

浅間火山2004-2005年噴火により遠隔地で観察された噴煙

千葉茂樹*・山川修治**・中山裕則**・長井大輔**
久保田郁夫***・竹本弘幸**・遠藤邦彦**

Images of Volcanic Plumes of the 2004-2005 Asama Eruption Observed in the Distal Areas

Shigeki CHIBA*, Shuji YAMAKAWA**, Yasunori NAKAYAMA**, Daisuke NAGAI**,
Ikuro KUBOTA***, Hiroyuki TAKEMOTO** and Kunihiro ENDO**

(Received November 30, 2005)

Asama volcano erupted on 1st September, 2004. This eruption formed a middle-scale eruption column, and dispersed ashfall and lithic fragments mainly eastward. Ashfalls reached Fukushima Prefecture, about 250km ENE from the volcano. On 16-17th September, 2004, middle-scale eruptions occurred continuously, volcanic plumes moved mainly to the south and ashfalls observed in the southern Kanto Plain including Tokyo.

The sight of these volcanic plumes was caught by satellite, and analysed images showed the courses of the plumes. At the same time, volcanic plumes extending from Asama volcano mainly to east, southeast, and south were observed from the surface in the case of other middle to small scale eruptions and even in the case of continuous plumes on days without any eruptive event.

In this study, such small-scale volcanic plumes were continuously observed in Fukushima Prefecture. We examined such plumes originated from Asama volcano, based on the data from surface observation near the volcano and satellite images.

When stable layers, especially inversion layers, develop at the lower level, the plumes due to the volcanic eruption move towards the leeside of the wind at about 700hPa (nearly 3500m asl) under the lower stable layers. In order to form the plume conveyor belt, the upper wind speed of 5 to 20m/s is most favorable.

Keywords: Asama eruption, volcanic plume, satellite image, stable layer, plume conveyor belt

1 はじめに

2004年以降、火山活動を活発化させていた浅間火山は、9月1日に中規模噴火を開始した。火山灰は上空の南西風により北東方に流され、遠方の福島県でも降灰が観察された。さらに、9月15-16日の中規模噴火では、火山灰は南方に流され、甲府盆地から東京を含む首都圏でも明瞭な降灰があった。これ以降も浅間火山は中～小規模な噴火を数ヶ月間繰り返したが、その後も小規模な噴煙を連続的あるいは間欠的に出し続けた。著者らは、9月1日噴火の降灰が福島県でも確認された事実、9月

15-16日噴火の降灰がやはり遠隔地で確認された事実、その後の中小規模の噴火の際に東京や仙台などでも僅かながら降灰が認められた事実、さらに浅間火山から南南東約80kmの埼玉県熊谷市葛和田（旧妻沼町）を拠点として、浅間火山の噴煙が観察された事実などから、浅間火山から連続的あるいは間歇的に噴出する火山灰を含む噴煙が、遠隔地に到達する可能性が高いと考え、噴煙の観察を浅間火山近傍、埼玉県熊谷市、東京、福島県田村市において進めた。とりわけ、浅間火山から東北東約215kmに位置する福島県田村市における定点観測では、浅間火山方向から延びる帯状の雲（「噴煙」）が度々観察

* 福島県立福島南高等学校：
〒960-8141 福島県福島市渡利字七社宮17

** 日本大学文理学部地球システム科学科：
〒156-8550 東京都世田谷区桜上水3-25-40

*** 埼玉県立妻沼高等学校：
〒360-0203 埼玉県熊谷市弥藤吾480

* Fukushimaiminami High School: 17, Shichishanomiyu, Watari, Fukushima, 960-8141, Japan

** Department of Geosystem Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University: Sakurajosui Setagaya-ku, Tokyo, 156-8550, Japan

*** Menuma High School: Yatogou 480, Kumagaya-shi, Saitama 360-0203, Japan



図2 写真：片曾根山より南西方向を望む
矢印が浅間山頂方向。角度は方位を示す。

(2) 画像処理の方法

a. 機材

カメラ：シグマ SD10 (主), ミノルタ デイマージュ 7 (2004.11.28, 2004.12.01 のみ)

レンズ：18-125mmF3.5-5.6, 18-50mmF3.5-5.6, 55-200mmF4-5.6, 400-600mmF5.6-8, 8mmF4.0

b. 画像処理ソフト

シグマ Photo Pro. II, Adobe Photoshop

c. 画像処理

シグマSD10で撮影し、パソコン上で上記ソフトを用い画像処理を施した。撮影したRAW画像(約10MB/枚)をシグマ製の現像ソフトウェア Photo Pro. IIで現像した(TIFF, 約80MB/枚)。この際、コントラストを調整し、「噴煙」が浮き出るようにした。この処理により、約1029万画素の解像度を得た。なお、SD10は画像素子にフォビオンイメージセンサーを使用し、一般的なデジタル1眼レフカメラが必要とするローパスフィルターを必要としないため、解像度が高くシャープな画像を得る。更に「現像」に関して説明を加える。前出のRAW画像とは画像素子から得られた加工されていない情報を記録したもので、その様式はカメラメーカーによって異なる。このRAW画像をソフトウェアで画像処理をする。これを「現像」という。銀塩の現像とは異なるが、「現像」という用語で呼ばれている。この現像処理によって生じた画像をTIFF, BITMAP, JPEGなどの形式で記録する。

場合によっては、さらに、Adobe Photoshopを使い、画像をR・G・Bに分解し、R画像あるいはG画像を取り出し、コントラスト調整をした。または、カラー画像中の特定の色を抽出し、色調補正、モノクロ化を行った。この処理によって、大気中の散乱光を取り除き、「噴煙」が浮き出るようにした。

なお、日中の画像もあるが、主に夕方に撮影された画像を使用した。夕方は、太陽・「噴煙」・撮影者がほぼ一直線上に並び、「噴煙」が影絵のようになって、コントラストが高まり、観測しやすいためである。

(3) 福島県田村市における浅間火山の「噴煙」の観察

浅間火山の噴煙は風によって運搬される。観察点で観察できるのは位置的条件から、噴煙が南東から北東の範囲に運搬された時である(図1)。観察期間の風向は、冬季の西高東低気圧配置のため北西風が多かった。また、冬型気圧配置が緩み、リッジ(気圧の峰)が日本付近に張り出してくるような場合には、南西方向の風が吹くことがあった。以下、はじめに代表的な3例をあげ、続いて「噴煙」が観察できた日毎に噴煙の形状などの特徴を記載する。「噴煙」の見え方は、観察地点からの仰角で決まる。「噴煙」が地平線すれすれの高度であれば完全に側面からみることになる。また、仰角が大きくなれば斜め下から見ることになる。さらに画像から「噴煙」の高度および見かけの厚さを読み取り、角度で記す。観察地点は、a, b, d, e, f, g, h, i, j, k, o, p, q, rが片曾根山、c, l, m, n, sが移ヶ岳である。写真はできる限り掲載したが、誌面の関係で掲載できなかった日もある。

なお、撮影は冬季間のため、撮影地点より西に位置する那須連峰に季節風による雲がかかり、これが東に流されていることが多かった。写真上端が黒くなっていることがあるが、これはこれらの雲である。

a. 代表例1：2005年1月2日

図3は、最も多く現れたパターンで、「噴煙」が南西方向の地平線上に出現したものである。「噴煙」は高原山の稜線から地平線に沿って東に分布する。「噴煙」の地平線高度は0.32度で、見かけの厚さは0.11度である。連続して撮影した画像を見ると、「噴煙」は東に移動している。「噴煙」の地理的位置は、関東平野の上空であり、これを真横から見ていることになる。「噴煙」は細い带状に見える。

b. 代表例2：2004年12月28日

図4は、「噴煙」が南西方向の地平線上に出現し、図3より高く存在したものである。「噴煙」は男体山と高原山の稜線に出現し、地平線高度をやや上げながら東に分布する。「噴煙」の地平線高度は0.56度で、見かけの厚



図3 「噴煙」写真：2005.01.02, 17:01～02. 撮影地：片曾根山
*等の記号は写真の接続を示す。角度は方位を示す。

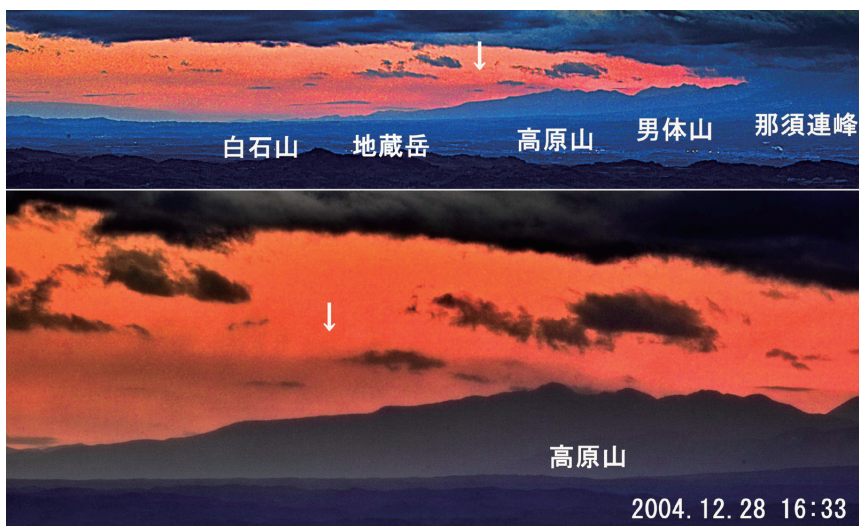


図4 「噴煙」写真：2004.12.28, 16:33. 撮影地：片曾根山

さは0.57度で図3より幅が広い。連続して撮影した画像を見ると、「噴煙」は東に移動している。

c. 代表例3：2005年2月22日

図5は、「噴煙」が波状雲のように見えたものである。「噴煙」は南西方向の地平線から高度約15度まで分布する。

d. 2004年11月16日

図6は、田村市で最初に「噴煙」をとらえた画像である。図3と同様に、「噴煙」は高原山の稜線から地平線に沿って東に分布する。「噴煙」は細い帯状に見え、地平線高

度は0.37度、見かけの厚さは0.073度である。連続して撮影した画像を見ると、「噴煙」は東に移動している。

e. 2004年11月17日

「噴煙」は高原山の稜線から地平線に沿って東に分布する(図7)。「噴煙」は細い帯状に見え、地平線高度は0.41度、見かけの厚さは0.069度である。連続して撮影した画像を見ると、「噴煙」は東に移動している。

f. 2004年11月28日

「噴煙」は高原山の稜線から地平線に沿って東に分布する(図8)。「噴煙」は細い帯状に見え、地平線高度は0.53度、見かけの厚さは0.16度である。連続して撮影した画像を見ると、「噴煙」は東に移動している。季節風による雲が多く、明瞭には捕らえられなかった。

g. 2004年12月21日

「噴煙」は高原山の稜線から地平線に沿って東に分布する(図9)。「噴煙」は細い帯状に見え、地平線高度は0.23度、見かけの厚さは0.034度である。連続して撮影した画像を見ると、「噴煙」は東に移動している。図7同様、季節風による雲が多く、明瞭には捕らえられなかった。

h. 2005年1月5日

「噴煙」は白石山上空から地平線に沿って東に分布する(図10)。図3より地平線高度が低い。「噴煙」は細い帯状に見え、地平線高度は0.046度、見かけの厚さは0.069度である。連続して撮影した画像を見る

と、「噴煙」は東に移動している。

i. 2005年1月8日

「噴煙」は高原山の稜線から地平線に沿って東に分布する。「噴煙」は細い帯状に見え、地平線高度は0.28度、見かけの厚さは0.092度である。連続して撮影した画像を見ると、「噴煙」は東に移動している。「噴煙」は細い帯状に見える。図7, 8同様、季節風による雲が多く、明瞭には捕らえられなかった。

j. 2005年1月13日

「噴煙」は地藏岳上空から地平線に沿って東に分布す



図5 「噴煙」写真：2005.02.22, 17:25. 撮影地：移ヶ岳



図6 「噴煙」写真：2004.11.16, 16:40. 撮影地：片曾根山



図7 「噴煙」写真：2004.11.17, 17:02. 撮影地：片曾根山



図8 「噴煙」写真：2004.11.28, 16:21. 撮影地：片曾根山

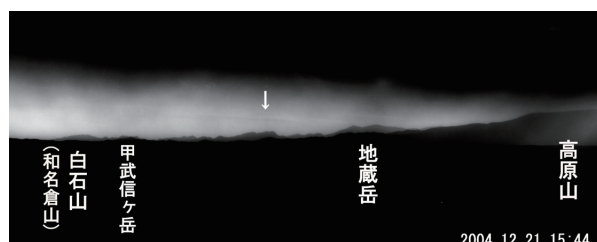


図9 「噴煙」写真：2004.12.21, 15:44. 撮影地：片曾根山

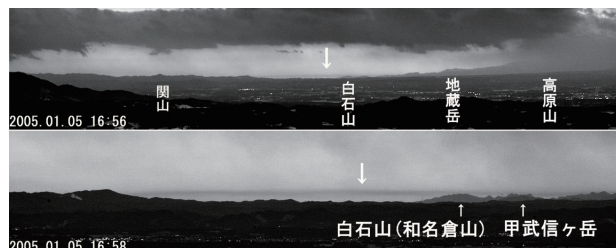


図10 「噴煙」写真：2004.01.05, 16:58. 撮影地：片曾根山

る(図11)。「噴煙」は細い带状で上下に極僅か波打っているように見える。「噴煙」の地平線高度は0.14度、見かけの厚さは0.15度である。連続して撮影した画像を見ると、「噴煙」は東に移動している。

なお、図12のように、観察地点上空では空気が澄んで群青色を呈していたが、南西方向すなわち関東平野方向の地平線付近は異常に赤かった。

k. 2005年1月28日

「噴煙」は細い带状で、地藏岳上空に現れ、高度を上げながら東北東方向に分布する。「噴煙」を確認できた最大地平線高度は0.92度で、見かけの厚さは0.074度である。地平線上には霞がかかり遠方の山々は良く見えない。

l. 2005年2月21日

「噴煙」は細い带状で、高原山の上空に現れ、高度を上げながら東北東方向に分布する。「噴煙」の地平線高度は0.69度、見かけの厚さは0.23度である。連続して撮影した画像を見ると、「噴煙」は東に移動している。「噴煙」は強風によって流されているように見える。

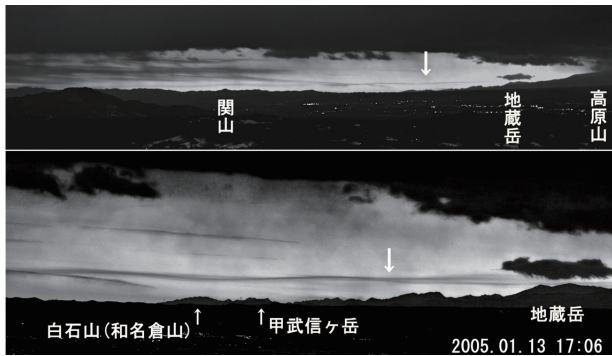


図11 「噴煙」写真：2005.01.13, 17:06. 撮影地：片曾根山



図12 「噴煙」写真：2005.01.13, 17:08. 撮影地：片曾根山

m. 2005年2月27日

「噴煙」は細い帯状で関山上空付近に分布する。季節風に伴う雲が多く、雲の切れ間から捕らえた。「噴煙」の地平線高度は0.069度、見かけの厚さは0.056度である。連続して撮影した画像を見ると、「噴煙」は東に移動している。

n. 2005年2月28日

「噴煙」はベール状で、高原山から那須連峰上空に現れ、北北東に分布する。「噴煙」の地平線高度は19度、見かけの厚さは1.6度である。

o. 2005年3月5日

「噴煙」は、ベール状で、那須連峰上空に現れそこから東に分布する。「噴煙」の地平線高度は1.8度、見かけの厚さは0.92度である。「噴煙」は、青っぽく輝いている。季節風に伴う雲が多く、明瞭には捕らえられなかった。

p. 2005年3月14日

「噴煙」は薄いベール状で、高原山から那須連峰上空に分布する。「噴煙」の地平線高度は6.2度、見かけの厚さは0.41度である。地平線上に霞がかかり明瞭には観察できなかった。

q. 2005年3月21日

「噴煙」は細い帯状で、男体山から高原山上空に分布する。「噴煙」の地平線高度は1.1度、見かけの厚さは0.091度である。連続して撮影した画像を見ると、東に移動している。この日も地平線上にうすく霞がかかった。

r. 2005年4月9日

「噴煙」は那須連峰上空に現れ、波状を呈し、東北東に高度を上げながら移動してる(図13)。「噴煙」の地平線高度は8.2度、見かけの厚さは2.0度である。この日も地平線上に霞がかかっていた。

s. 2005年4月15日

「噴煙」はベール状で、那須連峰上空に現れ、地平線高度は32.6度まで分布する(図14)。東北東に移動しているように見える。「噴煙」の見かけの厚さは2.0度である。

3 他の地域および他火山における噴煙の観察

浅間火山周辺および遠隔地でも噴煙の観察が行われた



図13 「噴煙」写真：2004.04.09, 16:56. 撮影地：片曾根山



図14 「噴煙」写真：2004.04.15, 16:18. 撮影地：移ヶ岳



図15 噴煙写真：2005.01.02, 上：草津国際スキー場から東南東方向を望む
下：草津町役場近くから南西方向を望む

が、その内2.(3)で記載した「噴煙」が観察された日についての画像との比較を行った。さらに、桜島火山については、噴煙が風によって運搬されていく形状について比較を行った。

a. 2005年1月2日の草津の画像

図15は、著者の長井が浅間火山の北北東約25kmに位置する草津国際スキー場及び、草津役場付近で撮影したものである。これら画像は、南南西～東南東方向の範囲を撮影したもので、浅間火山から噴出した噴煙が赤城山の南側を抜けて流されている様子が写されている。噴煙の地理的位置としては、浅間火山から東北東方向に関東平野北部の上空へ流れている様子を見ている。草津役場付近から撮影した画像では、火山近傍で噴煙から火砕物粒子が降下する様子が捉えられている。

b. 2005年2月22日の埼玉県熊谷市葛和田(旧妻沼町)の画像

図16は、著者の久保田が、浅間火山から東南東約80kmの埼玉県熊谷市葛和田で撮影したものである。浅間火山からの噴煙が蛇行しながら南東方向に移動する様子が写されている。この時の噴煙は、遠方や側方からよく観察されたような帯状のものでなく、火口から扇状に広がり、蛇行している。これは、ほぼ正面から見たため、側面から見れば波状を呈する帯状のものであったかも知れない。

c. 2005年2月28日の埼玉県熊谷市葛和田の画像

図17は、久保田が埼玉県熊谷市葛和田で撮影したものである。浅間火山から出た噴煙が、拡散が少ない状態で一直線上に東南東方向に移動する様子が撮影されている。

d. 桜島火山の画像

図18は、桜島火山の噴煙の画像である。鹿児島地方

気象台の稲葉博明氏によって2003年9月28日に撮影されたものである。噴煙が、拡散が少ない状態で一直線上に東南東方向に移動する様子が写されている。

4. 総観気象解析

福島県で「噴煙」が観察された日の気象について、著者の山川が気象データから解析を行った。

a. 代表例1：2005年1月2日

草津の画像(図15)には、明瞭な接地逆転層中を運ばれる噴煙が認められる。接地逆転層とは太陽からの

放射がないか弱まる時間帯に、地表面からの長波放射による放射冷却が起こり、地面に接する気層数十mの気温が低下して、気温が下ほど低い鉛直プロファイルをなす状態を指す。とくに寒候期の夜間やその前後に進行す



図16 噴煙写真：2005.02.22, 08:02. 埼玉県熊谷市葛和田から北西方向を望む



図17 噴煙写真：2005.02.28, 08:12. 埼玉県熊谷市葛和田から北方向を望む



図18 噴煙写真：2003.09.28, 05:56～57. 桜島火山の噴煙(鹿児島地方気象台、稲葉博明氏による)

る。その接地逆転層の上面で噴煙が上昇を抑えられ、水平方向へ拡散する。福島の写真（図4）にもその状況が写し出されている。

2日夕方の地上気圧配置は、東シナ海に中心をもつ移動性高気圧に覆われつつある状況で、夕暮れ前から放射冷却が進行していたとみられる。接地層（境界層）内は微風状態で、移動性高気圧前面の弱い北風の影響下に入っていた。関東平野の接地層では高気圧前面の北風と、時計回りに関東山地の東側に回り込むような2～3m/sの緩やかな風系となっていた。その接地層付近に生じた寒気塊の上面にあたる700hPa（約2980m）では、約5m/sの弱い西風で、中部地方の山岳地帯で形成された接地逆転層が、風下の北関東、800～600hPa（約2000～4000m）付近へ影響を及ぼしていた（Wyoming Univ., 2005）。その安定層に乗って噴煙が東方へ帯状に運ばれたものと推察される。

b. 代表例2：2004年12月28日

西高東低の冬型気圧配置で、北日本の気圧傾度は強かったが、中央日本ではやや緩んでいた。シベリア高気圧は発達し（1054hPa）、どちらかといえば押し型の季節風が吹いていた。輪島上空700～740hPaには、シベリア高気圧の張り出しによる沈降性の逆転層が認められ（Wyoming Univ., 2005）、その下面の740hPa（2500m）付近が噴煙の通り道になったとみられる。そのレベルの西南西の風は8m/s程度と比較的弱く（逆転層より上層の強い西風とは対照的）、それが見事な帯状の噴煙が形態を保持して流動した重要なポイントだったと考えられる。

c. 代表例3：2005年2月22日

噴煙は3層構造となり、しかも浅間山頂付近でいくぶん凹状をなしていることが観察される。総観気象解析では安定層（湿潤断熱減率より気温減率が小さい場合；7章参照）の形成要因として次のケースが挙げられる。下層から順に、1）山体雪面の冷却効果によるもの、2）移動性高気圧圏内にあり下層での高気圧性沈降流の断熱昇温によるもの、3）中央日本の飛騨山脈・三国山脈などにおける山越え波動（概略の地形に応じた大気中の波）内で下降流と上昇流の接する気層に発現するもの、が考えられる。

浅間山頂付近の積雪による1）の冷却効果が大気の収縮を招き、凹状構造の原因にもなったと推測できる。その上部2層の噴煙の挙動は、2）によるものか3）によるものかの識別がしにくい状況だが、700hPaで20m/s前後のやや強い西南西風が吹いていること（Wyoming Univ., 2005）から、比較的3）の効果が強く現れ、その波

動が数層の噴煙構造形成に関与したと解釈される。

d. 2004年11月28日

11月28日は、弱い冬型気圧配置のもと、700hPa付近では15m/s前後（他の事例に比べて比較的強風）の極めて乾燥した西風で、高気圧性の緩やかな下降気流を伴い、沈降性の安定層を生じていた（Wyoming Univ., 2005）。そのすぐ下層の800hPa付近には日本海から進入した積雲の影響とみられる湿潤気層が関東地方の北部へも入り込み、その結果、700hPaから800hPaにかけて安定気層が発達した。噴煙は上記の西風に乗って東方へ拡散したと解釈される。

e. 2005年3月21日

西日本からやや強い移動性高気圧（09時1024hPa、15時1020hPa）が接近中で、中央日本はその北東側にあっていた。そのため、接地逆転層と下層の高気圧性沈降流による2段構造の逆転層が形成された（Wyoming Univ., 2005）。一方、日本列島の東縁部の700hPa付近にはオホーツク海から南方へ伸びるトラフ（気圧の谷）が残っており、中央日本では10～15m/sほどの西北西風が吹いていた。3000m付近の噴煙はこの流れに沿って東南東方へ流されたとみられる。このトラフは上空ほど深く、300hPa（約9000km）では北北西風が40～50m/sに達した（21日21時）。したがって、上層の波状の雲はおそらくジェット巻雲で、画像の右から左へ流れたと推測される。今回そのレベルまで噴煙が進入した可能性は低いですが、中規模噴火時には、上層のジェット気流の中を噴煙が高速で風下側へ拡散することが十分予想され、今回の事例は参考例として重要になる。

f. 2005年4月9日

9日夕方は日本海の移動性高気圧の東側にあたり、浅間山付近には接地逆転層が形成された。また、北海道東方の低気圧の影響を受け、また700hPa付近も東谷（当該地域の東方にトラフが存在する気圧配置）で、下層では西北西風が吹いていた。その流れに乗って東南東方向へ噴煙が流れたとみられる。リッジは700～500hPa付近にあり、しかも上空ほど強風で、沈降流を生じ、700hPa付近および800hPa付近に明瞭な安定層を形成していた（Wyoming Univ., 2005）。そのような非常に発達した安定成層上（境界面付近）に生ずる波動「ケルヴィン・ホルムヘルツ（KH）波」が認められる貴重な画像といえよう（図13）。

また、浅間山中で中規模噴火があり、東京にも降灰のあった1982年4月26日の事例（河合ほか、2002）は、この例に類似した気圧配置のもとで起こったものである。

g. 2005年4月15日

15日夕方には、北日本を通過中の低気圧から伸びる寒冷前線が日本海沿岸に存在し（その西側に多量の黄砂を伴う）、西南西風が強まりつつある状況であった。浅間山から噴出される噴煙が、それに乗って東北東方へたなびき、拡散しつつある様子が捉えられている。この場合、下層大気はむしろ不安定で、噴煙は幾分上昇してから、650～450hPa付近のリッジに伴う安定層（Wyoming Univ., 2005）の下面（約4000m）を流れたものと考えられる。

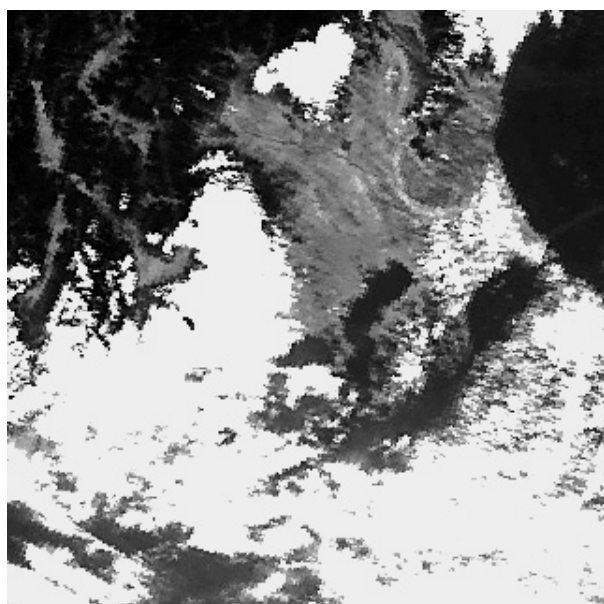


図19 浅間火山噴火の噴煙の拡散を示すNOAA/AVHRR画像
(2004年9月15日 10:59)



図20 浅間火山噴火の噴煙の拡散を示すNOAA/AVHRR画像
(2004年9月16日 10:37)

5 NOAA/AVHRR 画像による検討

NOAA/AVHRRの画像（以後NOAA画像と呼ぶ）については、2004年9月15日10:59, 2004年9月16日10:37, 2004年9月16日15:52, 2004年9月16日21:55, 2004年10月28日および2005年4月9日16:24の観測データで噴煙が捉えられており、それらの拡散状況について解析を行った（図19～25）。データは日本大学文理学部学術フロンティア事業によるもので、著者の中山が解析をした。

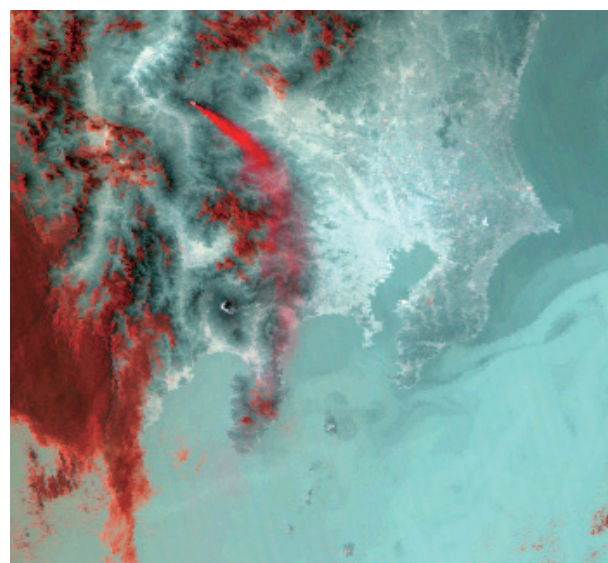


図21 浅間火山噴火の噴煙の拡散を示すNOAA/AVHRR画像
(2004年9月16日 15:52)

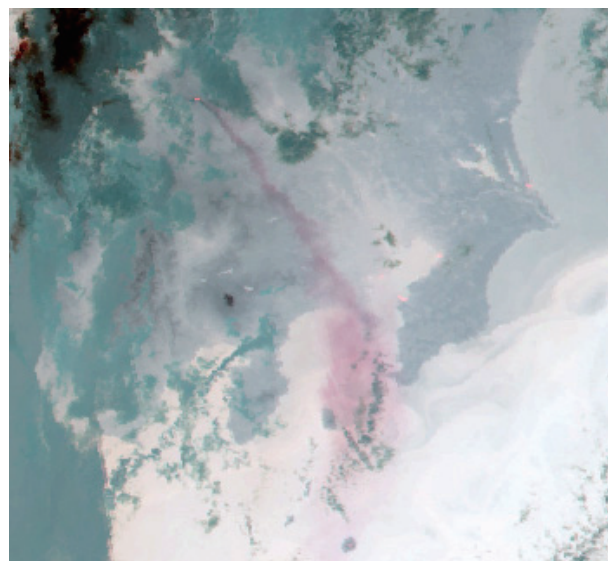


図22 浅間火山噴火の噴煙の拡散を示すNOAA/AVHRR画像
(2004年9月16日 21:55)

9月15日の昼間では噴火規模もやや小さく、図19の可視光の白黒画像（10:59撮影）で強調処理により火口より南方に甲府盆地北側まで伸びる噴煙が抽出表示できた。噴煙はやや少ないが地表の森林の上空を流れる噴煙を画像の強調処理によって把握することができた。

中規模噴火時の9月16日については時系列に雲の影響を受けない画像が観測されていたので、時間による噴煙の推移を解析した（図20～22）。10:37は南方へ約40km、15:52では南東の秩父盆地付近まで約65km、噴煙は高濃度で、ほとんど拡散せず、直線的に延びていたことが読みとれる。その地点の南方では噴煙は共に幅広く拡散するように思われる。また、夜間（21:55）の画像を見ると、噴煙は直線状に南東方向に鎌倉付近まで最大幅約15km程で約190km伸びて、三浦半島の付け根付近から相模湾にいたって広く拡散する傾向を示している。

10:37分のNOAA画像の観測の7分前（10:30）には地球観測衛星Terraに搭載されているセンサMODISにより同範囲の画像データが取得されていた。このため両者の画像データを幾何補正し精密に重ね合わせた画像（図23）により、その間の噴煙の面的移動距離を求めた。その結果、噴煙は7分間で最大約4km、すなわち拡散スピードとして時速約34kmという値を得た。

約5時間半後のNOAA画像（図21）では、噴煙が秩父盆地北部で向きを変えて伊豆半島中部まで達している。浅間火山から秩父盆地北側を経て伊東市付近までの距離を求めると約190kmとなるが、これは34km/時で5.5時間の移動距離187kmにほぼ等しい。

一方、10月28日のNOAA画像（図24）には浅間火山からの噴煙が東方に拡大しながら薄く拡散し、埼玉県東部より向きを南へ変えて東京西部へと拡散しているように判読される。この拡散パターンは上空からは薄いパターンとして観測されるが、地上で水平方向に斜めに観測した場

合、太陽光の地上までの光路が長くなり散乱効果も大きくなって、明瞭に捕らえることが可能になると考えられる。10月28日の噴煙拡散域は、2004年11月16日以降、福島県田村市片曾根山を中心とした山頂からの地上撮影画像の観測方向に対応していると考えられる。以上の検討結果は、福島県で得られた画像が浅間火山に由来するものであることを強く示唆する。

この後、福島県の地上の観測で「噴煙」が認められた11月から2月までの期間のNOAA画像では、観測時間の違いや画像の背景となる地上に積雪があるために噴煙の

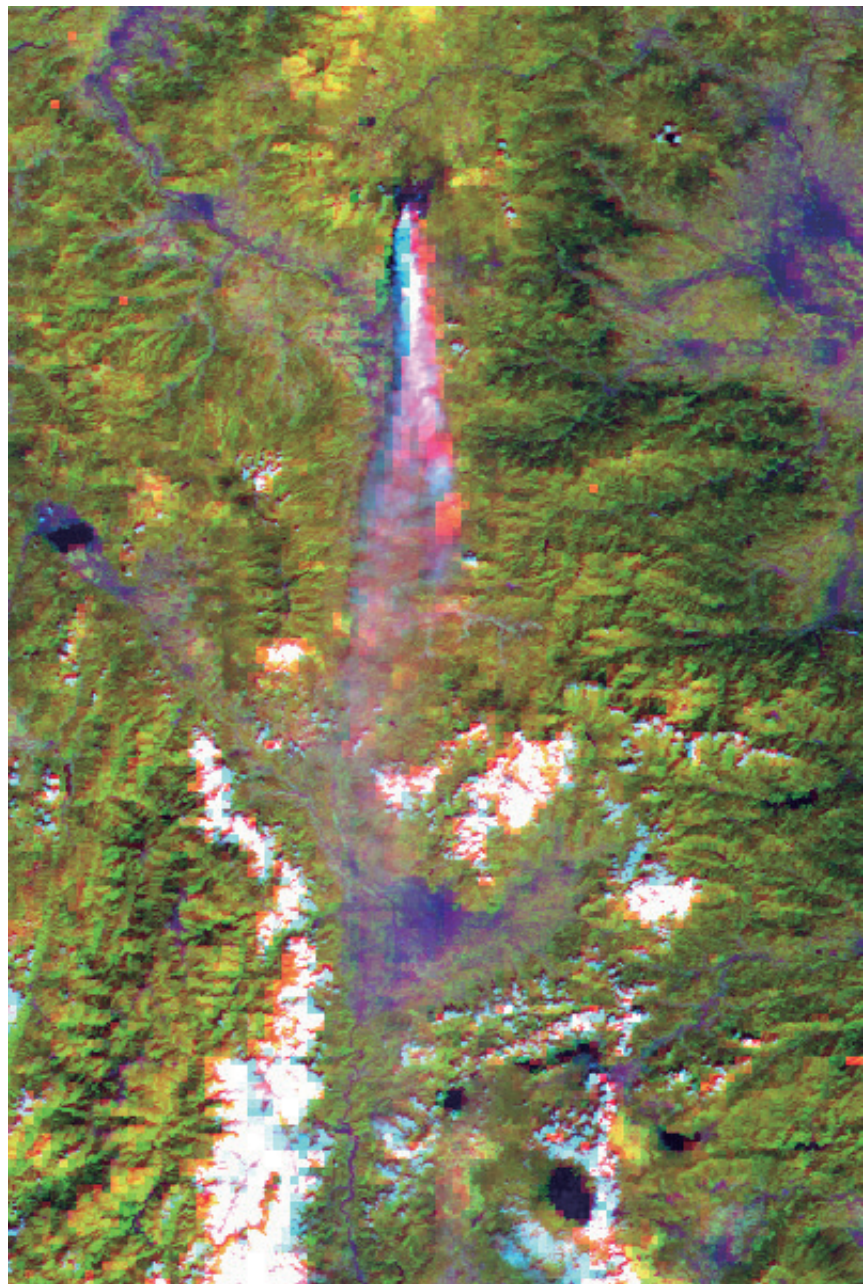


図23 Terra/MODISとNOAA/AVHRRの合成画像
白色の雲がTerra/MODIS、赤色の雲がNOAA/AVHRRによりそれぞれ観測され、7分間の移動を示している。

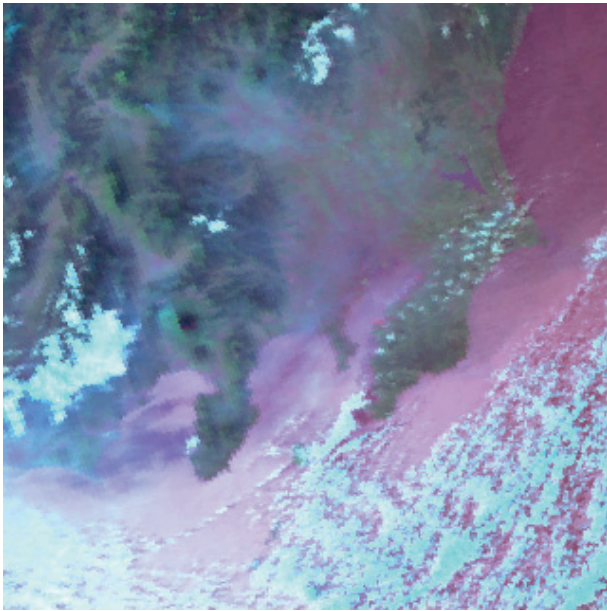


図24 浅間火山噴火の噴煙の拡散を示す NOAA/AVHRR 画像
(2004年10月28日 15:52)

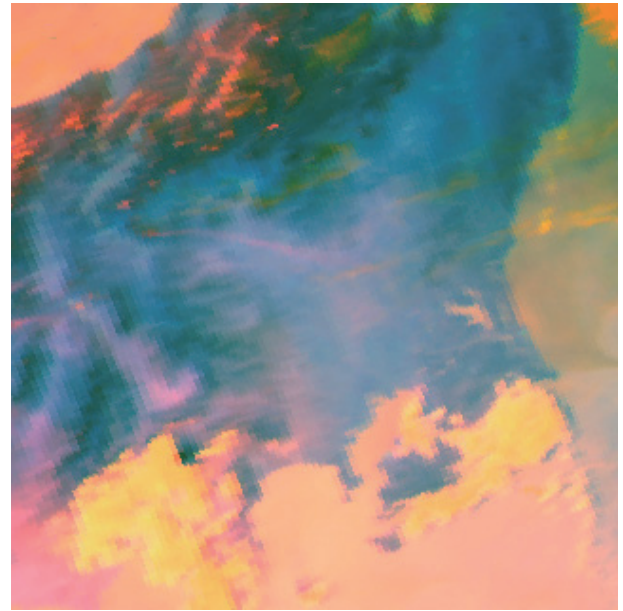


図25 浅間火山噴火の噴煙の拡散を示す NOAA/AVHRR 画像
(2005年4月9日 16:24)

判読が難しかった。しかし、2005年4月9日16:24観測の NOAA 画像（図25）には、浅間火山からほぼ東へ直線状に栃木県南部の佐野市付近まで伸びている噴煙が捉えられていることがわかり、さらに、そこから南北および東の栃木県中央部、茨城県南西部、埼玉県東部へと広がりながら拡散しているように読み取れる。この栃木県中央部へ拡散しているように見られるパターンが福島県で観測された可能性も考えられる。さらに、噴煙がこの時間に捉えられた理由として、その日の昼以降、浅間火山からの噴煙の量が比較的多くなったことと、西からの太陽光の散乱の影響などが推察される。

以上の NOAA 画像は、浅間火山からの噴煙が遠隔地に到達するコースや範囲を連続的に示した例といえる。

6 噴煙の由来に関する考察

以上に記載した、福島県から撮影した画像中の浅間火山の噴煙と考えられる雲が、真に浅間火山由来のものかどうか検討する。なお、表2は、福島県から「噴煙」を観察した日の、浅間火山における噴煙の状態である。

2004年9月1日の噴火では、降灰が福島県でも確認されている（気象庁、2004）。また、3章で記載したように、噴煙が火口から帯状にあるいは蛇行しながら、拡散の少ない状態で、風により運搬されたことを確認できる。また、NOAA/AVHRR 画像や、NASAの地球観測衛星 Terra と Aqua の画像からも同様のことを読み取ることができる（図27、宇宙航空研究開発機構提供）。以上から、噴

煙は拡散が少ない状態で遠方まで運搬されたことがわかる。以下、福島県田村市の観察地点の画像と、同日の他の地域の画像が存在する場合について検討する。

2005年1月2日は福島県から撮影した画像（図3）のほかに、草津での画像がある（図15）。草津での画像には、浅間火山から噴出した噴煙が関東平野北部の上空へ流れている様子が写されており、天候条件がよく関東平野上空に噴煙以外の顕著な雲はみられない。福島での画像では、関東平野上空に草津から見られたものと同様な帯状の雲が流れており、その位置的つながりから判断して浅間火山からの噴煙とみてほぼ間違いはない。

2005年2月22日は、17時の福島県田村市から撮影した画像（図5）のほかに、8時の埼玉県熊谷市葛和田の画像（図16）がある。共に噴煙が蛇行しながら運搬されている。福島県田村市の画像は「噴煙」が東北東に運搬されている。また、埼玉県妻沼の画像では噴煙が南東に運搬されている。この日朝の気圧配置は、九州に移動性高気圧、オホーツク海中央部に中心をもつ低気圧があった。移動性高気圧は移動速度が速く、この日の朝と夕方では高気圧の位置が大きく変化し、このため風向も大幅に変化した。これによって、朝と夕では噴煙の運搬される方向が変化した。浅間火山と観察地点（移ヶ岳）の間の各地の風向風速は、08時、軽井沢－西南西1.8m/s、前橋－北北西4.5m/s、館林－北西5m/s、小山－南南西2m/s、船引－西南西3m/sであった。また、17時、軽井沢－西1.6m/s、前橋－北3.4m/s、館林－南3m/s、小山－南

表2 福島県田村市における噴煙観察日に関する浅間火山の噴煙状態
(気象庁資料[気象庁, 2004, 2005]に基づく)

年月日	噴煙の状況		噴火の有無
	最高高度(m)	噴煙量	
2004.10.28	400	少量	04時24分に、ごく小規模な噴火。
2004.11.16	300	少量	15時23分に、ごく小規模な噴火。灰白色の噴煙が火口縁上300メートルまで上がり東に流れた。
2004.11.17	300	中量	16時49分に、ごく小規模な噴火。灰白色の噴煙が火口縁上300メートルまで上がり東に流れた。
2004.11.23	600	少量	
2004.11.28	500	中量	
2004.12.01	200	少量	
2004.12.21	200	少量	
2004.12.28	300	少量	
2005.01.02	500	中量	
2005.01.05	200	極めて少量	
2005.01.08	200	極めて少量	
2005.01.13	200	少量	
2005.01.28	400	少量	
2005.02.21	300	中量	
2005.02.22	200	極めて少量	
2005.02.27	200	少量	
2005.02.28	400	中量	
2005.03.05	観測不能	観測不能	
2005.03.14	400	少量	
2005.03.21	300	少量	
2005.04.09	400	少量	
2005.04.15	200	極めて少量	

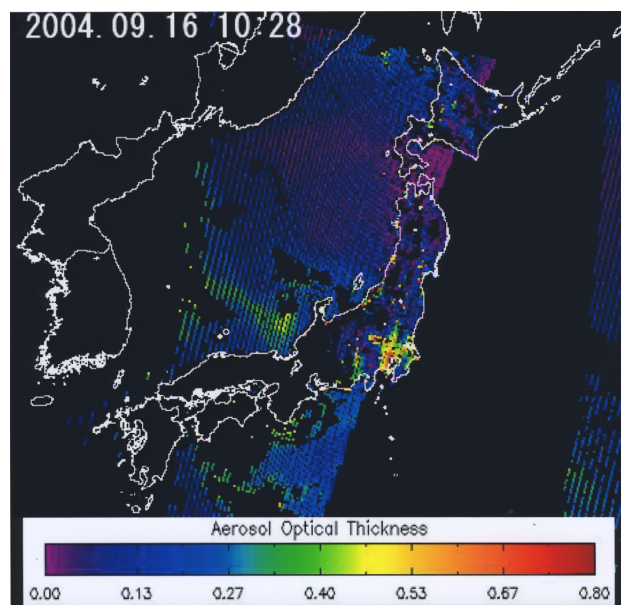


図26 エアロゾルの分布を捉えたNASAの地球観測衛星Terra/MODIS画像(2004年9月16日 10:28観測)
[宇宙航空研究開発機構提供]

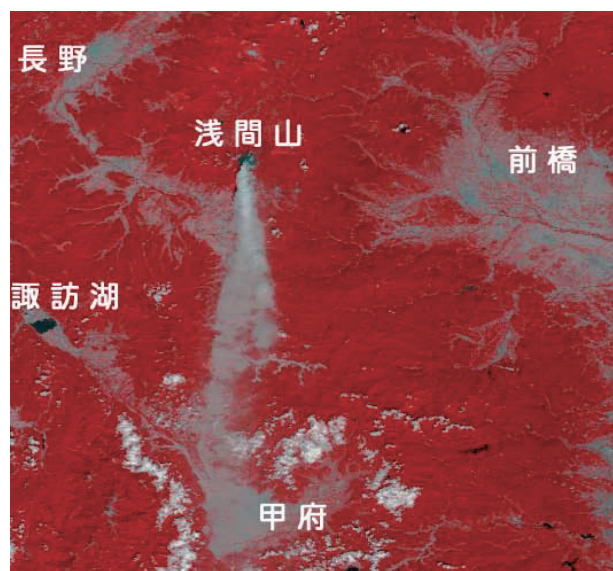


図27 浅間火山噴煙を捉えたNASAの地球観測衛星Terra/MODIS画像(2004年9月16日 10:28観測)
[宇宙航空研究開発機構提供]

3m/s, 船引ー西北西3m/sであった。以上の地上風も考慮して推定すると、浅間火山の噴煙は、朝には上記の低気圧に伴うトラフ西側の北西風に乗って南東方向に運搬され、夕方には通過中の移動性高気圧に伴うリッジ西側の西南西風に乗って東北東方向に運搬されたと考えられる。また、地表付近は移動性高気圧に覆われ風が弱かったのに対し、浅間山頂付近では20m/s程度のやや強い風が吹いており、鉛直方向の風のシアが大きかったため、その境界層付近で上下の影響を受けて、噴煙が蛇行しながら運ばれたものと推測される。

また、2005年1月13日の画像(図12)など、関東平野方向の地平線付近が異常に赤く見えることがあった。2004年9月16日についてはNASAの地球観測衛星Terra/MODISの画像が非常に参考になる(図26, 27:宇宙航空研究開発機構提供)。図26は関東平野にエアロゾルが密在している様子を示している。図12のような関東平野上空の異常な赤い空は、浅間火山の噴煙起源のエアロゾルによって青色の短波長部分が拡散されて生じた可能性が高い。

7 気象条件からみた噴煙の帯状拡散についての考察

一般に、噴煙が一方方向に帯状拡散するためには、次の3条件が必要である。

中・下層の大気安定していること。

風向・風速が安定していること。

日射によるサーマルが起こりにくいこと。

これらの条件が重なったときに、噴煙はほぼ層流状の気流に乗って、風下へ一様に帯状拡散する。

これら3条件をもう少し詳しくみてみよう。噴火の規模が大きく、噴煙柱の上昇高度が高い場合は安定層を突き破るのに対し、小規模噴火の場合は、安定層によって上方への運搬が停止し、風に従って風下方向へ流れ始める。とくに強い安定層、つまり上空に行くほど高温となるような逆転層が形成されていると、噴煙の上昇を強く抑えるのに効果的となる。

安定層は主として、①高気圧性、②前線性、③放射冷却性、④山岳波動性(4章-c参照)に大別される。③は多くの場合、接地気層に形成されるが、霧や層雲が出現している場合は、その上面での長波放射によって逆転層ができることもある。また、地面が雪で覆われていると、日中でも太陽放射の大部分を反射するため、および、雪面の昇華による冷却効果も働いたため、接地逆転層が形成されやすくなる。噴煙の帯状拡散に最も高頻度で寄与するのは、①の高気圧性とみられる。とくに、移動性高気圧、弱い冬型気圧配置、緩やかに覆う北太平洋高気圧圏

内というような場合に好条件となる。

逆転層に関連して、とりわけ明瞭な逆転層が圏界面である。圏界面では気温は明瞭な極小値を示す。圏界面を突き破って、成層圏に大量の火山性エアロゾルを注入させるためには、相当大規模な噴火であることが必要条件となる。そのような大爆発になると、その後数年間、グローバル気候への影響が大きくなる。1783年には、浅間山が大噴火し、同年噴火したアイスランドのラキ(スカプタル・ヨークルの山腹割れ目噴火)およびエルデヤール島での大噴火(村山, 1982)と併せて、火山噴煙指数(DVI: Dust Veil Index; Lamb, 1970)は1000に達した。DVIの基準となったクラカタウ火山噴火(1883年)と同規模とみなされる。また、近年では、1991年6月15日のフィリピン・ピナツボ山の大噴火があり、DVIは1000と認定されたが(Fiocco, et al., 1996)、グローバル気候に多大な影響を及ぼした(山川, 1993;1997)。

次に、風向・風速について述べる。気圧配置が安定しているとき、卓越風がほぼ一定方向から吹走し、風下へ綺麗な噴煙が伸びていくことになる。風速は強すぎても弱すぎても、乱流になりやすく、噴煙は乱される。帯状拡散のためには、上述の結果から考えて、概略、風速5~20m/sが好条件と推量される。

加えて、日射効果で地面や下層大気が高温になると、サーマルと呼ばれる上昇気流が起こり、その影響で噴煙が乱されるので、その影響がないときに、見事な帯状噴煙が現われる。したがって、季節的には夜の長い秋から冬にかけて、また、1日の時間帯では太陽高度の高い昼間よりは朝や夕方の方が帯状噴煙の観察には好条件となる。

そのほか、地形効果も重要な要因である。(α)山脈・山地の縁辺部では噴煙が移動しやすくなること、(β)平野部の接地逆転層内の循環の上面、つまり境界層上面が、いわば「滑り面」になって、その上方の噴煙移動を円滑化させることも指摘しておきたい。(α)は前述の2004年9月16日(図20~22, 図26~27)が典型例であり(日本大学文理学部, 2005)、(β)は、前述の2005年1月2日(図3)が典型例であった。

8 まとめ

2004年11月から2005年4月に福島県田村市で観察された「噴煙」について、浅間火山起源の噴煙か否かを検討した。この「噴煙」の画像を、群馬県草津町・熊谷市葛和田で観察された浅間火山の噴煙と照合し、更にNASAの地球観測衛星TerraとAquaの画像を含めて解析した。その結果、「福島県田村市で観察された「噴煙」は

浅間火山起源の噴煙である可能性が高い」と結論した。

火口からの噴煙が、高度や幅をあまり変えず、遠隔地に至るまで帯状に延びる、すなわち垂直的にも水平的にもあまり拡散せずに移動する際の大気の状態については、以下のように考えられる。すなわち、何らかの原因で下層に安定層が形成され、700hPa付近で風速5～20m/sの場合に、浅間山の火山活動による噴煙は帯状にたなびき、また、そのような条件下で、噴煙が遠方に運搬される際には、拡散が起こりにくく、可視が可能な密度で移動することがわかった。寒候期にはそれらの条件を満たし、観察に適する日がしばしばあることも判明した。

謝辞

本論作成に当たり、鹿児島地方気象台の稲葉博明氏、宇宙航空研究開発機構から画像の提供をいただいた。また、熊谷地方気象台の高田光治氏からは貴重なご意見をいただいた。更に宇宙航空研究開発機構の長浜彩子氏には画像提供の際にご尽力をいただいた。日本大学文理学部自然科学研究所研究員の河合隆繁氏、日本大学大学院総合基礎科学研究科地球情報数理科学専攻の田中誠二氏には、データ収集にあたり援助いただいた。以上の方々に感謝の意を表す。

参考文献

- Fiocco, G., Fua, D. and Visconti, G. (1996) : *The Mount Pinatubo eruption: Effects on the atmosphere and climate*. Springer, p.310.
- 河合隆繁・遠藤邦彦・山川修治・牧口ゆきみ・近藤有紀 (2002) : 富士山周辺の風と降灰分布. 月刊地球, **24**(9), 651-659.
- 気象庁 (2004・2005) : 火山活動解説資料. 火山の概況.
- Lamb, H. H. (1970) : Volcanic dust in the atmosphere: With a chronology and assessment of its meteorological significance. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A266, 425-533.
- 村山 馨 (1982) : 『増補・世界の火山災害』, 古今書院, p.231.
- 中山裕則・久保田康寛・田中總太郎 (2004) : NOAA/AVHRR データによる浅間山噴火の噴煙拡散モニタリング. (社) 日本リモートセンシング学会第37回 (平成16年度秋季) 学術講演会論文集, 267-268.
- 日本大学文理学部 (2005) : 『デジタルアーカイブの構築』 p.235.
- Wyoming Univ. (2005) : <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (日々の高層気象観測Web情報).
- 山川修治 (1993) : 小氷期の自然災害と気候変動. 地学雑誌, **102**, 183-195.
- 山川修治 (1997) : 1991年ピナトゥボ大噴火とその後の冷夏・暑夏との関連性. 気象研究ノート, **189**, 153-164.