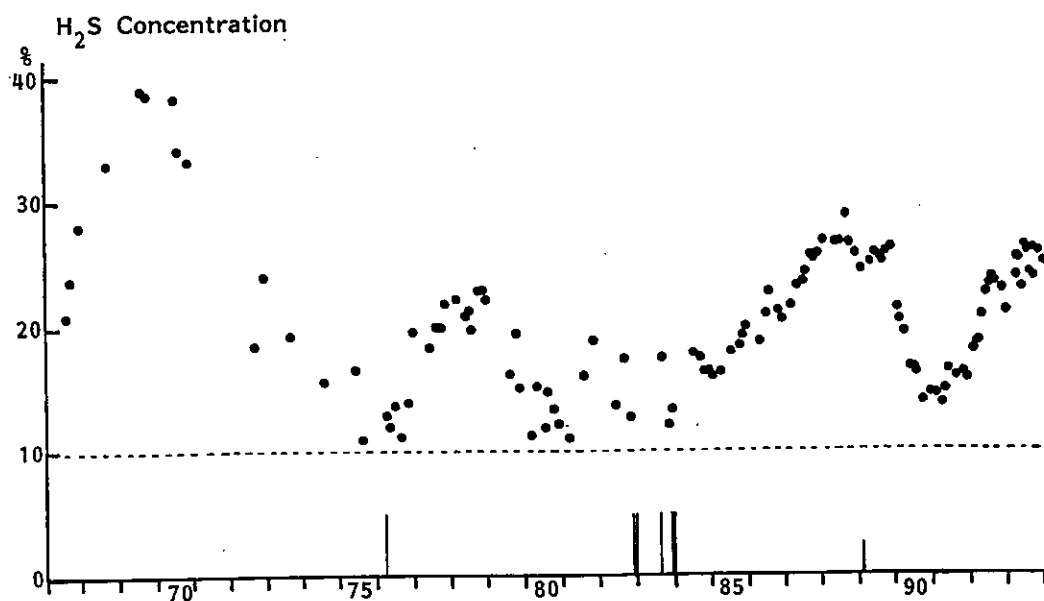


図2 北側噴気ガス中の硫化水素濃度の変化 (dry gas base)

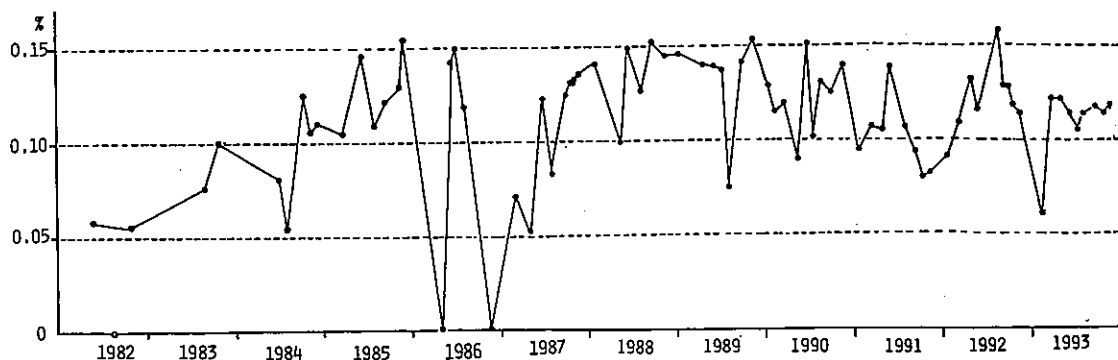


図3 北側噴気ガス中の水素濃度変化 (R-gas base)

3. 湯釜の水温、水位、化学組成

山頂の湯釜火口はその湖底の数ヶ所から SO_2 に富む火山ガスが噴出しており、また湖底の一部には約 120°C の熔融イオウが存在するなど現在の草津白根山で最も活動的な場所である。その湖水はマグマからの揮発性成分を蓄積保存していおり、湖水の化学組成は火山活動の変化を反映している。最近では、1982 - 1983 年噴火時に湯釜火口の水温、水位、水質は活動と密接に関連して変化した（小坂ほか、1985）。湖水の水温は 1982 年 10 月 26 日の噴火直後に、湖底からの熱水、火山ガス供給量の増加によって約 35°C 上昇し 55°C となったが、火山活動の沈静化により湖底に開口した火口から湖水が地下へ逆流しはじめると水温は急激にさがった。

図 4 に 1982 年～1993 年の間の水温の変化を示した。1983 年 12 月 21 日の噴火以後の最高水温は、1984 年～1986 年の間は約 25°C 、1987 年～1988 年が約 22°C で 1987 年頃までに季節変化を繰り返しながら通常の水温となった（東京工業大学、1991）。しかし、1990 年の最高温度は 26.8°C 、1991 年は 26.5°C 、1992 年は 25.8°C とこの間の水温は高く、気温の影響を除いても、それ以前に較べ明らかに水温が約 $1 \sim 2^\circ\text{C}$ 高い。このことは 1990 年頃から湖底からの熱水等の供給量が増加したと考えられる。1993 年には通常の水温に復し、熱水供給量は低下したと思われる。

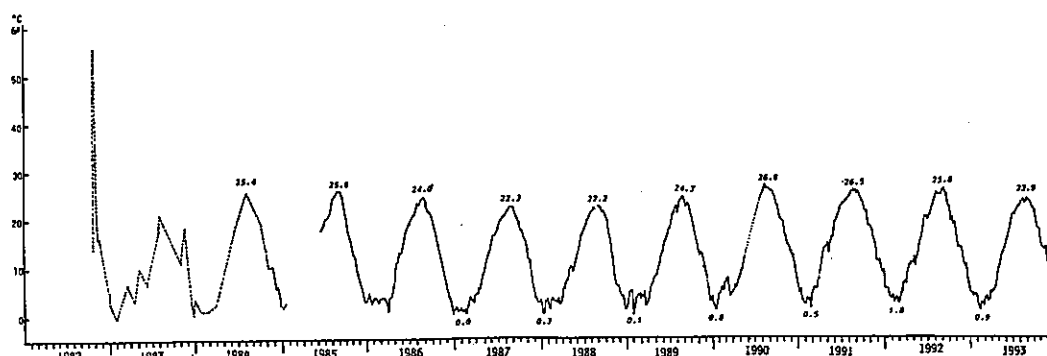


図4 湯釜湖水の水温変化

湖水の水位は1982-1983年噴火時に大きく変動した（小坂ほか、1985）。1982年10月26日の噴火後、湖底に開口した火口からの湖水の逆流によって急速な水位低下が始まり、1983年はじめには噴火前に比べて約9 m 水位が下がった。水位は水温と同様に1983年の活動終了後、季節変化を繰り返しながら徐々に回復し、1988年にはほぼ噴火前の水位となった（東京工業大学、1991）。その後の水位には融雪期から水位が高くなりはじめ、秋からに水位が下がり始める季節変化以外には特に大きな変化は認められていない（図5）。

湖水中の溶存成分濃度も1982-1983年の噴火時に大きく変動した。特にカルシウムや硫酸

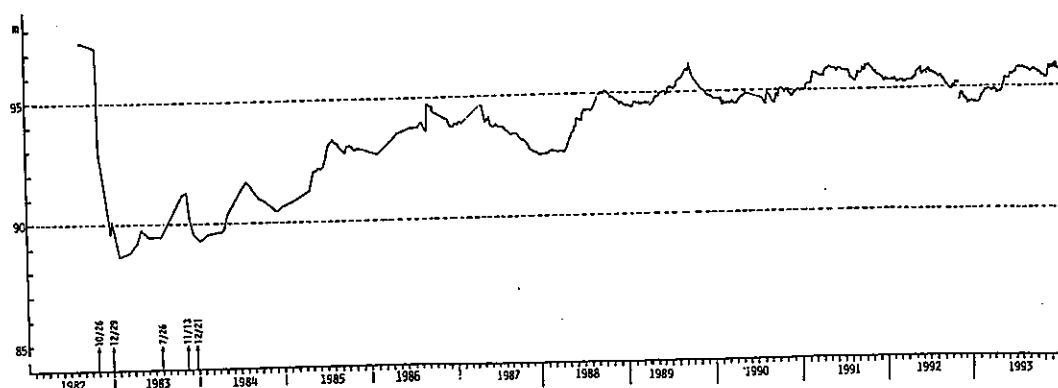


図5 湯釜の水位変化

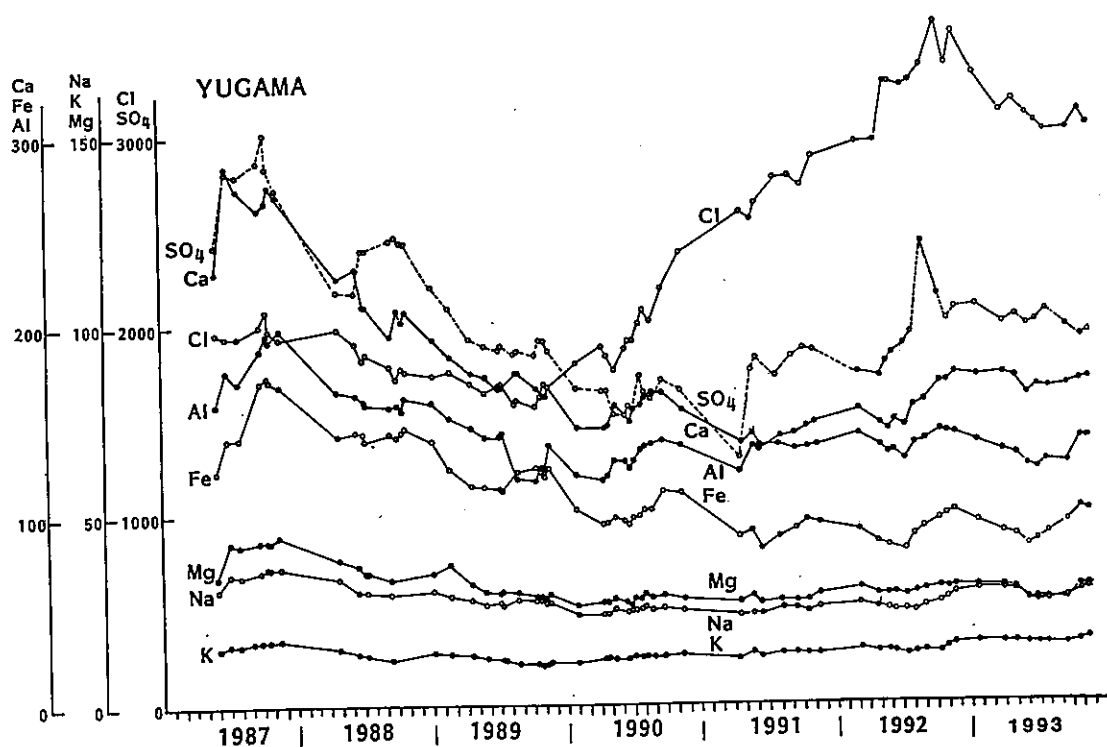


図6 湯釜湖水の水質の変化

イオンの変動が大きかった（小坂ほか，1985）。湖水の水温、水位がほぼ 1982・1983 年の噴火前の状態に復した 1987 年以降の溶存成分含有量の変化を図 6 に示した。1987・1989 年の間、各溶存成分の濃度は季節変化を繰り返しながら徐々に低下したが、1989 年末から塩化物イオン濃度が、1991 年から硫酸イオン濃度が高くなりはじめ、1992 年に Cl^- は 1,700 mg/l から 3,700 mg/l と約 2 倍に、 SO_4^{2-} は 1,500 mg/l から 2,500 mg/l と約 1.6 倍増加した。 Cl^- 濃度は 1993 年には約 3,000 mg/l まで低下し、 SO_4^{2-} 濃度も約 2,000 mg/l となった。この陰イオン成分の濃度変化は、前述した湖水の水温が上昇した期間と一致している。1990 年は湖底にある火山ガス噴出地点直上の湖面における褐色～黒色の変色はしばしば観測された。またハイドロフォン観測によれば、1989 年の 11 月から特に 1990 年 1 月から 2 月中旬にかけて湖底から噴出する火山ガスの突出と考えられる波形がしばしば観測され、この間の湯釜湖底での噴気活動が非常に活発であった（図 7）。この湖底噴気活動は同年 4 月にも 2 回観測されたがそれ以後は同様の波形は観測されていない。 Cl^- と SO_4^{2-} の濃度増加がはじまった 1989 年末から火山性の地震活動が活発となり 1992 年まで地震の発生が多く、1991 年は火山性微動の発生も多かった（気象庁、1993、東京大学地震研究所、1993）。また、1989 年から 1990 年にかけて湯釜の南東部で急激な全磁力が減少が観測されている。山崎らは湯釜の北東約 350 m、水釜の直下 900 m を中心とした半径 230 m の球形域が熱消磁したとするモデルを提唱している（1992）。

陰イオン成分が顕著に濃度増加した期間は、地震活動が活発であった時期および湯釜周辺での全磁力の変化した期間と極めて良く一致し、1990 年は湯釜湖底における噴気活動も非常に活発であったことなどから、草津白根山は 1989 年から 1992 年にかけて火山活動が非常に活発であったと云える。1993 年は地震活動も静かになり、湖水中の Cl^- と SO_4^{2-} の濃度も低下

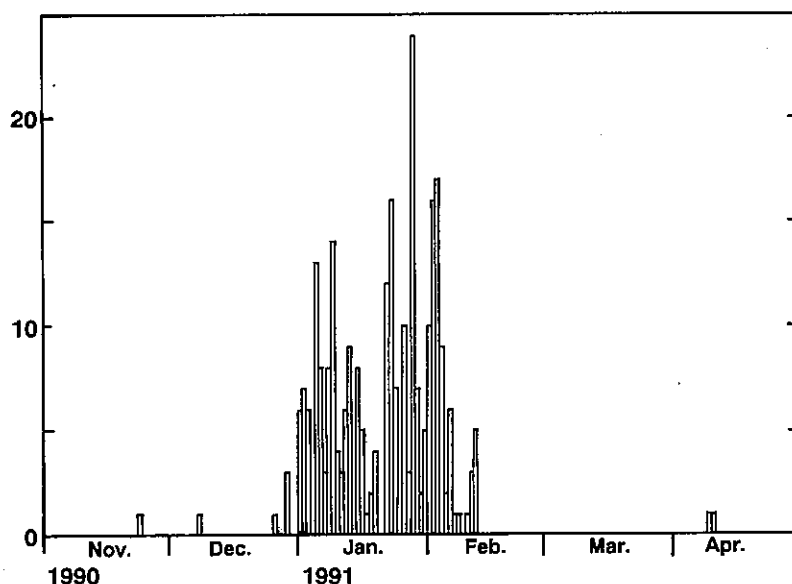


図7 ハイドロフォンによる湯釜湖底の噴気活動（最大振幅 0.05 mb 以上の信号波形の回数）

に転じ、また山頂部の全磁力の変化（気象庁地磁気観測所，1992）も横這いで火山活動はやや静かになったと考えられる。

4. 水釜の地温

水釜火口内壁の北西部は、1970年代はじめは噴気活動も活発で、その温度は90℃であったが、その後は徐々に温度が下がった。特に1982-1983年噴以後は噴気活動も弱まり温度低下が顕著である。1986年から同地域の4ヶ所に温度計を設置して連続観測を実施している、地温は温度計の設置深度は1mであるため気象の影響を受け雪解けのはじまる4月が最も低くなる。観測を開始した年の1986年11月の最高温度は54℃であったが、各年の最高温度は1987年が53℃、1988年が42℃、1989年が30℃、1990年が22℃、1991年が17℃、1992年が15℃、1993年が14℃と徐々に同地域の地温は低下し、1992年ころまでに同地域の地熱活動は停止した。また、各年の最低地温も1986年が38.7℃、1987年が16.2℃、1988年が4.3℃、1989年が2.4℃、1990年が1.8℃、1991年が0.1℃、1992年が0.1℃、1993年が0.0℃で最高地温と同様に観測開始以降徐々に低下した（図8）。現在では水釜北西部の噴気活動も視認できない。この地温低下は、1982-1983年噴火後に同地域への火山ガスの流路が徐々に閉塞され、火山ガス流路が湯釜湖底へ移動したと考えられる。

5. 山麓温泉の水温および化学組成

草津白根山周辺には、草津温泉をはじめ万代鉱温泉、香草温泉、常布温泉など多くの酸性温泉が存在する。これら温泉は、温泉水中の塩化物イオンや硫酸イオン濃度、水の同位体組成などから、山頂下浅所においてマグマから分離上昇した火山ガスが凝縮した強酸性の熱水溜まり

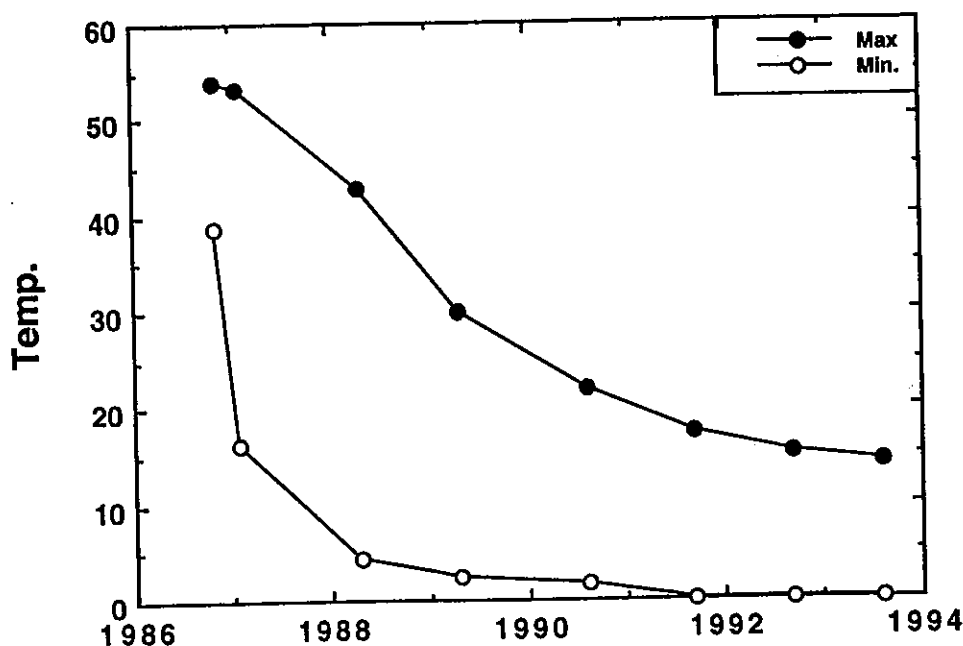


図8 水釜の地温、各年の最高、最低温度の変化（深度1m）

を形成し、この熱水が地下水と混ざりながら不透水層上を流下し、流路で岩石から陽イオン成分を抽出しながら湧出する（平林ほか、1990）。したがってこれら温泉水中の化学組成も火山活動の影響を受けて変化すると考えられる。

草津湯畑温泉は、1888年から1977年の90年間に溶存成分濃度は著しく減少した（小坂、1984）。例えば、 SO_4^{2-} 濃度は3,000 mg/l から1,000 mg/l、 Cl^- 濃度は800 mg/l から400 mg/l に低下した。

図9、10に1989年以降の草津湯畑温泉と万代鉱温泉の水質の変化を示した。1989年、1990年は各溶存成分の濃度は特に大きな変化は認められない。草津湯畑は1991年から Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} の濃度が若干高くなった。各成分の濃度変化率は Na^+ と K^+ が約2割、 Cl^- と SO_4^{2-} が約1割である。一方、万代鉱温泉においては1991年から K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} などの成分濃度が高くなった。これら成分のうち最も変化が大きかった成分は K^+ で約2割変化した。両温泉における化学組成の変化は、前述した湯釜の溶存成分が1990年から変化したのに較べ約1年遅れて出現した。

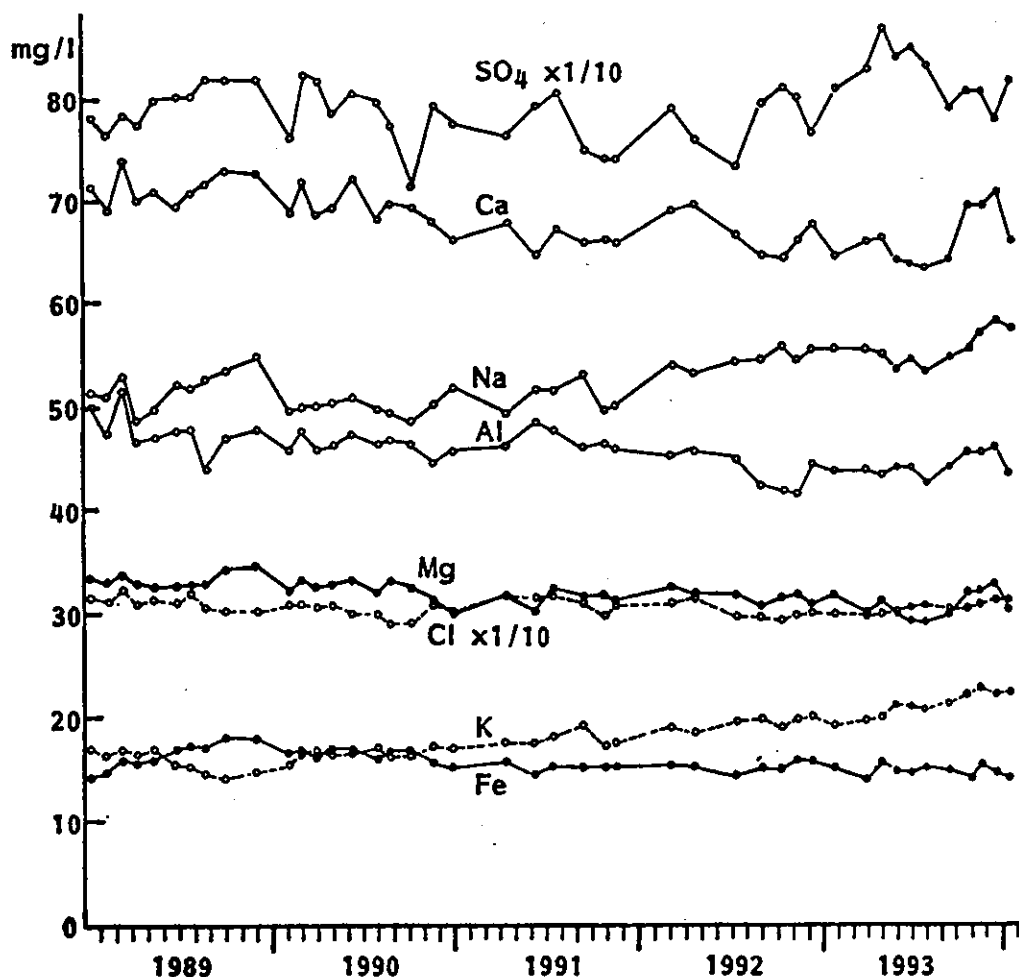


図9 草津湯畑温泉の水質変化

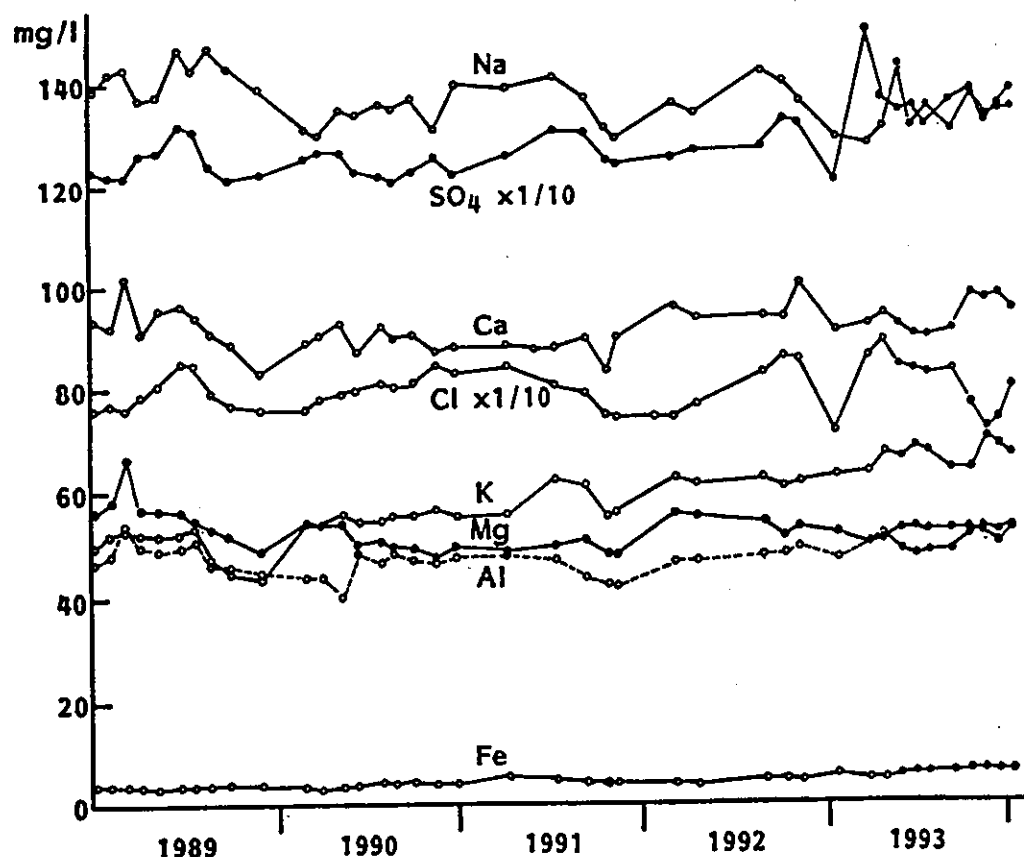


図10 万代鉱温泉の水質変化

6. おわりに

草津白根山における火山ガス、湖沼水、温泉水などの化学的観測結果によれば、同火山は 1982 - 1983 年噴火後、1988 年ころまでに湯釜火口の水位、水温、化学組成などはほぼ噴火前の状態に復したが、北側噴気の温度、化学組成は 1983 年 11 月の噴火前に変化した状態が続いている。1989 年 1 月には湯釜火口内で微噴火が発生し、1989 年末から湯釜湖水中の塩化物イオンや硫酸イオンなどの濃度が上昇しはじめ、1992 年中頃まで濃度上昇が続いた。また湯釜湖底の噴気活動も 1990 年 4 月頃まで非常に活発であった。山頂周辺の火山ガス中の $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ 比も 1989 年末頃からやや大きな値が観測されるようになった。特に山頂北側の噴気ガス中の硫化水素濃度が著しく減少をし、1991 年 3 月には 13 % となったが、その後濃度が上昇に転じた。これらの観測結果などから、草津白根山は 1988 年末頃から活動度が高まり 1992 年ころまでその状態が続いた。その後活動レベルはやや下がったが、現在でもまだ 1982 - 1983 年噴火前の静穏な状態にまでは戻っていないと考えられる。

参考文献

- 小坂丈予：温泉（火山ガス）、草津温泉誌、自然・科学編I、草津町役場、99 - 172, 1984.
- 山崎 明・中禮正明・角村 悟・中島新三郎：草津白根山における全磁力の解析：1990 年の顕著な全磁力変化と熱消磁モデル. *Memoirs of the Kakioka Magnetic Observatory*, 24, 55 - 66, 1992.
- 小坂丈予・平林順一：草津白根火山 1982 - 1983 年の活動と火山ガス、湖水、湧水の化学成分変化.
- 第 2 回草津白根火山集中総合観測報告書、3 - 17, 1985.
- 東京工業大学：草津白根山の活動状況. 火山噴火予知連絡会会報、51, 8 - 10, 1991.
- 気象庁地磁気観測所：草津白根山における全磁力観測(1976.7 - 1992.10). 火山噴火予知連絡会会報、54, 2 - 6, 1992.
- 平林順一・松葉谷 治・垣内正久：水の同位体組成からみた草津白根山の地下水の流れ. 化学的手法による噴火予知ワーキンググループニュース、6, 26 - 31. 1990.
- 気象庁：草津白根山. 第 64 回火山噴火予知連絡会資料、36, 1993
- 東京大学地震研究所：草津白根山. 第 64 回火山噴火予知連絡会資料、4, 1993

草津白根山における火山性地震・微動の稠密観測

東京大学地震研究所	及川 純・井田 喜明・行田 紀也
	辻 浩・長田 昇・山本 圭吾
	¹ 藤田 英輔・羽生 毅
名古屋大学理学部	山岡 耕春・奥田 隆
東京大学理学	金嶋 聡

¹現科学技術庁防災科学研究所

1. はじめに

第3回草津白根山集中総合観測の一環として東京大学地震研究所、名古屋大学理学部および東京大学理学部では、草津白根山の山頂火口周辺に地震観測網を設置し、9月30日より約40日間火口直下で発生する火山性の地震・微動を観測した。

草津白根山では、東京大学地震研究所が設置している常設観測点（図1、+印）による観測から、火山性地震や火山性微動が水釜南東にある溶岩円頂丘直下の深さ1km以浅で起きていることが分かっている（井田・他、1990；藤田・他、1991；山本・他、1991）。また、観測波形から、大きくは、通常のテクトニックな地震、高周波微動、低周波微動およびこれらの中間的な卓越周波数をもつ微動などに分けられる（図2）。そこで、本集中観測では、これらの特徴をもつ火山性の地震や微動の性質をより詳細にしらべることを目的として、溶岩円頂丘を中心とした稠密な観測網を設置し、臨時観測を行った。

2. 観測

設置した地震観測網を図3に示す。まず、地震・微動による波動の距離依存性を調べるために、溶岩円頂丘の頂上から南へ直線状にアレイを設置した（図3○印：S1～S6）。また、これらを含めて、波動の方向依存性を調べるために溶岩円頂丘を取り囲むように地震計を設置した（図3●印：S11～S24）。用いた地震計はすべて固有周期1秒の速度型である。信号はすべて有線でレストハウス（RHS）にある局舎に引き込み、データロガーで収録した（図4）。今回は、レストハウスにおいて、試験的に三成分広帯域地震計（STS2）による観測も行った（図3□印）。

今回観測できた火山性の地震・微動のうち、火山性微動に分類されるものの波形例を図5～図8に示す。参考に、図7に示される微動に対応するSTS2の記録を図9に示す。

3. 解析および微動発生源のモデル

本節では、観測された微動のうち、単純なコーダをもつ図6の波形の解析結果を紹介する。図10は、この微動の各観測点におけるスペクトルである。スペクトルはFFTにより求め、それぞれの縦軸は振幅で、横軸は周波数である。波形からも明らかであるが、1.65Hzに特に振幅の大きいピーク周波数があり、さらにいくつかのピーク周波数がみられる。すべての観測点に共通にみられるピーク周

波数は、微動発生源から放射される波動のピーク周波数と考えられる。その共通のピーク周波数をみるために、各スペクトルの相乗平均をとったものが図 11 である。これより、ピーク周波数は、20Hz 以下の範囲では、およそ次のように読みとれる。

1.65Hz、3.3Hz、4.6Hz、6.9Hz、8.3Hz、10.2Hz、10.6Hz、11.0Hz、11.7Hz、12.3Hz

13.2Hz、13.7Hz、15.0Hz、16.4Hz、16.8Hz、17.3Hz、18.0Hz、19.0Hz、19.3Hz

これらの成分は、微動の発生源より直接きた波の成分と考えられ、発生源のモデルとしては、これらを説明できなければならない。

ソーススペクトルがピークを何本ももつことより、微動発生源においては、何らかの共鳴体の固有振動が起こっていると考えられる。地殻を弾性体とみなしたとき、このような共鳴体としてもっとも単純なモデルは、弾性体中にある流体球である。弾性体中の流体球の固有振動に関しては、火山下で発生する単地震・微動の発生モデルとして、Fujita et al. (1995)、桜庭・他 (1995) によって詳しく調べられている。ここでは、このモデルを観測結果にあてはめ、微動発生源の性質を調べてみる。

Fujita et al. (1995) によれば、3つのパラメータ、すなわち、球の内部と外部のP波速度比、内部と外部の密度比、流体球内の時間スケール（半径/P波速度）を与えれば、その系の固有周波数と減衰定数が決まる。逆に、固有周波数と減衰定数を観測より決めれば、流体球の周囲の岩石のP波速度、球の内部と外部の密度比を仮定すれば、流体球の半径と内部の音速を決めることができる。今回解析した微動の場合、基本周波数は1.65Hzと考えることができる。波形より、減衰を t を時間として $\exp[-at]$ と表したときの減衰常数は0.125[1/s]となる。また、周囲の岩石のP波速度は、約2,500m/sと見積もられている（井田・他、1989）。密度比を2.0（外部/内部）と仮定すれば、流体球の半径は107m、内部の音速は264m/sとなる。

ここで求められた音速より、流体球内部の状態を推定することができる。近年の草津白根山の活動は、主に水蒸気によるものであることなどから、水蒸気が微動発生に関与していることが予想されている。従って、流体球内部を満たす物質の候補として、水蒸気と水の混合流体があげられる。一般に、二流体A、B（密度 ρ_A 、 ρ_B 、音速 C_A 、 C_B 、流体Aの質量の割合 y ）の混相流体の音速 C は

$$C^2 = (y/\rho_A + (1-y)/\rho_B)^2 / (y/(\rho_A C_A)^2 + (1-y)/(\rho_B C_B)^2)$$

と表されるから、流体Aを水蒸気（ ρ_A : 18kg/m³（深さ100mを仮定）、 C_A : 400m/s）、流体Bを水（ ρ_B : 1000kg/m³、 C_B : 1500m/s）とすれば、 $C=264$ m/sより水蒸気の重量比が0.40または0.00082となる。

4. おわりに

今回の集中観測では、常設観測により予想されている震源域近傍に稠密地震観測網を設置し、火山性地震・微動の観測を行った。いくつかの火山性微動をとらえ、その波形を示した。また、データ解析の結果と簡単なモデルを組み合わせることにより、微動発生源の状態を推定した。本報告では、直線状アレイのデータのみをもちいたが、将来、周辺に設置した観測網のデータを用いることより、波動の放射パターンなどが調べられ、火山性地震・微動がより詳細に明らかになるであろう。

参 考 文 献

- 井田喜明・長田昇・沢田宗久・小山悦郎・鍵山恒臣（1989）：草津白根山における常設地震観測と1989年1月6日の小噴火、地震研究所彙報、64、325-345
- 藤田英輔・山本圭吾・井田喜明・長田昇・小山悦郎・及川純（1991）：草津白根山の火山性微動の発生機構、日本火山学会1991年度秋季大会講演予稿集、No.2、84
- Fujita, E., Y. Ida and J. Oikawa (1995) : Eigen oscillation of a fluid sphere and source mechanism of monochromatic volcanic tremor, J. Volcanol. Geotherm. Res., in press
- 山本圭吾・藤田英輔・井田喜明・長田昇・小山悦郎・及川純（1991）：草津白根山の火山性微動の発生機構、地震学会1991年度秋季大会講演予稿集、No.2、136

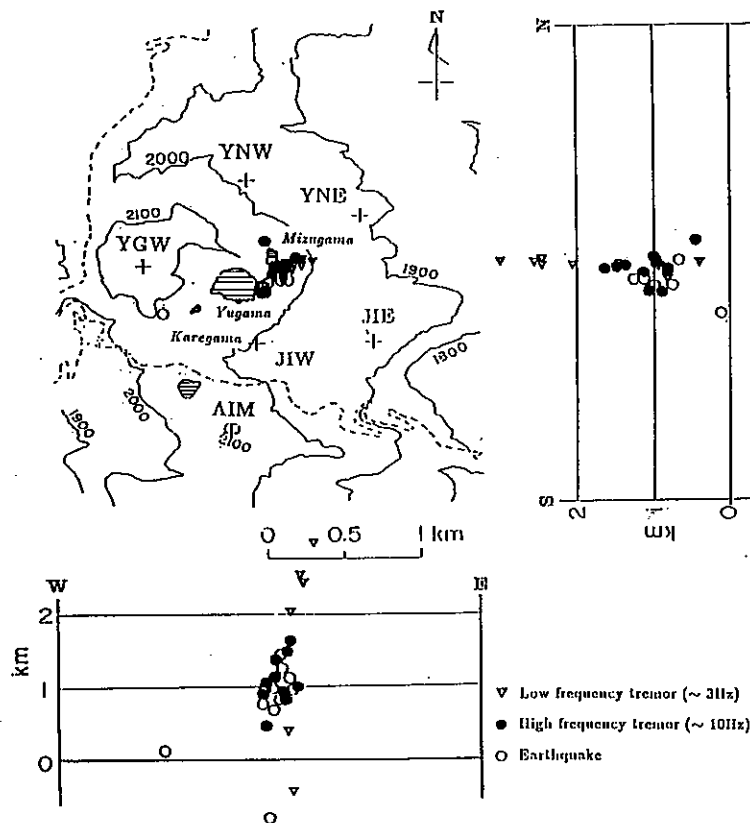
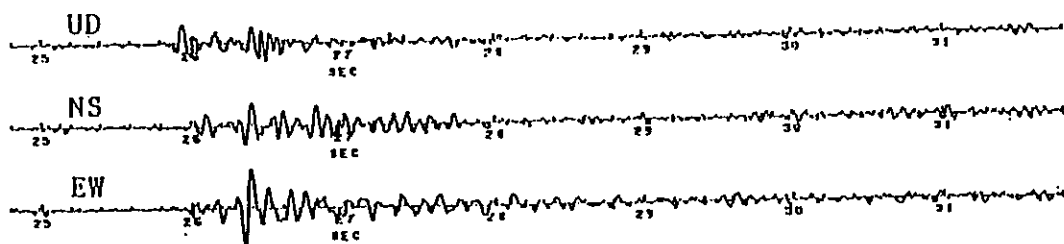


図1 東京大学地震研究所による常設観測点の位置(+)。地震計は固有周期1秒の三成分速度型である。▽、●、○はそれぞれ、1989年10月より1990年3月までに発生した低周波微動、高周波微動、地震の震源位置。ほとんどが水釜南東にある溶岩円頂丘の直下で起きている。

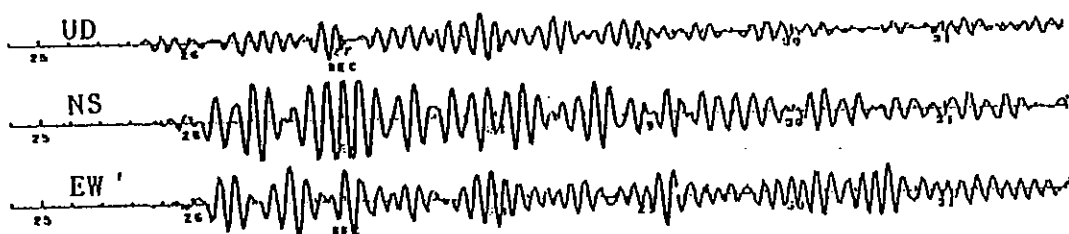
EARTHQUAKE

22H41M04S OCT. 24, 1989



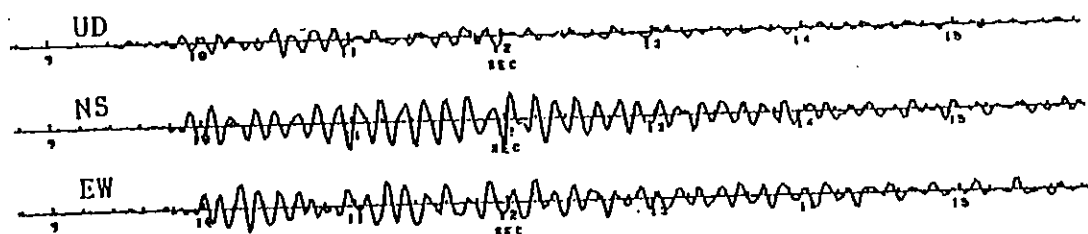
HIGH FREQ. TREMOR

2H20M11S NOV. 1, 1989



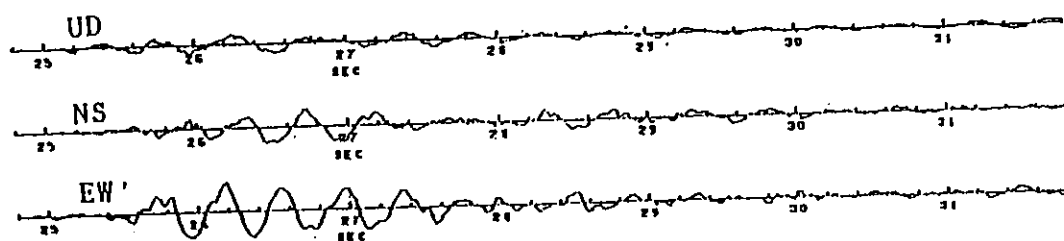
INTERMEDIATE FREQ. TREMOR

22H26M15S NOV. 17, 1990



LOW FREQ. TREMOR

4H56M48S OCT. 25, 1989



The typical wave forms at Kusatsu-Shirane volcano

STATION: YGW

図2 東京大学地震研究所による常設観測点でとらえられた地震・微動の波形例。上から、ふつうの地震、高周波微動、中間の周波数をもつ微動、低周波微動。

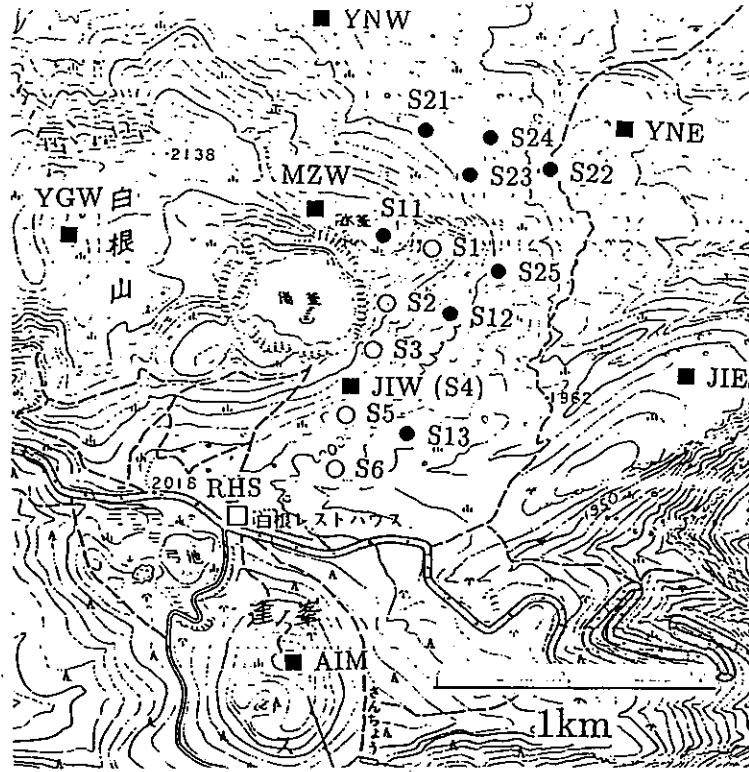


図3 臨時観測点の分布。■印は常設観測点。●および○印は1Hzの固有周期1秒の速度型地震計設置点。□印はSTS2の設置点。

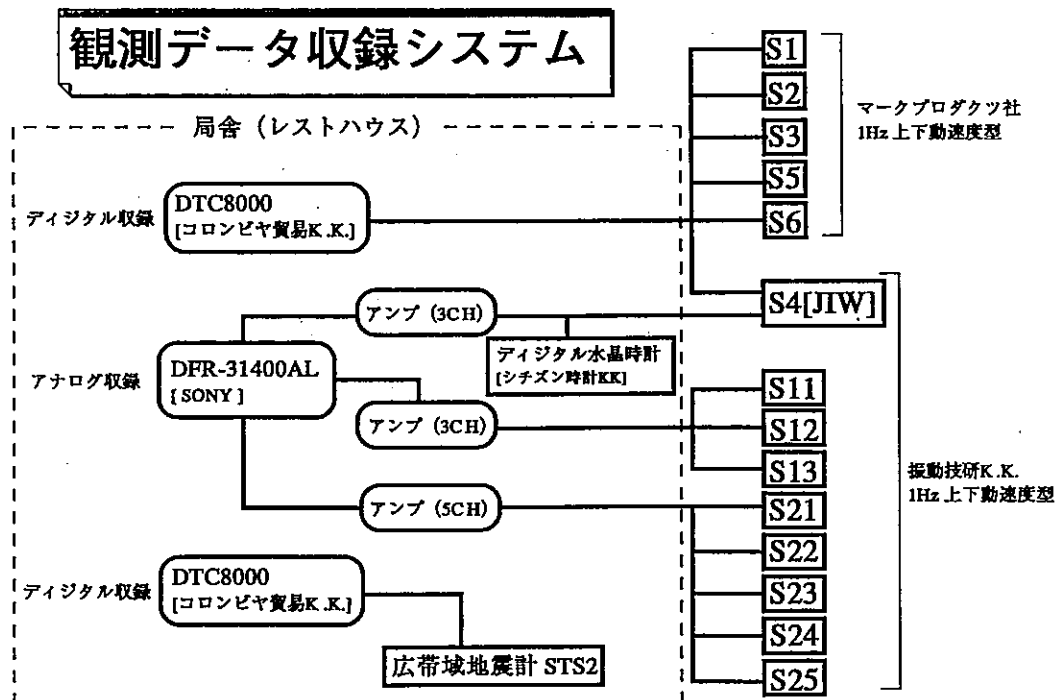


図4 観測データの収録システム

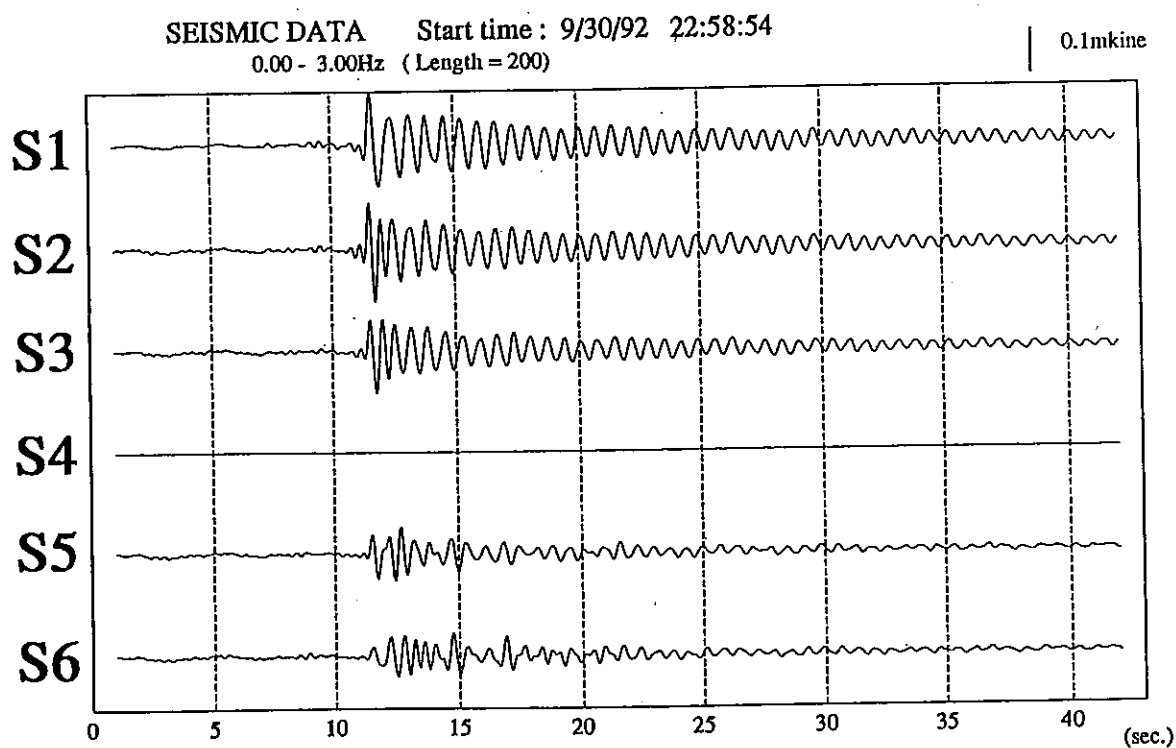
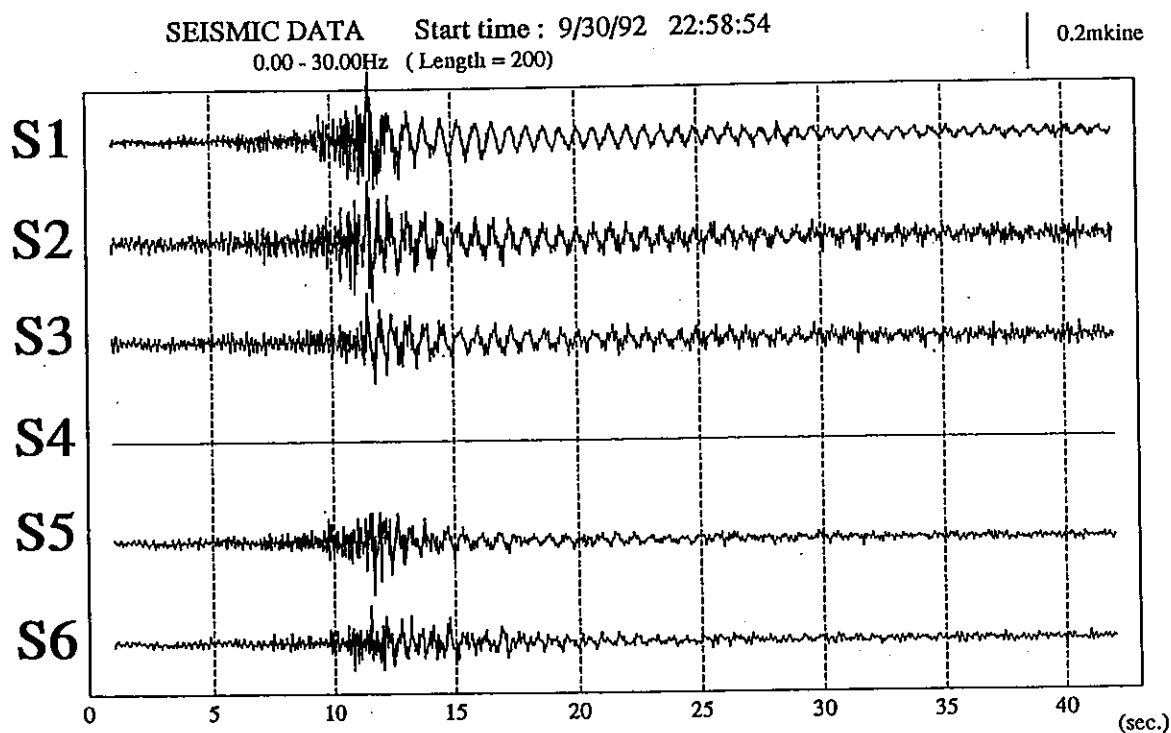


図5 臨時観測網でとらえられた火山性微動の波形。S4は欠測。上は生の波形で、下は0-3Hzのローパスフィルターをかけた波形。

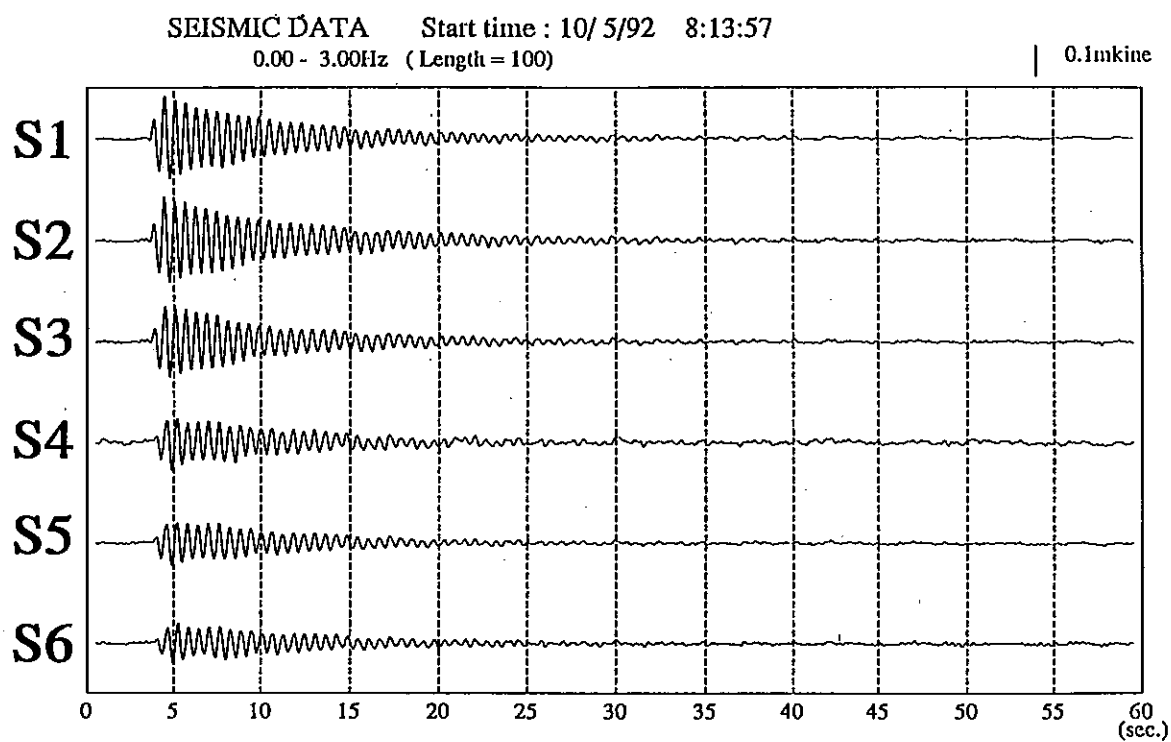
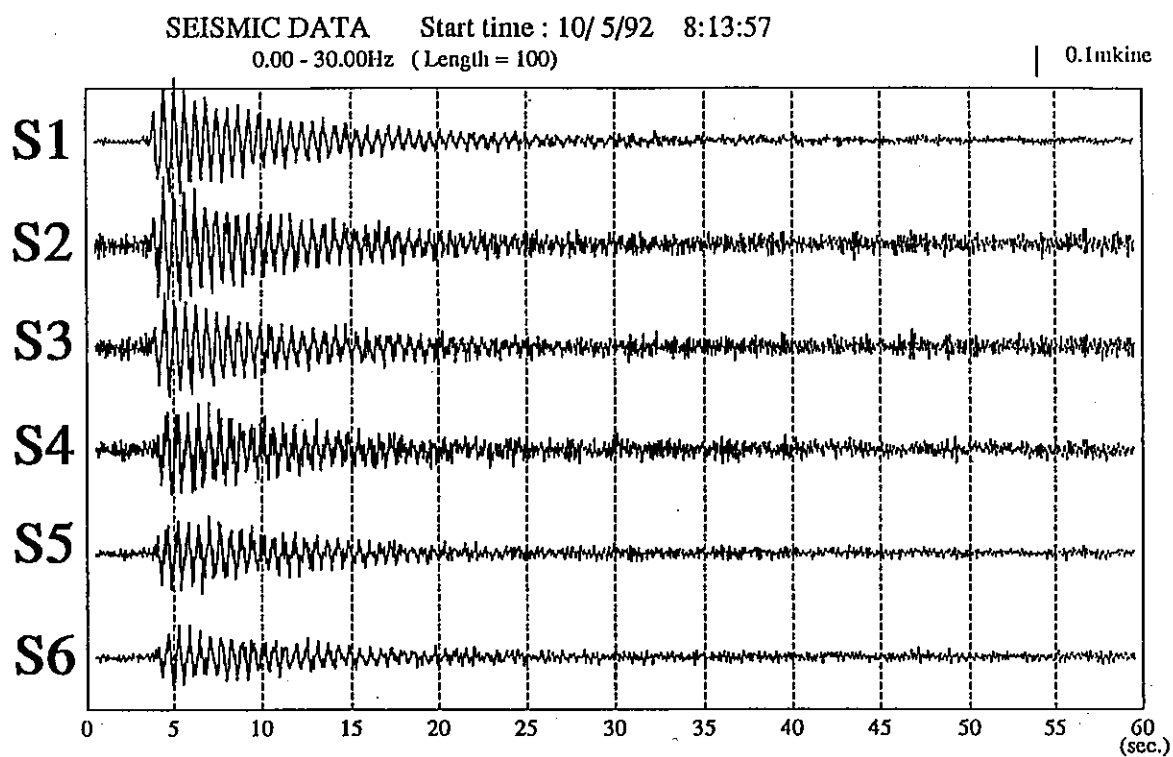


図6 臨時観測網でとられた火山性微動の波形。上は生の波形で、下は0-3Hzのローパスフィルターをかけた波形。

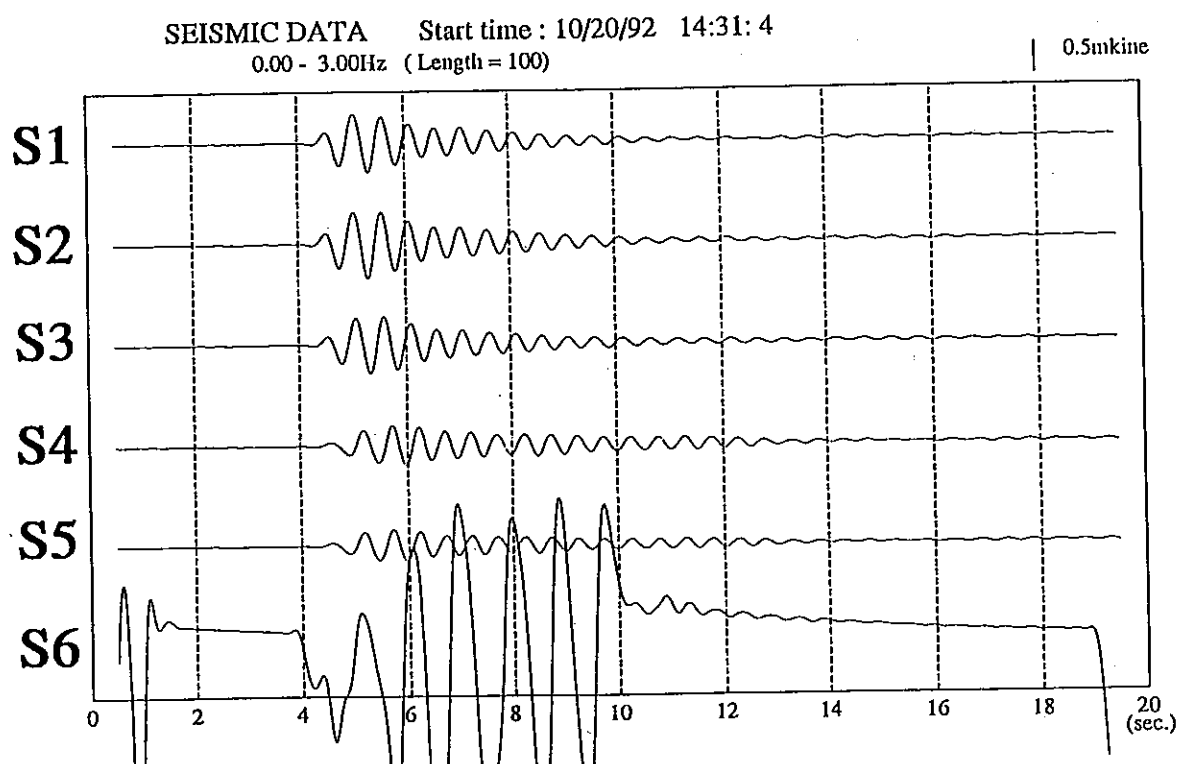
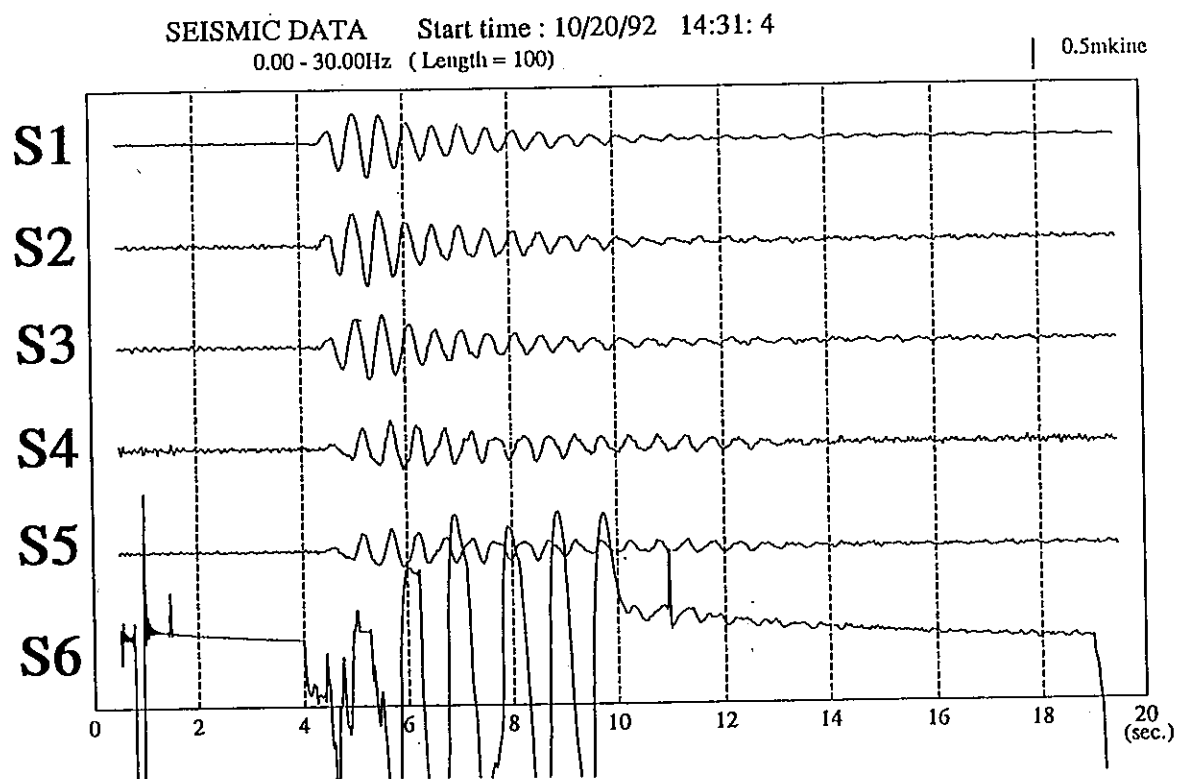


図7 臨時観測網でとらえられた火山性微動の波形。S6は欠測。上は生の波形で、下は0-3Hzのローパスフィルターをかけた波形。

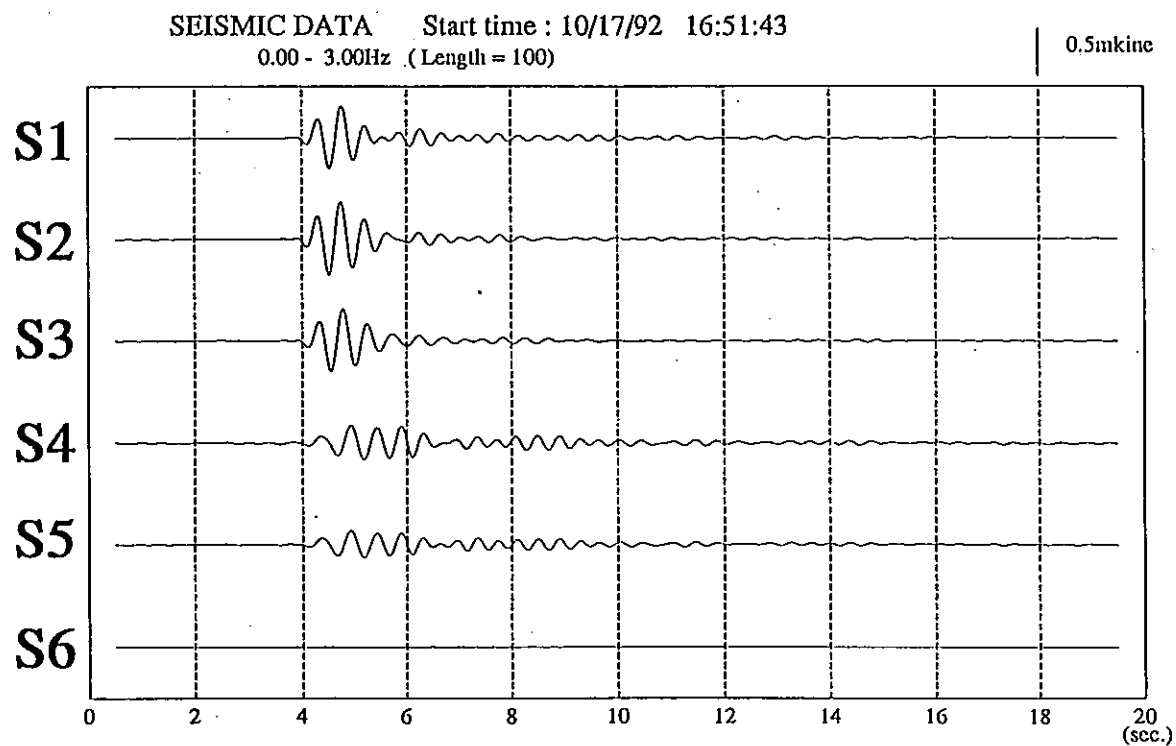
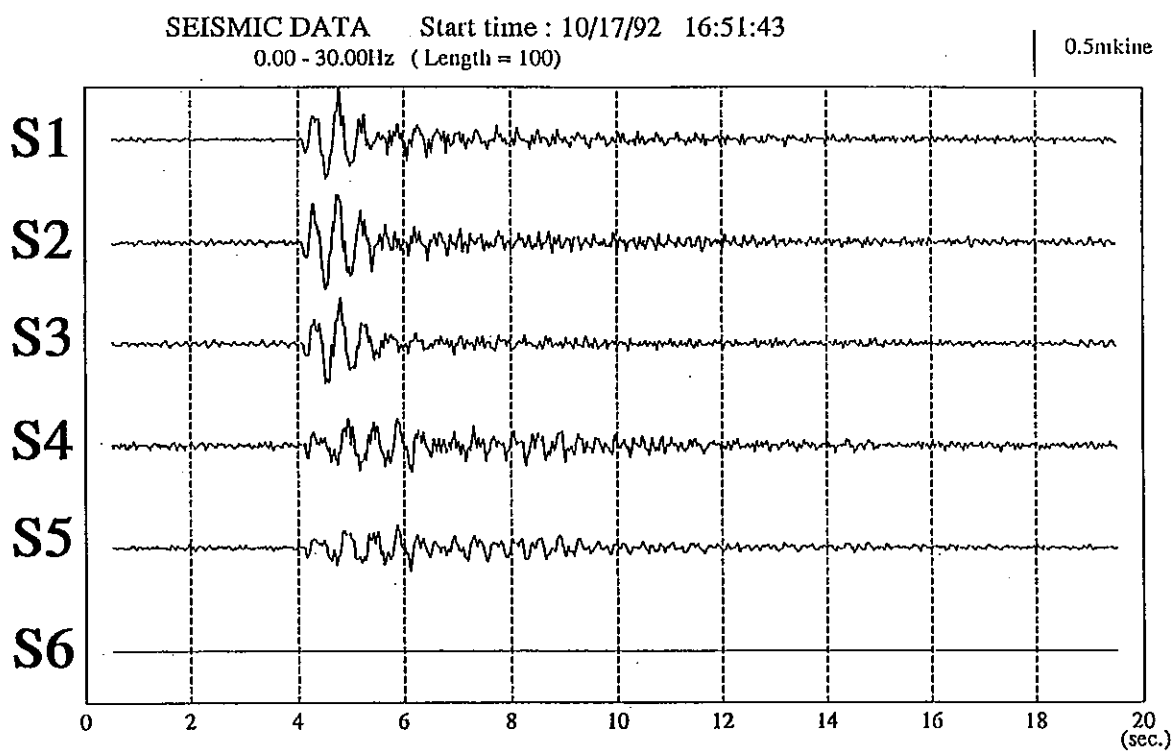


図8 臨時観測網でとらえられた火山性微動の波形。S6は欠測。上は生の波形で、下は0-3Hzのローパスフィルターをかけた波形。

SEISMIC DATA Start time : 10/17/92 16:51:43

0.5mkine

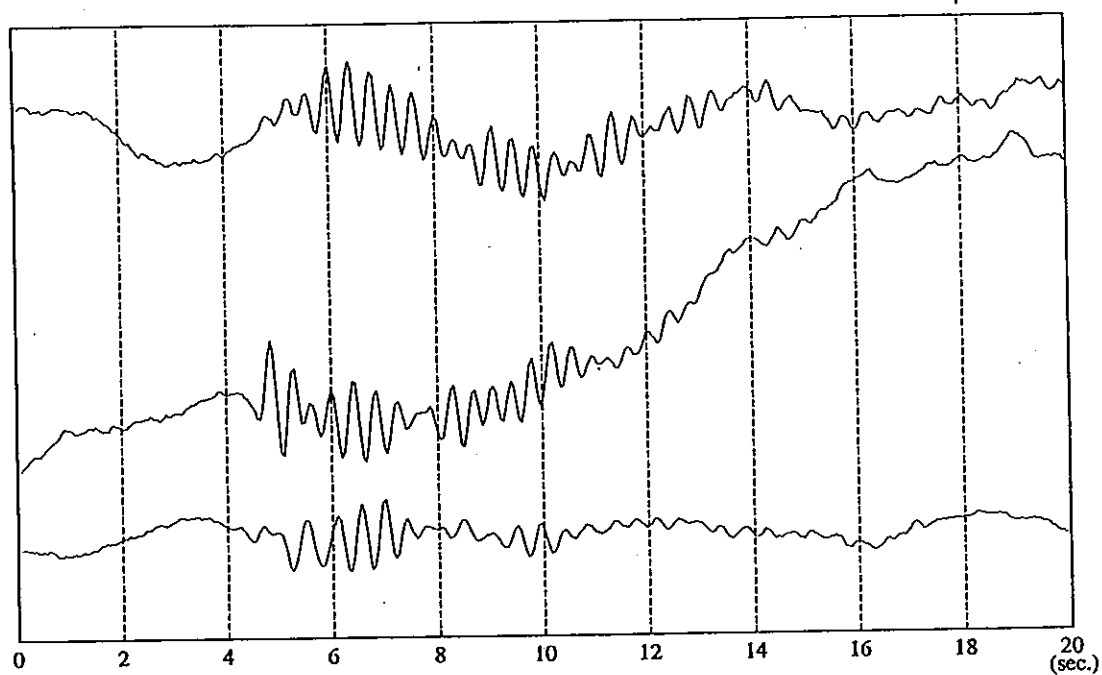


図9 図7の微動をSTS2でとらえた波形。上から順に東西成分、南北成分、上下動成分である。

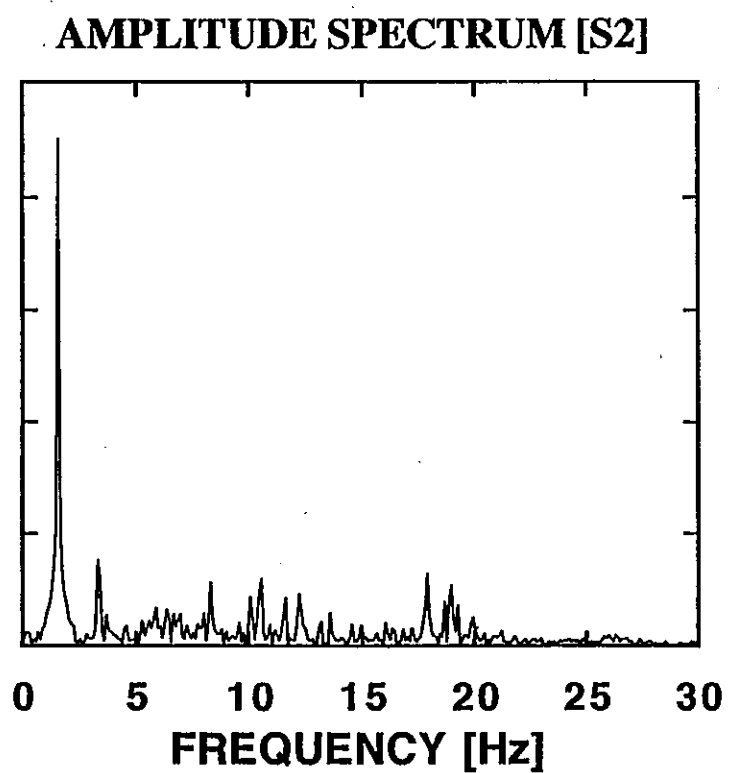
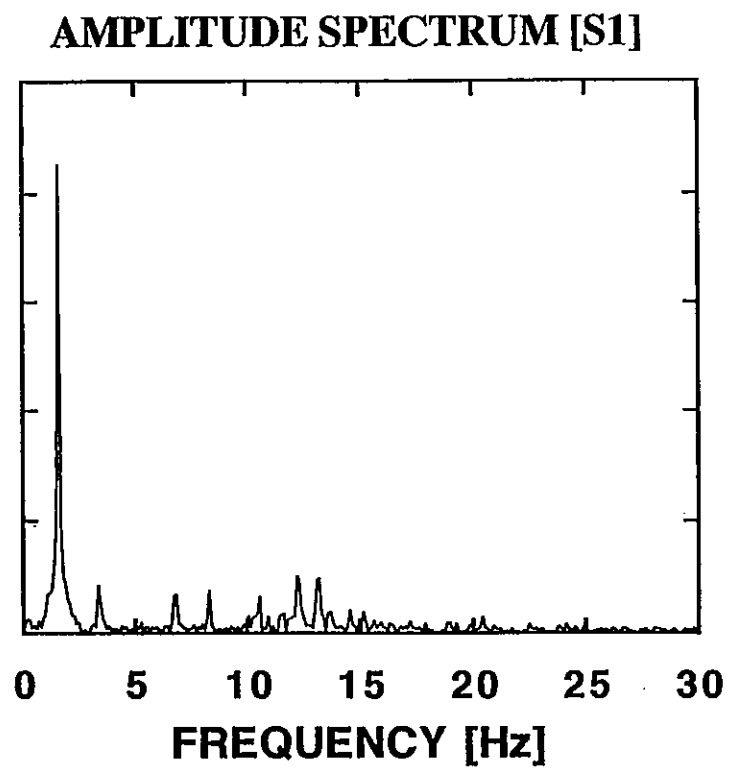
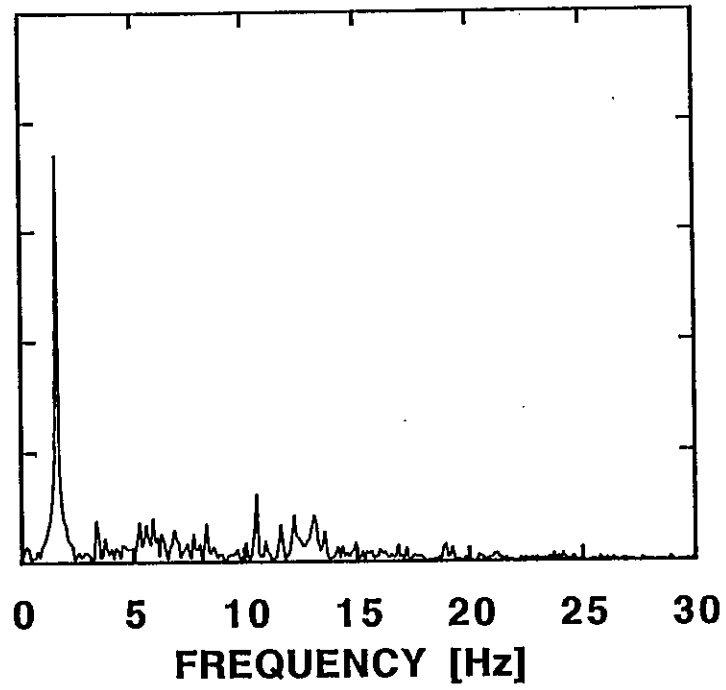


図10 図6の微動の各観測点におけるスペクトル。縦軸は振幅、横軸は周波数。

AMPLITUDE SPECTRUM [S3]



AMPLITUDE SPECTRUM [S4]

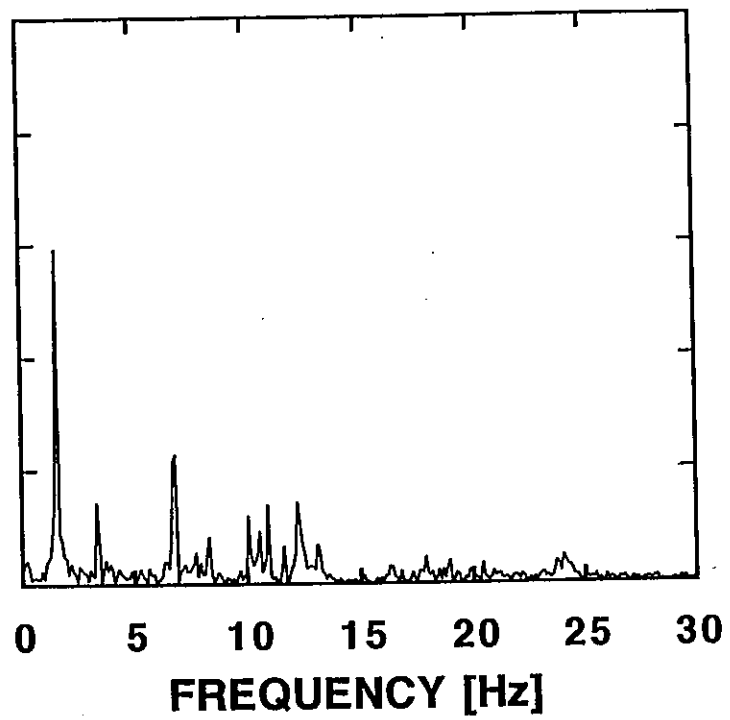
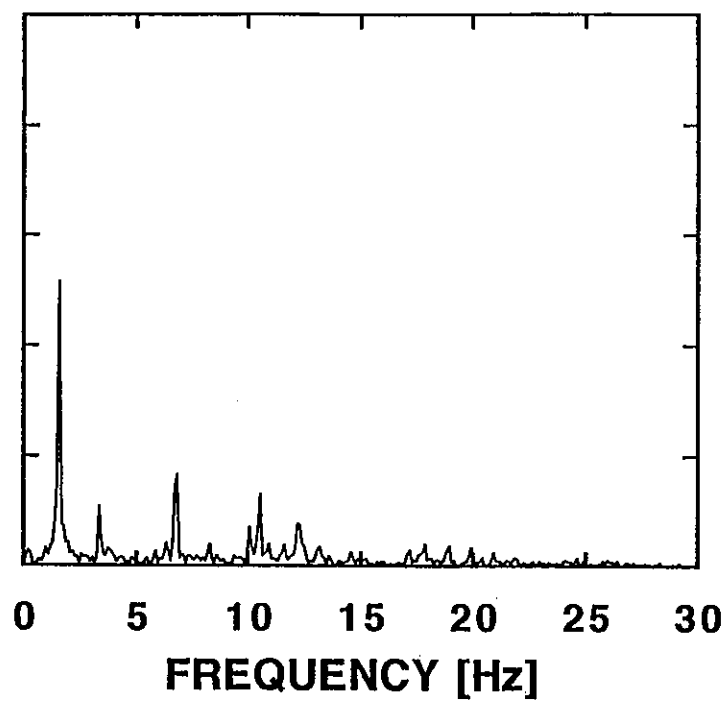


図10 つづき。

AMPLITUDE SPECTRUM [S5]



AMPLITUDE SPECTRUM [S6]

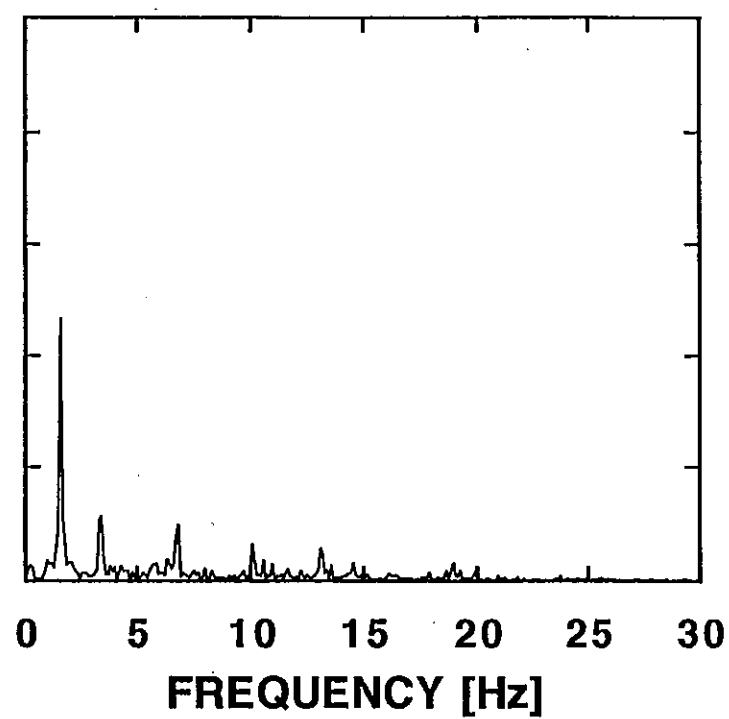


図10 つづき。

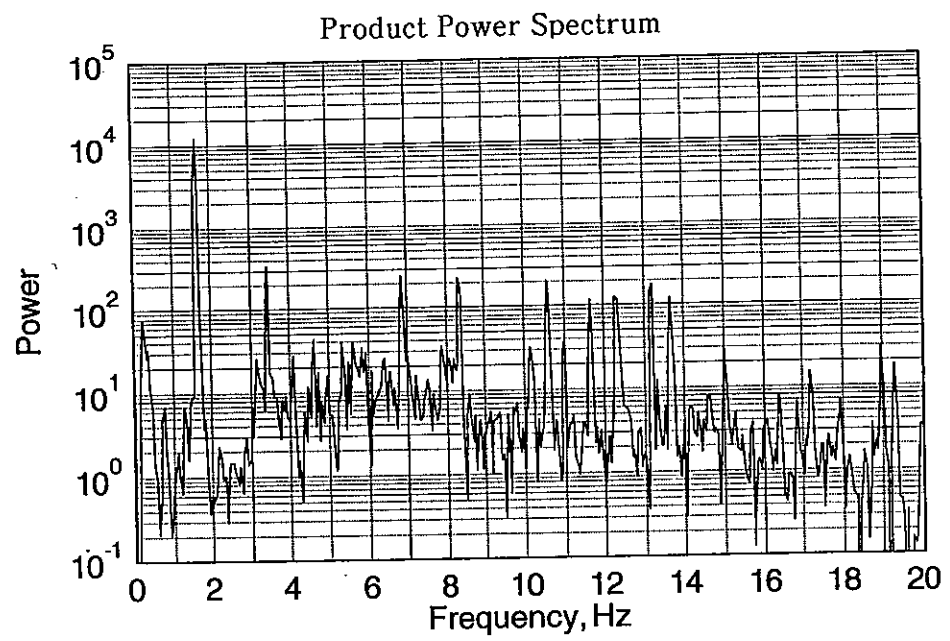


図11 図10の各スペクトルの相乗平均をとったスペクトル。

草津白根山火山における辺長測量

東京大学地震研究所

竹田豊太郎・小山 悦郎

東京工業大学草津白根火山観測所

平林 順一・大場 武

Electro-optical distance measurements on the Kusatsu-Shirane volcano

Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Toyotaro TAKEDA and Etsuo KOYAMA

Kusatsu-Shirane Volcano Observatory, Tokyo Institute of Technology

Jun-ichi HIRABAYASHI and Takeshi OHBA

1. はじめに

第3回草津白根火山集中総合観測の一環として、辺長測量を実施した。測定を行った草津白根火山の辺長基線測量網を第1図に示す。この測量網は、第2回集中火山観測時（1984年）に設置し、同時に測量を行った（竹田他;1985）と同じ測量網である。同図に示す5基準点は、測量前の予備調査で、良好な状態でその存在が確認できたので、今回5測線全ての再測定を行うことができた。ここに1984年から8年余りの水平変動の様子を紹介する。

草津白根火山は、第1回測定の1984年9月以降今回測定の1992年11月まで、その火山活動は比較的低いレベルにあった。この期間中1989年10月以降はそれ以前に比べて地震数が多く、時おり火山性微動の発生や火口湖湯釜に変色水域が確認されている。ただし、1976年3月水釜北東部で水蒸気爆発を起こし直径数10mの爆裂火口を生じた（下鶴他;1978）ような、明かに地殻変動をとまなうであろう火山活動はなかった。

2. 辺長測量

測定には、光波測距儀 WILD 社製 DISTOMAT DI-3000 を使用した。反射鏡も同社製 GPR1 を使用した。最初に行った (019-112) 基線の測定に用いた測距儀 Ser.190067 はその基線測定後故障したため、残りの4基線は予備に用意された Ser.67663 で行った。

測距儀 Ser.190067 と反射鏡 GPR1 の機器補正定数はメーカー提供の値をそのまま採用した。したがって、測定値の信頼性の点から、それら定数の誤差を大きめに見積った。測定基線の両端で気温、気圧、湿度の3気象要素を1分毎に観測した。測定値の気象補正は上記の平均値で行った。なお、各測線は標高差が大きく基準点上の機器設置高の差による補正が不可欠となる。機器設置高の測定はとくに慎重に行った。

実際の測定は11月13日に実行され、作業はその日のうちに完了した。光波測量は通常、高さによる温度変化すなわち気温の垂直勾配の少ない日の出日没の時間帯に行われる。幸い、11月13日は日中より高雲りの状態で日射もなく、見通しも抜群で又とない機会との判断から午前中から測定を行った。

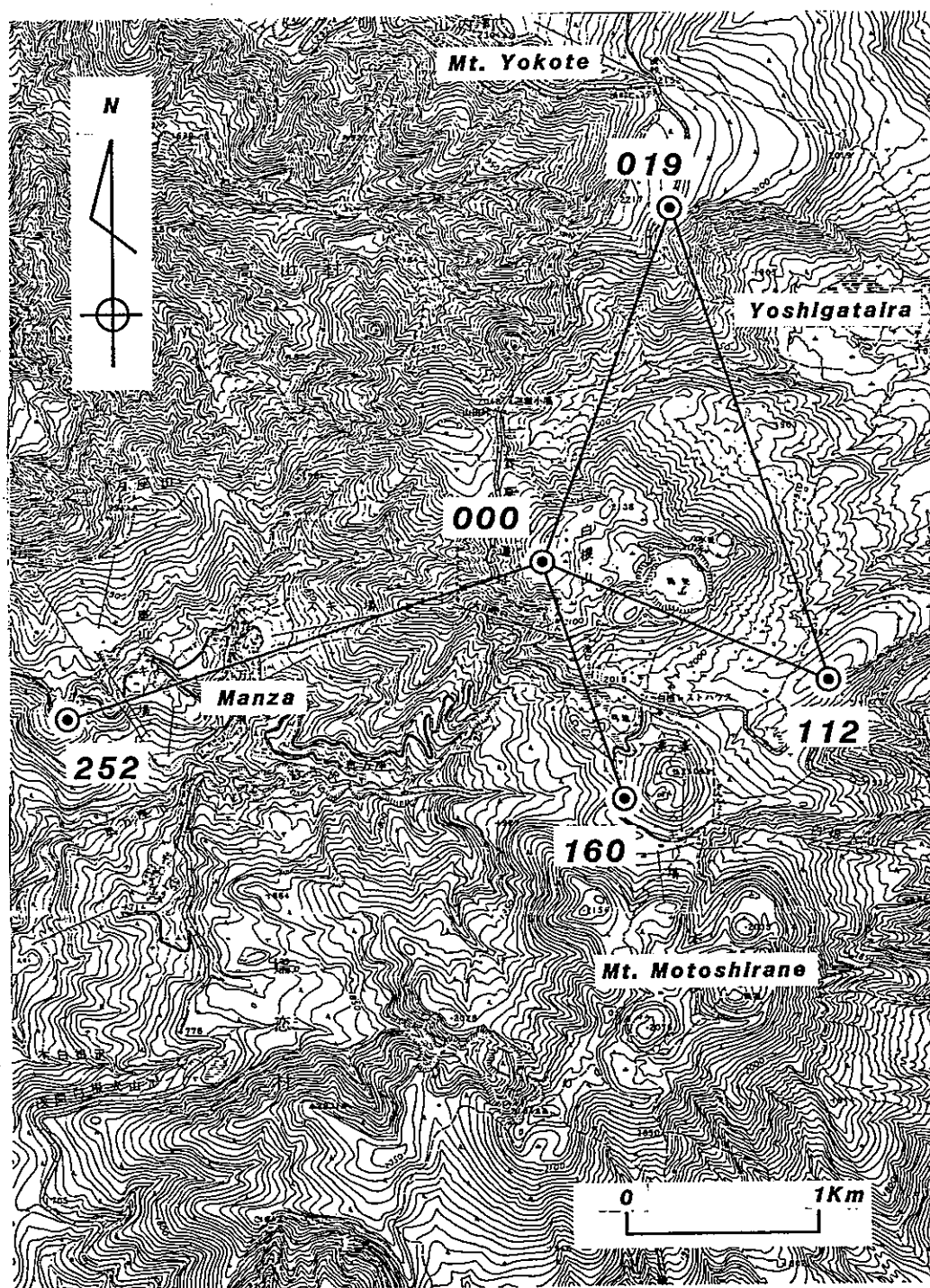


図1 草津白根火山の辺長測量基線図

3. 測定結果

全5基線の測定結果を第1表に示す。同表には1984年の測定値とその変化量も示してある。今回の測定値の誤差が、1984年のそれと比べ全体的に大きくなっている。これは機器の基準点に対する求心誤差と、機器設置高の差による補正で使用する各点の標高の誤差の見積において、今回の方が大きな値を採用したためである。この点に関する詳細な言及は省略するが、今回の値の方が現実の測定誤差を反映した妥当なものと思われる。ただし、測定を注意深く行えば1984年の誤差程度の測定は可能である。

表1 辺長測定結果

BASE-LINE	CHORD- DISTANCE		(1992-1984)	
	Sep. 1984	Nov. 1992	Diff.	Strain
	mm	mm	mm	ppm
000-019	1 959 255.4 $\pm$ 1.3	1 959 264.5 $\pm$ 2.2	+9.1	+4.6
000-112	1 577 975.7 $\pm$ 1.6	1 577 968.9 $\pm$ 2.3	-6.8	-4.3
000-160	1 254 609.1 $\pm$ 1.6	1 254 603.6 $\pm$ 2.8	-5.5	-4.4
000-252	2 626 308.1 $\pm$ 1.9	2 626 262.1 $\pm$ 2.6	-46.0	-17.5
019-112	2 568 272.9 $\pm$ 1.8	2 568 268.5 $\pm$ 2.9	-4.4	-1.7

1984年9月から1992年11月までの8年余りの各測線の変化は、(000-019)基線の4.6ppm伸びをのぞいてすべて縮みを示している。かつそれらの歪変化量は有意である。ただ(000-252)基線の歪17.5ppmの縮みは他の基線と比較して4倍ほど大きい。このことをうまく説明できるような火山活動は見当らない。現時点では基準点への人為的な影響や測定上の誤りである可能性も完全に排除できないので、次回以降の測定を待つて判断したい。

歪変動の一理解として、火口湖湯釜を含む三角形(000-112-019)の同期間における主歪を第2図に示した。その歪量は北東-南西方向に5.5ppmの縮みと、北西-南東方向に5.1ppmの伸びで表せる。年間の変化量はそれぞれ0.67ppm/yearの縮み、0.62ppm/yearの伸びとなる。この伸び軸方向は1942年の割れ目火口列I、II(MINAKAMI, et al., 1942)はほぼ一致しており興味深い。ただこの変化を全て割れ目火口列噴火のafter effect的な動きであるとするには無理があるし、それを積極的に支持する他のデータもない。火口近傍にはより広域の応力が集中しやすいわけであるから、辺長測量網の変動の追跡と共に、1ppm以下の歪変動を理解するには、広域応力場の変動をGPS観測等で把握する必要がある。

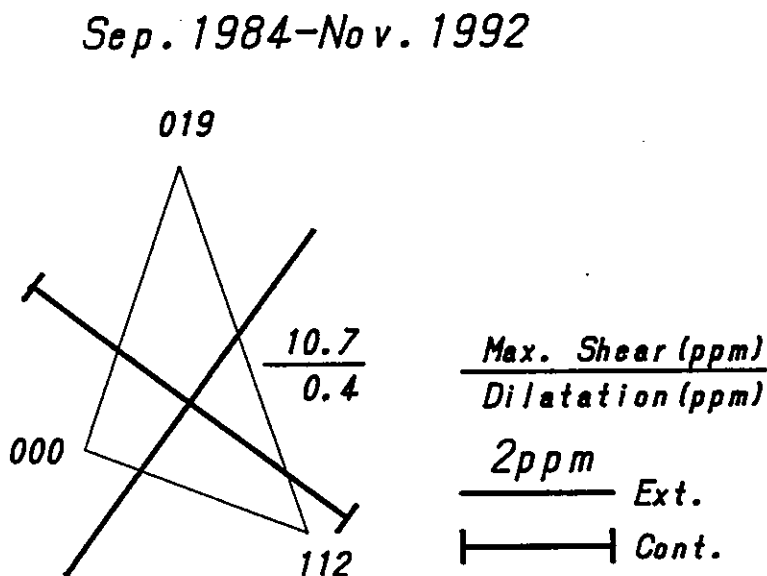


図2 草津白根火山山頂付近の1984年9月から1992年11月までの主歪

引用文献

下鶴大輔、行田紀也、小山悦郎、宮崎 務、沢田宗久、長田 昇、萩原道德、竹田豊太郎 (1978)

草津白根山の1976年の水蒸気爆発とそれに関連した集中火山観測、地震研究所彙報、53、pp.569-580.

竹田豊太郎、小山悦郎、辻 浩、行田紀也 (1985) : 草津白根火山における辺長測量 (基線網の作成と

観測結果)、第2回草津白根山火山集中総合観測報告書、pp.44-46

MINAKAMI, T. et al. (1942) : Explosive activities of Volcano Kusatsu-shirane during 1933 and 1942 (Part II) .

Bull. Earthq. Res. Inst., 20, pp.505-526

草津白根山における火山変動測量観測点の設置

建設省国土地理院地殻調査部 多田 堯・中川 勝登・根本 盛行
平井 英明・佐野 伸明・真野 宏邦
田中 和之

1. はじめに

国土地理院では、火山地域の地殻変動を把握するため、これまでも全国の火山において火山変動測量を実施してきている。1992年は10月下旬に草津白根山において、基準点の設置と水準測量、GPS測量を実施した。両測量の概要と観測結果について報告する。

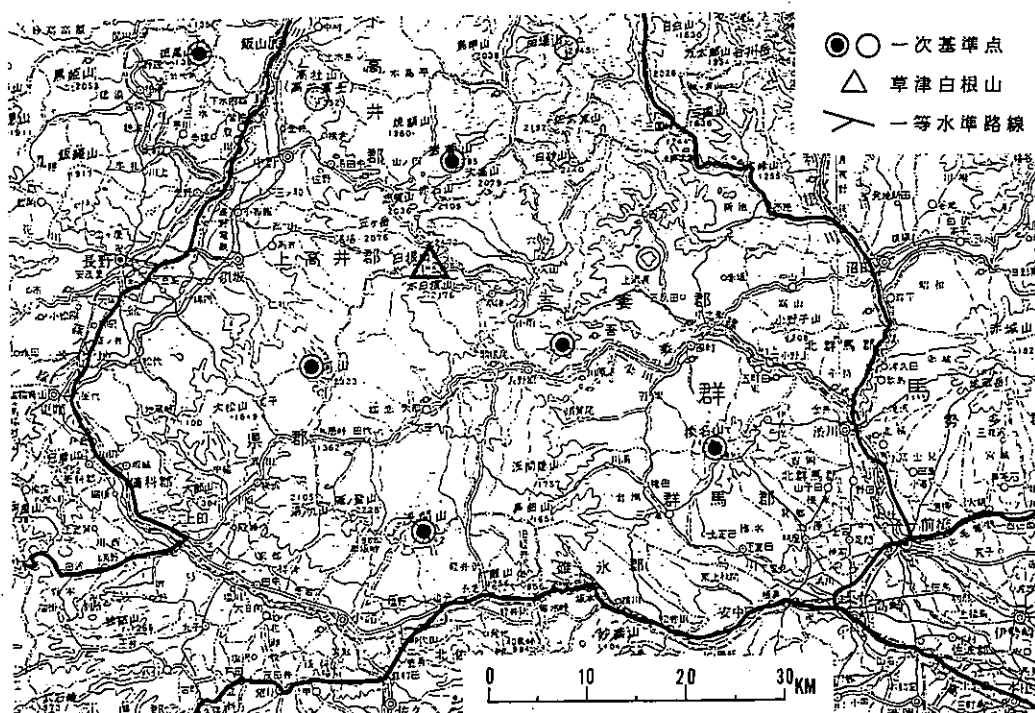


図-1 草津白根山周辺地域の既設水準点（路線）、三角点（一次基準点）

2. 水準測量

全国を覆う一等水準路線は草津白根山の近傍には無い（図-1）。近いものでも西方の長野市周辺や、南方の軽井沢町から浅間山に向かう路線であるが、20 km以上離れている。東側では渋川市の国道17号線沿いの路線になり、50 km以上離れる。このような状況の中、図-2に示すような単独の水準路線として草津白根山山頂付近を通過する「志賀草津道路」沿いに水準点を13点（路線長約9 km）設置した。

水準路線はL形になり、草津白根山のほぼ南北の火口列に対し、東西に横切る区間も出来た。水準点の埋設方法は、道路沿いのコンクリート工作物（よう壁、ガードレール土台等）の上面に金属標を貼付するというものにした（写真-1）。これは道路沿いに適当な場所が確保出来づらい（国立公園内である）事と、設置の容易さ、冬季の凍上による影響をなるべく避けるためである。

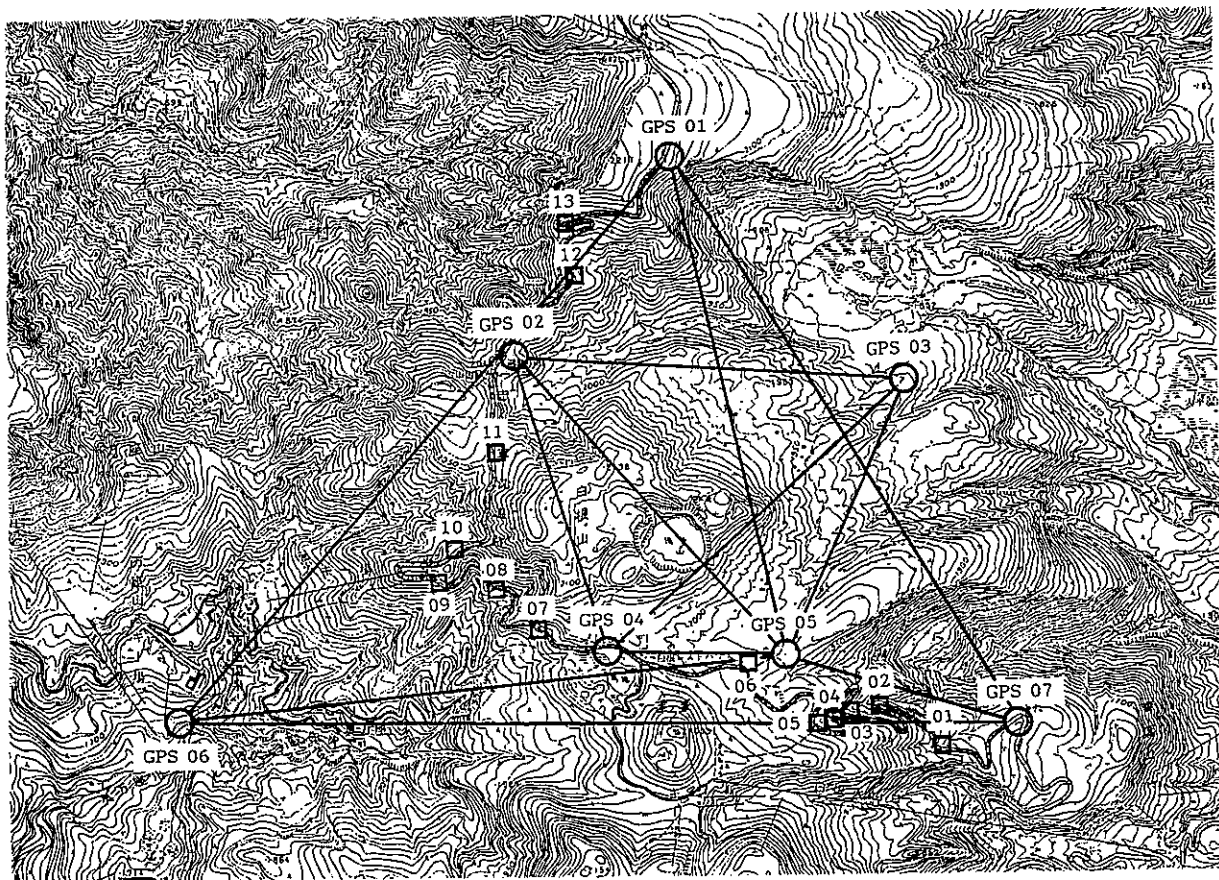


図-2 新設した水準点（□）及びGPS観測点（○）

観測は10月22日から10月28日にかけて実施した（写真-2）。山上は冬の様相を示し、時ならぬ吹雪の中で観測をした日もあった。同時に設置したGPS点（後述）のうち、水準路線の近くの5点も路線に含めた。観測結果は表-1の通りである。標高は既知点がないため求めていないので、水準点間の比高のみの結果を示す。

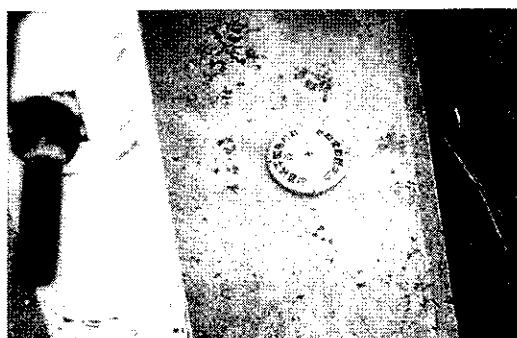


写真-1 水準点金属標



写真-2 水准測量作業

表—1 火山變動測量 草津白根地区 計算値一覧表 水準測量觀測

水準点番号	観測月日	距 離	点数	比 高	比 高 計
GPS07		m		m	
01	10.25 //	0.583 //	40 //	+ 41.6016 //	41.6016 //
02	10.25 //	0.500 //	40 //	+ 41.3725 //	82.9741 //
03	10.23 //	0.466 //	40 //	+ 37.9941 //	120.9682 //
04	10.23 //	0.495 //	36 //	+ 25.3857 //	146.3539 //
05	10.23 //	0.448 //	36 //	+ 32.3475 //	178.7014 //
06	10.22 //	0.687 //	36 //	+ 31.4516 //	210.1530 //
	10.22 //	0.766 //	36 //	+ 31.4499 //	241.6029 //
GPS04					
07	10.25 //	0.397 //	24 //	- 18.8721 //	222.7308 //
08	10.26 //	0.469 //	32 //	- 31.9817 //	190.7491 //
09	10.26 //	0.417 //	32 //	+ 26.9814 //	217.7305 //
10	10.26 //	0.591 //	32 //	+ 33.6553 //	251.3858 //
11	10.27 //	0.482 //	36 //	+ 33.2236 //	284.6094 //
	10.27 //	0.698 //	36 //	- 12.7199 //	271.8895 //
GPS02					
12	10.28 //	0.599 //	40 //	+ 35.0720 //	306.9615 //
13	10.28 //	0.571 //	44 //	+ 43.6784 //	350.6399 //
	10.28 //	0.673 //	44 //	+ 39.2568 //	389.8967 //
GPS01					
06					210.1530 //
	10.25 //	0.159 //	12 //	- 9.1806 //	200.9724 //
GPS05					

3. GPS測量

一、二等三角点で構成する精密測地網一次基準点測量の観測網では、草津白根山周辺の観測点は、根子岳（菅平）、岩菅山（志賀）などであり（図-1）、草津白根山から半径10km以上離れる観測点となり、草津白根山の局所的活動を把握する事は困難であるといえる。他に三等三角点等の基準点は周辺にあるが、今回は山体（湯釜周辺）を囲むように、GPS観測点を新たに設置した。観測点は7点で、観測網は図-2の通りである。

観測点の埋設は8月中旬に実施した。標石の構造は炭素繊維補強コンクリート製の円柱（径15cm、長さ100cm）の上部に金属標を埋め込んだもので、埋設は凍上現象や凍結の影響を少なくするように、地表面に金属標の部分が出るようにし、標石下方には厚さ30cmの基礎コンクリートを打ち、地表面の標石周囲にもコンクリートで上面舗装を施したものである。（写真-3）



写真-3 GPS観測点設置状況

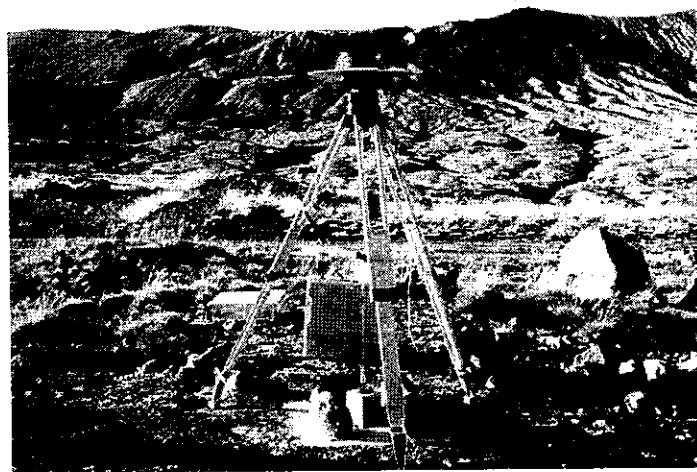


写真-4 GPS観測作業

観測は受信機4台（トリンプ4000SSE）を使用し、2パターン・2セッションで3時間の夜間観測を延べ4日間実施した（写真-4）。

観測結果は表-2の通りである。最も長い辺長で約4.4km、平均2.4kmの12辺の結果を得た。各辺のセッション間の格差は最大10mmが1辺あるが、他は数mm以内で再現されている。GPS観測点の内、5点（GPS01、GPS02、GPS04、GPS05、GPS07）は水準測量の観測点と併用したため、水準測量による比高とGPSによる比高が求められた。両比高の比較は表-3の通りであり、その差は最大でも数cm程度に収まっている（平均±2cm）。

表一2 火山変動測量 草津白根地区 計算値一覧表 GPS観測

使用機種：トリプルス SSE
 使用暦：広報暦
 解析ソフト：TRIMVEC PLUS (SHORT.TEM)
 採用高度：20度以上
 観測時間：3時間
 採用データエポック間隔：30秒

区 間	月 日	計算結果 m	RMS	ratio	平均結果 m	備 考
(1) 波 峠	10.22(296)	3 881.946	0.028	72.280	3 881.945	
(6) スキー場	10.23(297)	.943	0.027	42.600		
(1) 波 峠	10.22(296)	3 470.932	0.027	48.150	3 470.934	
(7) 青葉山	10.23(297)	.935	0.025	60.480		
(6) スキー場	10.22(296)	4 353.181	0.025	29.100	4 353.180	
(7) 青葉山	10.23(297)	.178	0.026	32.510		
(5) 御巢鷹	10.22(296)	2 654.438	0.025	129.110	2 654.438	
(1) 波 峠	10.23(297)	.438	0.023	66.260		
(5) 御巢鷹	10.22(296)	3 151.158	0.023	73.300	3 151.157	
(6) スキー場	10.23(297)	.155	0.024	40.910		
(5) 御巢鷹	10.22(296)	1 295.367	0.023	75.900	1 295.368	
(7) 青葉山	10.23(297)	.368	0.022	75.830		
(2) 山田峠	10.25(299)	2 034.456	0.026	82.290	2 034.455	10月26日の 観測データはマ ニュアルで編集 した。
(3) 芳ヶ平	10.26(300)	.453	0.025	66.860		
(2) 山田峠	10.25(299)	1 601.826	0.023	112.240	1 601.826	
(4) 弓 池	10.26(300)	.826	0.024	71.280		
(2) 山田峠	10.25(299)	2 076.909	0.025	80.630	2 076.906	
(5) 御巢鷹	10.26(300)	.903	0.024	80.820		
(5) 御巢鷹	10.25(299)	1 561.670	0.025	87.870	1 561.665	
(3) 芳ヶ平	10.26(300)	.660	0.025	54.230		
(5) 御巢鷹	10.25(299)	862.170	0.026	121.160	862.169	
(4) 弓 池	10.26(300)	.168	0.024	70.720		
(3) 芳ヶ平	10.25(299)	2 048.343	0.025	74.130	2 048.341	
(4) 弓 池	10.26(300)	.339	0.028	30.340		

表-3 GPS測量と水準測量での比高差

単位：m

区間	GPS測量	水準測量	差 (G-水)
GPS01~GPS05	-188.945	-188.924	-0.021
GPS01~GPS07	-389.953	-389.897	+0.056
GPS02~GPS04	-30.283	-30.287	+0.004
GPS02~GPS05	-70.912	-70.917	+0.005
GPS04~GPS05	-40.632	-40.631	-0.001
GPS05~GPS07	-201.007	-200.972	-0.035

4. おわりに

今回、国土地理院としては始めて既知点の無い、閉合もしない水準路線を設置した。全国の既設水準路線から火山（火山周辺地域）に対し、水準路線を新設した事は浅間山、阿蘇山など例があるが、草津白根山では既設路線から遠くにあるため作業経費がかかる。局所的な変動をみる事が目的、などで今回の方法を用いた。火山などの局所的な変動検出には、GPS測量と併用するなど有意な方法となるものといえる。

GPS観測点には炭素繊維補強コンクリート製の標石を使用した。従来のコンクリート製より冬季の厳しい寒さに耐えるのではないかと試験も兼ねたものであり期待したい。

観測結果では、水準測量とGPS測量による比高の比較もでき、各々の観測の点検も出来た。今後観測を繰り返し、地殻変動の検出など火山噴火予知に役立てていきたい。なお、他機関の方でこれらの観測点を使用して地殻変動観測を行う場合には、事前に御一報いただきたい。点の記など必要な情報は提供します。（地殻調査部地殻変動解析室火山解析係）

最後に、作業全般にわたって営林署森林事務所、国立公園管理事務所、道路管理事務所ならびに草津白根火山観測所などの関係機関には大変お世話になりました。ここに感謝の意を表します。

草津白根火山の赤外映像調査

東京大学地震研究所

東京工業大学草津白根火山観測所

京都大学防災研究所

鍵山 恒臣

平林 順一・大場 武

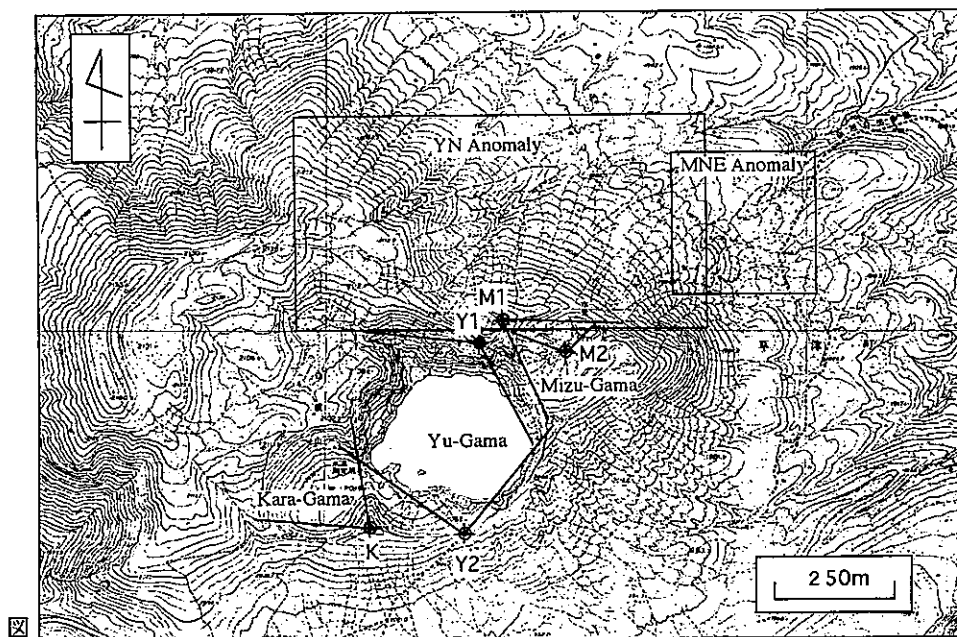
井口 正人

1. はじめに

平成4年度の草津白根火山集中総合観測の一貫として、1992年10月にヘリコプターおよび地上からの赤外映像調査を実施したので、その結果を報告する。草津白根火山には山頂火口の周辺をはじめ、万座、殺生河原、草津温泉など多くの地熱地帯が点在している。これらの活動状況を把握することは重要であるが、すべてを調査することは困難であったので、本調査では山頂火口周辺地域のみを調査対象とした。

2. 空中赤外映像調査

調査は陸上自衛隊のヘリコプターに赤外映像装置（日本アビオニクス社製のTVS2000）を搭載し、山頂火口部を北東-南西方向に繰り返し通過しながら2秒間隔で視野角15度×10度の範囲を撮像した。飛行高度は海拔およそ2700m、対地高度はおよそ600mないし700mとなるので、1枚の映像がカバーする領域は、およそ120m×180mの範囲である。ヘリコプターの対地速度は、時速100km以下であったので、2秒間隔の撮像で十分に重なり合う映像を記録することができた。撮像した範囲は、図1に示す火口部全域をほぼカバーしているが、本報告ではそのうちの異常が認められた水釜北東方および湯釜北方斜面の2地域の結果のみを示す事にする。解析は、Kagiyama et al.(1981)に準拠して行い、ある範囲の温度データから有意に異常と判定される部分を抽出し、その面積と温度を調べることで熱エネルギー放出率を推定した。



図



図2 水釜北東方の地熱異常地の熱映像

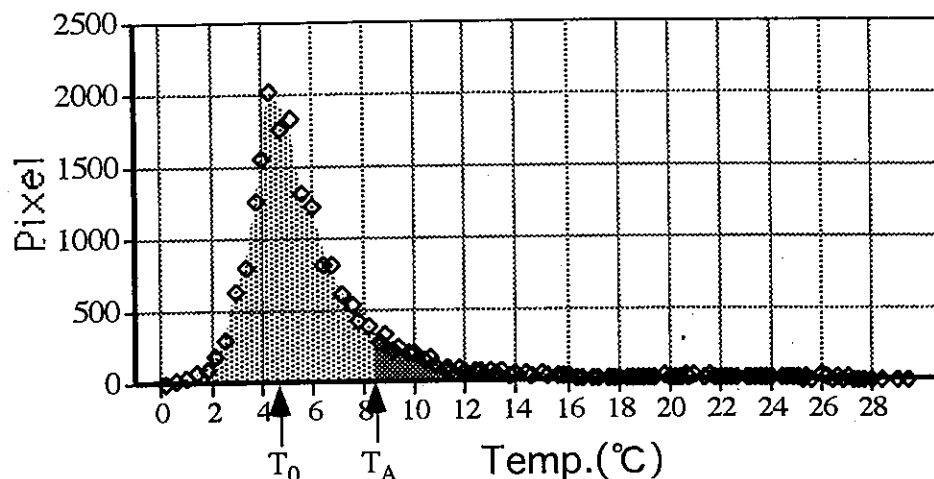


図3 図2の熱映像の表面温度の頻度分布

a) 水釜北東方の異常

水釜の北東約 300m には小規模な地熱活動が見られる。この地熱活動がいつどのようにして出現したかは不明であるが、この地点は、涸釜・湯釜・水釜の3火口の北東の延長上にあたる。図2は、水釜北東方の熱映像である。図の中央に高温の熱異常域とそれよりはやや低い高温異常域が認められる。この周辺の温度の画素数頻度は図3に示すようになり、およそ4.5°Cを中心とする正規分布に、それよりは狭い面積の高温部とが重なり合った分布を示している。この分布から、周辺の熱異常のない平常な地表面温度(T_0)は4.86°C、この映像データに含まれるデータのばらつき(σ_T)は1.19°Cと評価され、熱異常は $T_0 + 3\sigma_T$ から計算される8.43°C以上の部分と考えられる。図4は、有意に異常と判定された部分を地形図上に示したものである。表示される温度の数値は、観測された表面温度そのものではなく、 T_0 を基準とした相対的な温度の異常値を表示している。熱異常は2つの部分からなり、その面積と熱エネルギー放出率は、表1に示すように3700m²、および1.2MWと計算される。なお、この映像を撮像する飛行の際のヘリコプターの対地高度は、赤外映像と地形図との対比から720mであったと推定され、熱エネルギー放出率や熱異常域の面積は1画素が代表する面積を0.94m²として計算している。

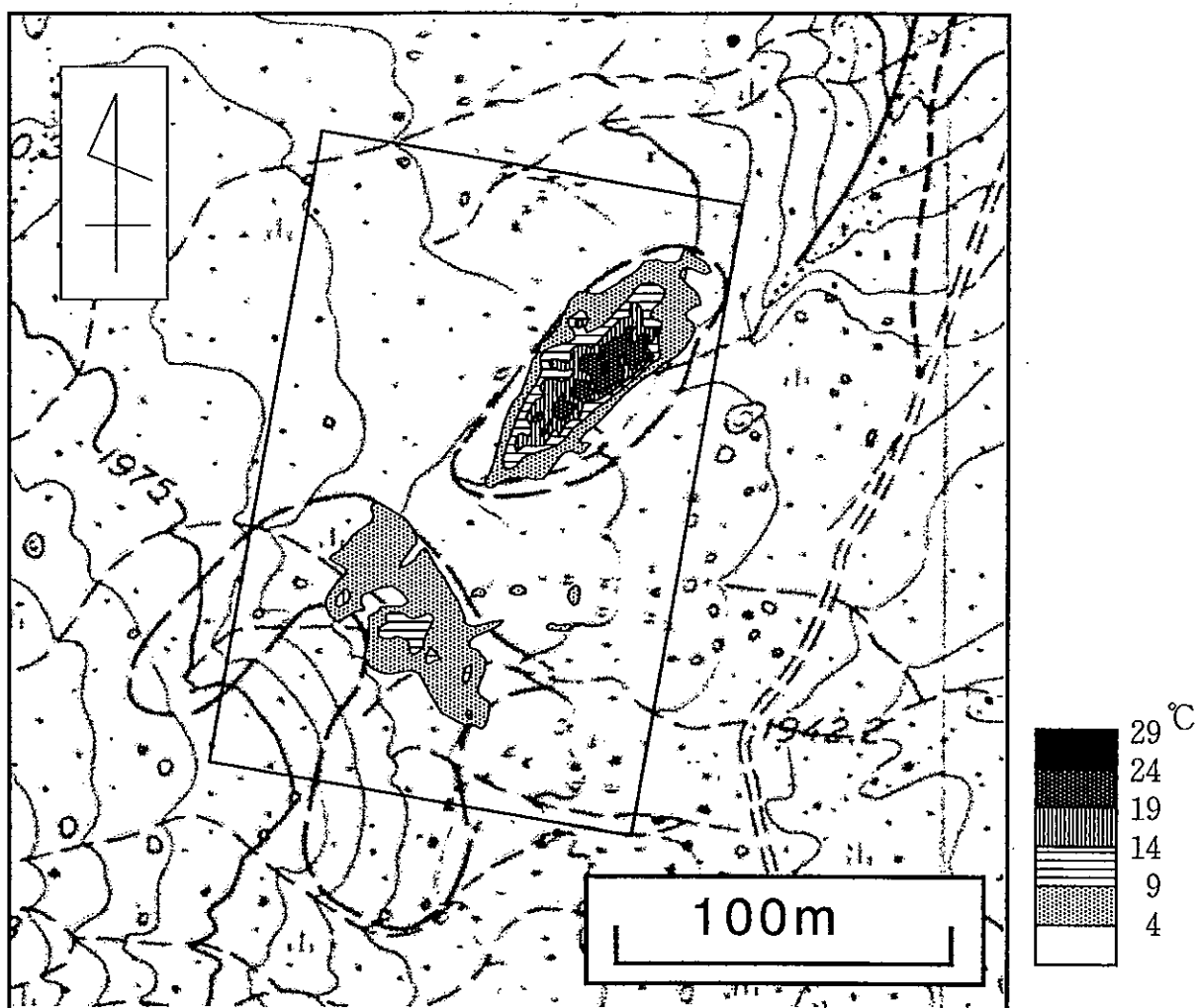


図4 水釜北東方の地熱異常地の温度異常分布

表1 水釜北東方の地熱異常地の熱エネルギー放出率

領域	T_0	σ_T	T_A	熱異常の 面積 (m ²)	Q (KW)	標高 (m)	対地高度 (m)
MNE	4.86	1.19	8.43	3,666	1,166	1960	720

b) 湯釜北方の異常

図5は、湯釜北方斜面の熱映像である。この異常域は、1942年の噴火の火口列に対応しており、現在も活発な噴気が列をなしている。この噴気地帯は、比較的傾斜の急な湯釜の北側斜面(高度差100m)から傾斜のゆるい山麓部にまたがっているため、日射の影響が場所によって違っている。そのため、熱異常のない平常な地表面温度(T_0)や映像データに含まれるデータのばらつき(σ_T)は、それぞれの地区ごとに評価する必要がある。結果は表2に示すとおりで、斜面最上部の T_0 は0.61℃、 σ_T は0.81℃、熱異常は3.04℃以上の部分と考えられるのに対して、山麓部では日射の影響が大きくなるため、 T_0 は4.44℃、 σ_T は1.10℃といずれも大きくなり、熱異常も7.72℃以上の部分と変わっている。

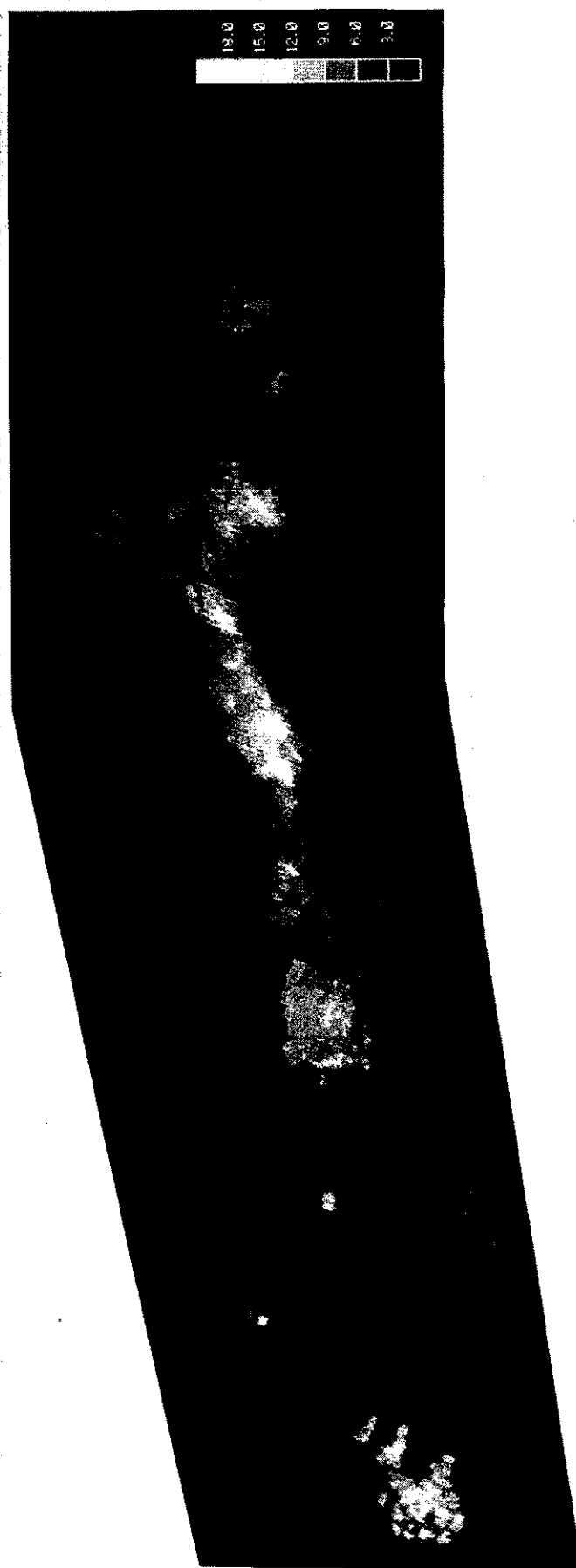


図5 湯釜北斜面の地熱異常地の熱映像

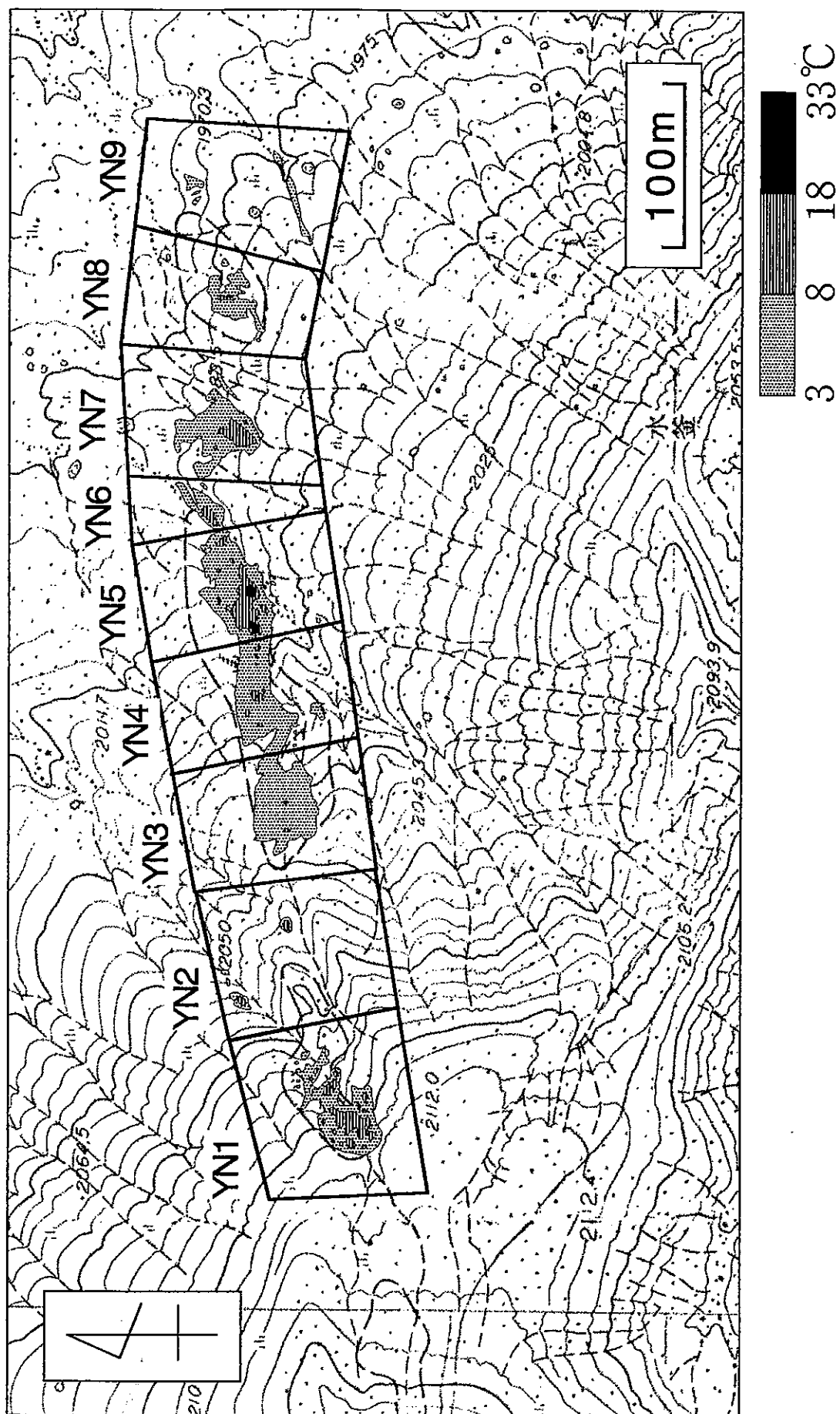


図6 湯釜北斜面の地熱異常地の温度異常分布

表2 湯釜北方斜面の地熱異常地の熱エネルギー放出率

領域	T_0	σ_T	T_A	熱異常の 面積 (m ²)	Q (KW)	標高 (m)	対地高度 (m)
YN1	0.61	0.81	3.04	1,449	318	2090	630
YN2	1.12	1.10	4.43	120	31	2070	650
YN3	1.84	1.24	5.55	732	127	2050	670
YN4	1.84	1.24	5.55	1,391	328	2020	700
YN5	2.22	1.00	5.22	1,052	264	2000	720
YN6	3.89	1.26	7.65	230	57	1990	730
YN7	4.44	1.10	7.72	1,048	222	1980	740
YN8	4.44	1.10	7.72	420	73	1970	750
YN9	4.44	1.10	7.72	85	13	1970	750
合計				6,526	1,433		

飛行高度 2720m

図6は、有意に異常と判定された部分を地形図上に示したものである。表示される温度の数値は、図4と同様に T_0 を基準とした相対的な温度の異常値である。熱異常は、斜面最上部（YN1、YN2）および斜面の中部から下部（YN3～YN6）の2箇所に異常があるほか、山麓部にも3つのやや低温の異常域（YN7～YN9）が存在している。それぞれの地区についての異常の面積と熱エネルギー放出率は表2に示す通りである。なお、この映像を撮像する際のヘリコプターの高度は、赤外映像と地形図との対比から2720mと推定され、1画素が代表する面積は、それぞれの地区ごとに計算している。湯釜北側斜面の異常域全体の面積はおよそ6500m²、熱エネルギー放出率は1.4MWと推定され、水釜北東方の異常域に比べると面積で約1.7倍、熱エネルギー放出率はやや多い程度である。

c) 湯釜・水釜・涸釜火口内

白根山頂の3つの火口内の表面温度分布を解析した結果、水釜および涸釜の2つの火口については熱異常は検知されなかった。湯釜では、火口内の北西部において最近噴火がしばしば発生していること、火口湖の数カ所から湧き出しのパターンがしばしば観察されることからどのような結果となるか注目されたが、火口壁には異常は見られず、また、火口湖の表面温度は10.7℃となり、同じ標高にある涸釜や水釜の湖水の表面温度（2.7℃、2.0℃）に比べると有意に高温を示すが、湖水面の全域にわたってほぼ均一な温度分布を示し、過去の噴火地点での高温異常や深部湖水の湧昇に特徴的な同心円状の低温異常のパターンなどは確認されなかった。涸釜の湖水の表面温度は水深が浅いため日中はより高温になる可能性があるのでより水深の深い水釜湖水の表面温度と湯釜の表面温度とを比較すると8.7℃高い。この温度差から湯釜の水面からの熱エネルギー放出率を求めると、湯釜の湖水の面積を62,000 m²として20MWと推定される。これらの3火口以外の周辺域の表面温度分布についても解析したが、特に異常は見られなかった。

3. 地上赤外映像

以前に熱異常があり、今回の空中からの調査で熱異常が確認されなかった地域については地上からも調査を行った。

a) 水釜火口内

水釜の北側火口壁および南側火口壁、水釜火口内北東部の1976年の噴火孔周辺には噴気活動が見られたが(鍵山他, 1978)、1984年の集中観測の際に行われた調査では、北側火口壁の熱異常が数分の1に縮小し、南側火口壁および1976年火口の熱異常は消滅していた(鍵山他, 1985)。これらの地域の地熱活動がその後どうなっているかを水釜の北側火口縁(図1のM1点)および火口内中央部(図1のM2点)から調査した。その結果、いずれの場所についても、異常は見られなかった。

b) 湯釜火口内



図7 a Y2点から見た湯釜

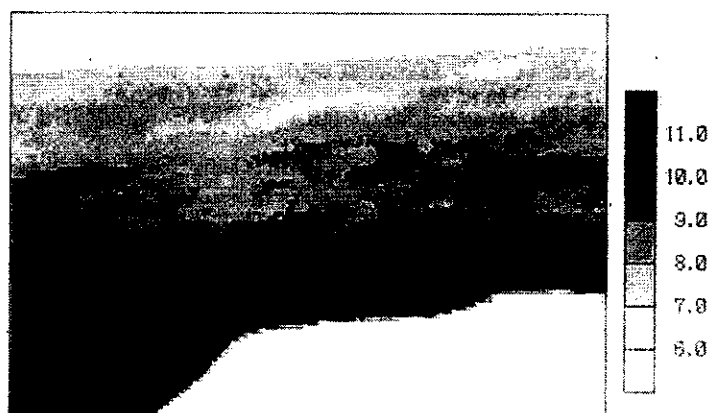


図7 b 湖水の表面温度分布

過去に噴火が発生した湯釜北西部の熱異常の有無、火口湖の湧き出しの有無を調べるため、湯釜の北側火口縁（図1のY1点）および南側の火口縁（図1のY2点）から撮像をおこなった。その結果、湯釜北西部の火口壁や火口湖には高温異常は見られなかった。湖水の表面温度分布は、図7に示すように遠方ほど低温となる傾向が見られ、かつ細かい温度パターンは時間的に大きく変動していた。これは、湖水の表面からの水の蒸発が盛んなため、湖水表面付近での赤外線吸収が大きく、また風によりその程度が大きく変化するためと考えられる。また、やや低温の帯が火口の北西部から南東部にかけて見られたが、時間的に安定したものではなかった。これは放射率の小さい硫黄の浮遊物が北西南東方向に湖面上に漂っていたため、見かけ上低温の帯が見られたものと考えられる。湖底からの湧き出しに特徴的な低温の同心円状のパターンが確認されなかったことからこの時期の湖底での噴気活動は低調であったと考えられる。

c) 涸釜火口内

涸釜では1982年に湯釜で発生した割れ目噴火の一部が涸釜火口内にまで延びたことがある。この火口列の熱的な活動は、噴火後すみやかに終息し、1984年の集中観測時には停止していることが確認されているが（鍵山他、1985）、その後の状況を調べるため、涸釜の南側火口縁（図1のK1点）から撮像を行った。その結果、異常は見られない事が明らかとなった。

4. まとめ

1992年の草津白根火山集中総合観測の一貫として、山頂火口周辺の赤外映像調査をヘリコプターおよび地上から行った。その結果、熱異常は水釜北東方、湯釜北側斜面、湯釜火口内の3ヶ所に限られる事が明らかとなった。それぞれの異常域の面積と熱エネルギー放出率は、水釜北東方の熱異常が、 3700m^2 、 1.2MW 、湯釜北側斜面の熱異常域が、 6500m^2 、 1.4MW 、湯釜火口内の異常域の面積は湖水に覆われているため明らかではないが、熱エネルギー放出率は、 20MW である。

謝 辞

本調査を行うにあたり、陸上自衛隊第12師団ならびに東部方面ヘリコプター隊にはヘリコプターからの調査にご協力をいただいた。また、群馬県消防防災課および草津町の関係者の方々にご協力、ご支援をいただいた。記して謝意を表します。

文 献

- 鍵山恒臣・小山悦郎・行田紀也・下鶴大輔(1978): 草津白根火山の地熱調査. 震研彙報, 53, 581-605.
Kagiya, T. and Hagiwara, M.(1981): Geothermal survey in and around O-ana Crater and Jodo-daira Flat, the volcanoes Azuma. Bull. Earthq. Res. Inst., 55, 681-703.
鍵山恒臣・辻 浩(1985): 草津白根火山の熱的調査. 第2回草津白根火山集中総合観測報告書, 85-97.

草津白根山・浅間山周辺の重力精密測定 (1992年9月28日～10月3日)

北海道大学理学部
東北大学理学部
東京大学地震研究所

前川 徳光
植木 貞人
渡辺 秀文・大久保修平
沢田 宗久

1. はじめに

第3回草津白根山集中総合観測の一環として、1992年9月29日から10月3日にかけて草津白根山および浅間山の周辺で重力精密測定を実施した。これらの地域では、火山活動にともなう重力変化を捉える目的で、重力精密測定が1967年以来数回実施されている（田島ほか、1978；深沢ほか、1982；渡辺ほか、1985）。しかし、これまでに使用された重力計は必ずしも同一ではなく、また各種の検定も十分には行われていなかった。このため、重力の時間変化を論じることが困難であった。そこでこの機会に、参加した重力計の各種検定をできるだけ実施することとした。本測定に入る前の9月28日には、東京大学一等重力点（Tokyo - B）と筑波の国土地理院絶対重力点とを接続し、スケール定数の検定に利用した。これらの結果について報告する。

2. 測定と補正

重力の時間変化から火山活動にともなう物質移動を議論するためには、重力変化のデータだけでなく高度変化のデータも必要である。今回の測定は、水準点および新しく設置されたGPS基準点を中心に実施した。それ以外のいくつかの既設重力点では、日程の制約もあり測定しなかった。図1に、今回測定した重力点の分布を示す。

草津白根山周辺での測定の基準点としては、東京工業大学草津白根火山観測所玄関横の水準点を使用し、浅間山周辺では東京大学地震研究所浅間火山観測所旧館室内のBM7000Aを使用した。測定は2班に分かれ、各路線毎に往復測定を実施した。測定には、6台のLaCoste & Romberg G型重力計を使用した（北大理学部：G375、G1009、東北大理学部：G682、東大地震研究所：G581、G705、G891）。

重力計固有の誤差要因のうち主要なものに、スケール定数の誤差、重力計の可動部が外部から磁気的な力を受けることによる設置方位依存性、ダイアルギアの偏心による周期的誤差（周期はギア比によって決まり、1.0、3.7、7.3、36.7、73.3 mgalが知られている）がある。スケール定数の誤差はダイアル値の1次関数と仮定すると、重力点*i*での測定値*G_i*は、真の重力値*G*、ダイアル値*D_i*、重力計の設置方位（磁北から時計まわりに測った角度） θ 、偶然誤差*R_i*を用いて、

$$G_i = G + A D_i + B_c \cos \theta + B_s \sin \theta + \{C_j \cos(2\pi D_i / T_j) + S_j \sin(2\pi D_i / T_j)\} + R_i$$

と書ける。ここで、*A*はスケール定数の誤差係数、*B_c*と*B_s*は設置方位の補正係数、*T_j*、*C_j*、*S_j* (*j*=1,5)は周期的誤差の周期と係数である。

使用した6台の重力計のうちで、これら全ての検定がなされているのはG581のみであり、G705はスケール定数と一部の周期的誤差（3.7および7.3 mgal）の検定が済んでいる。

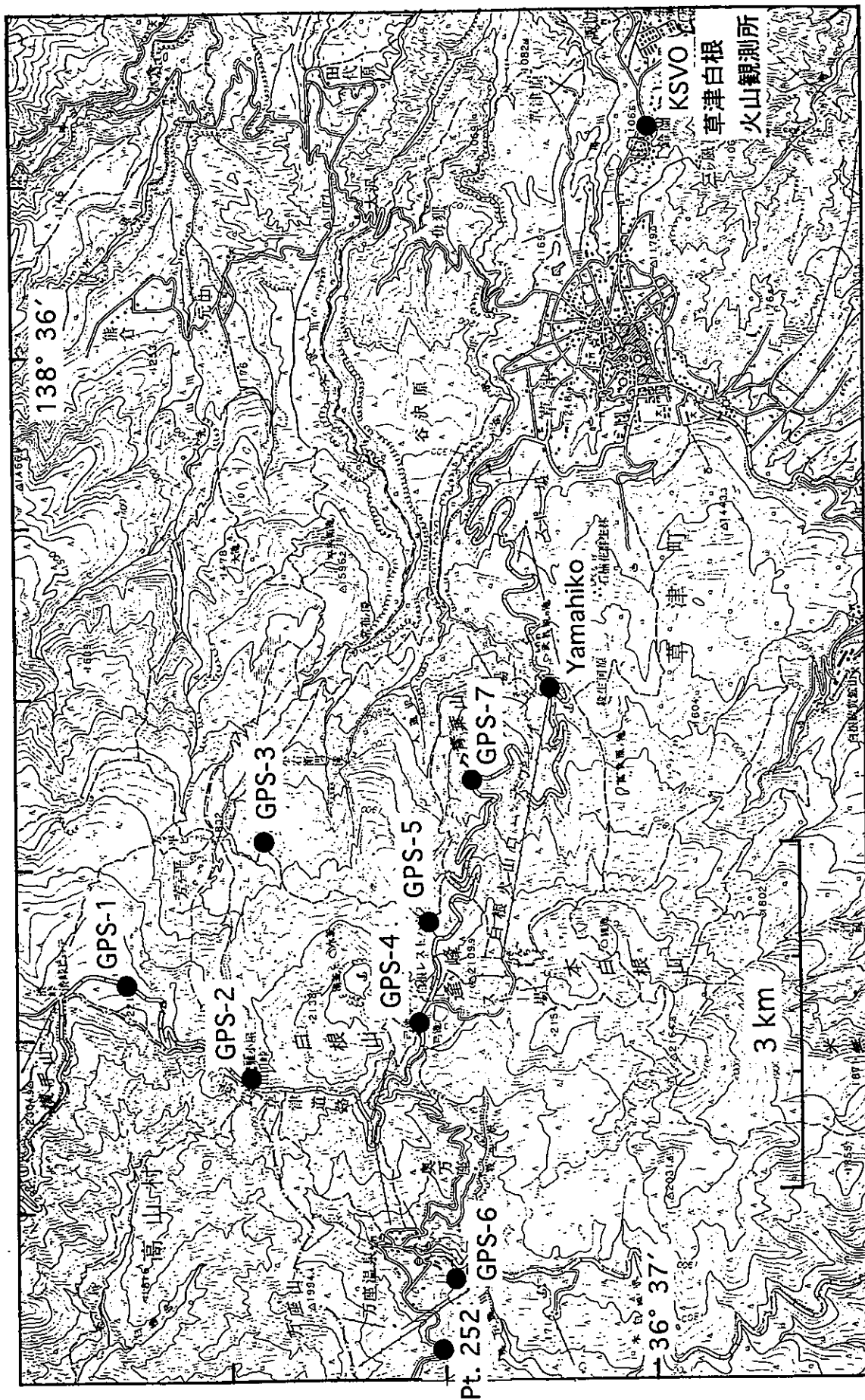


図1 (a) 草津白根山周辺の重力点分布

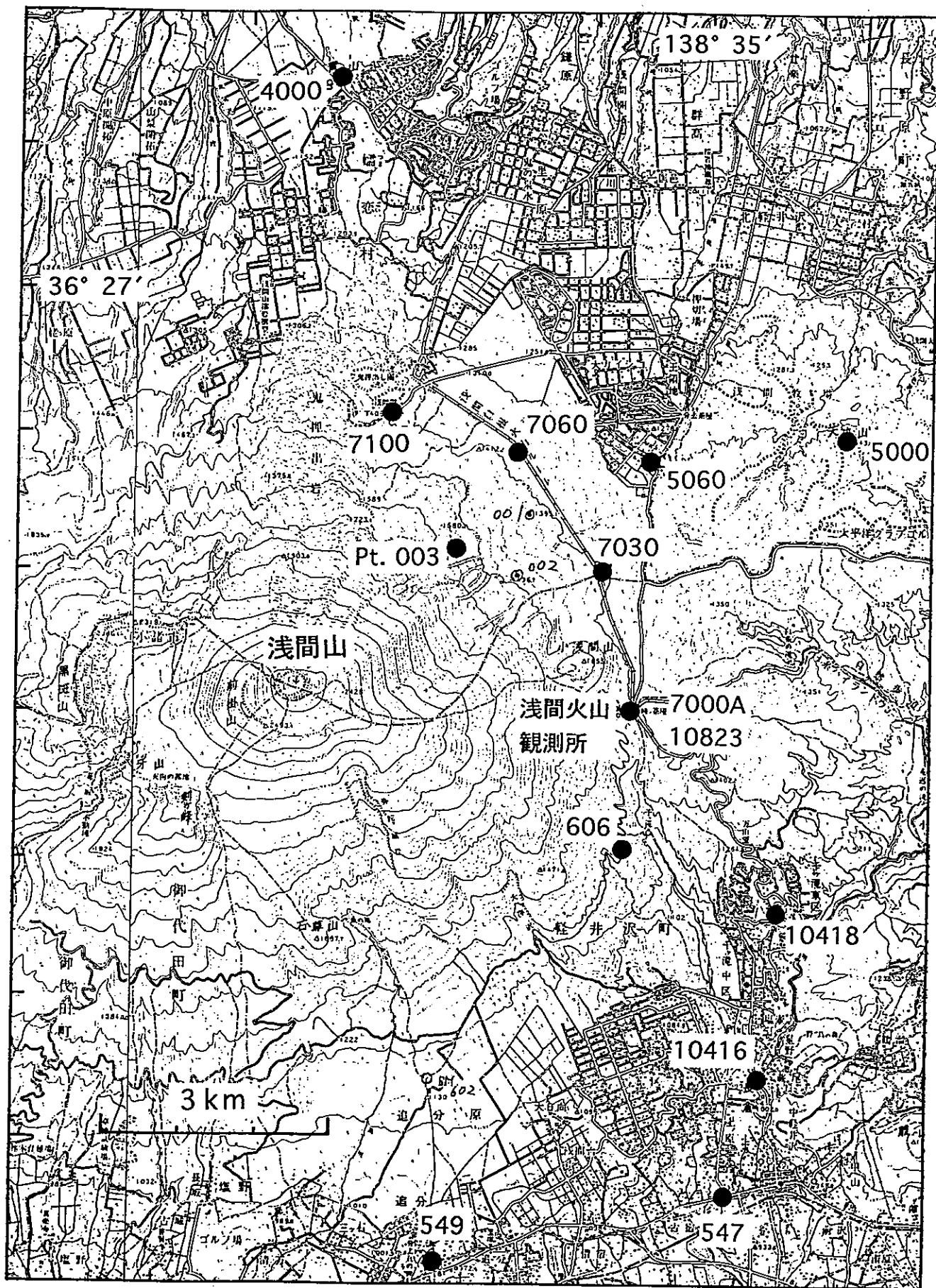


図1 (b) 浅間山周辺の重力点分布

周期的誤差については、各周期をカバーするにはデータが不足なので今回はそれ以上の検定は行わなかった。方位依存性については各重力計ごとに検定を行い、スケール定数の補正は G581 を基準にして最小自乗法で決定した。表 1 に各誤差要因ごとの補正係数を示す。

表 1 各重力計の補正係数

誤差要因	補正係数	重力計				
		G375	G581	G682	G705	G891
スケール定数	A (x10 ⁻⁴)	-3.4	-2.1	-4.2	-2.2	-3.2
設置磁気方位	Bc (μgal)	0	-4.0	0.0	0	0
	Bs	0	3.0	23.6	0	0
周期 73.3 mgal 36.7 7.3 3.7 1.0	C1 (μgal)	-	-2.4	-	-	-
	S1	-	2.0	-	-	-
	C2	-	-7.5	-	-	-
	S2	-	-12.7	-	-	-
	C3	-	-0.1	-	1.7	-
	S3	-	-0.2	-	6.1	-
	C4	-	2.4	-	-0.8	-
	S4	-	-1.8	-	0.0	-
	C5	-	-2.7	-	-	-
	S5	-	0.0	-	-	-

測定値に対して、地球潮汐定数を 1.2 とした潮汐補正、計器高補正、ドリフト補正および表 1 の係数を用いた補正を施し、各重力計毎に基準点との重力差を求めた。

3. 測定結果

各重力計ごとの重力値とその平均値を表 2 に示す。重力計 G1009 については、測定結果のばらつきが大きくスケール定数の検定ができなかったため、メーカー提供のスケール定数をそのまま使用している。表 2 の平均値を求める際には、G1009 の重力値は除外した。各重力計の重力値と平均値との偏差を表 3 と図 2 に示す。G1009 を除く各重力計とも、重力差 400mgal の範囲でほとんどの偏差は 20μgal 以下におさまっており、測定およびスケール定数の補正が良好であることを示している。

今回測定した重力点のうち前回 1984 年と同一なのは、草津白根山周辺では山媛呼 (Yamahiko) と Pt.252 のみ、浅間山周辺では 8 点である。これらの点における 1984 年 10 月から 1992 年 10 月の期間の重力変化を表 4 に示す。1984 年の重力値については、今回検定を実施した G375 と G581 による測定値のみを使用し、それぞれ表 1 の補正を行って求めた。浅間山周辺の BM4000 で 20μgal を超える重力増加となっているが、これは 1984 年の G375 の測定値が小さすぎたことによると思われる。実際、G581 の測定結果では重力変化はごくわずかである。それ以外の点では、有意な重力変化は認められない。

表2 草津白根山および浅間山周辺の重力精密測定結果
(1992年9月28日～10月3日)

BM	Average (mgal)	G375 (mgal)	G581 (mgal)	G682 (mgal)	G705 (mgal)	G891 (mgal)	G1009 (mgal)
Tokyo-B	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Tsukuba-GS	162.293	162.278	162.291	162.298	162.306	162.294	162.294
Tsukuba-FGS	162.491	162.476	162.481	162.498	162.490	162.511	162.480
KSVO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Yamahiko	-97.380	-97.383	-97.376	-97.383	-97.383	-97.373	-97.336
GPS-1	-226.952	-226.941	-226.955	-226.948	-226.950	-226.968	-226.896
GPS-2	-198.090	-198.090	-198.094	-198.085	-198.090	-198.092	-198.092
GPS-3	-162.447	-162.476	-162.446	-162.434	-162.428	-162.452	-162.376
GPS-4	-195.116	-195.110	-195.120	-195.108	-195.107	-195.133	-195.077
GPS-5	-187.066	-187.082	-187.062	-187.056	-187.063	-187.066	-187.023
GPS-6	-117.459	-117.463	-117.461	-117.464	-117.444	-117.463	-117.460
GPS-7	-146.882	-146.876	-146.869	-146.875	-146.891	-146.898	-146.863
Pt. 252	-141.409		-141.417	-141.406	-141.404		
BM 7000A	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BM 10823	0.035	0.040	0.035	0.040	0.035	0.024	0.038
BM 10418	69.331	69.335	69.315	69.348	69.343	69.313	69.325
BM 10416	98.924	98.935	98.928	98.927	98.927	98.902	98.857
BM 547	98.228	98.220	98.239	98.236	98.232	98.210	98.175
BM 549	91.258	91.261	91.263	91.266	91.267	91.233	91.219
BM 606	24.068	24.065	24.076	24.083	24.061	24.054	24.021
BM 4000	61.651	61.654	61.658	61.638	61.660	61.648	61.625
BM 5000	23.816	23.824	23.822	23.811	23.821	23.802	23.779
BM 5060	30.773	30.790	30.785	30.761	30.778	30.752	30.710
BM 7030	-0.489	-0.490	-0.492	-0.487	-0.487	-0.490	-0.481
BM 7060	11.670	11.668	11.673	11.682	11.676	11.650	11.666
BM 7100	-0.047	-0.049	-0.048	-0.041	-0.043	-0.054	-0.062
Pt. 003	-29.789		-29.793	-29.789	-29.784		

表3 各重力計の重力値とG375, G581, G682, G705, G891の平均値との偏差

BM	Average (mgal)	G375-Av. (μ gal)	G581-Av. (μ gal)	G682-Av. (μ gal)	G705-Av. (μ gal)	G891-Av. (μ gal)	G1009-Av. (μ gal)
Tokyo-B	0.000	0	0	0	0	0	0
Tsukuba-GS	162.293	-16	-2	5	13	1	1
Tsukuba-FGS	162.491	-15	-10	7	-1	20	-11
KSV0	0.000	0	0	0	0	0	0
Yamahiko	-97.380	-4	4	-3	-3	7	44
GPS-1	-226.952	11	-3	4	2	-15	56
GPS-2	-198.090	0	-4	5	0	-2	-2
GPS-3	-162.447	-29	1	13	19	-5	71
GPS-4	-195.116	5	-4	8	9	-18	39
GPS-5	-187.066	-17	4	10	3	0	43
GPS-6	-117.459	-4	-2	-5	15	-4	-1
GPS-7	-146.882	5	13	7	-9	-16	19
Pt. 252	-141.409		-8	3	5		
BM 7000A	0.000	0	0	0	0	0	0
BM 10823	0.035	5	0	5	0	-11	3
BM 10418	69.331	4	-16	17	12	-18	-6
BM 10416	98.924	11	4	3	3	-22	-67
BM 547	98.228	-7	11	9	4	-17	-53
BM 549	91.258	3	5	8	9	-25	-39
BM 606	24.068	-3	8	15	-7	-14	-47
BM 4000	61.651	2	7	-14	9	-4	-26
BM 5000	23.816	8	6	-5	5	-14	-37
BM 5060	30.773	17	12	-12	5	-21	-63
BM 7030	-0.489	-1	-3	2	2	-1	8
BM 7060	11.670	-2	3	12	6	-20	-4
BM 7100	-0.047	-2	-1	6	4	-7	-15
Pt. 003	-29.789		-4	0	5		
RMS		10	7	9	8	14	38

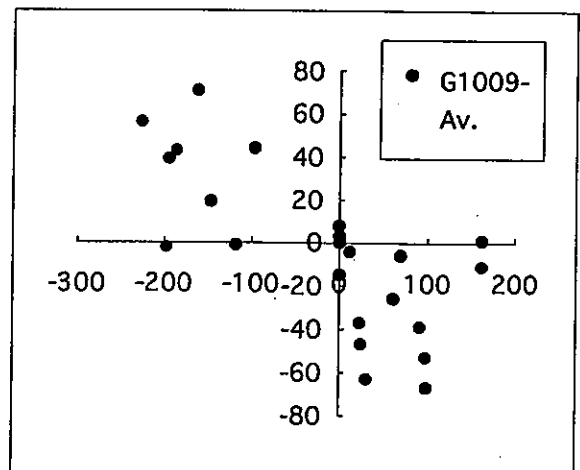
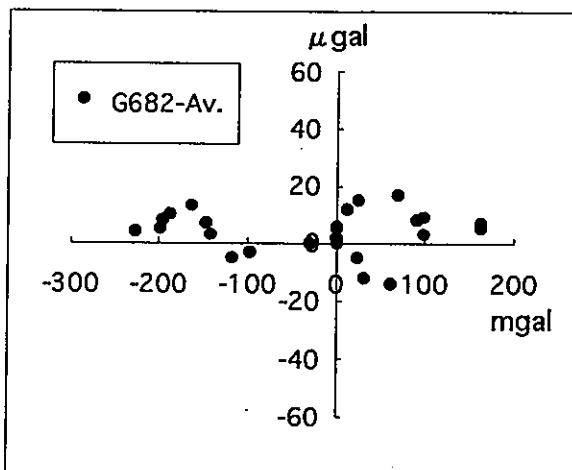
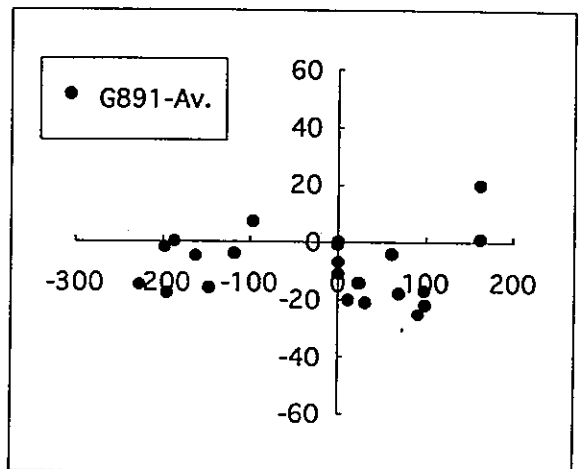
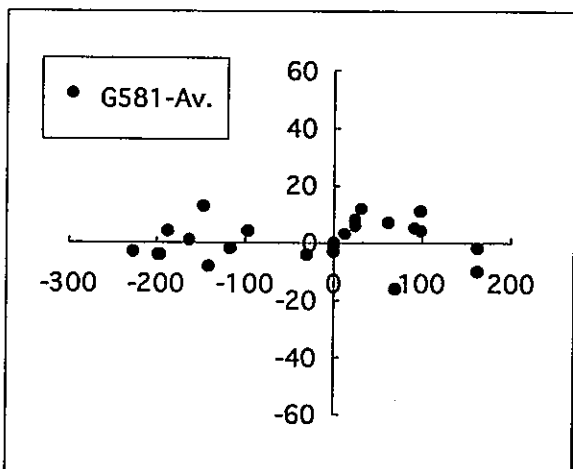
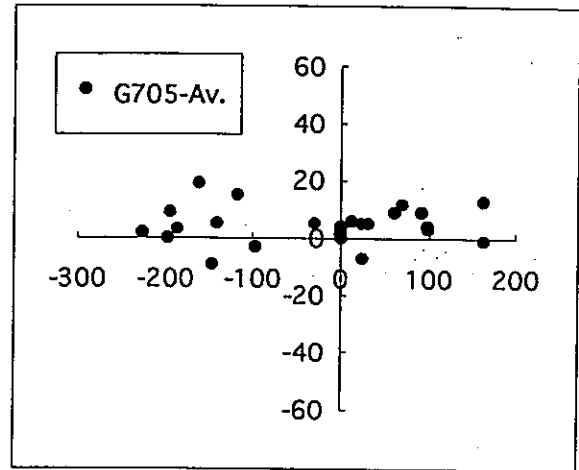
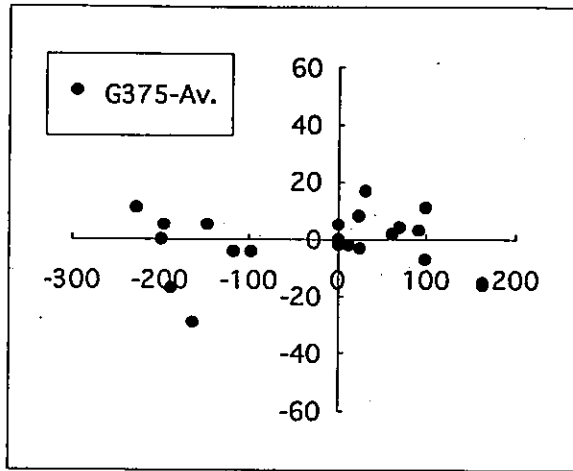


図2 各重力計による重力値と平均値との偏差。

表4 1984年～1992年の重力変化

BM	1984 Oct.				1984	1992	1992
	G375* (mgal)	G581*	G375** (mgal)	G581**	Average** (mgal)	Average (mgal)	-1984 (μ gal)
Yamahiko	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0
Pt. 252	-44.021	-44.010	-44.036	-44.019	-44.028	-44.029	-1
BM 7000A	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0
BM 10823	0.034	0.035	0.034	0.035	0.035	0.035	0
BM 549	91.250	91.246	91.281	91.265	91.273	91.258	-15
BM 606	24.060	24.052	24.068	24.057	24.063	24.068	5
BM 4000	61.586	61.633	61.607	61.646	61.626	61.651	25
BM 5000	23.823		23.831		23.831	23.816	-15
BM 7100	-0.024	-0.053	-0.024	-0.053	-0.039	-0.047	-8
Pt. 003	-29.795	-29.773	-29.805	-29.779	-29.792	-29.789	3

*) スケール定数未補正 (渡辺ほか, 1985).

**) 表1の係数で補正.

4. おわりに

草津白根山および浅間山周辺の水準点および新しく設置されたGPS基準点を中心に、重力精密測定を実施した。両地域とも、前回1984年10月から今回1992年10月の期間に有意な重力変化は認められなかった。

測定に際し、各重力計のスケール定数および重力計の設置方位依存性を検定した。スケール定数は、G1009を除き良好な検定ができた。方位依存性は、G682が両振幅47 μ galの大きな値であったが、その他の重力計では測定誤差以内であった。スケール定数および設置方位による誤差を補正した結果、重力差400mgalの範囲で各重力計による重力値の偏差はほとんどの重力点で20 μ gal以下となった。今後周期誤差についても検定を実施し、さらに測定精度を向上させる必要がある。

今回、水準点およびGPS基準点を用いて草津白根山周辺に8点、浅間山周辺に6点の重力点を増設したので、今後測定を継続すれば、両火山の活動状態を把握するうえで有用なデータが得られるであろう。

文 献

- 田島広一ほか (1978) : 浅間・草津白根山周辺の重力異常と重力精密測定、地震研究所イ報、53、509-522
 深沢秀之ほか (1982) : 浅間山周辺の重力精密測定 (2)、浅間山集中総合観測報告 (昭和56年)、45-51
 渡辺秀文ほか (1985) : 浅間・草津白根山周辺の重力精密測定—1984年10月、第2回草津白根火山集中総合観測報告書、47-54

草津白根山における全磁力観測

気象庁地磁気観測所

手塚 雅美・山崎 明・仲谷 清
中島新三郎・小嶋美都子

Observation of the Geomagnetic Total Force on Kusatsu-Shirane Volcano

Kakioka Magnetic Observatory

Masayoshi TEZUKA, Akira YAMAZAKI
Kiyoshi NAKAYA, Shinzaburo NAKAZIMA
and Mitsuko OZIMA

1. はじめに

第四紀噴出物から構成される火山では、多くの場合岩石は現在の地球磁場方向の残留磁化を持っている。火山体内部へのマグマの上昇や熱水の侵入などで周囲の岩石が熱せられキュリー点を超える時、岩石は残留磁化を消失する。これを熱消磁という。この時地表で全磁力を測定していれば、熱消磁の南側の地点では全磁力が減少し北側の地点では全磁力が増加する。反対に火山体が冷却し岩石の温度がキュリー点以下に下がれば、岩石は再び残留磁化を獲得する。これを帯磁と言う。この時全磁力変化のパターンは熱消磁とは逆になる。全磁力変化の大きさや分布から熱消磁の発生している深さや大きさが推定できる。このように全磁力変化は火山体内部の熱的状态の推移を忠実に反映すると考えられ、全磁力の観測は火山活動を監視する上で重要な観測であると言える。事実、最近の伊豆大島や雲仙岳の噴火に際しては顕著な全磁力変化が観測されている (Yukutake et al., 1990; 田中・他, 1993)。

地磁気観測所では現在、桜島・阿蘇山・雲仙岳・草津白根山・伊豆大島・三宅島・雌阿寒岳において火山活動の監視を目的とした全磁力観測を実施している。草津白根山においては1976年より山頂部を中心に17点の全磁力観測点を設け、毎年一回定期的な全磁力の繰り返し観測を行ってきた。また、1990年に発生した顕著な全磁力変化を契機として同年11月より山頂部の3地点に全磁力連続観測点を設置し観測態勢を強化してきた。これまでの観測において1990年から1991年にかけて山頂部の測点で大きな全磁力変化が観測され、解析結果、水釜周辺の地下数百mで大規模な熱消磁が発生したことが推定された (中禮・他, 1991; 山崎・他, 1992; 山崎・他, 1992)。また1982~1984年の噴火に際しても火山活動に関連したとみられる全磁力変化が観測されている (Ohchi, 1987)。1992年以降は全磁力はほぼ一定の値を保っており、熱消磁は現在のところ沈静化している。本報告では草津白根山で行っている観測の概要とこれまでの観測結果について報告する。

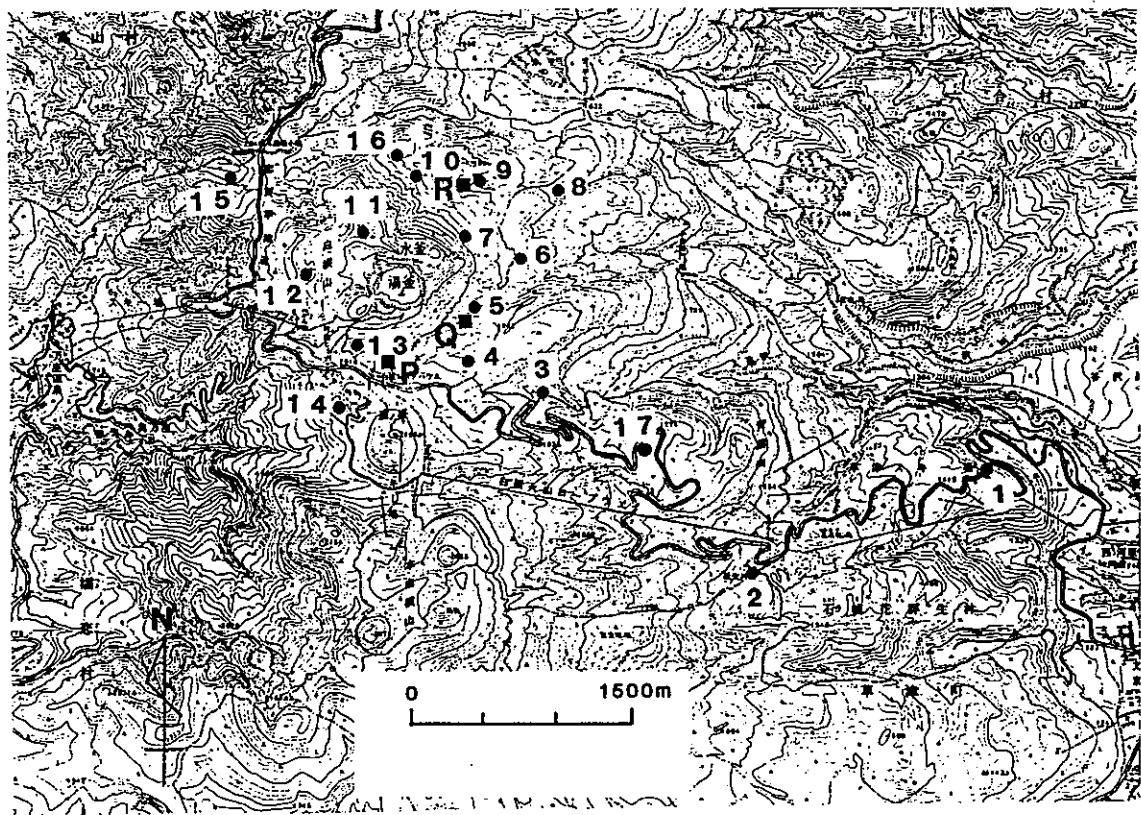
2. 全磁力繰り返し観測

第1図に全磁力繰り返し観測点および連続観測点を示す。繰り返し観測点は全部で17点である。繰り返し観測は携帯用プロトン磁力計を高さ1.4 mにセットして5分間測定する。全測点の測定には2日間を要するが、この間の地球磁場変化の補正は連続観測点Qを毎分測定に切り換えて行う。こう

して測定、補正した各測点の全磁力は最終的にどこかの観測点を基準とした値に置き換える必要がある。草津白根山では火山活動による変化を検出するのが目的であるので、基準点は火山の影響を受けない場所にあることが望ましい。我々は草津白根山の南方約60 kmに位置する八ヶ岳地磁気観測所（東京大学地震研究所）を基準点として選び、最終的な各測点の全磁力値を決定している。

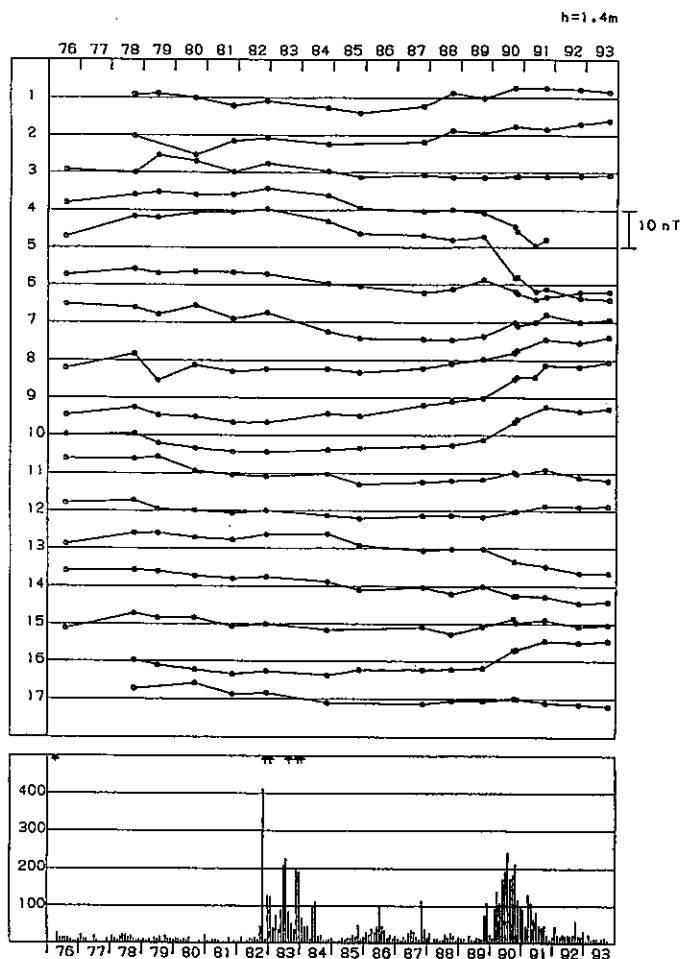
第2図に全磁力繰り返し観測結果を示す。1990～1991年の火山性地震活動が活発であった時期に山頂部の測点で全磁力が大きく変化しているのが目立つが、この変化は前述した草津白根山で発生した熱消磁である。その後地震活動は低下し、それに対応して全磁力もほぼ一定の値を保っている。

全磁力繰り返し観測には多くの誤差要因が介在し、観測精度を正確に把握することは実際上なかなか困難である。我々はこれまでの観測結果などから観測精度は $\pm 1 \text{ nT}$ 程度と考えているが、必ずしも根拠のある数字ではない。繰り返し観測の誤差には測定上の誤差、例えば磁力計のセット位置のずれなどがあり、また測点のごく近傍での環境変化、例えば測点のまわりの岩石や土の移動などに伴う



第1図 全磁力観測点配置図

■ 全磁力連続観測点、 ● 全磁力繰り返し観測点



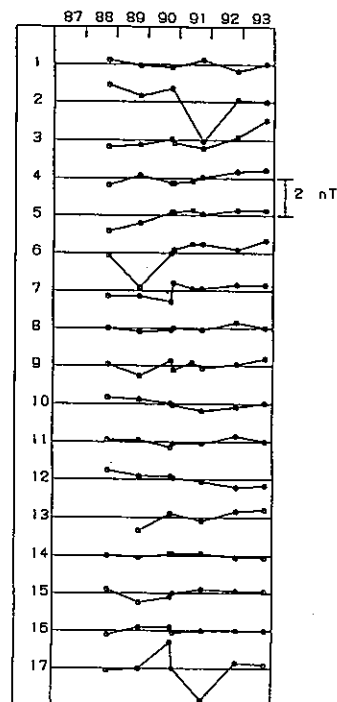
第2図 ハヶ岳地磁気観測所（東京大学地震研究所）を基準とした全磁力変化と火山性地震の月別回数（A点：JMA）。矢印は噴火を示す。

ものもある。この種の誤差をチェックするため1988年から測点高2.0 mでの観測も平行して行っている。第3図に測点高2.0 mと1.4 mの全磁力値の差を示す。これを見るとほとんどの測点で差は ± 1 nT以内の範囲にあることがわかる。測点No. 2、6、17では差が大きく変化した年もあるが、その後は元に戻っており、おそらく測定上のエラーであろうと思われる。測点No. 3、12のように経年的に変化していく傾向のある測点があるが、この原因はよくわかっていない。

3. 全磁力連続観測

1990年11月から草津白根山山頂部に3台のプロトン磁力計を設置し全磁力連続観測を行っている（第1図）。P、Q点は湯釜周辺の地下で熱消磁が発生すれば全磁力の減少が期待され、R点は増加が期待される地点に位置している。Q、R点での観測はソーラーパネル+バッテリー方式としており、測定データはメモリカードに収められる。測定間隔は5分である。こうした方式で冬の積雪期の観測がうまくゆくかどうか懸念されたが、当初の予想よりは順調に行われている。P点は山頂レストハウス付近にあり、東京工業大学草津白根火山観測所の観測施設を利用して測定データを山麓の観測所までテレメールしている。測定間隔は1分である。

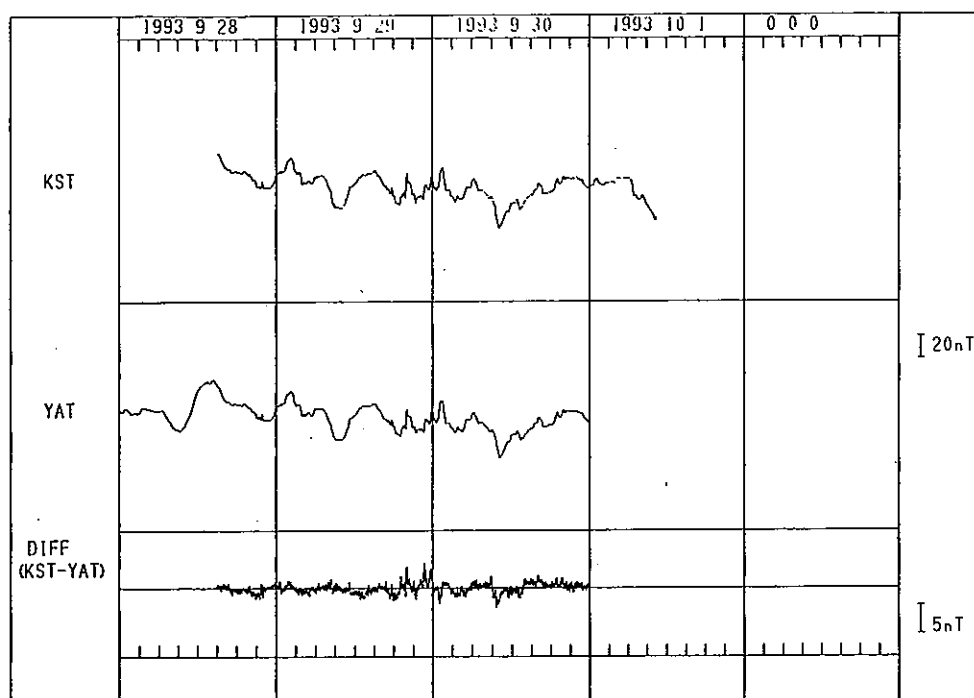
各連続点の測定値はハヶ岳を基準とした全磁力値への換算をおこなうが、単純にハヶ岳との差をと



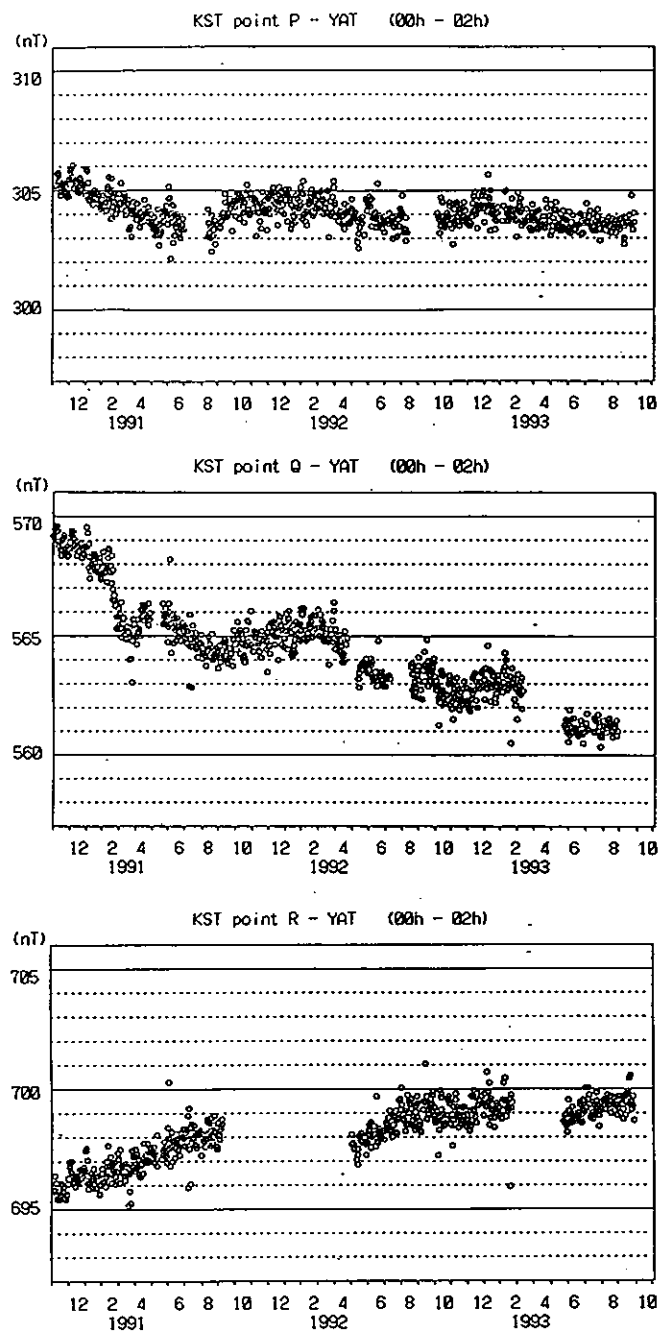
第3図 測点高2.0 mと1.4 m
の全磁力差の変化
(2.0 m - 1.4 m)

るとバラツキが大きくなりあまりよい結果が得られない。一般に地球磁場変動の規模は非常にグローバルであり、比較的近距离（数km～数十km）に位置する観測点では本来ほとんど同じ磁場変化をすると考えてよい。しかし、観測点周辺の地下の電気伝導度の構造や観測点での磁力線の方角の違いのため、実際に観測される全磁力変化は同じにはならない。第4図にQ点と八ヶ岳の全磁力毎分値の差を示したが、小規模の地磁気擾乱で5 nT程度の差がでていることがわかる。こうした差を小さくするため、地磁気日変化を避けた夜間値（00h～02h JST）の値を用い、さらに地磁気観測所（柿岡）のH成分を用いた擾乱補正を行って一日一個の八ヶ岳との全磁力差を求めている（第5図）。こうするとバラツキの幅は±1 nT位に入るようになる。第6図に同じようにして求めたQ点とR点の全磁力差を示したが、バラツキはさらに小さくなる。これはQ点とR点は近距离に位置し、地下の電気伝導度構造の違いがほとんど影響してこないためと考えられる。

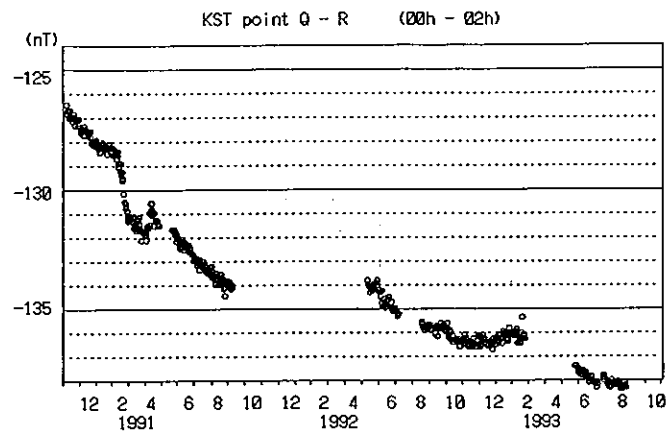
全磁力連続観測の結果は全磁力繰り返し観測結果と調和し、1990～1991年の熱消磁以降あまり大きな変化は観測されていない。1992年2月から8月頃にかけてP、Q点で全磁力がやや減少しR点で増加しているが、これは1990～1991年に発生した熱消磁が再び同じ場所で少し進行したものと考えられる。



第4図 草津白根山（Q点）と八ヶ岳の全磁力毎分値の比較

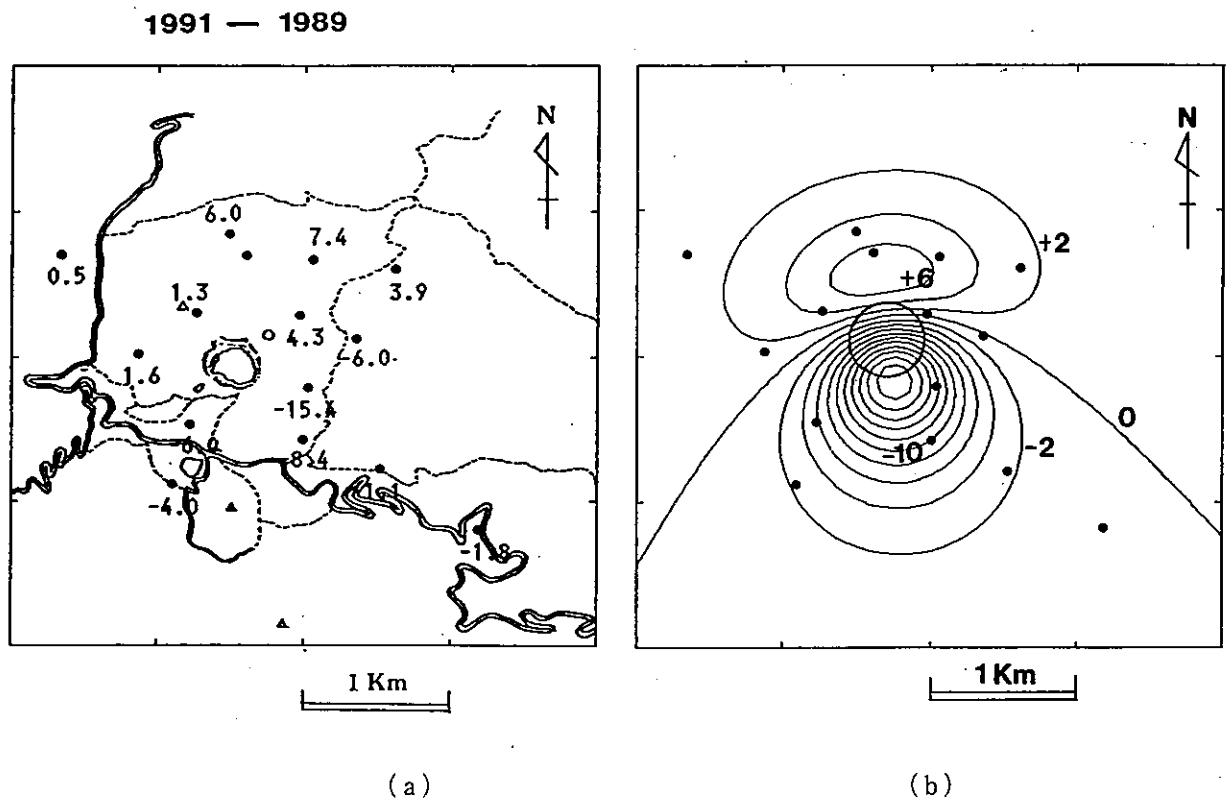


第5図 八ヶ岳地磁気観測所を基準とした全磁力連続観測点（P、Q、R）における全磁力夜間値の変化（柿岡の日成分を用いて外部磁場擾乱の補正をしてある）。



第6図 Q点とR点の全磁力夜間値の差の変化

Q点では1993年の3月から5月の欠測をはさんで全磁力が約2 nT減少しているが、これは磁力計の不調である可能性もあり今後明らかにさせたい。なお、連続観測にところどころ欠測があるのはメモリーカードの不良、バッテリードロップ等によるものである。



第7図 (a) 1989~1991年の各繰り返し観測点における全磁力変化 (nT)
(b) 熱消磁のダイポールモデル (コンター間隔は2 nT)

4. 考 察

第7図に1989年9月～1991年9月までの2年間の繰り返し観測点における全磁力変化量(図左)、およびこの変化量から最小二乗法で求めた熱消磁のダイポールモデル(図右)を示す。ダイポールの位置は湯釜の北東、水釜の直下約700 mに求まり、大きさは $5.6 \times 10^7 \text{ A} \cdot \text{m}^2$ である。これは草津白根山の平均的磁化強度を1.0 A/mとした場合、半径240 mの球形域が完全に熱消磁することと等価である。このダイポールモデルは、球殻域の熱消磁でも体積が等しければ同じダイポールとなる。また、熱消磁域が円盤もしくは薄い円錐状の形状であれば、熱消磁域がもう少し浅くても同じような全磁力変化を与えるモデルも存在する(山崎・中禮、1991)。

地下の昇温の程度についてはあまりはっきりしたことは述べられないが、草津白根安山岩の熱消磁特性の測定では300℃から400℃に昇温する時最も効果的に熱消磁が進むことがわかっている。200～300℃程度でも熱消磁はおこるが、この場合かなり広範囲な熱消磁域を想定しなければならない。

1992年以降の全磁力はほとんど一定であるので、地下の温度分布もいまのところ一定の状態を保っていると考えられる。

1990～1991年に発生した全磁力変化は1976年の観測開始以来最大のものである。1982～1984年の噴火に際しても噴火後ある程度熱消磁が発生したと推定されているが、今回の熱消磁はそれをはるかに上回る規模であった。この時期に噴火の発生はなかったが、火山体内部でおこった変動はきわめて大規模であったと考えられる。

5. 謝 辞

東京工業大学草津白根火山観測所にはテレメール施設を利用させていただいているうえ、測定データの送付等でもお世話になっており、厚く感謝する。東京大学地震研究所八ヶ岳地磁気観測所には快くデータを提供していただき、御礼申し上げる。

参 考 文 献

- 中禮正明・山崎 明・角村 悟、草津白根山で観測された顕著な全磁力変化について、C A研究会論文集、69-75, 1991.
- Ohchi, K., Observation of the geomagnetic total force at Kusatsu-Shirane Volcano, Mem. Kakioka Mag. Obs., vol.22, 1-9, 1987.
- 田中良和・大学合同観測班、雲仙火山噴火にともなう地磁気変化(1991-1992年)、C A研究会論文集、206-211, 1993
- 山崎 明・中禮正明・角村 悟・中島新三郎、草津白根山における全磁力変化の解析-1990年の顕著な全磁力変化と熱消磁モデル-、地磁気観測所要報、vol.24, No.2, 53-66, 1992.
- 山崎 明・中禮正明・仲谷 清・角村 悟・中島新三郎・下田正人、草津白根山における全磁力変化(1989-1992)、地磁気観測所技術報告(C A研究会論文集)、vol.32、特別号、273-278, 1992.
- 山崎 明・中禮正明、球形モデルとほぼ同等な全磁力異常を与える円柱、円錐モデルについて(草津白根山の熱消磁域の解釈)、地磁気観測所技術報告、vol.30, No.3,4, 61-70, 1991.
- Yukutake, T., H. Utada, T. Yoshino, H. Watanabe, Y. Hamano, Y. Sasai, E. Kimoto, K. Otani and T. Shimomura
Changes in the geomagnetic total intensity observed before the eruption of Oshima Volcano in 1986
J. Geomag. Geoelectr., vol.42, 277-290, 1990.

草津白根火山での CSMT および TDEM 探査

京都大学理学部	桂 郁雄・川東 慶子・Djedi S. Widarto
	西村 進
九州大学工学部	茂木 透
北九州職業訓練短期大学校	下泉 政志
大谷大学文学部	西田 潤一
電力中央研究所	楠 建一郎・鈴木 浩一・藤光 康宏
日本地殻調査(株)	城森 明
地磁気観測所	山本 哲也・山崎 明・田口 陽介

CSMT and TDEM surveys at the Kusatsu-Shirane volcano, central Japan

Fac. Sci., Kyoto Univ.	I. Katsura, K. Kawahigashi, D.S. Widarto S. Nishimura
Fac. Eng., Kyushu Univ.	T. Mogi
Kitakyushu Poly. Coll.	M. Shimoizumi
Otani Univ.	J. Nishida
Centr. Res. Inst. Electr. Power Industry	K. Kusunoki, K. Suzuki, Y. Fujimitsu
Japan Crust Res. Co.	A. Jomori
Kakioka Magnetic Obs.	T. Yamamoto, A. Yamazaki and Y. Taguchi

1. はじめに

京都大学理学部・九州大学工学部・電力中央研究所では、同一測点においてテンソルCSMT (controlled source magnetotelluric) 法とTDEM (time-domain electromagnetic) 法を重ね行い、両方のデータをジョイント解析することにより、浅部から地下深部 (およそ5 km深度) までの比抵抗構造を求める試みを1990年以来共同研究として続けている。今までに桜島火山 (西村・他、1991)、九重火山 (茂木・他、1991)、豊肥地熱地帯涌蓋火山 (Widarto・他、1992) での探査例を報告してきている。この共同研究の一環として今回の草津白根火山集中総合観測に参加することとなった。

草津白根火山は活火山であり、最近では1976、1982、1983、1984年に水蒸気爆発を起こしている。また、1988年9月末から10月にかけて火山性地震が群発的に起こり、1989年1月6日には湯釜火口付近で連続的な微動が起こったのに伴い湯釜の湖面下で熱水か水蒸気の噴出を主とする小噴火があった (井田・他、1989)。この地域では1976年から地磁気観測所により繰り返し全磁力観測が行われてきている (Ohchi、1987)。とくに1989年から1990年にかけて顕著な全磁力変化が山頂部の湯釜のまわりで見い出された。これは火口部 (湯釜ないし水釜) の地下で火山性の高温物質 (マグマないし熱水) が成長したことによる熱消磁域の発生のためと考えられている (山崎・他、1992)。

こうした事実をふまえ、火山直下の高温物質検知を比抵抗分布の観点から目指してCSMT-TDEM探査を1992年7月28日から8月2日にかけて火口周辺の計26点において行った(図1)。現時点ではTDEMデータについての解析が充分ではないので、CSMT探査結果に重点を置き、TDEMデータから得られる地下構造については暫定的なものを報告する。なお、結果の一部はすでに桂・他(1993)に報告している。

2. 探査方法

テンソルCSMT法では、ほぼ直交する2本の電場ソース(図1)から交互に送信し、磁場はインダクションコイル、電場は銅棒電極を用いて複素位相検波方式(茂木・他、1990)により磁場・電場各水平2成分を測定した。測定周波数は8700~4.2Hzの12周波数とVLF 17.4kHzである。送信は、

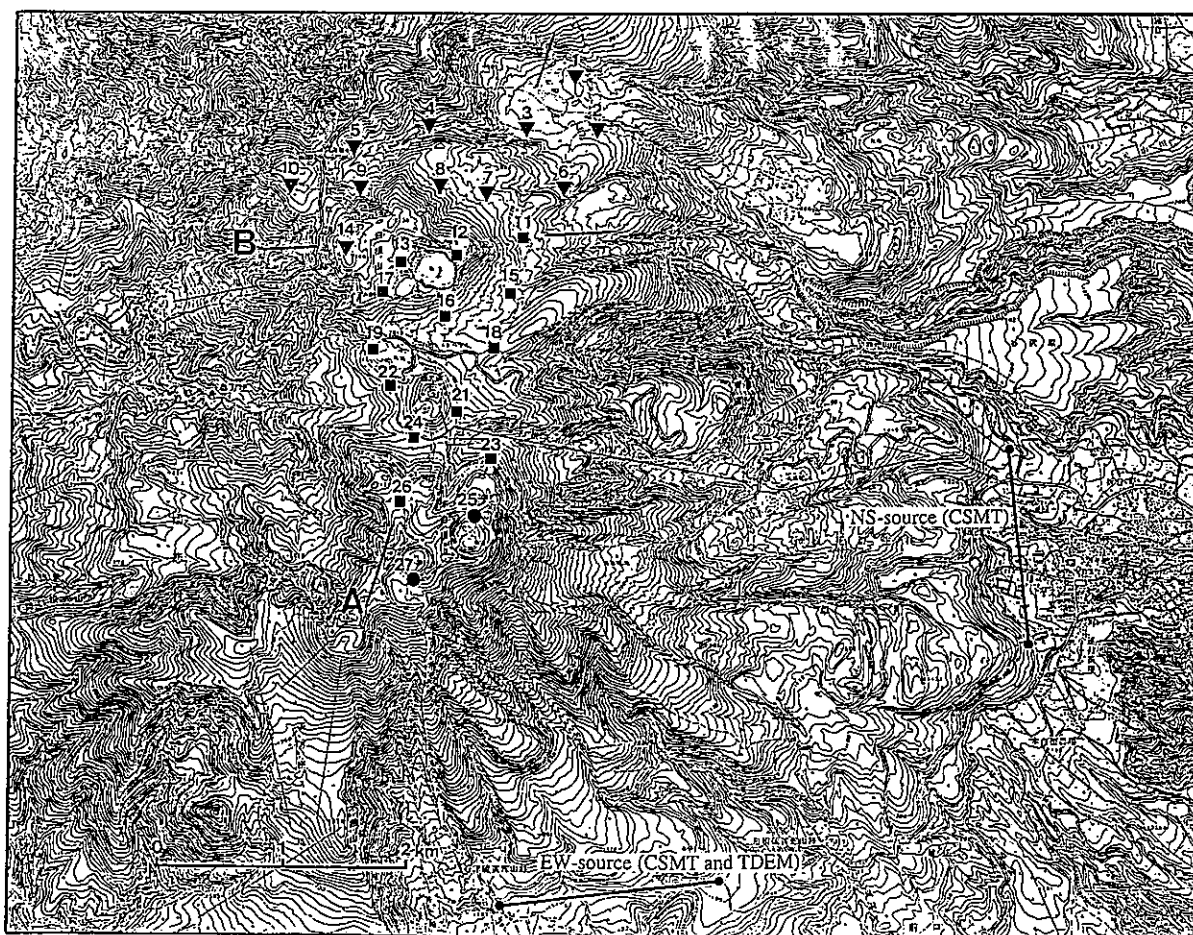


図1 CSMT-TDEM法探査測点および送信極。NS送信極はCSMT法のみ、EW送信極はCSMTおよびTDEM法両方。A、Bは図3における断面の位置。▼はTDEMの過渡応答が電流遮断後の経過時間についてリニアな測点、また■は過渡応答で変曲点の見られる測点、●はその他の測点。

Fig. 1 Surveyed sites of CSMT-TDEM soundings and transmitter sites. NS-source is used for CSMT method and EW-source is used for both CSMT and TDEM methods. A and B are sections presented in Fig. 3. Solid triangle indicates site showing linear transient of TDEM response, and open triangle indicates site showing bend point in long transient.

ある1つのソースごとに8700から4.2Hzまでそれぞれ2ないし5分間送信、順次周波数を切り替え、各切り替え時に1分間停波とし、全周波数送信後にもう1つのソースに替えるという方法によった。送信電流は低周波で約8Aであった。送信中の測定では、各スタックごとに磁場・電場4成分それぞれのコサイン変換値とサイン変換値をすべて保存し、後からコヒーレンシーにより良質のデータ区間を選別できるようにした。また、送信時以外に停波時にも測定し、シグナルのS/N比を求め、データ選別に用いた。

TDEM法では、EWソース(図1)からの送信とし、通常16秒ごとに送信・停波・極性を反転させて送信・停波を繰り返す。送信電流は25Aであった。測定点では、10Hz以下の周波数を実用にするため周波数特性を良くし、基本感度10mV/nT、アンプも含め感度1mV/pTのフラックスゲート磁力計(下泉・他、1991)により直交する3成分を測定した。各測点では、センサーを地中に埋めるなどしてセンサーの温度変化による感度特性の変化を防ぐ配慮をした。送信機と受信機との同期は高精度時計(10⁻⁷以上)によった。送信電流遮断後の過渡応答を、通常4msecごとのデータサンプリングで4000個(16秒)を1測定とし、各測点で100スタック以上の記録を得るようにした。白根火山の火口部から北側の測点では、後に述べるように16秒で過渡応答が終了しない測点が多くみられた。これらの測点の一部について32秒の測定をしてみても、やはり過渡応答は終了しなかった。

3. CSMT法データの解析

CSMT法の現場データからは、良質なデータを選別したのち、1つの測点につき2つのソースについての測定を合わせてテンソルインピーダンスを計算した。データ選別条件は、S/N比1以上、電場・磁場間のコヒーレンシー0.9以上とした。

いま、NS送信のときを1、EW送信のときを2と書くと、ある測定周波数について、それぞれのソースからの送信時の測定電場(E)・磁場(H)はインピーダンステンソル(Z)を伝達関数として

$$\text{ソース1 (NS) について } E_{x1} = Z_{xx}H_{x1} + Z_{xy}H_{y1}$$

$$E_{y1} = Z_{yx}H_{x1} + Z_{yy}H_{y1}$$

$$\text{ソース2 (EW) について } E_{x2} = Z_{xx}H_{x2} + Z_{xy}H_{y2}$$

$$E_{y2} = Z_{yx}H_{x2} + Z_{yy}H_{y2}$$

と書ける。ここにx・yは北向き・東向きの成分を表す。

参照シグナルとしてソース1のとき H_{y1} を、ソース2のとき H_{x2} をとるとすると、インピーダンステンソルの各要素は

$$Z_{xx} = \{ \langle E_{x1} H_{y1}^* \rangle \langle H_{y2} H_{x2}^* \rangle - \langle E_{x2} H_{x2}^* \rangle \langle H_{y1} H_{y1}^* \rangle \} / \Delta$$

$$Z_{xy} = \{ \langle H_{x1} H_{y1}^* \rangle \langle E_{x2} H_{x2}^* \rangle - \langle H_{x2} H_{x2}^* \rangle \langle E_{x1} H_{y1}^* \rangle \} / \Delta$$

$$Z_{yx} = \{ \langle E_{y1} H_{y1}^* \rangle \langle H_{y2} H_{x2}^* \rangle - \langle E_{y2} H_{x2}^* \rangle \langle H_{y1} H_{y1}^* \rangle \} / \Delta$$

$$Z_{yy} = \{ \langle H_{x1} H_{y1}^* \rangle \langle E_{y2} H_{x2}^* \rangle - \langle H_{x2} H_{x2}^* \rangle \langle E_{y1} H_{y1}^* \rangle \} / \Delta \text{ となる。ここに、*は共役複素数、} \langle \rangle \text{はクロスパワースペクトルまたはオートパワースペクトルの平均を表し、}$$

$$\Delta = \langle Hx_1 Hy_1^* \rangle \langle Hy_2 Hx_2^* \rangle - \langle Hx_2 Hx_2^* \rangle \langle Hy_1 Hy_1^* \rangle$$

である。

送信極と測点の位置関係によっては、シグナル強度からみて必ずしも上のような選び方が良いとは限らない。そのときは参照シグナルの選び方を変えて、ソース1のとき Hx_1 を、ソース2のとき Hy_2 をとっても、インピーダンステンソルが求められる。

インピーダンステンソルの行列式値は座標回転に対して不変量なので (Eggers, 1982)、これをもとに 'インヴァリアント(invariant)' 見掛け抵抗 (ρ_{inv}) と位相 (ϕ_{inv}) を

$$\rho_{inv} = |Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx}| / \mu \omega$$

$$\phi_{inv} = \tan^{-1} ([Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx}] \cdot \text{Imag} / [Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx}] \cdot \text{Real}) / 2$$

により求めて後の解析に用いた (Ranganayaki, 1984; Ingham, 1988)。なお、ここに μ は透磁率、 ω は角周波数である。

一部の測点では、一方の送信極からのシグナルが極端に弱くデータ選別条件を満たさないことがあった。そのときは、良い方の送信極からのシグナルだけでスカラー見掛け抵抗と位相を計算して用いた。

一次元層構造解析は、ボスティックインバージョンにより初期解を求めて、さらに最小二乗法により解を改良するという方針で行った。図2にその例を示す。

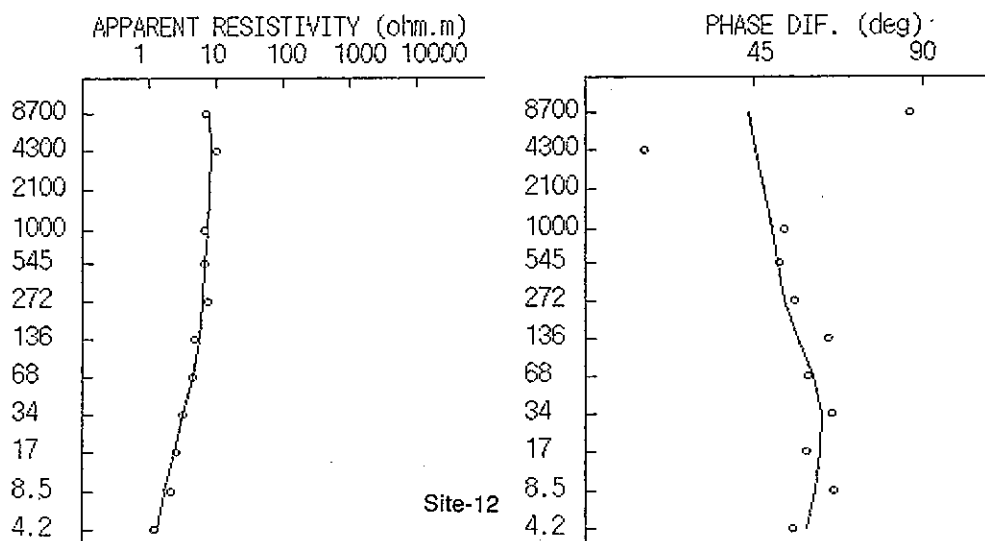


図2 C S M T一次元解析の例。○印は測定値 (インヴァリアント見掛け抵抗および位相)、—は計算値。

Fig. 2 An example of one-dimensional analysis of CSMT data. Open circle is observed data (invariant apparent resistivity and phase) and solid line is calculated values.

4. CSMT法による比抵抗構造

一次元解析の結果得られた比抵抗柱状図を2測線を例として図3に示す。ここに示した2断面は、草津白根火山の火口を横切るようにとってある。測点12番が湯釜と水釜の間の測点である。測点7番や12番では表層からかなり低比抵抗であるが、比抵抗 $1\ \Omega\text{m}$ 以下の低比抵抗層が火口直下100 m余りの深度から始まり、北北東の方へ伸びていることがわかる。このことは、層構造解析で得た比抵抗値の水平分布を見てみるとよりよくわかる。図4は標高1800 mレベルの比抵抗分布を示したものである。実際、草津白根火山では、低比抵抗層の発達している場所の地表に相当する測点7や8番の付近で噴気がみられる。それに対し、火口より南や西側では発達した低比抵抗層はみられない。

湯釜・水釜の下から北北東にかけて低比抵抗層が発達している範囲は、全磁力の変化から推定されている熱消磁域(山崎・他、1992)の水平的な広がりになんかなりよく一致する。ただし、CSMT法で低比抵抗層の上面とわかる深さは、熱消磁域と考えられている層の深さよりかなり浅い。この違いは、岩石の比抵抗低下が、熱消磁が始まるより低い温度から起こることによる。例えば水に飽和した岩石は常温から200℃ほど温度を上げると比抵抗は約10分の1となることが知られている(横山・他、1983)。それに対し、草津白根火山の岩石では、表層の新鮮なものについてはあるが、熱消磁は実質上200ないし300℃以上でないと起こっていないし、急激に残留磁化強度を減らすのは300から400℃にかけてである(山崎・他、1992)。

5. TDEM法データの解析

CSMT法により地下の比較的浅部の比抵抗構造を決めた上で、その部分の比抵抗構造を固定して、TDEM法データとジョイントさせて地下深部(およそ5 km深度)までの比抵抗構造を推定するのが最終的な目標であった。今までの探査地域(桜島、九重、涌蓋)では、そのように行ってきた。ところが、ここ草津白根火山ではTDEM法において過渡応答が非常に長く16秒、あるいは32秒でも減衰が終わらないような測点が、とくに火口周辺より北の方で数多くあった。図5に本白根山の測点で通常の過渡応答の例と、火口の南方および北方の測点で長い過渡応答の2例とを示す。また、図1には過渡応答が終了しなかった測点を区別して示しある。

こうした長い過渡応答は、桜島火山でソースとの間に火口および地下の高温域を挟むような9測点で(西村・他、1991)、また九重火山でも観測されていた。草津白根では、そうした測点が全測点に対し大きな割合をしめる。その測点分布は、ソースからみて火口の影にあたる測点全体にわたる。すなわち、図1に示したように、測点14番と6から10番の測点のならばより北側の測点はすべて、送信電流を遮断したときからの経過時間に対しリニアな過渡応答を示す(図5c)。また、本白根の北側、逢ノ峯あたりから湯釜・水釜周辺の測点11、12、13、17番あたりまでは、電流遮断後わずかの間急激に磁場変化が起こるが、その後長くりニアな過渡応答を示す(図5b)。いわば変曲点を持つ過渡応答である。こうした変曲点を持つタイプでは、ソースからみて遠くなるほど、また火口に近づくほど、変曲点までの経過時間がしだいに少なくなってゆく傾向があり、測点11、12、13番が変曲点を見分けられる限界となっている。測点14番などではそれが見分けられない。こうした過渡応答は、電場ソースと受信点の間に極端な低比抵抗帯があることに原因があると考えられるが、その詳しいメカニズムは未だ明かでない。

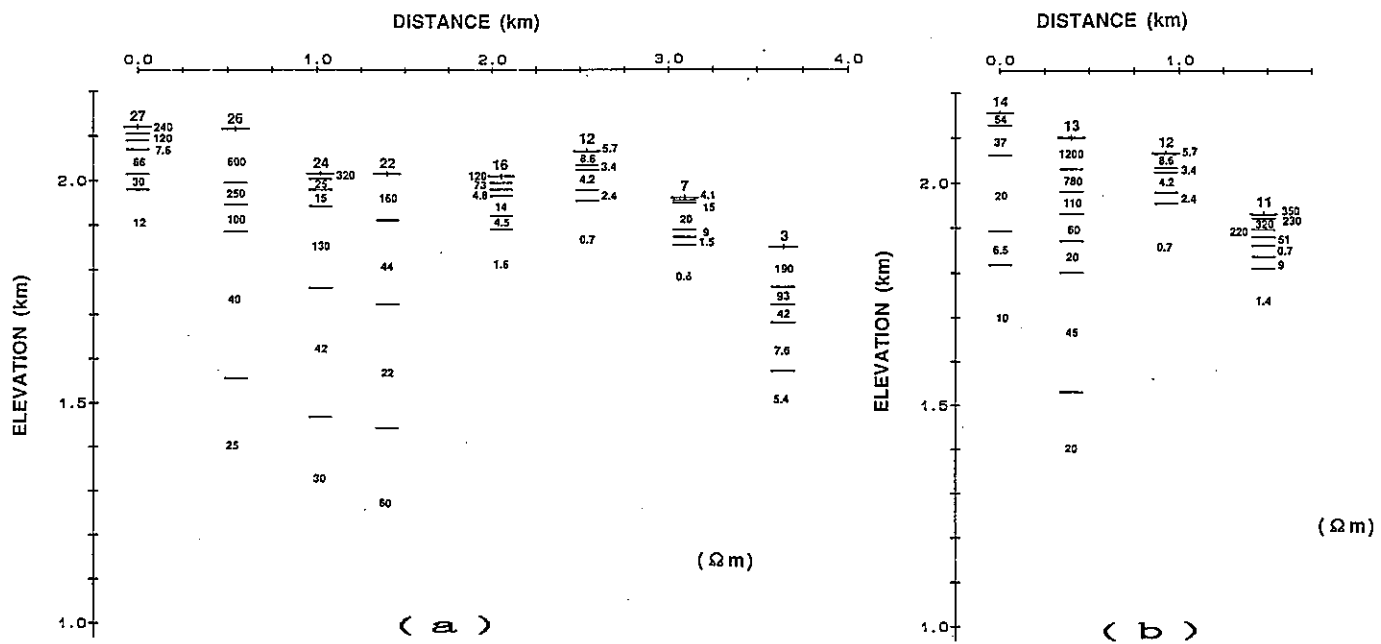


図3 CSMT法データから一次元解析により求めた比抵抗柱状図。(a) A断面、(b) B断面。断面の位置は図1に示す。

Fig. 3 One-dimensional resistivity columns estimated from CSMT data. Location of section is shown in Fig. 1. (a) A-section. (b) B-section.

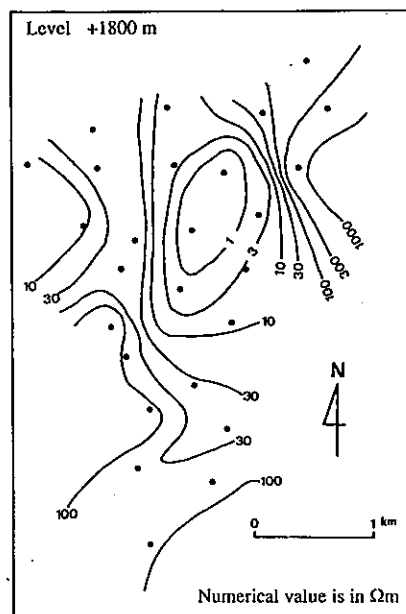


図4 CSMT一次元解析により求めた標高1800 mレベルの比抵抗分布。コンターに付した数字はΩm単位。黒点は測点。

Fig. 4 Resistivity distribution at 1800 m of elevation estimated by one-dimensional analysis of CSMT data. Solid circle is receiver site.

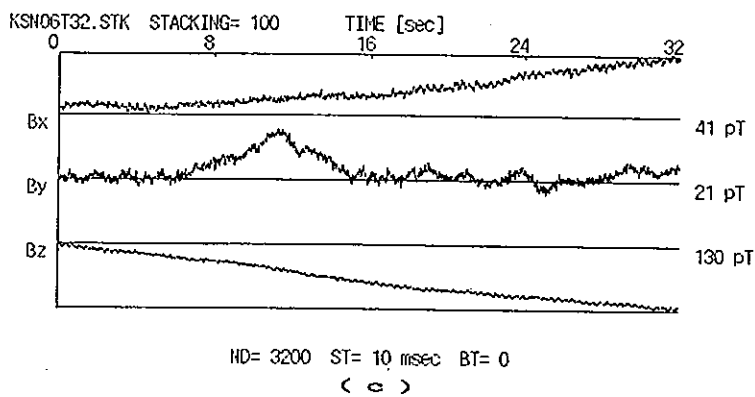
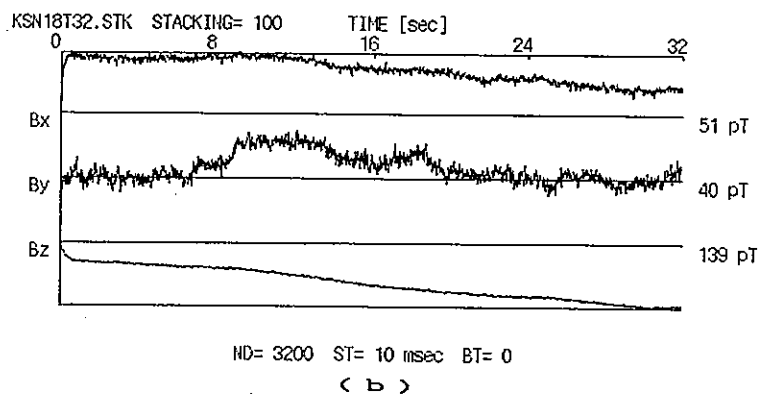
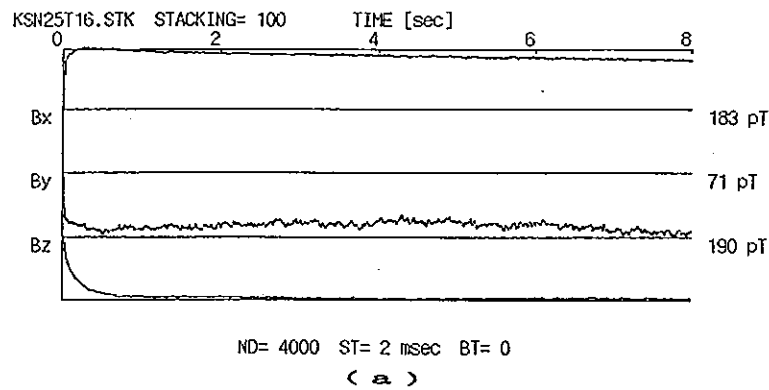


図5 TDEM法データで過渡応答の極端に異なる例。(a) 測点25 (‘正常’な過渡応答を示す)
(b) 測点18 (長い過渡応答であるが途中に変曲点がある)、(c) 測点6 (異常に長くリニアな過渡応答を示す)。

Fig. 5 Three examples of TDEM transient data. (a) Site 25 shows "normal" transient. (b) Site 18 shows long transient including bend point. (c) Site 6 shows very long transient in linear relation to time passing after cut off current.

TDEMのデータに、こうした過渡応答の終了時点を判別できないという問題があるので、このままでは、今までの探査地域で行ってきたようなCSMTデータとのジョイントインバージョンをそのまま適用することにはいささか不安が残る。そこで、暫定的ではあるが、TDEM法の一次元解析として、周波数領域での解析（城森、1991）を行うこととした。TDEMの現場データをスタッキング処理、機器補正を行った後の鉛直磁場成分を用いて、まず見掛け抵抗（ ρ_a ）および拡散深度（ δ ）を

$$\rho_a = \mu r^2 / 4 t \cdot g [Hz (t)]$$

$$\delta = (2 t / \mu \sigma)^{1/2}$$

で求めた（長谷川、1985；Nekut, 1987）。ここに、 r はソースから測点までの距離、 t は電流遮断後の経過時間、 $g [Hz (t)]$ は t 秒後の鉛直磁場の関数展開、 σ は電気伝導度である。拡散深度をTDEM法による可探深度の目安とし、見掛け抵抗から適当な初期モデルを与える。CSMT法だけで得た一次元モデルにより表層の層比抵抗構造を固定し、より下層のみをイタレーションにより改良する。このとき、観測データではパワーより位相時間（ $P t$ ）を重視した。ここで位相時間とは

$$P t = \theta / 360 / f$$

で与えられ、ここに θ は位相（degree）、 f は周波数である。また、ここでは暫定的なモデルを求めるということで、層境界を仮に固定し、層比抵抗のみを改良するという方針で行った。その例を図6に示す。

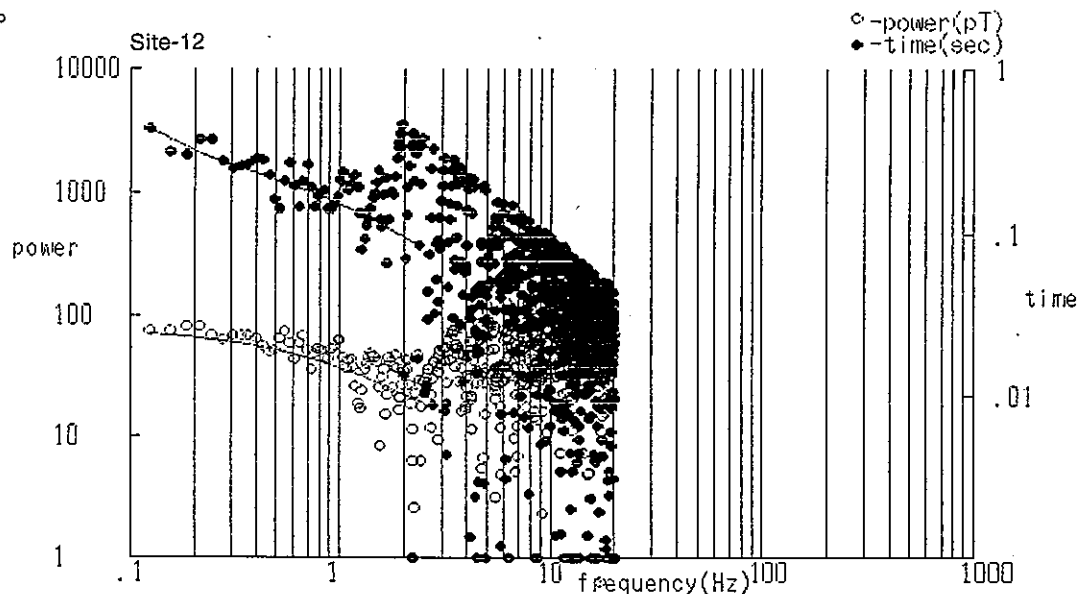


図6 TDEM法データの周波数領域における一次元解析の例。○はパワー、●は位相時間の測定値、曲線は計算値。

Fig. 6 An example of one-dimensional analysis of TDEM data in frequency domain. Circles are observed values (open; power and solid; phase time). Curves are calculated values.

6. TDEM法による比抵抗構造

作成した一次元モデルを図7にCSMTのときと同じ断面(図3)で示した。また、図8には、三つの異なった標高面での比抵抗分布を示した。CSMT法での可探深度の限界あたりでは、図3に見る比抵抗と図7のものと異なっていることがある。CSMT法で得たモデルの最下層の比抵抗についてはTDEMの解析の際に値の改良を許したことにによるが、さらには、そのあたりがTDEM法では高周波数側の限界に近いことにもよる。そのため、CSMTとTDEMのデータの継目にあたる所で解がやや不安定となり、層構造モデルでCSMTデータから求めたものとTDEMデータからのものとで不整合を起こすことがある。

以上のことを割り引いてみても、図7・図8に表れている草津白根火山の地下の比抵抗分布をまとめると次のようである。まず、全体が低比抵抗であることが目立つ。やや高めの比抵抗を示すのは本白根山の付近であるが、それもより深部になると低くなる。全体が低比抵抗であるのは、高温のためであり、とくに低比抵抗となるのは熱水またはマグマなどの高温流体の移動経路や貯留層に相当する可能性がある。

極端な低比抵抗の部分は、標高-1500 mあたりでは湯釜の下からやや東南東に広がっているが、0 m(海面レベル)あたりでは湯釜・水釜の下からやや東北東に、+1000 mあたりでは湯釜・水釜の下

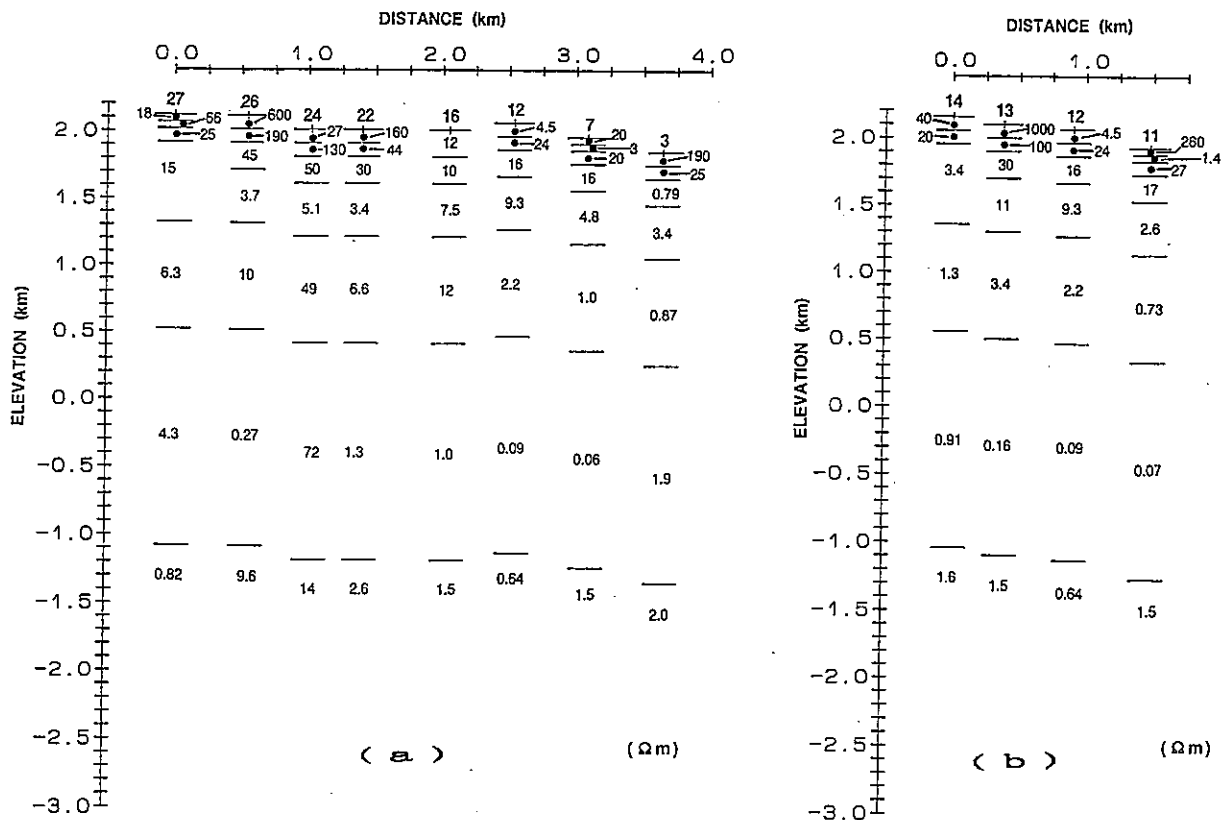


図7 TDEM法データから表層をCSMT一次元モデルで固定して一次元解析により求めた比抵抗柱状図。

(a) A断面、(b) B断面。断面の位置は図1に示す。

Fig. 7 One-dimensional resistivity columns estimated from TDEM data. Location of section is shown in Fig. 1. (a) A-section. (b) B-section.

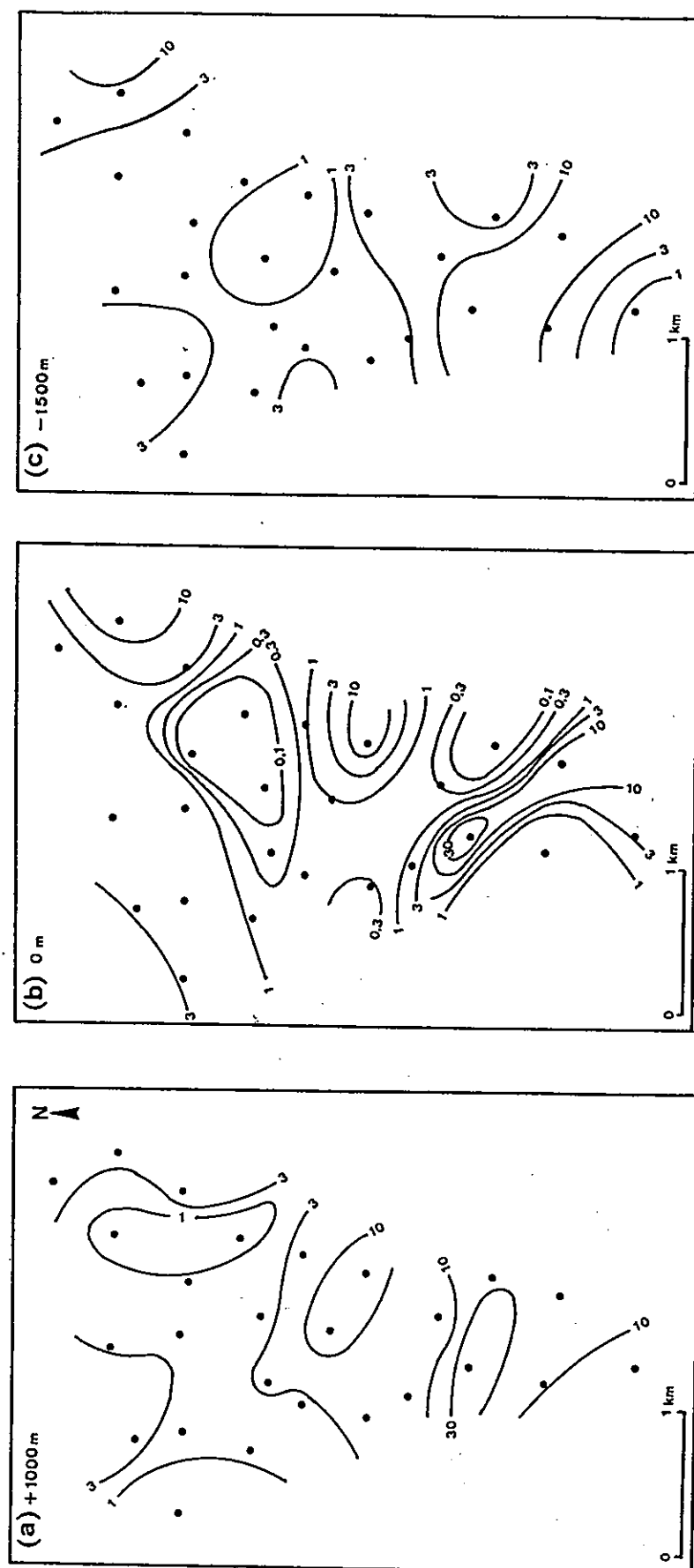


図8 TDEM一次元解析により求めた (a) 標高+1000 m、(b) 0 m (海面)、(c) -1500 mレベルの比抵抗分布。コンターに付した数字は Ω m単位。黒点は測点。

Fig. 8. Resistivity distribution at (a) +1000m, (b) 0m (sea level), (c) -1500m of elevation estimated by one-dimensional analysis of TDEM data. Solid circle is receiver site.

をはずれてより北東方向（測点 3、7、11 のあたり）に広がるようになっている。+1800 mあたりでは、このレベルではC SMTの結果の方がより信頼できるが、図4のように湯釜・水釜の下から北北東に広がっている。熱消磁が起こっていると考えられているところは深度 500 m余りであるが（山崎・他、1992）、その上や下よりも比抵抗は若干高くでていることになる。火山性地震の震源分布をみると、マグマまたは熱水の供給ルートは湯釜の南方から北に向かってしだいに上昇し、水釜の南東部で標高 0 mから 1000 mのレベルで貯留層をつくり、その後上昇し湯釜火口で水蒸気ないし水蒸気を主体とする火山ガスの噴出が起こるものと考えられている（井田・他、1989）。ここで見た低比抵抗の深部から表層までのつながりがマグマないし熱水などの高温流体の上昇経路を表しているとする、それはほぼ地震から見たものと一致していることになる。ただし、マグマないし熱水の供給が湯釜の南方から北に向かって上昇するように起こっているのかどうかは比抵抗分布からは今のところはっきりとは言えず、湯釜の東よりに上昇ルートがあると言えな。また、火山性地震の震源が集中するところは比抵抗からみても高温流体の貯留層と考えられ、それは湯釜・水釜より東よりに位置し標高 1000 mレベルより深部である。

その他の低比抵抗が顕著なところは、本白根の西側（測点 26、27）および北東側（測点 23）、山田峠の西（測点 10）、および弓池のあたり（測点 19）である。本白根の西側では深さによって測点 27 または 26 の下と位置を変えながら続くが 0 mレベルより上へは続かない。これは、本白根の西側にある標高 2000 mまでの硫化水素の噴出や硫気変質地帯（宇都・他、1983）の源と関連するのかもしれない。本白根の北東側では 0 mレベルで極端な低比抵抗を示すが、これは殺生河原や白根火山ロープウェイ下の硫気源との関連が思われる。また、山田峠の西では 0 mレベルよりも上で、弓池のあたりでは 0 mレベルで低比抵抗が目立つが、これらは万座の方の硫気変質との関連が考えられる。

7. 今後の問題

草津白根での特異な過渡応答は、TDEM法データの解析において、単にC SMT法との一次元的なジョイントだけでなく、電磁波の伝搬経路も含めた解析が必要であることを示唆している。解析法のさらなる検討とともに、3次元的な構造解析の手法開発も含めて、より信頼できる比抵抗構造を求めるよう努めたい。

謝 辞

探査にあたって東京工業大学草津白根火山観測所、草津営林署、草津町役場、環境庁上信越国立公園万座管理官事務所、群馬県吾妻林業事務所、渋川商工労働事務所、万座ハイウェイにはいろいろと便宜をはかっていただいたことに感謝いたします。

文 献

- Eggers, D.(1982) An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor, *Geophysics*, 47, 1204-1214.
- 長谷川健 (1985) 水平電気双極子による層状大地のステップ応答と見掛導電率について、*物理探査*, 38, 125-135。
- 井田喜明・長田 昇・沢田宗久・小山悦郎・鍵山恒臣 (1989) 草津白根山における常設地震観測と1989年1月6日の小噴火、*震研集報*, 64, 325-345。
- Ingham, M.R.(1988) The use of invariant impedances in magnetotelluric interpretation, *Geophys. J.*, 92, 165-169.
- 城森 明(1991)地盤における正弦波の応答とTDEM法の解析、*物理探査学会第85回学術講演会論文集* 355-359。
- 桂 郁雄・川東慶子・D.S. Widarto・西村 進・茂木 透・下泉政志・西田潤一・楠建一郎・鈴木 浩一・藤光康宏・城森 明・山本哲也・山崎 明・田口陽介 (1993) 草津白根火山でのCSMT-TDEM探査(その1)、*物理探査学会第88回学術講演会論文集* 463-468。
- 茂木 透・江原幸雄・下泉政志・西村 進・桂 郁雄・西田潤一・楠建一郎・鈴木浩一・藤光康宏・城森 明・又吉盛次 (1991) CSMT、TDEM法による九重火山の比抵抗構造、*物理探査学会第84回学術講演会論文集* 277-280。
- 茂木 透・楠建一郎・鈴木浩一・川崎逸男・城森 明・東 義則 (1990) 複素位相検波方式CSMT探査装置の開発、*物理探査*, 43, 164-169。
- Nekut, A.G.(1987) Direct inversion of time-domain electromagnetic data, *Geophysics*, 52, 1431-1435.
- 西村 進・桂 郁雄・西田潤一・茂木 透・江原幸雄・下泉政志・楠建一郎・鈴木浩一・藤光康宏・城森 明・又吉盛次 (1991) 桜島火山でのCSAMTおよびTDEM探査、*物理探査学会第84回学術講演会論文集* 281-284。
- Ohchi, K.(1987) Observation of the geomagnetic total force at Kusatsu-Shirane volcano, *Mem. Kakioka Mag. Obs.*, 22, 1-9.
- Ranganayaki, R.P.(1984) An interpretive analysis of magnetotelluric data, *Geophysics*, 49, 1730-1748.
- 下泉政志・茂木 透・鈴木浩一・城森 明 (1991) TDEM法用フラックスゲート磁力計の開発、*CA研究会論文集*, 9-17。
- 宇都浩三・早川由起夫・荒牧重雄・小坂丈予 (1983) 草津白根火山地質図1:25,000、地質調査所。
- Widarto, D.S.・川東慶子・桂 郁雄・西村 進・茂木 透・江原幸雄・下泉政志・西田潤一・楠建 一郎・鈴木浩一・藤光康宏・東 貞成・城森 明・又吉盛次 (1992) 豊肥地熱地帯涌蓋火山周辺のCSMT-TDEM探査からみた地熱微候、*物理探査学会第86回学術講演会論文集* 276-280。
- 山崎 明・中禮正明・角村 悟・中島新三郎 (1992) 草津白根火山における全磁力変化の解析:1990年の顕著な全磁力変化と熱消磁モデル、*地磁気観測所要報*, 24, No.2, 53-66。
- 横山秀吉・中塚勝人・阿部 司・渡部賢一 (1983) 含水岩石の比抵抗の温度依存性とその地下温度予測への応用について、*地熱学会誌*, 5, 103-120。

草津白根火山周辺の噴気および温泉ガス中の炭素及びヘリウム同位体比

広島大学理学部地球惑星システム学科
東京工業大学草津白根火山観測所
東京大学海洋研究所

佐野 有司
平林 順一・大場 武
蒲生 俊敬

要 約

我々は、草津白根火山に付随する火口湖、噴気孔、温泉から集めた14のガス試料の化学組成、ヘリウム/ネオン比、ヘリウム及び炭素同位体比を測定した。試料を採取した位置が火山の中央火口から離れるにつれ、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は減少するのに対して、二酸化炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値は増加している。この傾向は、高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を持つ火山性ガスと低い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と高い $\delta^{13}\text{C}$ 値を持つ地殻起源のガスによる混合により説明される。一方、炭素同位体の変化が比較的小さいことから、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動は移動の間の同位体分別の結果としても説明される。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比— $\delta^{13}\text{C}$ 値の図における混合の傾向に基づくと、草津白根火山における火山性の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は $8 R_{\text{sm}}$ 、火山性の二酸化炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -3.2‰ といった値を持つことが推測される。 $\text{CO}_2/^3\text{He}$ 比は噴気孔や温泉の温度と正の相関関係を示すが、それは二酸化炭素とヘリウムの水に対する溶解度の温度依存性の違いによって生じているのであろう。

1. 序 論

草津白根山は、日本の本州の中央 ($36^\circ 38.5' \text{ N}$, $138^\circ 32.5' \text{ E}$) に位置し、活動に伴う溶岩や火砕流堆積物によって形成された3体の火山からなる混成成層活火山である (Kiyosu and Kurahashi, 1985)。草津白根の周辺には、火山のマグマ活動に関係する噴気孔や温泉が多く存在する。草津白根の火山岩はパイロキシアンデサイトやデイサイトで SiO_2 含有量は重量比にして54から64%である (Hayakawa, 1983)。歴史的には、19世紀初頭から火口およびその周辺でマグマ水蒸気爆発が起こり続けている。最も最近の爆発は、“湯釜”火口において1982年10月に起こり、その時火山の南東に向け少量の火山灰が噴出した (Soya et al., 1983)。

$^3\text{He}/^4\text{He}$ 比や $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 比のような希ガス同位体比は、地熱ガスや流体の起源を考えるための情報を与えてくれる (Ozima and Podosek, 1983; Marnyrin and Tolstikhin, 1984; Giggenbach et al., 1993)。水素や水の δD 値や、二酸化炭素やメタンの $\delta^{13}\text{C}$ 値のような安定同位体は流体の平衡温度の計算に用いられる。しかし物理化学的分別がそれらの値を多少変化させている可能性があるため、希ガスに比べると流体の起源に関する解釈に用いる事は少ない (Hoefs, 1980; Taylor, 1986)。この問題は $\text{CO}_2/^3\text{He}$ のような元素比では、より深刻になる (Marty et al., 1989)。

希ガスや安定同位体や元素比のデータは、もしたがいにうまく結び付ける事ができるなら、お互いの欠点を補い、地熱系の起源や形成に重要な制約を与え、火山噴火や地震活動の予測の助けになるであろう (Thomas and Naughton, 1987; Wakita et al., 1980; Sano et al., 1986; Sano et al. 1988)。我々は草津白根火山周辺のガス試料 (火口湖が1つ、噴気孔が3つ、温泉が1つ) の化学組成、ヘリウム/ネオン比、ヘリウム及び炭素同位体比を分析した。観察された $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比や $\delta^{13}\text{C}$ 値に基づいて、火山と

地熱系の密接な関係を議論する。加えて、噴気孔や温泉の物理化学的性質と $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の関係について述べる。

2. 実 験

試料容器としては、2つのタイプの物を用いた。5 N の KOH 溶液が入っているガラスの注射器は化学分析用に用いた。両端に高真空のストップコックのついた鉛ガラスの容器はヘリウム及び炭素同位体分析用のガス試料のために使用した。温泉における遊離ガスは、水上置換法によって集めた。噴気孔における同位体分析用のガスは、容器に直接ガスを流すことによって採取した。図1は草津白根火山周辺におけるガス試料を採取した位置を示している。

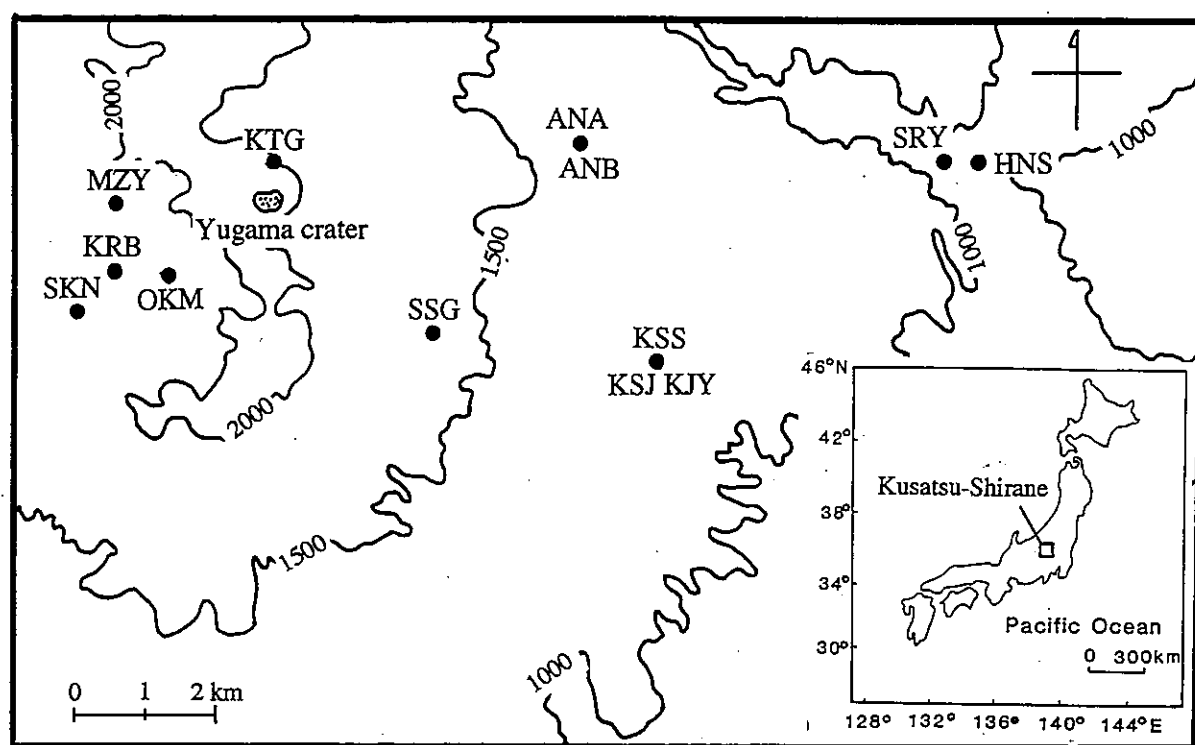


Figure 1

CO_2 や H_2S や SO_2 の含有量は、5 N の KOH 溶液に吸収されたものを Ozawa (1966) の方法に従って滴定により決定した。 N_2 、Ar、 O_2 、 CH_4 、 H_2 、He のような KOH 溶液に吸収されない気体はガスクロマトグラフィーで分析した。 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比や ${}^4\text{Ne}/{}^{20}\text{Ne}$ 比は、真空ラインでヘリウムやネオンを分離精製した後、希ガス用の質量分析計 (VG5400、VG Isotopes) によって分析した。今回の研究においては、ヘリウムをネオンから分離しなかったために、測定された ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比に 10 % 程度の誤差が見込まれる (Rison and Craig, 1983; Sano and Wakita, 1988)。しかし、本研究の結論はその誤差に影響されない。観測された ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比は、大気を標準試料にして校正してある。実験の詳細については、別の論文に記載される (Sano et al., 1993)。二酸化炭素の分離精製は、ガラスの真空ラインにおいて、液体窒素温度とエタノールドライアイス温度のトラップ、及び二酸化炭素から硫化水素を除去するために真空に排気した 1 N の CuCl_2 水溶液のトラップを用いた。 ${}^{12}\text{C}/{}^{13}\text{C}$ 比は安定同位体用の質量分析計 (Finnigan MAT250) で測定した。

3. 結果と議論

試料の化学組成は、採取した時の温度と、採取した場所と湯釜火口との距離と一緒に表1に記載した。主成分は CO_2 と H_2S に富む物から、 N_2 に富む物まで様々である。採取した場所の高度に対応した

Table 1. Chemical compositions of fumaroles and hot spring gases near Kusatsu-Shirane volcano, Japan.

No.	Code	Name	Distance (m)	Temp.* (°C)	pH**	CO_2 (%)	H_2S (%)	SO_2 (%)	He (ppm)	H_2 (ppm)	O_2 (%)	N_2 (%)	CH_4 (ppm)	Ar (ppm)
1	YGM	Yugama crater*	0	23	1.2	2.5	1.41	0.0	11.6	439	9.22	86.4	251	5600
2	KTG	Kitagawa Fumarole	400	102		75.3	23.8	0.10	3.08	10.0	0.0	0.80	9.24	12.3
3	OKM	Okumanza	1830	50	3.2	33.7	36.5	0.0	12.2	2.38	0.73	28.0	1660	4920
4	MZY	Manza Yubatake	2280	76	2.4	9.4	22.8	0.0	4.75	9.49	13.1	54.0	502	6710
5	KRB	Karabuki Fumarole	2450	95	1.2	22.0	74.9	0.39	1.04	52.0	0.0	2.60	41.6	369
6	SSG	Sesshogawara Fumarole	2950	95		70.7	27.8	0.21	3.36	7.08	0.0	1.20	155	96.0
7	SKN	Shakunage	3150	77	2.08	68.3	22.9	0.0	10.0	21500	0.93	5.0	6790	572
8	ANA	Anajigoku A	4500	23		38.2	0.30	0.0	19.1	0.0	0.23	60.0	1600	7690
9	ANB	Anajigoku B	4500	28		44.5	0.40	0.0	18.2	0.0	0.19	54.0	1550	6890
10	KSS	Kusatsu Shirahata	5880	56	1.81	34.7	20.0	0.0	5.89	0.0	0.67	44.0	562	6070
11	KSJ	Kusatsu Jizo	5880	54	1.83	51.8	8.6	0.0	5.94	2.77	0.37	39.0	626	5740
12	KSY	Kusatsu Yubatake	5880	56	1.82	41.0	10.9	0.0	4.81	3.37	2.98	44.0	563	6450
13	SRY	Shiriyaki	9600	42		0.0	0.0	0.0	31.0	0.0	2.65	98.0	2140	13500
14	HNS	Hanashiki	10000	45		0.0	0.0	0.0	35.0	0.0	0.84	96.0	2410	11900

*: Temperature of spring water or fumarole.

** : Data from Geological Survey of Japan (1983).

*: Sample was collected at the surface of the crater lake.

水の沸点 (93°C) より高温の噴気孔の試料からは少量の SO_2 が観測される。 N_2 、Ar、He の含有量には、正の相関関係があるのに対して、 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ と He、もしくは、 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ と Ar には負の相関関係が見られる。その相関係数は、 N_2 -Ar と N_2 -He はそれぞれ 0.837 と 0.818、それに対して $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ と $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ -Ar はそれぞれ -0.887 と -0.992 である。一般的に、 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ タイプのガスは火口に近い所に多く見られるのに対し、 N_2 -Ar-He タイプのガスは、より離れたところに多く見られる。万座湯畑 (No. 4) における豊富な O_2 は、空気の汚染がかなりあることを示している。

試料の、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 、 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 、 $\text{CO}_2/^3\text{He}$ そして $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を、Kiyosu と Kurahashi (1982) が求めた H_2S の $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 比と一緒に表2に記載した。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比はそれぞれ 1.51 R_{atm} から 7.21 R_{atm}

Table 2. Helium isotopes, helium/neon and $\text{CO}_2/^3\text{He}$ ratios, and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{34}\text{S}$ values of fumaroles and hot spring gases near Kusatsu-Shirane volcano, Japan.

No.	Name	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (R_{atm})	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	$^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{cor}}$ (R_{atm})	$\text{CO}_2/^3\text{He}$	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ * (‰)
1	Yugama crater	7.58	12.0	7.86	2.05×10^8		
2	Kitagawa Fumarole	7.21	2.54	8.10	2.45×10^{10}	-3.31	-7.2
3	Okumanza	6.71	1.89	7.87	2.97×10^9	-3.21	
4	Manza Yubatake	1.51	0.35	6.65	9.46×10^9	-3.76	
5	Karabuki Fumarole	6.25	1.27	8.01	2.44×10^{10}	-3.11	-5.5
6	Sesshogawara Fumarole	7.31	11.8	7.49	2.08×10^{10}	-3.21	-7.7
7	Shakunage	4.10	0.62	7.37	1.20×10^{10}	-5.58	
8	Anajigoku A	6.49	2.03	7.51	2.23×10^9	-2.76	
9	Anajigoku B	6.53	2.89	7.22	2.70×10^9	-2.81	
10	Kusatsu Shirahata	5.51	1.28	7.00	7.72×10^9	-2.76	
11	Kusatsu Jizo	5.53	1.27	7.05	1.14×10^{10}	-2.44	
12	Kusatsu Yubatake	5.02	1.02	6.84	1.23×10^{10}	-2.66	-6.2
13	Shiriyaki	3.80	0.97	5.17			
14	Hanashiki	3.60	1.53	4.28			

*: Data from Kiyosu and Kurahashi (1982)

(ここで R_{am} というのは、空気の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比で、 1.39×10^{-6} である)、0.35 から 11.8 と変化する。試料番号 2、5、6、12、13、14 の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は、以前 Marty et al. (1989) によって報告された値より 4 % ほど高い。この不一致は、双方とも $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を分析する前にヘリウムをネオンから分離していないことから生じたと考えられる。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比に正の相関関係があるのは、マントルから導かれるヘリウムと大気中の希ガスの混合を支持している。マントルヘリウム成分の $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比が、大気のそれより十分に高いと仮定するなら、大気ヘリウムの汚染を補正することが可能である (Craig et al., 1978; Sano et al., 1986)。補正した $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は、表 2 に記載した。低い $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比をもつ試料がいつも高い O_2 含有量を示すとは限らない。この不一致は O_2 の高い化学的活性度によるものであろう。 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は、国勢的なスタンダードである PDB からのずれを 1/1000 を単位 (パーミル、‰) にして δ という記号で表される。 N_2 が豊富なガス (Nos. 1、13、14) の炭素同位体比組成は、濃度が低いため測定できなかった。観測された $\delta^{13}\text{C}$ 値は、-5.58‰ から -2.44‰ の範囲に入るが、 CO_2 含有量とは、相関関係を示さない。低い $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比を持つ温泉のガス試料 (Nos. 4、7) が比較的低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を示すのは、試料の CO_2 が -7.48‰ の $\delta^{13}\text{C}$ を持つ空気の CO_2 による汚染を受けている可能性がある (Gamo and Horibe, 1985)。しかしながら、 CO_2 の溶解度が低いために、観測されるこれらの試料の CO_2 の含有量は、空気の汚染から予測される値より少なくとも 2 桁高い。その代わり、低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を示すのは、典型的に -20‰ (Hoefs, 1980) より低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を持つ有機物起源の CO_2 の付加の結果と考えられる。これは、これらの試料における CO_2/CH_4 比が比較的小さい事と一致している。将来的には CH_4 の $\delta^{13}\text{C}$ 値を測定する必要がある。

3. 1 炭素およびヘリウム同位体

火山帯での ^3He 放出の特徴は、火口からの距離が増加するにつれ、温泉ガス中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が減少していることである (Sano et al., 1984; Williams et al., 1987; Sakamoto et al., 1992)。これは、地殻からの放射性的 ^4He による、火口下のマグマ起源の高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を持つマントルヘリウムの希釈の進行を反映したものと考えられる。図 2 (a) に示されているように、激しく空気の汚染を受けている試料 (Nos. 4、7) を除いて、観測された $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は湯釜火口からの距離が増加するにつれて減少している。補正した $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比で考えると、この負の相関関係がより明確になる。北側噴気孔 (No. 2) では、補正された $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が日本の流体の試料において最も高い値の一つ ($8.10 R_{am}$) を示す。その値は中央海嶺の玄武岩の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比 (Lupton, 1983) に等しい。火口湖のガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の $7.36 R_{am}$ (No. 1) は、北側噴気孔の値より少し低い、この値は環太平洋の火山ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比 (Poreda and Craig, 1989) と一致している。湯釜火口から 10 km ほど離れている所の試料 (Nos. 13、14) の補正された $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は約 $5 R_{am}$ で、約 60% の MORB タイプのマグマ性ヘリウムと約 40% の地殻性ヘリウムの混合を示唆している。火口から 10 km 付近で観測される混合比は、日本の御岳山 (Sano et al., 1984) とほぼ同じであるが、コロンビアのネバドデレイス火山 (Williams et al., 1987) に比べると、その混合比 (マグマ/地殻) は高い。地熱地帯下のマグマの存在や横への広がり、あるいは地殻起源ヘリウムの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の違いなどが、この変化の原因として考えられる (Sakamoto et al., 1992)。このように、流体試料の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と中央火口からの距離との関係は、中央に位置するマグマ体から高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比のヘリウムの流れがあることを示唆している。ヘリウムは微量元素であるため、こういった事は H_2O 、 CO_2 、 CH_4 、 SO_2 、 H_2 、 N_2 、Ar のような他の揮発性物質の流れとも、結び付ける事が

Kusatsu-Shirane volcano

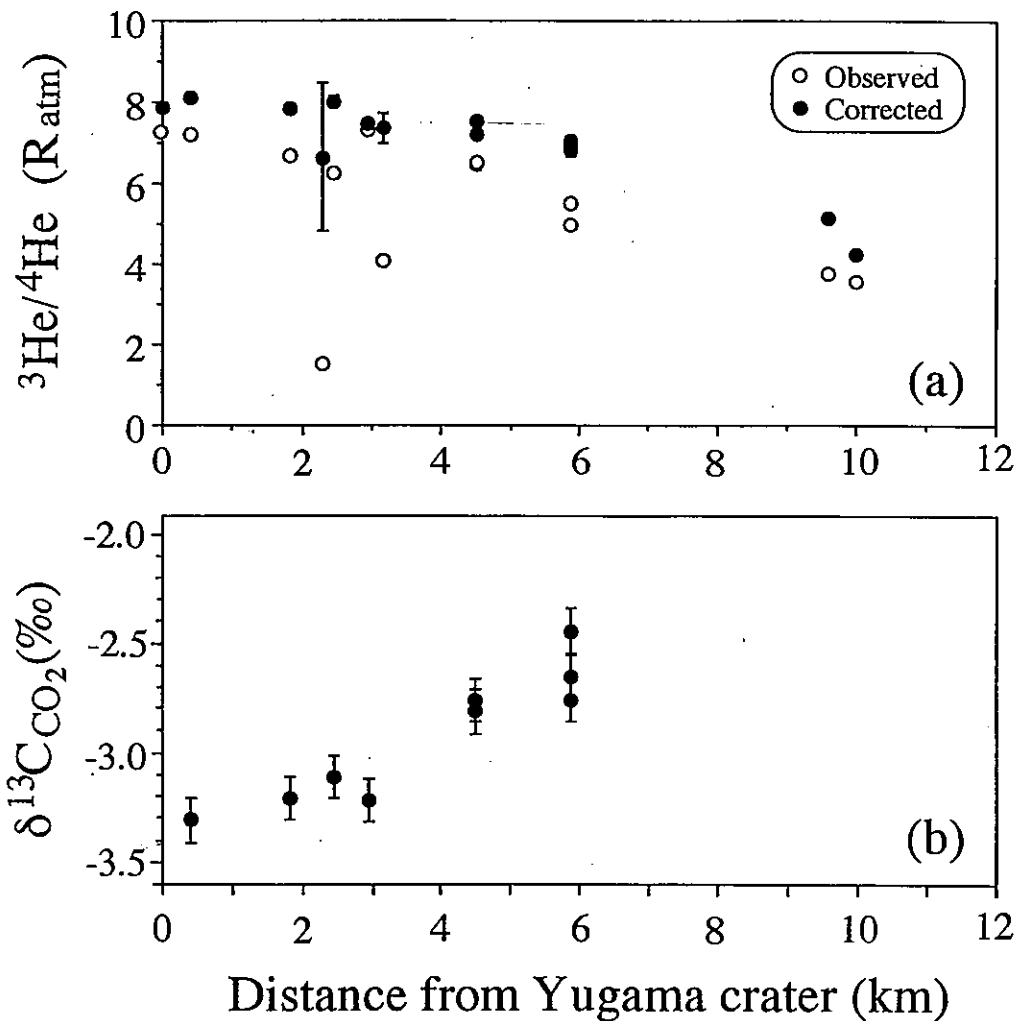


Figure 2

できるはずである。もしそうなら、これらの揮発性物質も同じように採取した位置と関係した変化があることが予測されるが、これまでの研究ではそのような系統的な地理的分布パターンを明らかにしたものはない。本研究は実際に草津白根の試料の CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値と中央火口からの距離に正の相関関係が、 $\delta^{13}\text{C}$ 値と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比には負の相関関係がある事を示した (図 2b)。

Grisshaber et al. (1992) は、ドイツの地下水の $\delta^{13}\text{C}$ 値と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比には負の相関関係があるとの報告をしているが、火山性地熱地帯において、ヘリウムとは別に、距離と揮発性元素種の相関関係を明らかにしたのは今回が初めてのケースである。可能な説明として、マグマ性ヘリウムと同様に流体中のマグマ性 CO_2 は移動する距離が増すにつれて、地殻性の CO_2 による希釈の進行をあげることができる。もしくは、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の変化が相対的に小さいことから、系統的な $\delta^{13}\text{C}$ 値変化は移動中の炭素同位体の物理化学的な分別作用によるものであろう。

3. 2 二酸化炭素中の炭素の起源

相対的に低い CO_2/CH_4 比を持つ 2 つの試料を除いて、補正した $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と観測された $\delta^{13}\text{C}$ 値の間には、相関係数 0.840 の負の相関関係がある。最小二乗法を使うとその直線は、次のように記述で

きる。

$$\delta^{13}\text{C} = 1.18 - 0.55 \times ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})$$

ここで、 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の単位はそれぞれ R_{atm} 、‰である。物理化学的分別効果を最小と仮定し、マグマ性の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比を $8 R_{\text{atm}}$ とすると、マグマ性の CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -3.2‰ と、見積もることができるが、この値は、沈み込み帯における高温の火山ガスの値 (Marty et al., 1989) と一致する。一方、もし上のようなヘリウム-炭素同位体の関係を、 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比 $0.1 R_{\text{atm}}$ を持つ地殻性ヘリウムの範囲まで外挿してやると、地殻起源 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値が得られる。そのようにして見積もった地殻の $\delta^{13}\text{C}$ 値は $+1.1\text{‰}$ で正の値を示し、平均的な地殻の $\delta^{13}\text{C}$ 値を反映することはないが、石灰岩の $\delta^{13}\text{C}$ 値 (Hoefs, 1980) とよく一致する。

草津自根火山周辺に、二疊紀初期から中期中生代の石灰岩が存在する (Geological Survey of Japan, 1982) ことは興味深い。地殻性 CO_2 の起源は、地層中の石灰岩から抜け出した CO_2 に帰するであろう。酸性マグマから導かれた揮発性物質 (すなわち HCl 、 H_2S 、 SO_2 に富む物質) が石灰岩との反応することにより、脱二酸化炭素化を促しているのであろう。草津自根火山周辺の石灰岩の観測される $\delta^{13}\text{C}$ 値は、 $+2.3\text{‰}$ (Tsutsumi, personal communication, 1987) で、ヘリウム-炭素同位体図 (図3) から見積もった地殻性 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値の $+1.1\text{‰}$ と矛盾がない。上述のとおり炭素の小さな同位体変動は流体の移動の間の分別作用の結果かも知れないが、このように地殻性の炭素における第一の源として、石灰岩から抽出された炭素をあげることができる。

Kusatsu-Shirane volcano

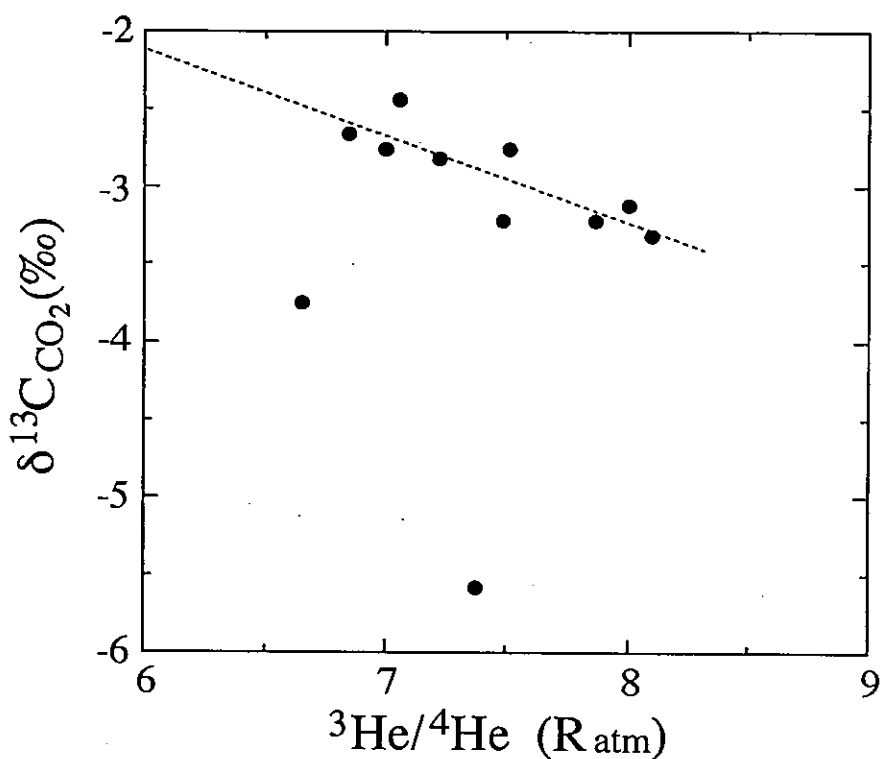


Figure 3

3. 3 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比をコントロールする要因

$\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比が ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比と共に議論することで、火山性ガスや熱水性ガスの炭素の起源について有用な情報を与えてくれる事はよく報告されている (Marty and Jambon, 1987; O'Nions and Oxburch, 1988; Poreda et al., 1988)。Poreda et al. (1988) は、低い ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比、高い $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比のガスと高い ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比、低い $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ のガスといった2つの成分の混合により、火山性ガスや熱水性ガスにおける沈み込み帯の CO_2 やヘリウムの量を求めることができると主張した。前者の成分は地殻中における脱二酸化炭素反応の結果に、一方、後者の成分は $2.0 \pm 0.5 \times 10^9$ という $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比を持つマントル CO_2 (Marty and Jambon, 1987) の寄与に帰するのであろう。このように、もし2つの成分の混合が確かなものなら、火山性や熱水性流体の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比と $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の間には、負の相関関係があるべきである。しかしながら、多くの文献値 (Marty and Jambon, 1987; O'Nions and Oxburch, 1988) を見てもそういった傾向は見受けられない。明確な相関関係が存在しないのは、 CO_2 やヘリウムの物理化学的分別作用 (Marty and Jambon, 1987) や $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の地殻の端成分が一つではない (O'Nions and Oxburch, 1988) といったことに帰するであろう。

草津白根火山局辺の噴気孔ガスや温泉ガスにおいて、火口からの距離と $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の間には明確な相関関係は見られない。それゆえ $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比をコントロールする要因として、試料を採取した場所の地質構造的な影響は小さいであろう。もし ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}-\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 図 (図3) から推定される2つの成分の混合が確かなものなら、この地域においても ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比と $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の間に負の相関関係があるはずである。しかしながら、我々はそのような何らかの相関関係を見つけることはできなかった。このことは、 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比をコントロールする要因が、単にマグマ性ガスと地殻性ガスといった2つの成分間の混合ではないことを示唆している。

図4(a)は、噴気孔や温泉の温度と観測される $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比に、正の相関関係 (相関係数—0.915) があることを示している。 N_2 が豊富なガスや、 CO_2 に乏しいガス (Nos. 1, 13, 14) の値は、この図 (図4a) にはプロットしていない。逆に図4bは、温泉の pH と観測される $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比に、負の相関関係 (相関係数—0.845) があることを示している。噴気孔ガス (Nos. 2, 6) と温泉ガスのいくつか (Nos. 8, 9) はこの図にはプロットしていないが、それは利用できる pH のデータ (Geological Survey of Japan, 1983) がないからである。このように、 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比は温泉の物理化学的性質に強く影響を受けているので、流体の起源に関して簡単に説明することはできない。

Welhan et al. (1988) は、アメリカの Long Valley カルデラ周辺の温泉ガスや噴気孔ガス中のヘリウム/濃縮ガス比 (例えば He/CO_2) の多様な変化は、 CO_2 の付加と沸騰による優先的なヘリウムの損失の両方もしくはその一方と、pH が関係した温泉水中の CO_2-HCO_3 平衡といった2つの過程に帰することを支持した。Marty et al. (1989) も、2つのタイプの過程で、島弧における冷泉や温泉の $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の範囲を説明が可能だと報告した。ここでの2つのタイプの過程とは、水に対する CO_2 とヘリウムの溶解度の違いと、炭酸塩の沈殿による CO_2 の除去である。Marty et al. (1989) の主張は、原則としては Welhan et al. (1988) のものと同じである。温度と $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の間の明確な相関関係 (図4a) は、 CO_2 とヘリウム間の溶解度の違いに対応しているであろう。水に対する CO_2 とヘリウムの Bunsen 溶解係数は Weuss (1971, 1974) によって報告されている。溶解係数比 $K_{\text{CO}_2}/K_{\text{He}}$ (単位は、 $\text{mol}/1 \text{ atm}$) は、 20°C での 4.48 から 90°C での 1.13 まで変化する。この傾向は、溶液の塩分濃度にあまり影響を受けない。従ってヘリウムに比べて CO_2 は平衡状態において、 90°C の時では 20°C の時よ

Kusatsu-Shirane Volcano

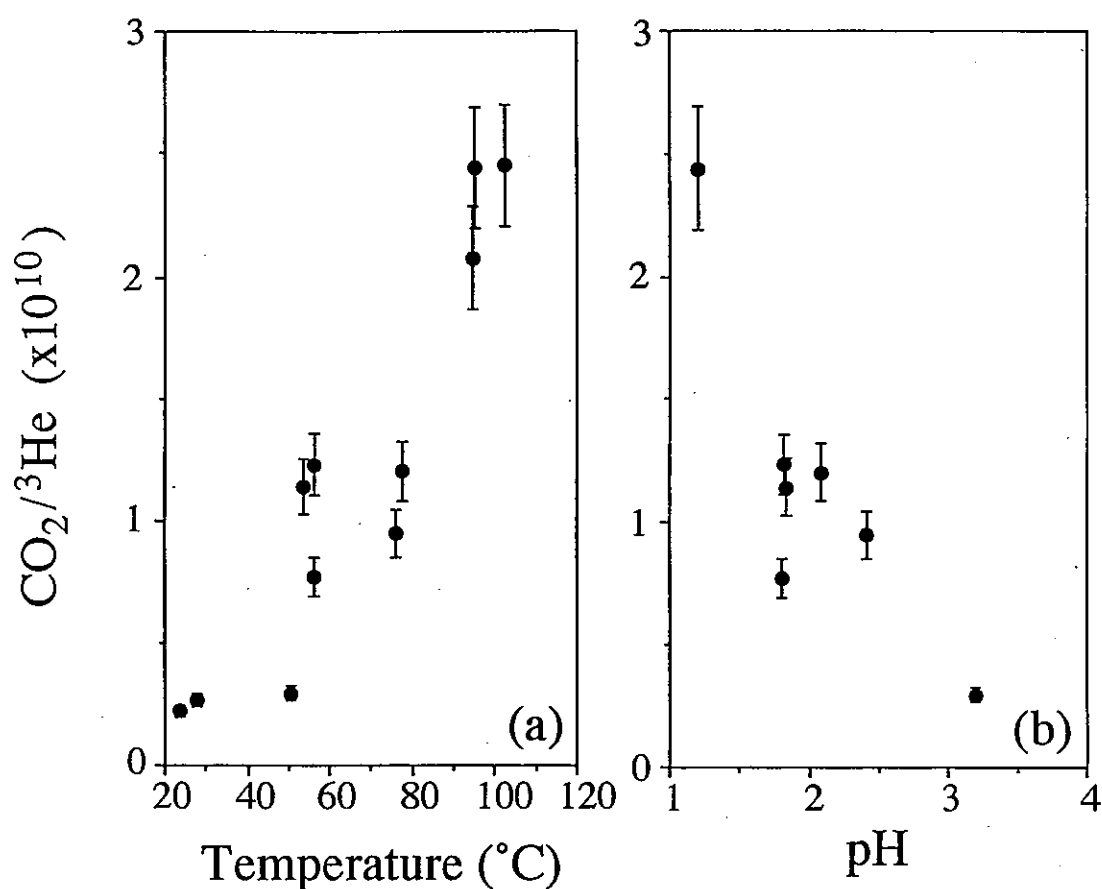


Figure 4

り4倍以上も効果的に脱ガスしているはずである。これは、観測される温泉ガスの $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の変化と一致し、 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比と温度の間における正の相関関係が溶解度の違いの結果であることを示唆している。

pH と $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の間における負の相関関係 (図 4 b) が、単に pH が関係した冷泉や温泉水中の $\text{CO}_2\text{—HCO}_3$ 平衡に帰するものではないことを、Welhan et al. (1988) は支持した。Stumm and Morgan (1981) は、単に炭酸塩が溶解することによって pH が 4 より低い水溶液中の HCO_3^- の濃度 (溶解した CO_2 の全量) が、 HCO_3^- の濃度よりも 2 桁大きい事を報告した。今回の研究の対象である冷泉水や温泉水の全てが pH 3.5 より低い酸性を示すことから、試料中の解離していない CO_2 水和物 (HCO_3^- や CO_3^{2-}) は、無視できると考えられる。このことは、今回の研究の対象である冷泉水や温泉水において pH が関係した $\text{CO}_2\text{—HCO}_3$ 平衡は起こっておらず、pH と $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の相関関係を pH が関係した平衡で説明することはできないことを意味している。図 4 に示されるように低い pH 水 (No. 5) は高い温度を、高い pH 水 (No. 3) は低い温度をもつように、温泉の温度と pH の間に弱い相関関係がある。それゆえ pH と $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の明確な相関関係は、温度と $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比がある程度反映しているのであろう。今後の研究で pH と $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比の負の相関関係を確かめる必要がある。なお、これは地熱地帯における $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比と物理化学的性質の間の相関関係を見つけた初めてのケースである。

4. 結 論

我々は、草津白根火山地域周辺で、火口からの距離とヘリウム同位体比の間には負の、火口からの距離と炭素同位体比の間には正の相関関係があることを観測した。 $^3\text{He}/^4\text{He}-\delta^{13}\text{C}$ 図における明確な負の相関関係を含めたこれらの傾向は、マグマ性流体と地殻性流体の混合を支持している。マグマ性ヘリウム及び炭素はそれぞれ $8 R_{\text{atm}}$ 、 -3.2% といった同位体比を持つと推定される。 $\text{CO}_2/^3\text{He}$ 比は温度と正の相関関係を示すが、溶解度の違いによる分別に影響を受けているのだろう。

謝 辞

著者らは、ヘリウム、炭素同位体比測定を手伝っていただいた堤氏と高畑氏に感謝する。S.M.Weise氏とD.Patterson氏には、原稿に対する貴重なコメントをいただいた。

文 献

- Craig, H., Lupton, J.E. and Horibe Y. (1978) A mantle helium component in circum-Pacific volcanic gases: Hakone, the Marianas, and Mt. Lassen. In *Terrestrial Rare Gases*. (eds. E.C. Alexander Jr. and M. Ozima), pp. 3-16. Japan Scientific Society Press, Tokyo.
- Giggenbach, W.F., Sano, Y. and Wakita, H. (1993) Isotopic composition of helium, and CO_2 and CH_4 contents in gases produced along the New Zealand part of a convergent plate boundary. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 3427-3456.
- Griesshaber, E., O'Nions, K. and Oxburgh, (1992) Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine Graben and Black Forest, F.R.G. *Chem. Geol.*, 99, 213-235.
- Gamo, T. and Horibe, Y. (1985) Gas chromatographic separation of CO_2 and N_2O for measurements of $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO_2 . *Geochem. J.* 19, 171-174.
- Geological Survey of Japan (1982) *Geological Atlas of Japan*. Geological Survey of Japan.
- Geological Survey of Japan (1983) *Geological Map of Kusatsu-Shirane volcano*. Geological Survey of Japan.
- Hayakawa, Y. (1983) *Geology of Kusatsu-Shirane Volcano*. *Chisitugaku Zasshi* 89, 511-525 (in Japanese).
- Hoefs, J. (1980) *Stable Isotope Geochemistry*. Springer.
- Kiyosu, Y. and Kurahashi, M. (1982) Chemical and isotopic compositions of acid hot spring waters around Kusatsu-Shirane volcano. *Chikyukagaku* 16, 17-24 (in Japanese).
- Lupton, J.E. (1983) Terrestrial inert gases: isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 11, 371-414.
- Mamyrin, B.A. and Tolstikhin, I.N. (1984) *Helium Isotope in Nature*. Elsevier.
- Marty, B. and Jambon, A. (1987) C^3He in volatile fluxes from the solid Earth: Implications for carbon geodynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 83, 16-26.
- Marty, B., Jambon, A. and Sano, Y. (1989) Helium isotopes and CO_2 in volcanic gases in Japan. *Chem. Geol.* 76, 25-40.
- O'Nions, R.K. and Oxburgh, E.R. (1988) Helium, volatile fluxes and the development of continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 331-347.
- Ozawa, T. (1966) Analytical method of H_2O , HF, HCl, SO_2 , H_2S and CO_2 contents in fumarole gases. *Nihon Kagaku*

- Zasshi 87, 848-853 (in Japanese).
- Ozima, M. and Podosek, F.A. (1983) Noble Gas Geochemistry. Cambridge University Press.
- Poreda, R.J., Jeffrey, A.W.A., Kaplan, I.R. and Craig, H. (1988) Magmatic helium in subduction-zone natural gases. *Chem. Geol.* 71, 199-210.
- Poreda, R.J. and Craig, H. (1989) Helium isotope ratios in circum-Pacific volcanic arcs. *Nature* 338, 473-478.
- Rison W. and Craig H. (1983) Helium isotopes and mantle volatiles in Loihi Seamount and Hawaiian Island basalts and xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.* 66, 407-426.
- Sakamoto, M., Sano, Y. and Wakita, H. (1992) $^3\text{He}/^4\text{He}$ distribution in and around the Hakone volcano. *Geochem J.* 26, 189-195.
- Sano, Y., Nakamura, Y., Wakita, H., Urabe, A. and Tominaga, T. (1984) ^3He emission related to volcanic activity. *Science* 224, 150-151.
- Sano Y., Nakamura Y., Wakita H., Notsu K. and Kobayashi Y. (1986) $^3\text{He}/^4\text{He}$ anomalies associated with the 1984 western Nagano earthquake: Possibly induced by a diapiric magma. *J. Geophys. Res.* 91, 12291-12295.
- Sano, Y. and Wakita, H. (1988) Precise measurement of helium isotopes in terrestrial gases. *Bull. Chem. Soc. Japan* 61, 1153-1157.
- Sano Y., Nakamura Y., Notsu K. and Wakita H. (1988) Influence of volcanic eruptions on helium isotope ratios in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 1305-1308.
- Sano, Y., Takahata, N., Mahara, Y. and Yasuie, S. (1993) Precise measurement of helium isotopes in groundwater. *J. Sci. Hiroshima Univ., Series C* 9, 603-610.
- Soya, T., Uto, K. and Shimoya, M. (1983) Steam explosion of Kusatsu-Shirane Volcano, October 26, 1982. *Chisitu News* 341, 7-16 (in Japanese).
- Stumm, W. and Morgan, J.J. (1981) Aquatic Chemistry. John Wiley and Sons, New York.
- Taylor, B.E. (1986) Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H, and S. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes* (eds. Valley, J.W., Taylor, H.P. and O'Neill, J.R.), pp. 185-225. Mineral. Soc. Am., Washington D.C.
- Thomas D.M. and Naughton J.J. (1979) Helium/Carbon dioxide ratios as premonitors of volcanic activity. *Science* 204, 1195-1196.
- Wakita H., Nakamura Y., Notsu K., Noguchi M. and Asada T. (1980) Radon anomaly: a possible precursor of the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake. *Science* 207, 882-883.
- Weiss, R.F. (1971) Solubility of helium and neon in water and seawater. *J. Chem. Eng. Data* 16, 235-241.
- Weiss, R.F. (1974) Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry* 2, 203-215.
- Welhan, J.A., Poreda, R.J., Rison, W. and Craig, H. (1988) Helium isotopes in geothermal and volcanic gases of the western United States, II. Long Valley caldera. *J. Volcan. Geotherm. Res.* 34, 201-209.
- Williams, S.N., Sano, Y. and Wakita, H. (1987) Helium-3 emission from Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Geophys. Res. Lett.* 14, 1035-1038.